



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



**“MINERALOGÍA, PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA  
DE IGNIMBRITAS NEÓGENAS - CUATERNARIAS DE  
LA CORDILLERA OCCIDENTAL (22°20’-24°00’S)  
Y SUS IMPLICANCIAS EN EL ORIGEN DEL LITIO,  
REGIÓN DE ANTOFAGASTA, CHILE”**

**Memoria para optar al Título de Geólogo**

**Mauricio Andrés Rosales Felmer**

**Profesora Patrocinante:** Dra. Fernanda Álvarez Amado  
**Profesores Comisión:** Dr. Oscar Figueroa Arriagada  
Dra. Verónica Oliveros Clavijo

**Concepción, 2021**



*Con cariño para mis padres, Fabiola y Mauricio*

# ÍNDICE

	Página
<b>RESUMEN</b> .....	
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	1
<b>1.1. Objetivos</b> .....	2
1.1.1. Objetivo General .....	2
1.1.2. Objetivos Específicos .....	2
<b>1.2. Ubicación y Accesos</b> .....	2
<b>1.3. Metodología de Trabajo</b> .....	5
<b>1.4. Trabajos Anteriores</b> .....	6
<b>1.5. Agradecimientos</b> .....	9
<b>2. MARCO GEOLÓGICO</b> .....	11
<b>2.1. Geología Regional</b> .....	11
<b>2.2. Evolución Tectónica</b> .....	15
<b>2.3. Ignimbritas de la Cordillera Occidental</b> .....	16
2.3.1. Ignimbritas Miocenas .....	18
2.3.2. Ignimbritas Pliocenas .....	18
2.3.3. Ignimbritas Pleistocenas .....	22
<b>2.4. Antecedentes del Litio</b> .....	23
<b>3. RESULTADOS</b> .....	27
<b>3.1. Generalidades</b> .....	28
<b>3.2. Descripción Petrográfica</b> .....	29
3.2.1. Clasificación Textural y Composicional .....	29
3.2.2. Componentes de las Rocas Piroclásticas .....	30
3.2.3. Desvitrificación .....	36
<b>3.3. Difracción de Rayos X</b> .....	38
<b>3.4. Geoquímica de Elementos Mayores y Trazas</b> .....	43
<b>3.5. Concentración de Li</b> .....	47
<b>4. DISCUSIÓN</b> .....	52
<b>4.1. Aspectos Texturales y Composicionales</b> .....	52

<b>4.2. Superficie, Volumen y Contenido de Li .....</b>	<b>57</b>
<b>4.3. Fases Vítreas y Origen del Li .....</b>	<b>62</b>
<b>4.4. Caracterización Geoquímica y Concentración de Li .....</b>	<b>67</b>
4.4.1. Elementos Mayores .....	68
4.4.2. Elementos Trazas .....	68
4.4.3. Interpretaciones.....	71
4.4.3.1. Pozos 9 y 10 .....	71
4.4.3.2. Pozo 6.....	72
4.4.3.3. Pozo 1 .....	72
4.4.3.4. Pozo 2.....	73
4.4.3.5. Evaporitas.....	74
<b>4.5. Potenciales Fases Huésped de Li.....</b>	<b>75</b>
4.5.1. Fases Huésped de Li en Ignimbritas.....	75
4.5.2. Fases Huésped de Li en Zona Marginal .....	77
4.5.3. Procesos Concentradores de Li.....	80
<b>4.6. Geología y Concentración de Li .....</b>	<b>82</b>
4.6.1. Zona Norte (22°20'S – 23°00'S).....	82
4.6.2. Zona Sur (23°00'S – 24°00'S).....	85
<b>4.7. Potenciales Fuentes y Reservorios de Li .....</b>	<b>92</b>
<b>5. CONCLUSIONES .....</b>	<b>96</b>
<b>6. RECOMENDACIONES .....</b>	<b>98</b>
<b>7. REFERENCIAS .....</b>	<b>100</b>
<b>ANEXOS .....</b>	<b>FT*</b>

*FT: Fuera del Texto*

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura</b>	<b>Página</b>
1. 1. Mapa de ubicación del área de estudio .....	3
1. 2. Mapa de volcanes, lagunas, salares e hidrografía.....	4
2. 1. Mapa geológico del área de estudio .....	12
2. 2. Mapa de ignimbritas depositadas en el área de estudio.....	17
2. 3. Mapa de ubicación de los centros de emisión y edades de ignimbritas .....	19

2.	4.	Modelo de formación de depósitos tipo salmuera .....	24
3.	1.	Mapa de las zonas norte y sur del área de estudio .....	27
3.	2.	Clasificación textural y composicional de rocas piroclásticas .....	30
3.	3.	Mapa de ubicación y aspecto de sedimentos finos .....	40
3.	4.	Mapa de ubicación y aspecto de evaporitas.....	42
3.	5.	Diagramas TAS, AFM y series de potasio .....	44
3.	6.	Concentración de elementos mayoritarios en rocas, sedimentos y evaporitas .....	45
3.	7.	Concentración de elementos trazas en rocas, sedimentos y evaporitas .....	46
3.	8.	Mapa ponderado, diagramas de caja y concentración de Li.....	48
3.	9.	Ubicación de las principales fases huésped de Li identificadas en DRX.....	50
4.	1.	Esquema de la relación entre soldamiento, potencia y desvitrificación .....	53
4.	2.	Esquema de una secuencia ignimbrítica estándar.....	54
4.	3.	Gráfico de espesores máximos y promedio de ignimbritas .....	55
4.	4.	Esquema de variaciones texturales y composicionales en una ignimbrita .....	56
4.	5.	Comparación del potencial concentrador de Li entre calderas y cuencas .....	60
4.	6.	Gráficos de Li reportado en roca total e inclusiones vítreas.....	61
4.	7.	Gráficos del contenido de fases vítreas y concentración de Li.....	63
4.	8.	Comparación entre contenidos de Li en estudios previos y este trabajo .....	64
4.	9.	Gráficos de estudios de lixiviación de Li en abanicos, cenizas y rocas .....	66
4.	10.	Gráficos de la relación entre elementos mayoritarios y contenido de Li .....	69
4.	11.	Gráficos de la relación entre elementos trazas y contenido de Li .....	70
4.	12.	Gráficos de correlación entre elementos para el área de estudio.....	71
4.	13.	Mapa de salares que reportan minerales huésped de Li en el APVC .....	76
4.	14.	Esquema de la estructura cristalina de arcillas tipo esmectita.....	77
4.	15.	Gráficos de elementos influyentes para el contenido de Li en sedimentos .....	79
4.	16.	Esquema y perfil de procesos concentradores de Li en el salar de Atacama .....	81
4.	17.	Mapa y perfiles de la zona norte del área de estudio.....	83
4.	18.	Mapa detallado de la Formación Tuina y posibles fases huésped de Li.....	85
4.	19.	Mapa detallado de la zona sur del área de estudio .....	86
4.	20.	Mapa detallado y perfiles de la caldera La Pacana.....	87
4.	21.	Mapa y perfil de los callejones de Tilomonte y Tilocalar .....	90
4.	22.	Mapa detallado de la zona marginal y núcleo del salar de Atacama .....	91
4.	23.	Mapa de potenciales fuentes y reservorios de Li.....	93

## ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

<b>Fotografía</b>	<b>Página</b>
3. 1. Fotografías de ignimbritas pliocenas descritas en terreno .....	29

# ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFÍAS

<b>Fotomicrografía</b>	<b>Página</b>
3. 1. Fotomicrografías de minerales formadores de rocas y fases accesorias .....	32
3. 2. Fotomicrografías de líticos y fases vítreas .....	34
3. 3. Fotomicrografías de texturas de desvitrificación.....	36
3. 4. Fotomicrografías de muestras intra y extracaldera de la ignimbrita Atana .....	38

# ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla</b>	<b>Página</b>
2. 1. Contenido de Li en salares, potencial y tipo de costra salina .....	25
3. 1. Proporción de componentes y minerales identificados al microscopio.....	31
3. 2. Proporción de fases vítreas desagregadas en vidrio fino, pómez y esquirlas .....	35
3. 3. Fases minerales identificadas en DRX para las rocas .....	39
3. 4. Fases minerales identificadas en DRX para sedimentos finos y evaporitas .....	41
3. 5. Potenciales fases huésped de Li reconocidas en DRX .....	49
4. 1. Tabla de superficie, volumen y concentración de Li en ignimbritas .....	58

# RESUMEN

El salar de Atacama (SDA) posee una de las mayores reservas de Li a nivel mundial. Se sitúa en la cuenca de Atacama, adyacente a extensas cadenas montañosas como las cordilleras de la Sal (CSAL) y Occidental (CO), mientras que hacia el sur limita con las rocas más antiguas del área de estudio, principalmente de edad Ordovícica, en el cordón de Lila. Una amplia y potente cobertura de ignimbritas mio-pleistocenas se deposita en la CO alrededor del SDA, siendo mayoritariamente generadas durante el Plioceno. Asociadas a este periodo, se reportan las ignimbritas más voluminosas del área de estudio, relacionadas con el colapso de grandes calderas como cerro Guacha y particularmente La Pacana (CLP), la cual es considerada como centro de emisión de las ignimbritas Atana y Toconao. En tanto, hacia fines del Plioceno se originan secuencias altamente vítreas como Patao y Tucúcaro, depositadas al sureste del SDA. Esta zona ha sido intensamente deformada, identificándose estructuras de escama gruesa en la cordillera de Domeyko (CD) y delgada tanto en la cobertura sedimentaria de la CSAL, como también en los callejones de Tilomonte y Tilocalar. Para determinar si existe relación entre las ignimbritas de la CO y la presencia de Li en salares, se analizan secuencias piroclásticas de edad miocena (Sifón, Pelón), pliocena (Toconao, Atana, Puripicar, Chaxas, Tucúcaro, Patao) y pleistocena (Cajón, Tatio, Tuyajto) depositadas en los alrededores al SDA. Estas fueron caracterizadas petrográficamente y geoquímicamente, evaluándose también el tipo de componente que podría hospedar al Li en estas litologías. Se clasifican principalmente como tobas vítreas de composición dacítica a riolítica, carácter metaluminoso a peraluminoso débil, con contenidos variables de cristales y escasos líticos. Las fases vítreas (esquirlas, pómez, vidrio fino) presentan una generalizada desvitrificación reconocida tanto al microscopio, con la identificación de esferulitas bien desarrolladas, como también en difracción de rayos X (DRX) por la asociación característica entre cristobalita y sanidina. En la ignimbrita Atana, su grado de desvitrificación contrasta fuertemente entre niveles intra y extracaldera, siendo menor hacia sectores distales a la CLP. Por otra parte, las concentraciones de Li varían entre 20 y 80 ppm en estas tobas, existiendo una cierta correlación entre el incremento de fases vítreas y un mayor contenido de Li. En las rocas, la concentración de este elemento podría depender de factores como el grado de soldamiento, intensidad de la desvitrificación o potencia de las secuencias piroclásticas. A pesar de no exhibir gran enriquecimiento, estas ignimbritas poseen un importante potencial como fuente de Li, considerando su extensión, volumen y altas proporciones de fases vítreas, al igual que su disposición adyacente a grandes cuencas (SDA, CLP). En la zona marginal del SDA, la concentración de Li en los sedimentos finos posee una distribución heterogénea, cuyos mayores contenidos se reportan en las inmediaciones al núcleo. En general, las fracciones finas del salar exhiben un enriquecimiento de Li cercano a un orden de magnitud comparado con las ignimbritas de la CO, lo cual podría relacionarse con su adsorción en minerales secundarios como arcillas, óxidos e hidróxidos. Geoquímicamente, estos sedimentos muestran una fuerte correlación entre el As, B y Li, además de un importante enriquecimiento de CaO, MgO, Sr, Cs y Mo. En el caso del Na<sub>2</sub>O, su alto contenido en sedimentos del pozo 6 se condice con un incremento en la concentración de Li. En tanto, las variaciones registradas entre el Li medido en sedimentos, con el reportado en aguas y  $\delta^7\text{Li}$  en solución, son un reflejo de procesos dinámicos de evapotranspiración, disolución y precipitación mineral. En evaporitas, los contenidos de Li difieren bastante entre Lejía (90 ppm) y Tebiquiche (370 ppm), siendo esta última 4 veces superior en comparación a la precipitada en la CO. Las principales fases huésped de Li reconocidas en DRX corresponden a micas, en especial polilitionita y en menor medida tainiolita o trilitionita. Otras fases identificadas son trifilita, litiowodgenita, petalita, diomignita y litiomarsturita, mientras que la criolitionita predomina en las evaporitas y zona sur del SDA. Sin embargo, estos minerales son más afines a ambientes pegmatíticos, por lo que no resulta evidente un almacenamiento preferencial de Li en cristales para el área de estudio. Localmente, la Formación Tuina exhibe altos valores de Li (40 ppm) en la CD, el que podría asociarse a cloritas (cookeita o borocookeita) o arcillas hidrotermales (caolinita, illita).

# 1. INTRODUCCIÓN

La demanda global de litio (Li) se ha incrementado exponencialmente en los últimos años, debido al auge de las baterías de Li y a su uso en la industria automotriz. Chile posee una de las mayores reservas de este elemento y junto con Australia es uno de los principales productores en la actualidad. El “Triángulo del Li” descrito en el margen andino, concentra gran parte de las reservas asociadas a depósitos de tipo salmuera, en donde destacan los salares de Uyuni (Bolivia), Hombre Muerto (Argentina) y Atacama (Chile). Este último corresponde a uno de los más importantes a nivel mundial, presentando concentraciones promedio de Li en torno a 1.400 mg/L y máximas de 7.000 mg/L (Munk y otros, 2016), las que en su totalidad reportan reservas estimadas en 6.3 Mt (Gruber y otros, 2011).

El salar de Atacama (SDA) se sitúa en uno de los lugares más áridos del mundo, con escasa precipitación (39 mm/año) y altas tasas de evaporación (0-2,8 mm/día), lo que favorece la concentración de Li en salmueras (Munk y otros, 2016). Este salar presenta condiciones ideales para una importante acumulación de Li, siendo fundamental el elevado gradiente que existe entre esta cuenca y la cordillera Occidental (CO). Esto determina la circulación de aguas que erodan a litologías moderadamente enriquecidas en Li (Ide y Kunasz, 1989), las cuales descargan sus contenidos dentro de los márgenes del salar.

Estudios relacionados con el contenido de Li que se hospeda en ignimbritas Neógenas y Cuaternarias de la CO son escasos para la zona, a pesar que éstas han sido consideradas como la principal fuente del Li que se acumula en el SDA (Ide y Kunasz, 1989). Del mismo modo, la interacción entre las aguas que ingresan al salar y la cobertura sedimentaria de la zona marginal ha sido escasamente analizada, como también el tipo de componente que hospedaría al Li en estas litologías o sedimentos finos.

Por lo tanto, el propósito del presente trabajo es determinar si las ignimbritas depositadas en la CO son una fuente importante de Li para la zona y evaluar si éste se hospeda en cristales, fases vítreas o líticos dentro de estas rocas piroclásticas. Por otro lado, el análisis de nuevos datos

geoquímicos permitirá caracterizar a estas ignimbritas y ponderar el papel que ejercen en la formación de este depósito de clase mundial.

## **1.1. Objetivos**

### **1.1.1. Objetivo General**

- Determinar si existe relación entre las ignimbritas de la cordillera Occidental y la presencia de Li en los salares.

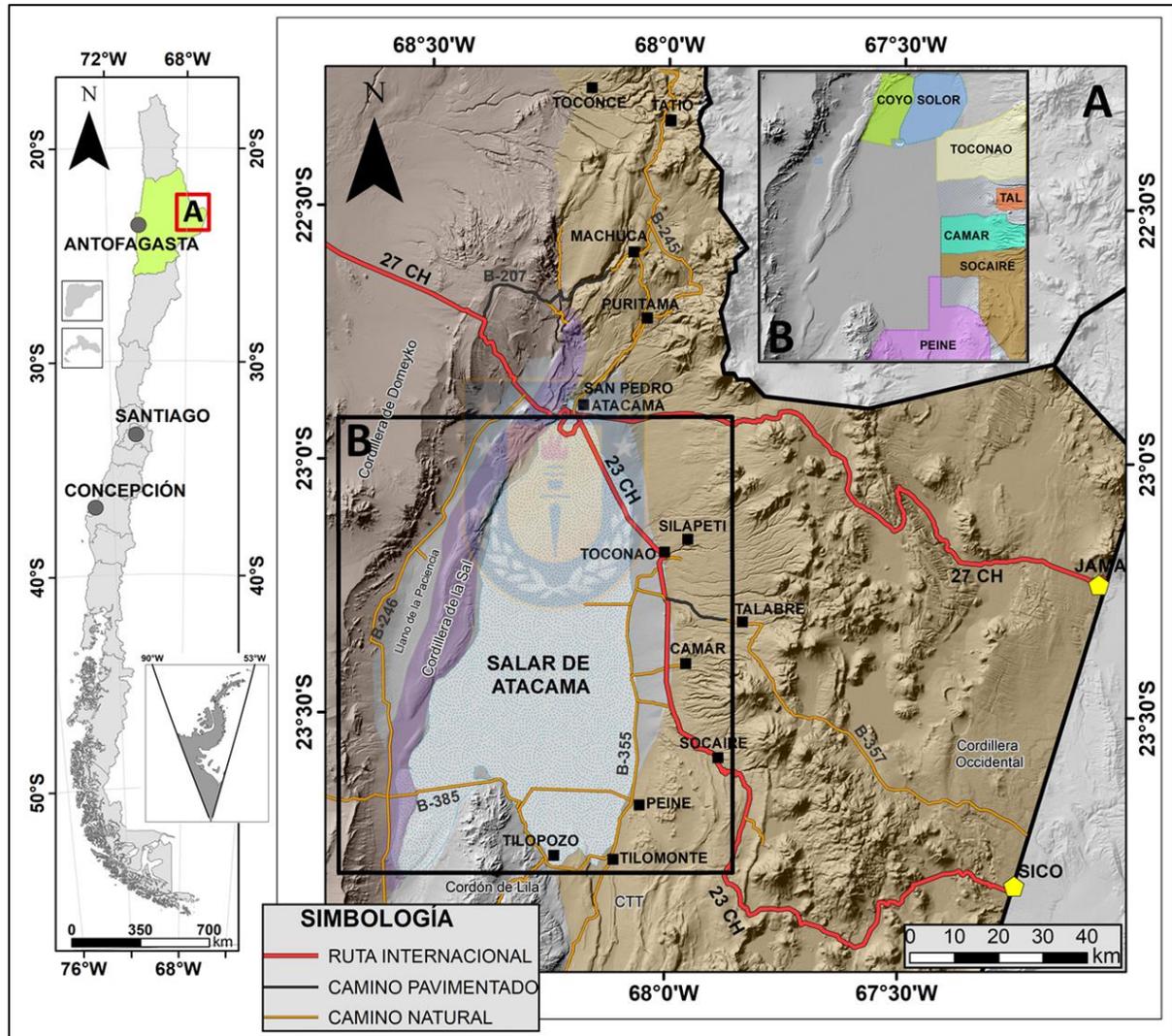
### **1.1.2. Objetivos Específicos**

- Caracterizar mineralógica y petrográficamente las ignimbritas de la cordillera Occidental en la zona de estudio.
- Caracterizar la geoquímica de elementos mayores y trazas en las ignimbritas de la cordillera Occidental, sedimentos finos del salar de Atacama y evaporitas.
- Determinar si existe relación entre la mineralogía y el contenido de Li en las ignimbritas de la cordillera Occidental.

## **1.2. Ubicación y Accesos**

El área de estudio se localiza en la región de Antofagasta, específicamente en la provincia de El Loa, abarcando las comunas de Calama y San Pedro de Atacama (SPA) entre las coordenadas 22°20'-24°00'S y 67°00'-68°40'W. En relación a la infraestructura vial, los principales caminos corresponden a las rutas internacionales CH-23 y CH-27, que conectan SPA con los pasos fronterizos de Sico y Jama respectivamente. Otras rutas de importancia son el camino B-245 que conecta SPA con los géiseres de El Tatio, B-207 que integra la ruta CH-23 con el interior de la comuna de SPA, B-357 que empalma la ruta CH-23 con la zona fronteriza de Guaitiquina y el camino lateral B-335 paralelo a la ruta CH-23 en el perímetro del SDA (Figura 1.1).

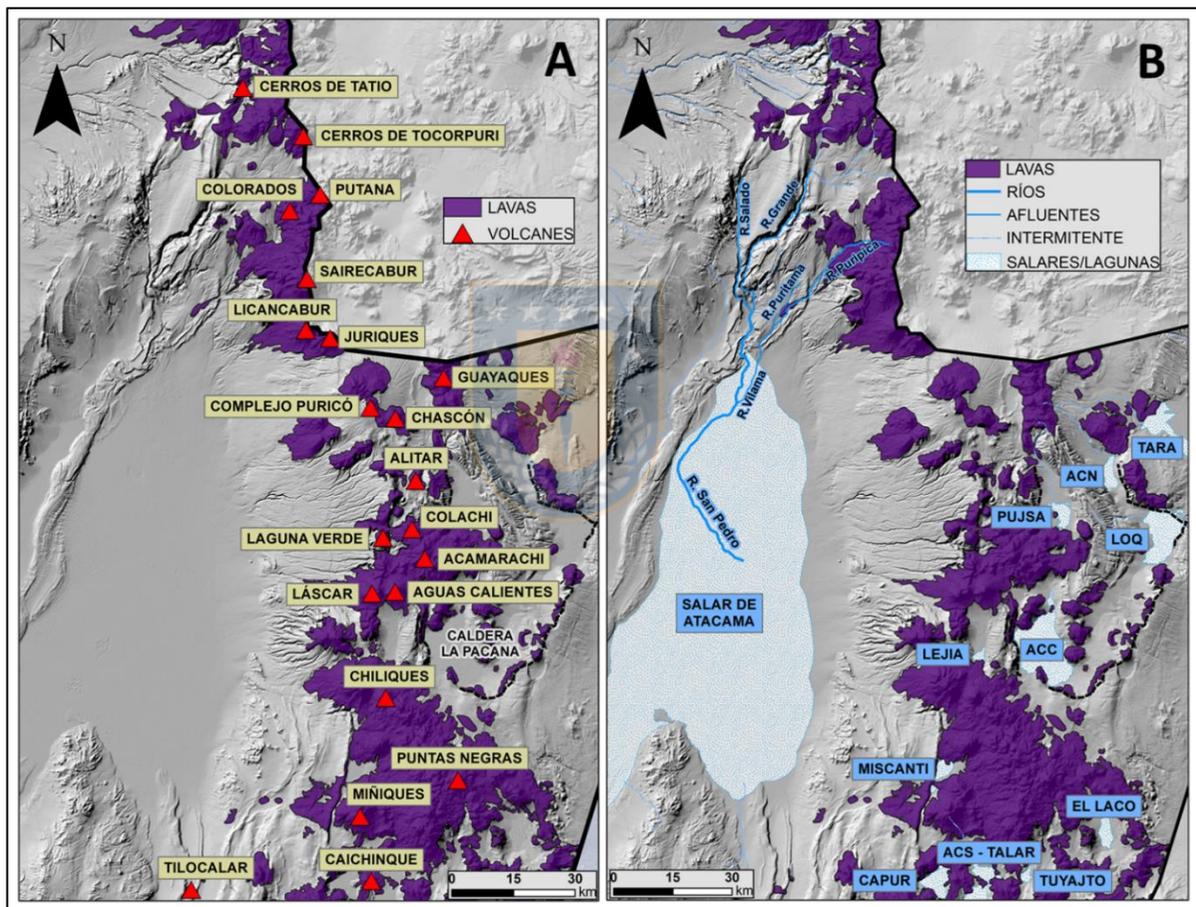
En términos demográficos, las zonas aledañas al SDA se disponen bajo la jurisdicción de distintas comunidades que habitan y administran estos terrenos. En las cercanías a SPA, las comunidades de Coyo y Solor comparten la administración de la laguna Tebinquiche, mientras que la laguna Baltinache es de exclusiva jurisdicción para esta última en el llano de la Paciencia (LLP) (Figura 1.1). En ambas lagunas se realizaron estudios de evaporitas, lo cual requirió de la autorización de estas comunidades para la obtención de muestras.



**Figura 1.1.** a) Mapa de ubicación del área de estudio con sus principales caminos y poblados (Dirección de Vialidad, MOP). b) Comunidades asentadas alrededor del SDA (DGA, 2014). CTT: callejones de Tilomonte y Tilocalar. TAL: Talabre.

En cuanto a las morfoestructuras, la CO corresponde a un rasgo característico para esta zona, la cual agrupa al arco volcánico actual, como también a las cumbres más altas del área de estudio.

Entre éstas destacan los volcanes Acamarachi, Colachi, Laguna Verde, Láscar, Licancabur, Puntas Negras, Sairecabur y Tocarपुरi, los cuales sobrepasan los 5.000 m s.n.m. (Ramírez y Gardeweg, 1982; Marinovic y Lahsen, 1984; Figura 1.2a). Otras particularidades de esta zona son las rocas paleozoicas, principalmente de edad Ordovícica, reportadas en el cordón de Lila (CL) (Niemeyer, 2013), mientras que para el extremo sureste del SDA se ha descrito una intensa deformación en los callejones de Tilomonte y Tilocalar (CTT) (Aron y otros, 2008). Por su parte, hacia el oeste del salar se alzan las cordilleras de Domeyko (CD) y de la Sal (CSAL), separadas por una estrecha y elongada depresión en sentido N-S como el LLP (Figura 1.1).



**Figura 1.2.** a) Mapa de volcanes. b) Mapa de lagunas (Lejía, Miscanti, Tuyajto), salares e hidrografía. ACN: Aguas Calientes Norte, LOQ: Loyoques o Quisquiro, ACC: Aguas Calientes Central, ACS: Aguas Calientes Sur.

Numerosos salares han sido descritos en esta área, siendo el SDA el más extenso e importante (Figura 1.2b). Hacia el este del arco volcánico y en plena caldera La Pacana (CLP), se sitúan los salares de Pujsa, Loyoques o Quisquiro (LOQ), Aguas Calientes Norte (ACN) y Aguas Calientes

Central (ACC), mientras que otros generados dentro de la CO corresponden a los de Aguas Calientes Sur (ACS), Cápur, Tálar y Tara (Figura 1.2b). A su vez, numerosas quebradas en sentido E-W conectan la CO con la cuenca de Atacama (CDA), permitiendo el transporte esporádico y estacional de aguas que descargan mayoritariamente en los márgenes del SDA. Esto difiere con lo descrito al norte de SPA, donde las quebradas se orientan principalmente en sentido N-S y por las cuales circulan cursos permanentes de aguas que dan origen a los ríos San Pedro y Vilama (Figura 1.2b).

### 1.3. Metodología de Trabajo

Para la realización de este trabajo se analizaron muestras de ignimbritas miocenas, pliocenas y pleistocenas depositadas en la CO (Barquero-Molina, 2003; Salisbury y otros, 2011), cuyo criterio de selección considera su ubicación geográfica basado en las cartas geológicas de escala 1:100.000 y 1:250.000 confeccionadas en la zona (Figura 1.1 en Anexo). Adicionalmente, se extrajeron 5 muestras de sedimentos finos adyacentes a los pozos de la Dirección General de Aguas (DGA) en el SDA y evaporitas precipitadas en los márgenes de las lagunas Baltinache, Tebinquiche y Lejía.

Las 18 muestras de rocas fueron descritas petrográficamente, determinándose su mineralogía, texturas y tipos de componentes. Para el análisis de difracción de rayos X (DRX) se consideraron todas estas rocas, además de 5 muestras de sedimentos finos y 3 evaporitas (Tabla 1.1 en Anexo). Previo a este análisis, se les realizó una molienda con un mortero de ágata y un posterior tamizado con una criba o pila de mallas, con el fin de obtener una granulometría tamaño arena muy fina a limo. Las mallas empleadas corresponden a los números #200 y #270, las cuales separan partículas de tamaños menores o iguales a 0,075 mm (Figura 1.2 en Anexo). Las cantidades consideradas para este análisis varían entre 10 a 20 gramos para cada muestra.

Los difractogramas obtenidos fueron interpretados mediante el *software* DIFFRAC.EVA en el instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción. Utilizando esta metodología se evaluaron las principales fases minerales descritas en microscopía, como también potenciales fases huésped de Li. En este sentido, el intervalo de búsqueda considerado para la identificación de estos minerales contempla las primeras 200 fases sugeridas por el

*software*, sin la aplicación de filtros previos. A su vez, este intervalo fue desagregado en 4 sub-intervalos de 0 a 50, 51 a 100, 101 a 150 y 151 a 200, donde los menores valores indican una mayor similitud entre los parámetros cristalográficos de un mineral y el difractograma obtenido.

En cuanto al estudio geoquímico, para las rocas fueron descartadas 4 muestras de las trabajadas en microscopía y DRX. Para esto, el criterio utilizado considera a las ignimbritas que presentan más de una muestra, escogiéndose las que se encuentran más distantes entre sí. Del mismo modo, se descartó la evaluación de la evaporita Baltinache, debido a que no fue posible obtener la granulometría requerida para este análisis, a raíz de su alta capacidad higroscópica en condiciones ambientales, lo que imposibilitó su tamizado. En definitiva, se realizaron estudios geoquímicos en 14 muestras de rocas, 5 de sedimentos finos y 2 evaporitas (Tabla 1.1 en Anexo), las cuales fueron analizadas en el laboratorio ActLabs (Canadá). Las técnicas utilizadas para la obtención de concentraciones elementales fueron FUS-ICP, FUS-MS, PGNAAs y ICP-OES (Tabla 1.2 en Anexo), en las que se consideraron entre 45 a 60 gramos para cada muestra.

## 1.4. Trabajos Anteriores

La geología regional de esta zona ha sido analizada en las cartas geológicas Toconao (Ramírez y Gardeweg, 1982), Calama (Marinovic y Lahsen, 1984) y Rio Zapaleri (Gardeweg y Ramírez, 1985) de escala 1:250.000. En éstas se realizaron descripciones petrográficas, geoquímicas, estratigráficas, estructurales y económicas que caracterizan al área de estudio. Una actualización a estos documentos corresponde a las cartas geológicas San Pedro de Atacama (Henríquez y otros, 2014), Salar de Atacama (Becerra y otros, 2014), Sierra Mariposa (Cortes, 2012), Cerro Lila-Peine (Niemeyer, 2013) y Cerro Quimal (Basso y Mpodozis, 2012) de escala 1:100.000, en donde se describen con mayor detalle las morfoestructuras identificadas en el área de estudio y una pequeña parte de la CO.

En términos estructurales, Charrier y otros (2007) realizan una compilación bibliográfica de la evolución tectono-estratigráfica de las distintas morfoestructuras en la zona. En este sentido, Arriagada y otros (2006) describen la tectónica compresiva durante el Cenozoico, la cual se caracteriza por fallamiento de tipo escama gruesa en la CD y delgada en la CSAL. Una importante deformación al sureste del SDA fue definida por Aron y otros (2008) en los

callejones de Tilomonte y Tilocalar, cuyas fallas principales poseen niveles de despegue estimados en hasta 8 km de profundidad. Por su parte, los niveles de halita en la cobertura sedimentaria del SDA registran la deformación desde el Plioceno hasta el Reciente, la cual fue determinada a partir de estudios sísmicos de reflexión realizados por Jordan y otros (2002). Estos autores describen un fallamiento inverso con vergencia hacia el este (sistema de falla Salar), que no presenta expresión superficial en la costra del salar.

Las ignimbritas fueron inicialmente descritas por Guest (1968, 1969), Lahsen (1969), Marinovic (1978), Ramírez (1978, 1979) y Marinovic y Lahsen (1982), y complementadas posteriormente por de Silva (1989a), la cual redefine algunas de las características de estos flujos. En conjunto, las ignimbritas depositadas entre los 21° y 24°S en la Zona Volcánica Central de los Andes (CVZ, por sus siglas en inglés), se asocia a una gran provincia volcano-tectónica que de Silva (1989b) denominó como Complejo Volcánico Altiplano Puna (APVC, por sus siglas en inglés). La edad de depositación de estas ignimbritas fue determinada por Barquero-Molina (2003) mediante dataciones K-Ar en biotitas, siendo acotadas entre el Mioceno ‘superior’ y Pleistoceno. De manera complementaria, Salisbury y otros (2011) aportan nuevas dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotitas, a la vez que estudian la composición de los magmas que originan a estas secuencias, mientras que Kay y otros (2010) evalúan la influencia cortical y mantélica en los magmas generados dentro de la CVZ.

Para el Plioceno, Gardeweg y Ramírez (1987) describen una intensa y explosiva actividad volcánica asociada a la caldera La Pacana, la cual es considerada como fuente de emisión de las ignimbritas Atana y Toconao. En este sentido, Delgado y Pavez (2015) estiman altos índices de explosividad para esta caldera (VEI~8), lo cual se refleja en los enormes volúmenes de roca descritos para la ignimbrita Atana (3.400-3.500 km<sup>3</sup>). Adicionalmente, Lindsay y otros (2001a) definen un carácter co-magmático para Atana y Toconao, siendo esta última atribuida a un pulso más diferenciado y enriquecido en volátiles. En términos generales, de Silva y Francis (1989) establecen parámetros y criterios para la correlación de ignimbritas, así como también de las complicaciones y dificultades que presentan algunas de éstas en la CO, considerando sus grandes dimensiones (Atana, Puripicar, Sifón).

En relación al Li, Rudnick y Gao (2004) estiman concentraciones medias de 24 ppm para la corteza superior, la cual fue posteriormente actualizada a  $30,5 \pm 3,6$  ppm por Sauzéat y otros (2015). En particular, Ide y Kunasz (1989) analizan los contenidos de Li que hospedan las ignimbritas colindantes al SDA y realizan estudios de Li soluble en éstas, registrando altos valores (4-15 ppm) en secuencias depositadas al sureste del salar (Patao, Tucúcaro). De manera conceptual, Bradley y otros (2013) proponen un modelo para la formación de depósitos tipo salmuera, considerando variables petrográficas, petrológicas, estructurales y climáticas. Este modelo fue actualizado por Munk y otros (2016), los que además estudiaron las fuentes y modelos de formación de depósitos pegmatíticos y enriquecidos en arcillas hidrotermales.

Las inclusiones vítreas corresponden a uno de los principales reservorios que pueden hospedar Li. En este sentido, Schmitt (2001) analiza las concentraciones de Li en inclusiones atrapadas dentro de cristales de cuarzo para las ignimbritas Atana (251-1.357 ppm) y Cajón (2-307 ppm), sin evidenciar un enriquecimiento extremo de Li. Asimismo, Lindsay y otros (2001b) estudian inclusiones vítreas en los niveles extracaldera de la ignimbrita Atana, caracterizando sus concentraciones de Li (251-693 ppm) y las condiciones fisicoquímicas existentes al momento de formarse esta secuencia. A nivel global, Hofstra y otros (2013) reportan un enriquecimiento extremo de Li en magmas silicatados pre-eruptivos, el que disminuye considerablemente con respecto a las rocas volcánicas generadas. En esta línea, Benson y otros (2017) analizan las concentraciones de Li en inclusiones originadas a partir de magmas que asimilan mayores proporciones de corteza continental félsica.

La relación entre el Li y su almacenamiento en fases vítreas fue analizada por Risacher y Alonso (2001), quienes estudiaron si se produce lixiviación de Li en cenizas generadas por una erupción reciente (1993) del volcán Láscar. De manera análoga, Jochens y Munk (2011) realizan estudios en tobas adyacentes al depósito de Clayton Valley (USA), afirmando que la mayoría del Li lixiviado proviene de fases vítreas y en menor medida de minerales silicatados. Algunas fases huésped de Li reportadas en condiciones similares al SDA corresponden a diomignita y zabuyelita, las cuales fueron registradas en DRX por Troncoso y Ercilla (2016) en salares de la región de Atacama. Asimismo, Steinmetz (2016) reconoce silicatos como tainiolita y eucryptita en sedimentos de la laguna argentina Guayatayoc. Respecto a los silicatos, Hindshaw y otros

(2019) establecen una gran afinidad entre el Li y la estructura de las arcillas, en especial con las de tipo esmectita, donde el Li es altamente susceptible a la adsorción e intercambio catiónico.

Basado en datos hidrogeoquímicos, Munk y otros (2018) presentan un modelo que explica los mecanismos que generan una concentración extremadamente alta de Li en salmueras dentro del SDA, considerando los contenidos de Li en aguas e isótopos de Li en solución. Esta extrema concentración en el núcleo salino produce una de las mayores reservas de Li a nivel mundial, la cual fue estimada en 6.3 Mt por Gruber y otros (2011), utilizando valores medios de profundidad, porosidad, densidad y contenido promedio de Li.

## **1.5. Agradecimientos**

La realización de esta memoria es con motivo del proyecto FONDECYT de Iniciación N° 11160325, el cual fue adjudicado por la Dra. Fernanda Álvarez Amado. Agradezco a Fernanda la posibilidad de haber participado en su proyecto y la lealtad que ha tenido conmigo durante todo este período. Asimismo, agradezco a los funcionarios del Departamento Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, quienes han colaborado genuinamente en la realización de esta memoria. En especial a Don Pedro Bravo y Luis Vásquez, por su dedicación y buena disposición.

A mis padres, Fabiola y Mauricio, por el incondicional apoyo, preocupación y enseñanzas que me han brindado a lo largo de mi vida. Nada de esto hubiese sido posible sin el compromiso permanente de ustedes. Muchas gracias. A mis abuelos, “opapa” Marcelo que siempre se mostró dispuesto a ayudarme cuando más lo necesitaba y al “Tata” por sus inspiradoras historias de vida. A mi gran amigo Darío Lagos, por su compañía genuina y amistad a prueba de todo, como también a Ernesto Cofré por su optimismo y desinteresada buena voluntad. Agradezco profundamente a la Vale, por soportar todo este período con mucho amor y paciencia. Por estar ahí ante cualquier circunstancia y por el apoyo incondicional que me has entregado. Sin lugar a dudas, esta etapa hubiese sido mucho más compleja sin tu ayuda. Gracias por todo.

En especial, este trabajo es dedicado a la ‘Pati’, por la permanente preocupación que mostraste por mí a lo largo de tu vida. Sé que estarías muy orgullosa de este logro y mi gratitud por la

ayuda brindada, es y será eterna. Mido el éxito de una persona por la cantidad de cosas que uno puede rescatar de ellas, más que por las estrellas, condecoraciones o bienes materiales que puedan adquirir en su vida. En eso, fuiste una persona muy exitosa y gracias por haber sido parte activa de este proceso.

El camino ha sido largo, tedioso y a ratos, muy desafiante, por lo que la ayuda material y emocional de todas estas personas ha sido muy útil en la persecución de este objetivo. En general, a todos los que me han acompañado en este periplo, ¡¡Muchas Gracias!!



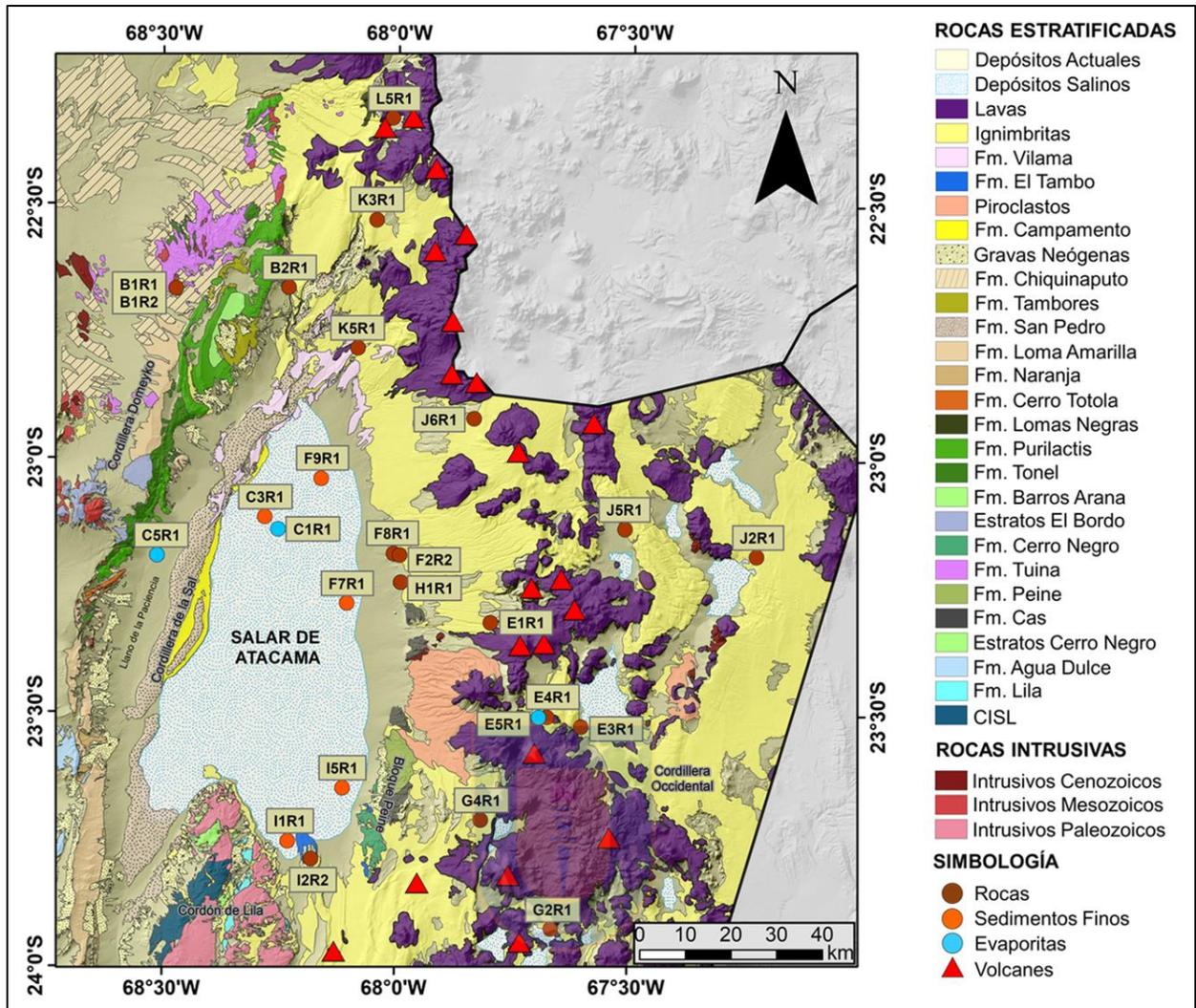
## 2. MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio está conformada por distintas morfoestructuras, siendo la cordillera Occidental (CO) una de las más importantes y extensas de la región de Antofagasta, la cual incluye a numerosas ignimbritas y estratovolcanes que delimitan la posición del arco volcánico actual. Hacia el oeste, la cordillera de Domeyko (CD) limita una serie de cuencas cerradas que conforman a la cuenca de Atacama (CDA), como el llano de la Paciencia (LLP) y el salar de Atacama (SDA), las que a su vez son separadas por el alzamiento de la cordillera de la Sal (CSAL) hacia fines del Mioceno (Jordan y otros, 2002; Arriagada y otros, 2006). En tanto, al sur del SDA se reconocen las litologías más antiguas del área de estudio en el cordón de Lila (CL), las cuales fueron datadas al Paleozoico (Niemeyer, 2013).

### 2.1. Geología Regional

Durante el Ordovícico se emplazaron numerosos complejos intrusivos producto del arco magmático Famatiniano desarrollado a inicios del Paleozoico en la zona, cuyas litologías abarcan extensas áreas del CL (Niemeyer, 2013). Del mismo modo, una potente serie de lavas basálticas intercaladas con areniscas fue definida como Complejo Ígneo y Sedimentario de Lila (CISL), cuyas edades U-Pb en zircón fueron datadas al Ordovícico inferior (Niemeyer, 2013). Sobreyacente al CISL y dispuesta en discordancia angular, fue descrita la Formación Lila del Devónico inferior (Moraga y otros, 1974), consistente en una secuencia rítmica de rocas sedimentarias clásticas que afloran en las inmediaciones de la quebrada Tucúcaro en el CL (Niemeyer, 2013) (Figura 2.1).

Estas litologías fueron intruidas por complejos plutónicos de edad Pérmico ‘superior’ a Triásico, emplazados en el CL producto del arco magmático gondwánico desarrollado hacia fines del Paleozoico (Niemeyer, 2013). Dispuesto en discordancia angular sobre la Formación Lila, se describen los Estratos de Cerro Negro como una sucesión de rocas sedimentarias y volcánicas datadas al Pérmico (Niemeyer, 2013), mientras que al este del CL se identifica una discordancia angular entre las formaciones volcano-sedimentarias Peine y Cas, las cuales fueron generadas en un ambiente volcánico continental a inicios del Mesozoico (Niemeyer, 2013).



**Figura 2.1.** Mapa Geológico de las principales unidades descritas en el área de estudio y la ubicación de las muestras de rocas, sedimentos finos y evaporitas analizadas en este trabajo.

Depositada en plena CD, la Formación Tuina es considerada uno de los equivalentes cronoestratigráficos de las formaciones Peine y Cas, siendo descrita como una secuencia volcano-sedimentaria continental de edad Pérmico ‘superior’ a Triásico medio. A su vez, esta unidad ha sido intruida por una serie de cuerpos hipabisales permo-triásicos y otros de probable edad Eocena (Henríquez y otros, 2014). Dentro de esta misma morfoestructura se describen los Estratos del Bordo, los que a partir de su contenido fósil en calizas fueron datados al Triásico medio a superior (Basso y Mpodosis, 2012).

La primera etapa del Ciclo Andino (Jurásico inferior – Cretácico inferior) caracterizada por una subducción de alto ángulo, determina el desarrollo de un arco magmático en la actual cordillera

de la Costa y una cuenca de trasarco paralela al margen continental (Charrier y otros, 2007). Esta etapa del Ciclo Andino es escasamente reconocida en la zona de estudio, con excepción de potentes niveles fosilíferos, yesíferos y clásticos que conforman al Grupo Caracoles en la CD (Ramírez y Gardeweg, 1982), el cual a partir de su contenido fósil fue datado al Jurásico medio a superior (Basso y Mpodozis, 2012).

Hacia fines del Cretácico inferior, se desarrollan importantes variaciones tectónicas que producen una disminución en el ángulo de subducción y la migración del arco magmático hacia el este, lo que determina el inicio de la segunda etapa del Ciclo Andino (Cretácico superior – Paleógeno ‘inferior’; Charrier y otros, 2007). Un intenso alzamiento y aumento en la erosión de unidades pre-existentes fue registrado en potentes secuencias sedimentarias depositadas en la CD durante el Cretácico superior, siendo descritas en conformidad las formaciones Purilactis, Tonel y Barros Arana (Mpodozis y otros, 2005; Basso y Mpodozis, 2012; Henríquez y otros, 2014).

Las sucesivas modificaciones en la cinemática y tasas de convergencia entre las placas Sudamericana y Nazca, controlan el alzamiento en la tercera etapa del Ciclo Andino (Paleógeno ‘tardío’ – Reciente; Charrier y otros, 2007). Potentes secuencias sedimentarias han sido descritas para esta etapa en la zona de estudio, donde prevalecen tanto los procesos de erosión, como de evaporación relacionados a variaciones climáticas (Munk y otros, 2016).

La Formación Naranja (Mpodozis y otros, 2005) de edad Paleocena, corresponde a una secuencia sedimentaria continental depositada en la CD, cuya potencia máxima ha sido estimada en 900 m (Basso y Mpodozis, 2012). De manera discordante, la Formación Loma Amarilla (Mpodozis y otros, 2005) de edad Eoceno ‘medio’ a Oligoceno ‘inferior’, es descrita como una secuencia sedimentaria clástica de grano grueso que sobreyace a la Formación Naranja, con potencias que sobrepasan comúnmente los 2.000 m (Basso y Mpodozis, 2012). Asimismo, ha sido relacionada con el alzamiento de la CD durante el Eoceno y por tanto, con la fase de deformación Incaica en el norte de Chile (Arriagada y otros, 2006).

Por otro lado, el Grupo Paciencia definido como una sucesión sedimentaria continental de aproximadamente 2.000 m de espesor, es conformado por las formaciones San Pedro y

Tambores depositadas durante el Oligoceno ‘superior’ y Mioceno ‘inferior’ (Henríquez y otros, 2014). Estas unidades se disponen interdigitadas entre sí, siendo la Formación San Pedro conformada por rocas sedimentarias clásticas y potentes mantos evaporíticos generados en un ambiente continental (Mpodozis y otros, 2005). En tanto, la Formación Tambores se sitúa en la vertiente oriental de la CD y ha sido definida como una secuencia de rocas sedimentarias de grano grueso, alternadas con niveles evaporíticos formados en un ambiente continental (Charrier y otros, 2007).

La Formación Campamento de edad Mioceno ‘superior’ – Pleistoceno (Ramírez y Gardeweg, 1982), se dispone en discordancia sobre la Formación San Pedro en la CSAL, siendo definida como una unidad sedimentaria y evaporítica continental, compuesta principalmente por cloruros y costras marginales (Becerra y otros, 2014). Ambas formaciones son afectadas por un intenso plegamiento que genera estructuras anticlinales y sinclinales, las cuales dan origen a la CSAL (Mpodozis y otros, 2000; Arriagada y otros, 2006). En el extremo norte, la Formación Chiquinaputo consiste en una sucesión sedimentaria continental, originada por un sistema de abanicos aluviales que cubre la cuenca de Calama durante el Mioceno ‘inferior’ y Plioceno (Henríquez y otros, 2014).

En los alrededores a SPA, la Formación Vilama (Moraga y otros, 1974) de edad Plioceno a Pleistoceno, es descrita como una secuencia compuesta de rocas siliciclásticas y niveles centimétricos de evaporitas, dispuestos en discordancia angular sobre la Formación San Pedro (Mpodozis y otros, 2000; Becerra y otros, 2014). De manera contemporánea, la Formación El Tambo (Moraga y otros, 1974) es definida al sureste del SDA como una secuencia de calizas dispuestas sobre ignimbritas pliocenas en la CO (Ramírez y Gardeweg, 1982). Esta última morfoestructura se encuentra modelada por numerosos estratovolcanes de composición andesítica y dacítica de edad Mioceno ‘superior’ a Holoceno, los cuales comúnmente sobrepasan los 5.000 m s.n.m. (Ramírez y Gardeweg, 1982; Marinovic y Lahsen, 1984).

Los depósitos sedimentarios más recientes descritos para la zona corresponden a aluviales, no consolidados, aterrazados, eólicos, piroclásticos, laháricos y salinos. Estos últimos consisten en superficies evaporíticas o “costras” marginales que forman parte del relleno de cuencas

endorreicas que hospedan salares y lagunas salinas. Éstas son muy comunes tanto en el SDA, como también en los salares de Aguas Calientes, Cápur, El Laco, Loyoques o Quisquiro, Pujsa Talar y Tara, además de las lagunas Lejía, Miñiques, Miscanti y Tuyajto (Ramírez y Gardeweg, 1982; Gardeweg y Ramírez, 1985).

## 2.2. Evolución Tectónica

El desarrollo de las morfoestructuras descritas en la zona tienen su origen principalmente durante el Cenozoico, con el inicio de la deformación y alzamiento de la CD (Charrier y otros, 2007). Ésta corresponde a una cadena orientada en sentido N-S, la cual es generada por la inversión de fallas normales asociadas a la cuenca extensional de Tarapacá (Mpodozis y otros, 2005; Amilibia y otros, 2008). Estas fallas inversas de alto ángulo son descritas comúnmente de rumbo N-S y vergencia hacia el este, originando una deformación de tipo escama gruesa en la cobertura sedimentaria de la cuenca hacia fines del Mesozoico e inicios del Cenozoico. En conjunto, estas fallas forman parte de una unidad estructural mayor como el sistema de falla Domeyko (Henríquez y otros, 2019).

La vergencia hacia el este de estas fallas induce la deformación de tipo escama delgada en la cobertura cenozoica de la CDA, afectando principalmente a las formaciones San Pedro y Campamento (Jordan y otros, 2002; Arriagada y otros, 2006). Esta deformación favorece el desarrollo de pliegues anticlinales y sinclinales en una estructura de faja corrida y plegada, la cual origina el alzamiento de la CSAL (Arriagada y otros, 2006; Henríquez y otros, 2019). De igual manera, la CDA registra una intensa deformación neógena y cuaternaria, reportada principalmente al sureste del SDA. El sistema de falla Salar (SFS) consiste en una serie de fallas inversas de alto ángulo, identificadas mediante perfiles sísmicos y análisis de sondajes a raíz de su escasa expresión superficial (Jordan y otros, 2002; 2007). Este sistema deforma tanto a las ignimbritas pliocenas en el borde oriental del CL, como también al núcleo salino y zona marginal del SDA (Muñoz y otros, 2002).

Adyacente al SDA en el extremo sur del área de estudio, rocas del basamento paleozoico y triásicas han sido fuertemente plegadas y alzadas, dando origen al CL (Niemeyer, 2013). Estas litologías registran varios períodos de deformación, siendo importante la reactivación de fallas

principales durante la fase tectónica del Mioceno ‘superior’ (Ramírez y Gardeweg, 1982). Asimismo, la actividad reciente descrita en la falla Tucúcaro afecta a los depósitos aluviales del Pleistoceno en el CL, lo que reflejaría una activa deformación cuaternaria (Niemeyer, 2013).

Al oriente del CL, una tectónica de escama delgada con pliegues de rumbo N-S y fallas inversas con vergencia tanto al este, como al oeste, fueron descritas en el callejón de Tilomonte y Tilocalar (Niemeyer, 2013). Estas fallas controlan una sucesión de pliegues anticlinales y sinclinales que configuran una morfología alternante de lomas y valles para el sector (González y otros, 2009), cuyas fallas principales presentan niveles de despegue estimados en hasta 8 km de profundidad (Arriagada y otros, 2006; Aron y otros, 2008).

En la CO, existe evidencia que la actividad volcánica ha sido controlada estructuralmente, debido a que los edificios volcánicos se distribuyen de manera similar a los principales sistemas de fallas y lineamientos descritos en sentido N-S y NW-SE (Marinovic y Lahsen, 1984; Aron y otros, 2008). En torno a esta idea, la falla Miscanti ha sido propuesta como causa del desarrollo de lagunas intrarco (Miñiques, Miscanti), como también de la actividad volcánica reciente de centros eruptivos en la CO (Aron y otros, 2008).

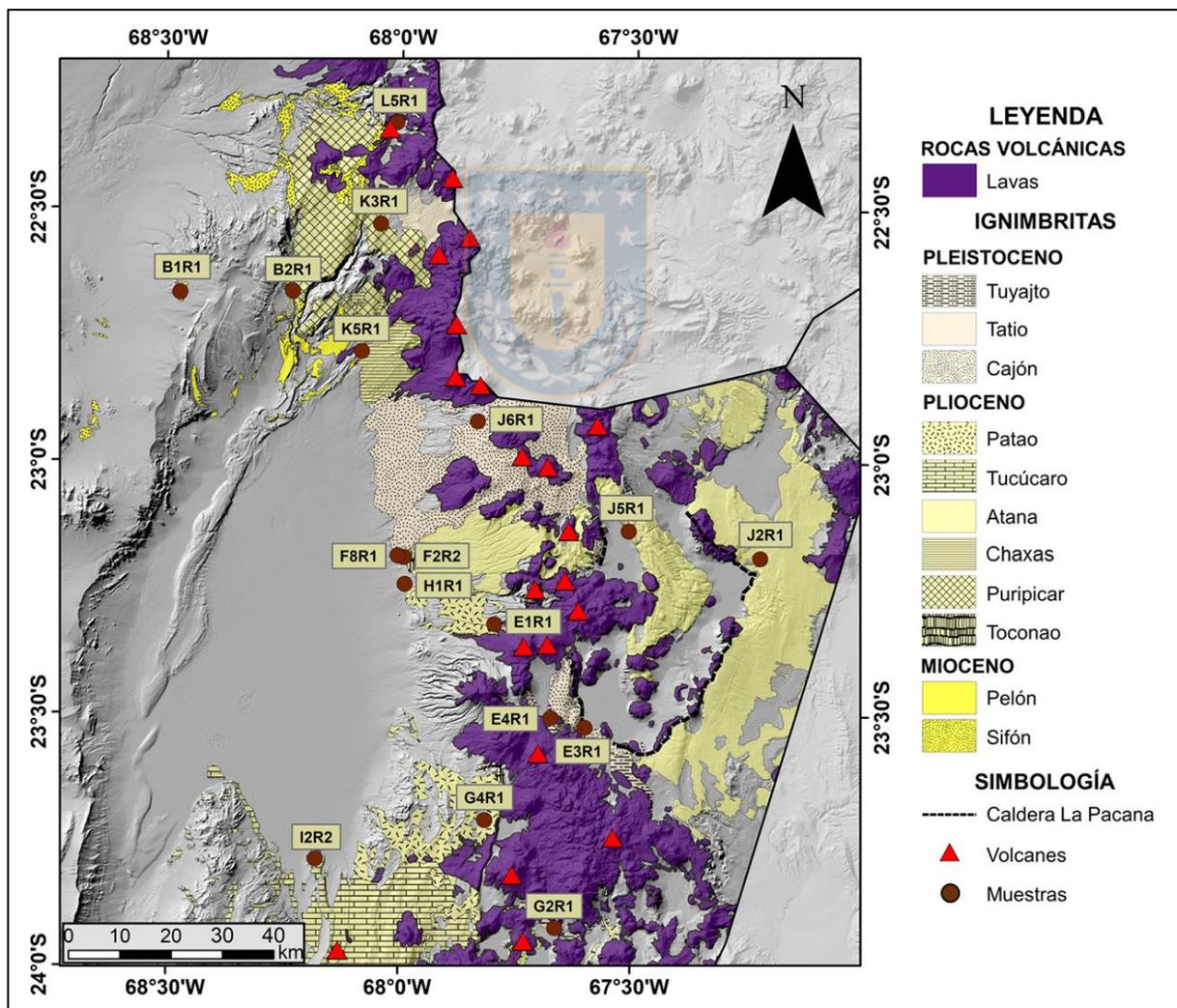
### **2.3. Ignimbritas de la Cordillera Occidental**

La CO está compuesta principalmente por ignimbritas neógenas y cuaternarias de composición dacítica a riolítica, las cuales rellenan quebradas y forman extensos *plateau* levemente inclinados hacia el oeste (Ramírez y Gardeweg, 1982). La génesis de estas secuencias en la Zona Volcánica Central (CVZ) de los Andes, es resultado de una enorme provincia volcano-tectónica que de Silva (1989b) denominó como Complejo Volcánico Altiplano Puna (APVC). Esta agrupa a numerosas calderas y centros eruptivos entre los 21°-24°S, de los cuales se generan flujos piroclásticos que en total cubren una superficie cercana a los 50.000 km<sup>2</sup> (de Silva, 1989b).

Estas ignimbritas difieren entre sí en sus petrografías, petrologías, distribución geográfica, posición estratigráfica y dataciones radiométricas (de Silva y Francis, 1989). La gran similitud y posible traslape en algunas de estas, podría determinar una incompleta correlación que conllevaría ciertas dificultades en la definición espacio-temporal de estas ignimbritas (de Silva y

Francis, 1989). A su vez, la cobertura volcánica de la CO impide la observación de niveles piroclásticos o de estructuras que favorezcan la correlación para una ignimbrita en particular (Ramírez y Gardeweg, 1982).

Las dataciones radiométricas realizadas en estas ignimbritas reportan edades entre el Mioceno ‘superior’ y Pleistoceno (de Silva, 1989a; Barquero-Molina, 2003; Salisbury y otros, 2011), siendo registrada para el Plioceno las mayores tasas de erupción con el origen de extensas y voluminosas secuencias ignimbríticas (Salisbury y otros, 2011; Figura 2.2). En este sentido, las tasas determinadas para mediados de este período (~4 Ma.) fueron estimadas en 31 km<sup>3</sup>/ka, siendo muy superiores con respecto a la media del APVC (1,11 km<sup>3</sup>/ka; Salisbury y otros, 2011).



**Figura 2.2.** Mapa de ignimbritas depositadas en el área de estudio y analizadas en este trabajo, considerando las cartas geológicas de Chile a escala 1:100.000 y 1:250.000 (Figura 1.1 en Anexo).

### 2.3.1. Ignimbritas Miocenas

Las ignimbritas miocenas marcan el inicio del vulcanismo que se desarrolló en esta zona (Salisbury y otros, 2011), siendo la ignimbrita Sifón (Guest, 1969) una de las más antiguas. Esta secuencia es descrita al norte del SDA, cuyo origen es asociado a eventos eruptivos de la caldera Pastos Grandes (de Silva, 1989a). Presenta afloramientos aislados en la CD, con espesores promedio de 30 m (de Silva y Francis, 1989) y máximos de 300 m, los que fueron registrados en sondajes realizados en el valle de El Tatio (de Silva, 1989a). Su grado de soldamiento es variable, aunque en general se encuentran soldadas y cristalizadas (Marinovic y Lahsen, 1984; de Silva, 1989a).

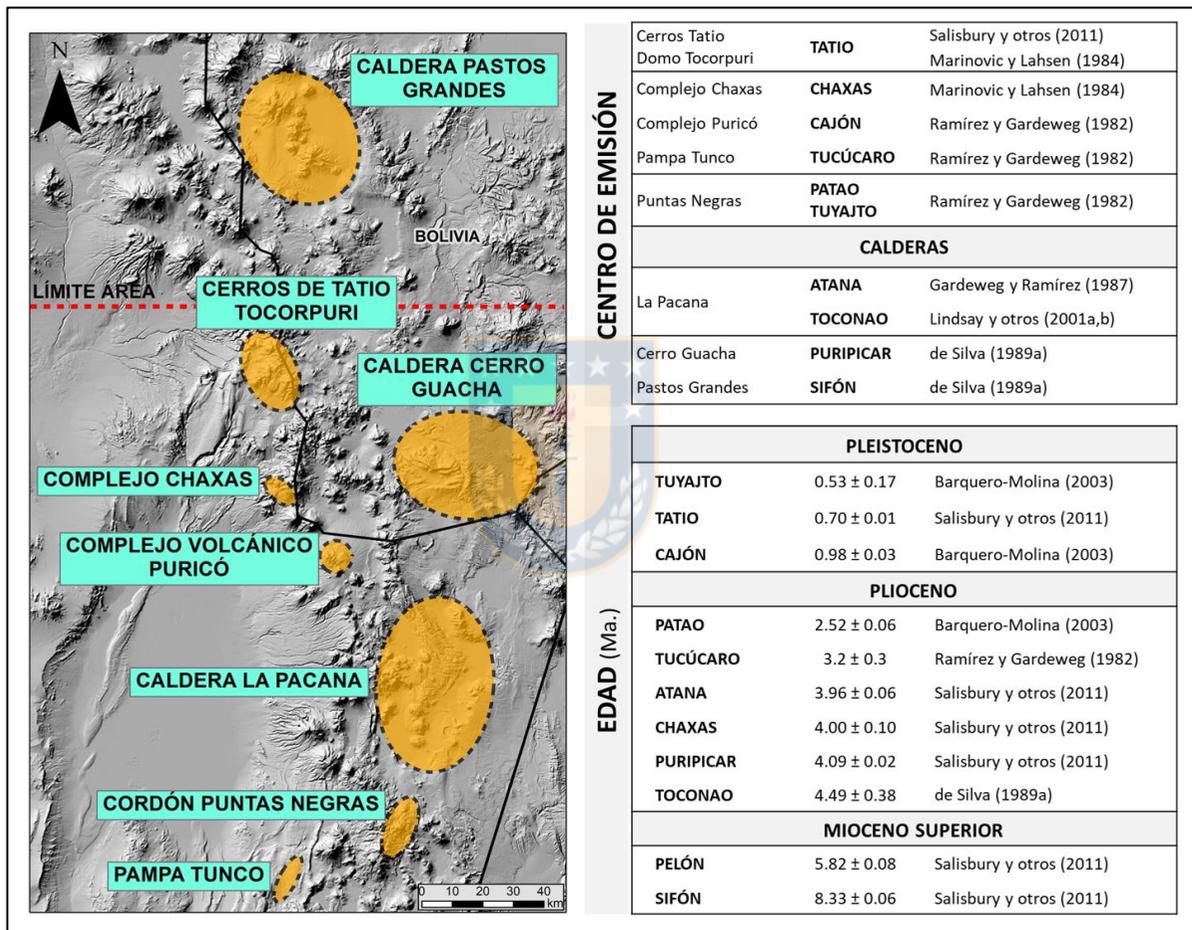
Estas tobas al microscopio poseen textura vitroclástica y fenocristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol, biotita y piroxeno, dispuestos en una matriz vítrea de esquirlas bien soldadas (Henríquez y otros, 2014). Su contenido de pómez es variable y los líticos son escasos en estas litologías, las cuales han sido clasificadas como tobas dacíticas a riolíticas (de Silva, 1989a; Henríquez y otros, 2014). Esta ignimbrita presenta una gran superficie, estimada en torno a los 20.000 km<sup>2</sup>, lo cual la sitúa como una de las más extensas del APVC y un importante horizonte estratigráfico para la zona (de Silva, 1989a).

De menor extensión, la ignimbrita Pelón (Ramírez, 1979) localizada al norte del SDA fue definida en el llano Pelón y en el extremo noreste del LLP. Adyacente al río Salado, esta secuencia posee un débil soldamiento en la base, el cual aumenta hacia niveles superiores (Marinovic y Lahsen, 1984) y es descrita como una toba de textura clástica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol y biotita (de Silva, 1989a). Estas fases son contenidas en una matriz vítrea con presencia de esquirlas y localmente de esferulitas. Composicionalmente, ha sido clasificada como toba dacítica a riodacítica y exhibe niveles de flujo con escaso espesor (Marinovic y Lahsen, 1984; Henríquez y otros, 2014).

### 2.3.2. Ignimbritas Pliocenas

El incremento de la actividad volcánica durante el Plioceno origina extensas y voluminosas ignimbritas en el APVC, las que principalmente fueron asociadas con el colapso de calderas

(Salisbury y otros, 2011). Al oriente del SDA se sitúa la caldera La Pacana (CLP) (Gardeweg y Ramírez, 1987), la cual corresponde a una de las más grandes y mejor preservadas a nivel mundial (Lindsay y otros, 2001a; Figura 2.3). Considerada como un evento precursor a su colapso (de Silva, 1989a), la ignimbrita Toconao (Guest, 1969) fue definida en los alrededores del poblado homónimo, entre las quebradas de Quepe y Nacimiento (Ramírez y Gardeweg, 1982). Sus espesores varían entre 35 a 40 m (de Silva, 1989a) y su potencia promedio ha sido estimada en 30 m (Lindsay y otros, 2001a).



**Figura 2.3.** Mapa de ubicación de los centros de emisión que dieron origen a las ignimbritas analizadas en este trabajo y sus edades reportadas en bibliografía.

Estas litologías fueron descritas como tobas vítreas débilmente soldadas, con textura vitroclástica y altas proporciones de fases vítreas, reconociéndose pómez y esquirlas parcialmente desvitrificadas (Ramírez y Gardeweg, 1982). El contenido de cristales es escaso, principalmente de plagioclasa, cuarzo y biotita, mientras que los líticos son comunes en estas rocas (Ramírez y Gardeweg, 1982; Lindsay y otros, 2001a). Posee una elevada concentración de SiO<sub>2</sub> (76-77%) y

contenidos normales de  $K_2O$ , siendo composicionalmente clasificada como toba riolítica (Lindsay y otros, 2001b).

La extensión de esta ignimbrita ha sido motivo de discusión, la cual originalmente fue restringida a la ladera occidental de la CLP (Ramírez y Gardeweg, 1982). Sin embargo, Lindsay y otros (2001a) definen niveles al oriente de la caldera, los que se distribuyen de manera similar a la ignimbrita Atana. A su vez, establecen dos tipos de facies, uno inferior depositado a ambos lados de la caldera que exhibe incipiente soldamiento, abundantes pómez (40%) y escasos cristales (< 10%) y otro superior parcialmente litificado producto de una recrystalización de la matriz y desvitrificación de esquirlas, descrito exclusivamente al oeste de la caldera (Lindsay y otros, 2001a).

El colapso de la CLP a mediados del Plioceno fue registrado con la depositación de la ignimbrita Atana (Ramírez y Gardeweg, 1982), la cual está compuesta por extensos y numerosos flujos piroclásticos, que en conjunto fueron descritos como los niveles extracaldera de la unidad. Posterior a su colapso, un potente domo resurgente da origen al cordón La Pacana, el cual corresponde al nivel intracaldera de la secuencia (Gardeweg y Ramírez, 1987). En general, estas litologías fueron clasificadas composicionalmente como tobas dacíticas, calcoalcalinas y con altos contenidos de  $K_2O$  (Lindsay y otros, 2001b).

Al microscopio, estas rocas son descritas como tobas vítreas de cristales, con reconocimiento de plagioclasa, cuarzo, oxibiotita, oxihornblenda y clinopiroxenos, además de fases accesorias como esfeno, apatito y zircón (Gardeweg y Ramírez, 1985). En niveles intracaldera, estas tobas exhiben un denso grado de soldamiento, siendo las fases vítreas intensamente desvitrificadas con aspecto de esferulitas y axiolitas (Gardeweg y Ramírez, 1985). Componentes vítreos como las pómez son escasas en estos niveles y sus potencias estimadas varían entre 1.000 a 2.000 m (Gardeweg y Ramírez, 1987; Lindsay y otros, 2001a).

Por su parte, las rocas en sectores extracaldera poseen una textura vitroclástica, escasos líticos y numerosas pómez desvitrificadas en forma de esferulitas o axiolitas (Gardeweg y Ramírez, 1985). Comúnmente, se reconocen abundantes (40-45%) cristales de plagioclasa, biotita, cuarzo,

hornblenda y sanidina, dispuestos en una matriz desvitrificada con presencia de esquiras. Su espesor promedio fluctúa entre 30 a 40 m, siendo mayores al oeste de la caldera, en donde se reconocen varios niveles de flujos y menores grados de soldamiento (Lindsay y otros, 2001a).

Al noreste de la CLP, afloramientos descritos inicialmente a la ignimbrita Atana fueron redefinidos por algunos autores a la ignimbrita Tara, los cuales se depositan en las adyacencias al salar homónimo (Lindsay y otros, 2001a). El origen más probable de estos niveles se relaciona con las calderas Cerro Guacha (Bolivia) o Vilama-Coruto (Argentina), por sobre la CLP y se diferencian con la ignimbrita Atana en su composición riolítica, escaso grado de soldamiento y espesores aproximados en 70 m (Lindsay y otros, 2001a). Cronoestratigráficamente, esta secuencia registra edades K-Ar de 5.5-5.7 Ma. (nivel inferior) y 3.4-3.8 Ma. (nivel superior) (Lindsay y otros, 2001a), por lo que no serían contemporáneas con la depositación de la ignimbrita Atana (Salisbury y otros, 2011).

Hacia el norte del SDA, la ignimbrita Puripicar (Guest, 1969) cubre gran parte de la CO y corresponde a una de las secuencias más voluminosas del APVC (Salisbury y otros, 2011). Su origen ha sido asociado con el colapso de la caldera Cerro Guacha a mediados del Plioceno (de Silva, 1989a), siendo contemporánea con la depositación de la ignimbrita Atana (Salisbury y otros, 2011). Composicionalmente, ha sido clasificada como toba dacítica y en general presenta un denso grado de soldamiento (Marinovic y Lahsen, 1984). Al microscopio, se describe una textura vitroclástica con identificación de plagioclasa, cuarzo, biotita, ortopiroxeno y hornblenda, escasos líticos volcánicos y fases vítreas como pómez o esquiras comúnmente desvitrificadas (Marinovic y Lahsen, 1984). Sus potencias estimadas varían entre 20 y 100 m, con máximos de hasta 300 m reportados en sondajes realizados en el valle del Tatio (de Silva, 1989a).

De edad similar a Atana y Puripicar (Salisbury y otros, 2011), la ignimbrita Chaxas (Guest, 1969) fue definida al noreste de SPA, siendo asociada con la actividad volcánica del Complejo Chaxas, desde donde se distribuye radialmente hacia el oeste (Marinovic y Lahsen, 1984). Consiste en una secuencia de dimensiones acotadas con abundantes líticos volcánicos y piroclásticos pre-existentes. Al microscopio, se identifican fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol, los cuales se disponen en una matriz vítrea (Marinovic y Lahsen, 1984).

Hacia fines del Plioceno, un incremento en la actividad volcánica es registrada al sur y sureste del SDA (Salisbury y otros, 2011), siendo la ignimbrita Tucúcaro (Marinovic, 1978) descrita principalmente en los callejones de Tilomonte y Tilocalar (Niemeyer, 2013), con una superficie aproximada de 600 km<sup>2</sup> (Ramírez y Gardeweg, 1982). Se define como una secuencia moderadamente soldada, de escasa potencia (10-20 m) y cuyo origen ha sido asociado con la depresión de Pampa Tunco (Ramírez y Gardeweg, 1982). Al microscopio, estas tobas vítreas presentan pocos fenocristales (5-15%), en su mayoría de plagioclasa, oxibiotita, hornblenda y clinopiroxeno, además de apatito y circón como fases accesorias. A su vez, carecen de líticos volcánicos y sus pómez exhiben formas achatadas, dispuestas en una matriz con importantes grados de desvitrificación. Composicionalmente se clasifica como toba dacítica con contenidos normales de K<sub>2</sub>O (Ramírez y Gardeweg, 1982).

En tanto, la ignimbrita Patao (Ramírez, 1978) se dispone sobre la ignimbrita Tucúcaro al sureste del SDA, cuyo origen ha sido atribuido al cordón de Puntas Negras (Ramírez y Gardeweg, 1982). Al microscopio, estas rocas presentan escasos fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, clinopiroxeno, hornblenda y circón, mientras que se reconocen pequeños líticos volcánicos y pómez con textura fibrosa (Ramírez y Gardeweg, 1982). En cuanto a las fases vítreas, estas se observan fuertemente desvitrificadas tanto en la matriz, como en esquirlas (Ramírez y Gardeweg, 1982). Composicionalmente, estas rocas fueron clasificadas como toba dacítica con contenidos normales de K<sub>2</sub>O (Ramírez y Gardeweg, 1982) y en general, sus niveles basales son deleznales y bien soldados hacia techo, con espesores promedio estimados en 30 m (Niemeyer, 2013).

### **2.3.3. Ignimbritas Pleistocenas**

Depositada al noroeste de la CLP y asociada con la actividad del Complejo Volcánico de Puricó (Ramírez y Gardeweg, 1982), es definida la ignimbrita Cajón (Guest, 1968) o también denominada Puricó (de Silva, 1989a; Schmitt, 2001). Descripciones realizadas en esta secuencia reportan un espesor medio estimado en 30 m (de Silva, 1989a) y máximo de hasta 250 m en niveles proximales al complejo (Marinovic y Lahsen, 1984), siendo hacia este sector progresivamente mayor el grado de soldamiento (de Silva, 1989a). Estas rocas fueron clasificadas de composición dacítica con altos contenidos de K<sub>2</sub>O (Schmitt, 2001), mientras que

al microscopio es común el reconocimiento de fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, piroxeno (augita, hipersteno) y anfíbol, además de accesorios como esfeno, apatito y circón (Ramírez y Gardeweg, 1982; Marinovic y Lahsen, 1984). Por otro lado, las pómez son abundantes, dispuestas en una matriz donde se reconocen esquirilas y se observa generalmente desvitrificada con desarrollo de esferulitas (Ramírez y Gardeweg, 1982). Corresponde a la ignimbrita más extensa generada durante el Pleistoceno para el área de estudio (Salisbury y otros, 2011).

En el extremo norte, la ignimbrita Tatio (Lahsen, 1969) ha sido considerada como producto de la actividad volcánica generada tanto en el domo riolítico de Tocorpuri (Marinovic y Lahsen, 1984), como en los cerros del Tatio (Salisbury y otros, 2011). Al microscopio, fue descrita como toba vítrea con textura vitroclástica y fenocristales (25-40%) de plagioclasa, cuarzo, biotita y ortopiroxeno. En tanto, la matriz presenta desvitrificación con desarrollo de esferulitas y axiolitas, mientras que las pómez predominan en la base de la secuencia. Por medio de sondajes, las potencias máximas estimadas en el valle del Tatio alcanzan hasta los 100 m y su grado de soldamiento es mayor hacia niveles superiores de la unidad (Marinovic y Lahsen, 1984).

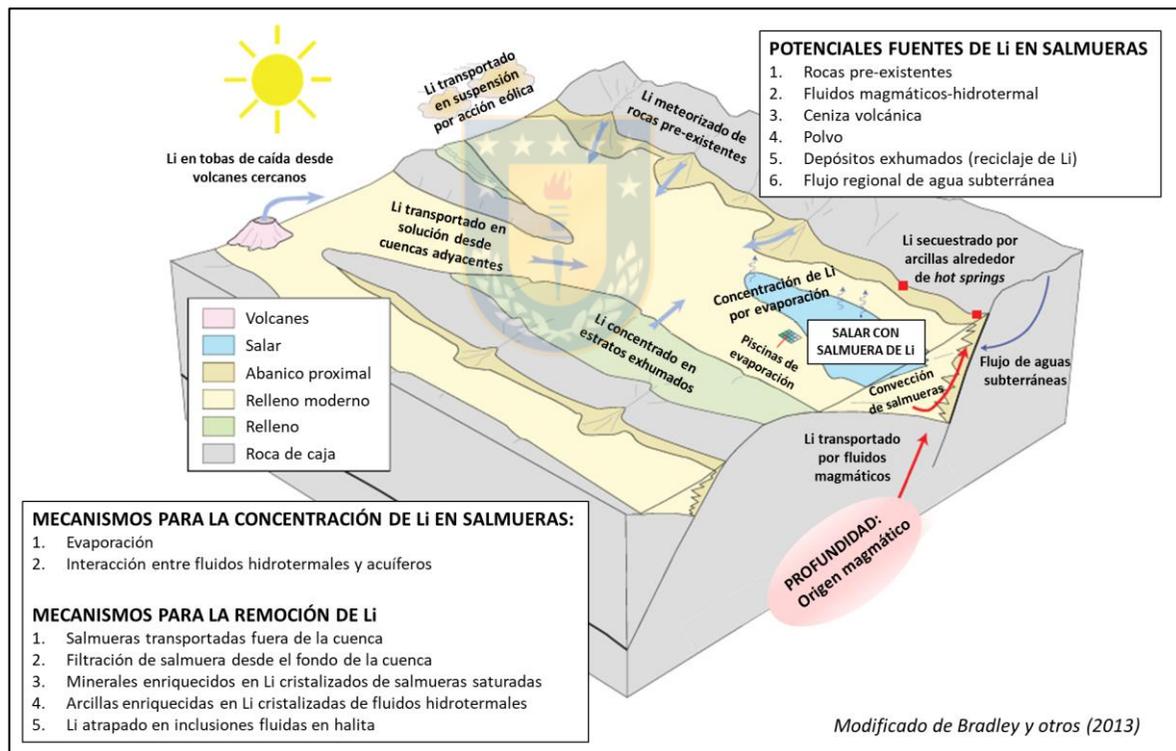
De escasa extensión y potencia, la ignimbrita Tuyajto generada por la actividad pleistocena del cordón de Puntas Negras, fue definida en los alrededores de la laguna homónima en la CO (Ramírez y Gardeweg, 1982). Se clasifica como una toba de composición dacítica y contenido normal de  $K_2O$ , mientras que al microscopio es común el reconocimiento de una textura vitroclástica con identificación de plagioclasa, piroxenos, biotita, cuarzo y circón, además de abundantes metálicos y líticos volcánicos. Por su parte, las pómez poseen un moderado a intenso grado de soldamiento, las que en general presentan desvitrificación (Ramírez y Gardeweg, 1982).

## **2.4. Antecedentes del Litio**

Las reservas de Li a nivel mundial se encuentran principalmente en 3 tipos de depósitos: pegmatitas, salmueras y arcillas de origen hidrotermal (Munk y otros, 2016). En pegmatitas, el Li se hospeda en minerales como amblygonita, espodúmena, eucryptita, lepidolita y petalita, mientras que en el caso de las arcillas, las esmectitas corresponden a la clase que hospeda la

mayor cantidad de Li en su estructura cristalina, particularmente en la hectorita (Kesler y otros, 2012; Hindshaw y otros, 2019).

En cuanto a las salmueras, estos depósitos reportan las mayores reservas de Li a nivel mundial (Benson y otros, 2017), principalmente en la meseta del Tíbet (China) y dentro del “Triángulo del Li” en el margen andino, el cual comprende importantes yacimientos en Argentina, Bolivia y Chile (Kesler y otros, 2012). En general, estos depósitos poseen varias características en común, siendo asociados a climas áridos e hiperáridos y a cuencas tectónicamente cerradas en donde se puedan concentrar salmueras enriquecidas en Li. Asimismo, estas cuencas deben estar próximas a litologías que hospeden Li, idealmente relacionadas a actividad ígnea o geotermal y que dispongan de tiempo suficiente para su acumulación (Bradley y otros, 2013; Figura 2.4).



**Figura 2.4.** Modelo de potenciales fuentes de Li y de los mecanismos que lo concentrarían en depósitos de tipo salmuera (Bradley y otros, 2013).

De acuerdo al comportamiento incompatible del Li, las litologías que poseen un mayor grado de diferenciación son más susceptibles a hospedar elevadas concentraciones de este elemento (Benson y otros, 2017). En este sentido, un alto contenido de Li ha sido reportado en inclusiones vítreas para tobas de composición riolítica y asociadas a campos geotermales (Hofstra y otros,

2013), grandes calderas (Benson y otros, 2017) o depósitos hidrotermales de Be, Mo, Sn, U y F (Hofstra y otros, 2013). Para el SDA, el principal mecanismo propuesto para la acumulación de Li consiste en su lixiviación a partir de rocas piroclásticas de la CO y posterior transporte en solución hacia el salar, en donde se concentra a raíz de una mayor tasa de evaporación, que de precipitación (Ide y Kunasz, 1989; Munk y otros, 2016; 2018).

El SDA se sitúa en una cuenca de superficie estimada en 3.000 km<sup>2</sup> (Munk y otros, 2016; Tabla 2.1), compuesta por un extenso núcleo de halita y una zona marginal clástica y evaporítica (Houston y otros, 2011). En éste, se desarrollan procesos de extrema concentración de Li desde las aguas que ingresan al salar (0,05-5 ppm), hacia las que son retenidas en el núcleo salino (> 5.000 ppm), lo que implica un progresivo enriquecimiento en torno a 5 órdenes de magnitud entre ambas zonas (Munk y otros, 2016). Esta diferencia ha sido atribuida a procesos de evapotranspiración, precipitación de evaporitas y formación de salmueras residuales enriquecidas en Li (Munk y otros, 2018).

**Tabla 2.1.** Tabla resumen de las concentraciones de Li mínimas y máximas reportadas en salmueras para los principales salares del área de estudio, complementadas con el potencial determinado para éstos y el tipo de costra que desarrollan. SUP: Superficie. \* Laguna.

SALAR	SUP. (km <sup>2</sup> )	Li (ppm)			POTENCIAL <sup>1</sup>	COSTRAS
		Li MIN <sup>1</sup>	Li MAX	Li H <sub>2</sub> O <sup>2</sup>		
Atacama	3.000 <sup>6</sup>	>1.000	7.000 <sup>6</sup>	312	ALTO	Cloruros (65%), sulfatos y limos <sup>3</sup>
ACC	140 <sup>3</sup>	5	45 <sup>1</sup>	7		Sulfatos y sedimentos <sup>3</sup>
Tara	48 <sup>4</sup>	3	440 <sup>1</sup>	—	MEDIO	Sulfatos con alto contenido de Li y K <sub>2</sub> O <sup>4</sup>
LOQ	64 <sup>4</sup>	6	425 <sup>1</sup>	39		Sulfatos, cloruros, boratos, limos, arcillas <sup>4</sup>
ACN	17 <sup>4</sup>	25	130 <sup>1</sup>	46	BAJO	Sulfatos, limos arcillosos, ulexita <sup>4</sup>
ACS	53 <sup>3</sup>	0,5	18 <sup>1</sup>	1		Sulfatos y sedimentos <sup>3</sup>
Pujsa	19 <sup>3</sup>	1	400 <sup>1</sup>	4		Sulfatos y sedimentos <sup>3</sup>
Tuyajto*	6 <sup>3</sup>	—	297 <sup>5</sup>	79	—	Sulfatos y cloruros <sup>3</sup>
Lejia*	2 <sup>3</sup>	—	56 <sup>5</sup>	—		Sulfatos <sup>3</sup>

ACC: Aguas Calientes Central, LOQ: Loyoques o Quisquiro, ACN: Aguas Calientes Norte, ACS: Aguas Calientes Sur. 1) Gajardo (2014), 2) Cofré (2018), 3) Ramírez y Gardeweg (1982), 4) Gardeweg y Ramírez (1985), 5) Munk y otros (2018), 6) Munk y otros (2016).

De igual manera, otros salares del área de estudio presentan potenciales medios y altos para la concentración de Li, siendo varios de éstos localizados en la CLP como los salares de Loyoques o Quisquiro (LOQ) y Aguas Calientes Central (ACC) (Gajardo, 2014; Tabla 2.1). Adyacente a esta caldera, el salar de Tara también es considerado con un importante potencial, al igual que los salares de Aguilar, La Isla, Maricunga, Pajonales, Parinas y Pedernales, situados hacia el sur en la región de Atacama (Gajardo, 2014). Otro tipo de reservorio de Li podrían ser las costras evaporíticas de los salares de Aguas Calientes Norte (ACN) y Pujsa en la CLP, compuestas principalmente por sulfatos, cloruros y boratos (Gardeweg y Ramírez, 1985).

El origen del Li que se concentra en el SDA ha sido propuesto a partir de numerosas fuentes, como fluidos geotermales (Ide y Kunasz, 1989), aguas provenientes del este y sureste del SDA (Munk y otros, 2018; Godfrey y otros, 2019), al igual que depósitos salinos o argílicos pre-existentes de la CSAL (Ide y Kunasz, 1989). Sin embargo, las rocas piroclásticas de la CO han sido consideradas como fuente principal del Li que se concentra en el salar, las cuales reportan importantes contenidos de Li (28-154 ppm; Ide y Kunasz, 1989). En estas rocas, las fases vítreas son descritas como componente mayoritario, lo que produciría una mayor susceptibilidad a la lixiviación o disolución de Li en aguas (Godfrey y otros, 2013). En conjunto, todas estas fuentes podrían influir en la condición del SDA como uno de los mayores depósitos de Li a nivel mundial (Gruber y otros, 2011; Munk y otros, 2016).

### 3. RESULTADOS

En este trabajo se realizó el análisis de 17 muestras de rocas pertenecientes a 11 ignimbritas distintas, siendo las ignimbritas Atana y Patao las más representadas. Además, se consideró una muestra de la Formación Tuina (Pérmico ‘superior’ a Triásico medio), situada en plena cordillera de Domeyko (CD). Adicionalmente, se estudiaron sedimentos finos depositados en la zona marginal del salar de Atacama (SDA), como también evaporitas precipitadas en las lagunas Baltinache, Tebinquiche y Lejia (Figura 3.1). Estas muestras fueron agrupadas en zonas norte y sur, cuyos límites se basan en el área considerada por las cartas geológicas Calama (Marinovic y Lahsen, 1984) y Toconao (Ramírez y Gardeweg, 1982) de escala 1:250.000 (Figura 3.1).

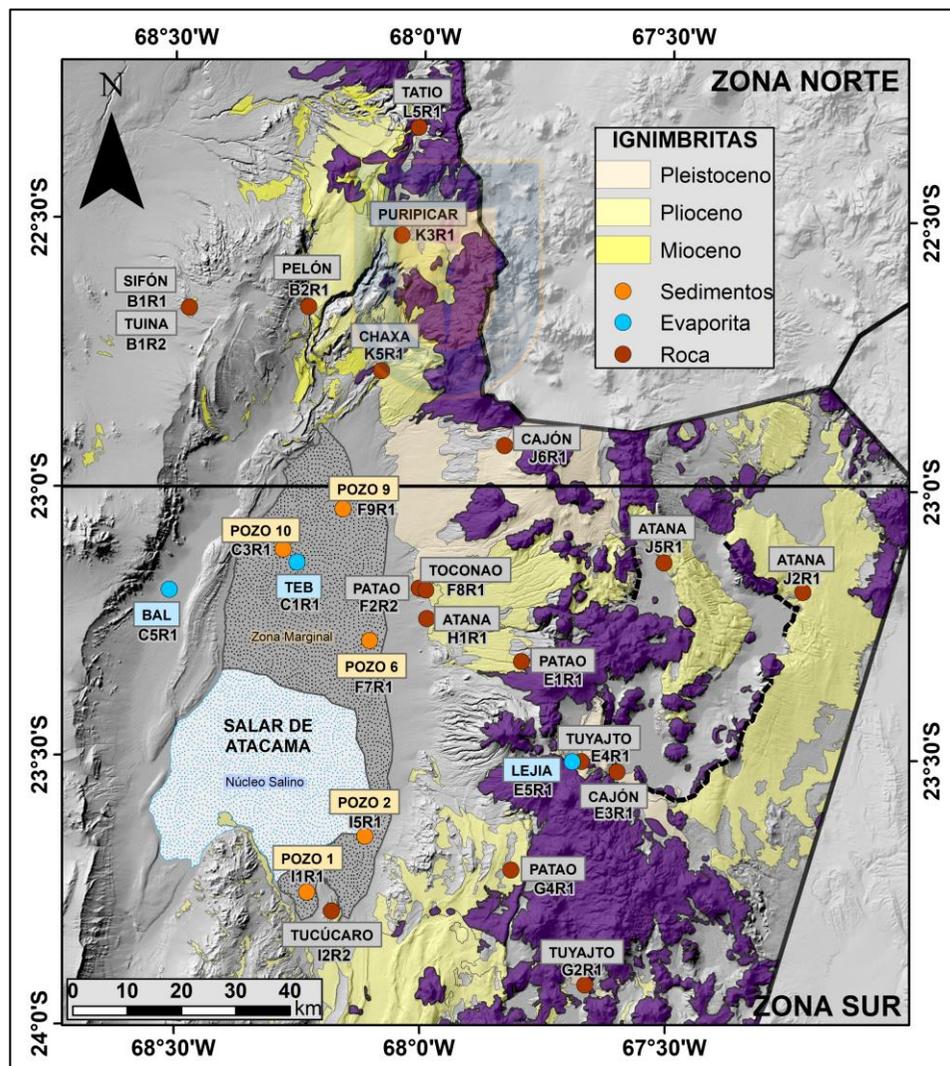


Figura 3.1. Mapa del área de estudio segmentado en zonas norte y sur.

### 3.1. Generalidades

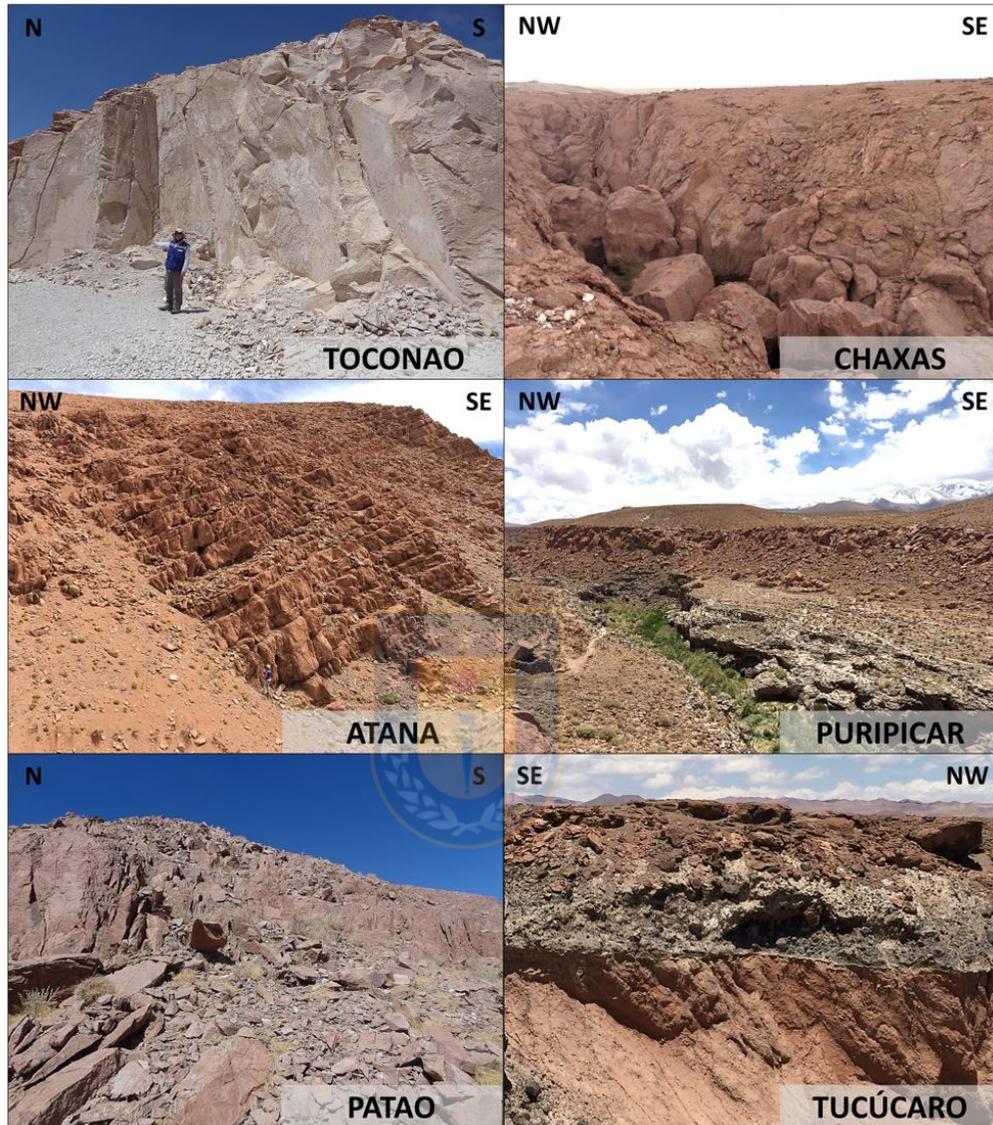
Las ignimbritas Pelón y Sifón corresponden a las secuencias más antiguas analizadas, las cuales fueron datadas al Mioceno ‘superior’ y descritas exclusivamente en la zona norte del área de estudio, presentando afloramientos aislados en la cordillera Occidental (CO) y CD (Fotografía 3.1 en Anexo). En las cercanías al poblado de Yervas Buenas y a un costado del río Salado, se reconoce un afloramiento de la ignimbrita Pelón que presenta una secuencia estándar, consistente en un nivel basal de cenizas finas cubierto por un depósito de oleada que exhibe estratificación cruzada. Sobre estas capas poco potentes se deposita un nivel compacto de tobas que representa los flujos piroclásticos de la ignimbrita (Figura 3.1 en Anexo).

En cuanto a la extensión de estas ignimbritas, es altamente probable que se dispongan cubiertas por secuencias más recientes en la zona norte, lo cual dificulta su identificación, descripción y correlación estratigráfica. Por el contrario, las ignimbritas depositadas durante el Plioceno registran gran extensión y volumen, siendo esta época la que concentra la mayor actividad volcánica en la región (Salisbury y otros, 2011). Éstas se depositan principalmente en la zona sur del área de estudio, dando origen a enormes *plateau* inclinados levemente hacia el oeste, conformados por las ignimbritas Atana, Patao, Toconao y Tucúcaro en la zona sur, como por las ignimbritas Chaxas y Puripicar en el segmento norte (Figura 3.1).

Estas secuencias se componen por flujos piroclásticos que cubren extensas áreas de la CO, donde resulta complejo el reconocimiento de relaciones estratigráficas a raíz de la existencia de profundas quebradas con difícil acceso (Fotografía 3.1). Asimismo, para el Plioceno fueron datadas las ignimbritas que rodean mayoritariamente a las grandes cuencas que se desarrollan en esta zona, como el SDA o la caldera La Pacana (CLP). De éstas, las más extensas corresponden a Atana, Patao, Puripicar y Tucúcaro (Figura 2.2).

En tanto, las ignimbritas pleistocenas registran las menores dimensiones del área de estudio (Fotografía 3.1 en Anexo), siendo la ignimbrita Cajón la más voluminosa (Schmidt, 2001) y con mayor espesor (Ramírez y Gardeweg, 1982; Marinovic y Lahsen, 1984). Por su parte, la ignimbrita Tatio es restringida a los géiseres de El Tatio, mientras que la ignimbrita Tuyajto se

sitúa en el extremo sur del área de estudio, en los alrededores del cordón de Puntas Negras y en torno a la laguna del mismo nombre.



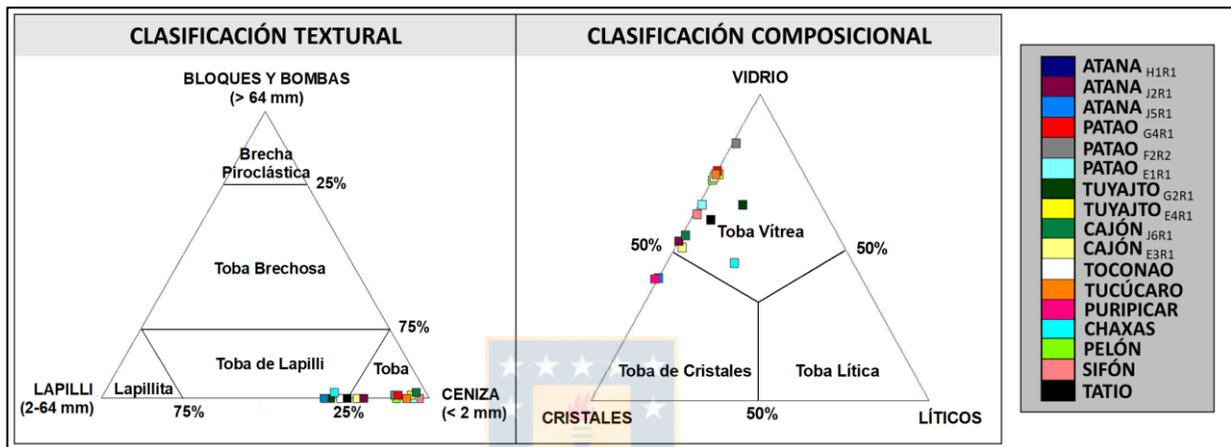
**Fotografía 3.1.** Afloramientos de ignimbritas pliocenas descritas en terreno.

## 3.2. Descripción Petrográfica

### 3.2.1. Clasificación Textural y Composicional

La clasificación textural de las rocas piroclásticas (Fisher, 1966) se basa en el tamaño de las partículas que las componen, siendo éstas categorizadas de tipo ceniza (< 2 mm), lapilli (2-64 mm) y bomba o bloque (> 64 mm). En general, estas rocas exhiben un predominio de partículas

tamaño ceniza por sobre lapilli, razón por la cual son descritas mayoritariamente como tobas (Figura 3.2). Sin embargo, la fracción lapilli en algunas muestras excede por escaso margen al 25% de los constituyentes, siendo las muestras Atana (J5R1), Chaxas, Tatio, Toconao y Tuyajto (G2R1), clasificadas como toba de lapilli (Tabla 3.1 en Anexo). Por su parte, la muestra Tuina (B1R2) no puede ser analizada bajo estos criterios debido a que no presenta características de roca piroclástica, cuya descripción reporta únicamente cristales de calcita, clorita, cuarzo y plagioclasa (Muestra B1R2 en Anexo).



**Figura 3.2.** Clasificación textural (Fisher, 1966) y composicional (Schmidt, 1981) de las rocas piroclásticas analizadas al microscopio.

En cuanto a la clasificación composicional de las rocas piroclásticas (Schmidt, 1981), esta es determinada según la proporción de cristales, líticos y fases vítreas que conforman a estas litologías. En las muestras existe predominio de fases vítreas y un importante contenido de cristales, el cual comúnmente sobrepasa al 30% de los componentes de estas rocas (Tabla 3.2 en Anexo), por lo que considerando esta clasificación las muestras fueron descritas principalmente como tobas vítreas (Figura 3.2). Por otro lado, el reconocimiento de líticos es escaso para estas rocas, con excepción de las muestras Chaxas y Tuyajto (G2R1), mientras que un predominio de cristales fue observado en las muestras Atana (J5R1) y Puripicar, las cuales fueron clasificadas como toba de cristales (Figura 3.2).

### 3.2.2. Componentes de las Rocas Piroclásticas

Las rocas piroclásticas son generadas a partir de erupciones volcánicas altamente explosivas, cuyas partículas son transportadas por un flujo incandescente y turbulento (McPhie y otros,

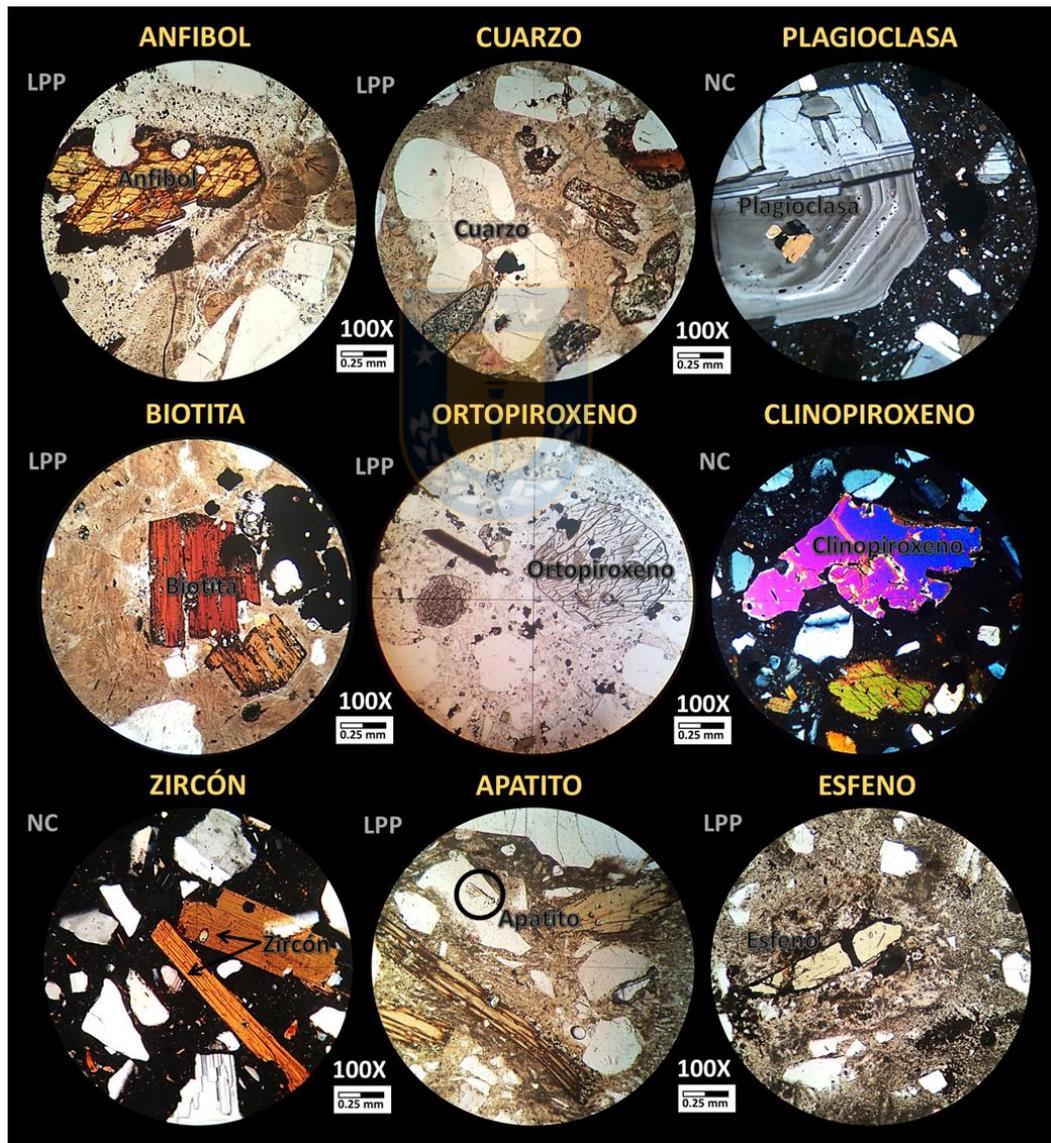
1993). Estas pueden estar conformadas por distintas proporciones de líticos, cristales y fases vítreas. En cuanto a los minerales, las principales fases identificadas corresponden a cuarzo, plagioclasa, anfíbol, biotita y piroxenos, siendo los minerales translúcidos como plagioclasa y cuarzo ampliamente descritos al microscopio (Tabla 3.1). En el caso del cuarzo, éste presenta hábito anhedral, extinción ondulosa y texturas de embahiamiento comunes, mientras que las plagioclasas exhiben aspecto zonado, maclas polisintéticas y textura glomeroporfídica (Fotomicrografía 3.1).

Minerales máficos como biotita se tornan oxidados en sus bordes al microscopio, lo que se condice con el reconocimiento de oxibiotita en algunas de las muestras (Atana, Puripicar, Tucúcaro). En relación a los piroxenos, los ortopiroxenos son identificados en mayor proporción, con tonos rosados pleocroicos, extinción recta y formas redondeadas de alto relieve, lo que difiere del hábito prismático y fuertes colores de birrefringencia descritos para clinopiroxenos. En cuanto a fases accesorias, se reconocen principalmente cristales de apatito como inclusión en plagioclasa, al igual que esfeno y zircón en menor medida (Fotomicrografía 3.1).

**Tabla 3.1.** Tabla de componentes reconocidos al microscopio para las rocas piroclásticas, siendo el contenido de cristales desagregado en minerales formadores de rocas, con sus respectivos porcentajes. Qz: cuarzo Plg: plagioclasa, Anf: anfíbol, Bt: biotita, Opx: ortopiroxeno, Cpx: clinopiroxeno.

	COMPONENTES (%)				MINERALES (%)				
	Vidrio	Líticos	Cristales	Plg	Qz	Anf	Bt	Opx	Cpx
PATAO E1R1	64	1	35	19	8	3	4	—	1
PATAO G4R1	75	—	25	19	2	1	1	2	—
PATAO F2R2	84	1	15	10	1	—	2	2	—
ATANA J5R1	40	—	60	26	23	3	7		1
ATANA J2R1	52	—	48	19	22	2	4	—	1
ATANA H1R1	65	—	35	11	14	4	5	1	—
TUYAJTO E4R1	74	1	25	18	2	—	3	1	1
TUYAJTO G2R1	64	13	23	15	1	—	—	4	3
CAJÓN E3R1	50	2	48	22	17	3	5		1
CAJÓN J6R1	54	1	45	25	5	7	5	2	1
PURIPICAR	40	—	60	21	26	2	11	—	—
SIFÓN	61	1	38	13	11	7	4	2	1
CHAXAS	45	20	35	20	2	5	2	6	—
TATIO	59	6	35	20	2	7	3	2	1
PELÓN	72	—	28	9	11	1	6	—	1
TOCONAO	73	—	27	10	12	1	4	—	—
TUCÚCARO	74	—	26	21	—	1	4	—	—

Localmente, se reconoce albita, calcita y clorita en la Formación Tuina, como también epidota en la ignimbrita Tuyajto (G2R1). Fases indiferenciadas con aspecto arcilloso y tonos amarillo anaranjado son observadas en la ignimbrita Tatio (Fotomicrografía 3.1 en Anexo), mientras que se reconocen cúmulos de plagioclasa, anfíbol, óxidos de hierro y piroxenos en las muestras Tuyajto (G2R1), Atana (J2R1), Cajón (J6R1) y Chaxas (Fotomicrografía 3.2 en Anexo). Asimismo, es común la observación de biotitas y anfíboles parcialmente digeridos por agregados microcristalinos en las muestras Puripicar y Tatio, como también la identificación de cristales rasgados y perforados de estos minerales (Fotomicrografía 3.2 en Anexo).



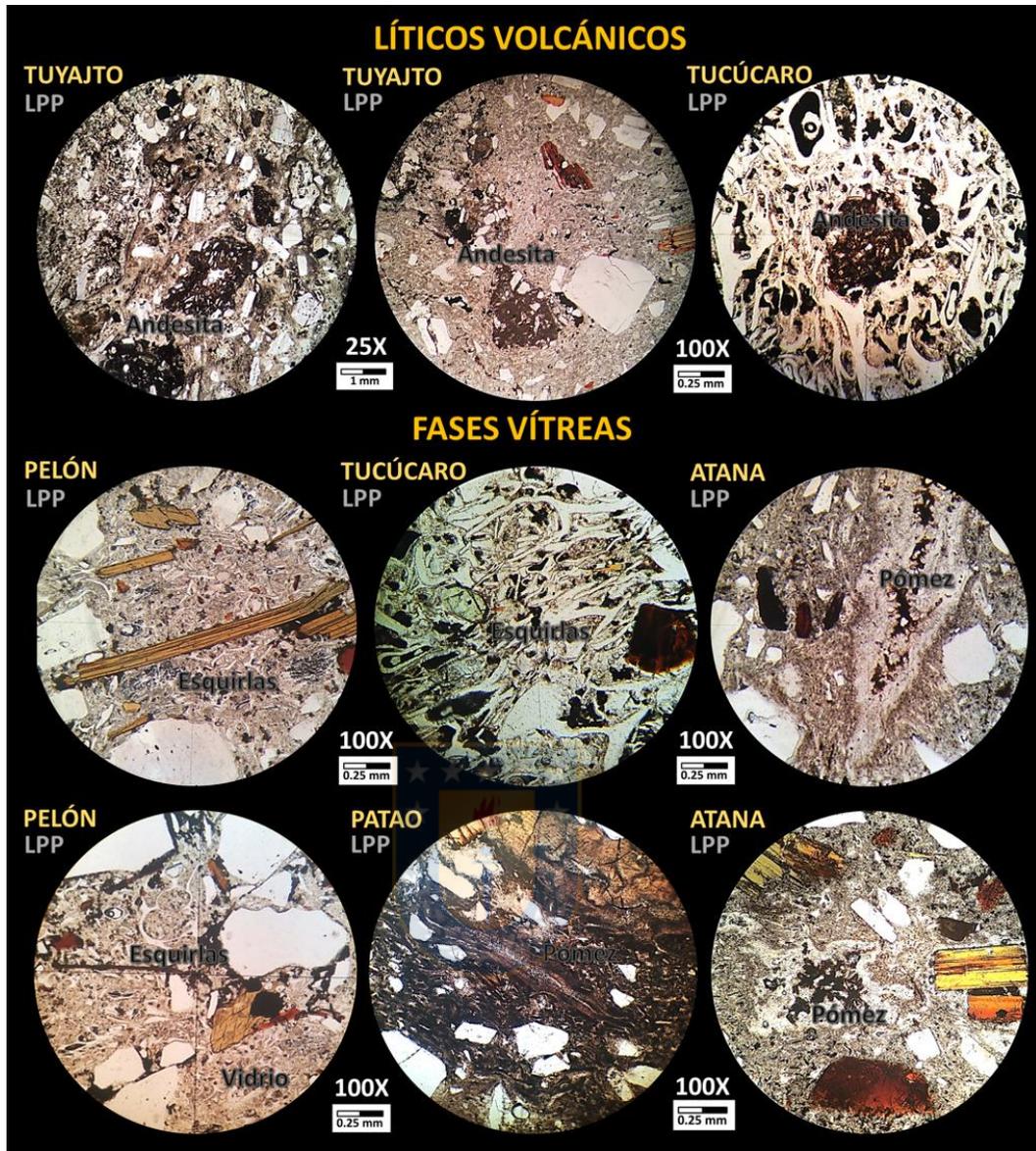
**Fotomicrografía 3.1.** Secciones transparentes de minerales formadores de rocas y fases accesorias. LPP: Luz polarizada plana. NC: Nícoles cruzados.

El contenido metálico de estas rocas es escaso, con un generalizado reconocimiento de óxidos de hierro como hematita y magnetita, además de rutilo e hidróxidos de hierro (limonita – goethita) en las muestras Patao (G4R1), Tatio y Tuyajto (E4R1) (Fotomicrografía 3.1 en Anexo). En general, éstos se observan sub-redondeados a sub-angulosos, de dimensiones milimétricas y proporciones variables, registrándose importantes contenidos en Atana (J2R1), Tatio y Tucúcaro, donde predomina el reconocimiento de hematita. La identificación de procesos de oxidación es común en cristales de magnetita, exhibiendo un grado moderado a perversivo en las muestras Atana (H1R1), Patao (F2R2), Sifón y Tatio.

Por otro lado, en minerales translúcidos como plagioclasa se observan pequeñas inclusiones fluidas en las muestras Atana (J5R1), Cajón (J6R1), Chaxas, Puripicar, Tatio y Tuyajto (E4R1), las que en algunos casos evidencian rasgos lineales concordantes a la zonación (Fotomicrografía 3.1). Genéticamente, estas inclusiones se clasifican como primarias, al igual que de tipo I y II (Nash, 1976). Del mismo modo, fluidos remanentes también son observados en cristales de cuarzo para las muestras Atana (J2R1), Chaxas y Sifón (Fotomicrografía 3.2 en Anexo).

En cuanto a líticos, éstos son escasos en comparación a fases vítreas o cristalinas. Se describen principalmente como fragmentos de rocas volcánicas pre-existentes de composición andesítica, aspecto sub-anguloso a sub-redondeado, con presencia de microlitos de plagioclasa en la matriz y escasos fenocristales (Fotomicrografía 3.2). En menor medida, se observan líticos de tobas pre-existentes y algunos indiferenciados (Chaxas, Tuyajto). Para la mayoría de las rocas el porcentaje de líticos varía entre 0 y 6%, cuyos máximos se registran en las muestras Chaxas y Tuyajto (G2R1) (Tabla 3.1).

Composicionalmente, las fases vítreas corresponden al principal constituyente de estas rocas, diferenciándose en vidrio fino, pómez y esquirlas (Fotomicrografía 3.2). En general, estas litologías presentan un importante contenido de pómez, las cuales reportan numerosas vesículas y fenocristales similares a los descritos para las tobas, tales como cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol. Sus tamaños comúnmente varían de milímetros a centímetros y localmente exhiben aspecto tubular con escasos fenocristales, tal como fue observado en la ignimbrita Toconao (Muestra F8R1 en Anexo).



**Fotomicrografía 3.2.** Secciones transparentes de líticos y fases vítreas (vidrio fino, pómez, esquirlas). LPP: Luz polarizada plana.

Las esquirlas corresponden a pequeñas partículas de vidrio volcánico generadas por fragmentación explosiva del magma y representan evidencias de procesos eruptivos violentos. Las texturas que adoptan estas partículas pueden ser significativamente modificadas, si éstas permanecen calientes y plásticas tras la erupción (McPhie y otros, 1993). Al microscopio, estos componentes exhiben aspecto alargado, terminaciones curvas y tamaños milimétricos (Fotomicrografía 3.2). En general, las proporciones de esquirlas son menores en comparación a pómez o vidrio fino, aunque abundantes en la zona sur del área de estudio, donde sobrepasan el 40% en Patao (F2R2, G4R1), Tucúcaro y Tuyajto (E4R1) (Tabla 3.2).

**Tabla 3.2.** Tabla de fases vítreas reconocidas al microscopio, desagregada en porcentajes de vidrio fino, pómez y esquirlas.

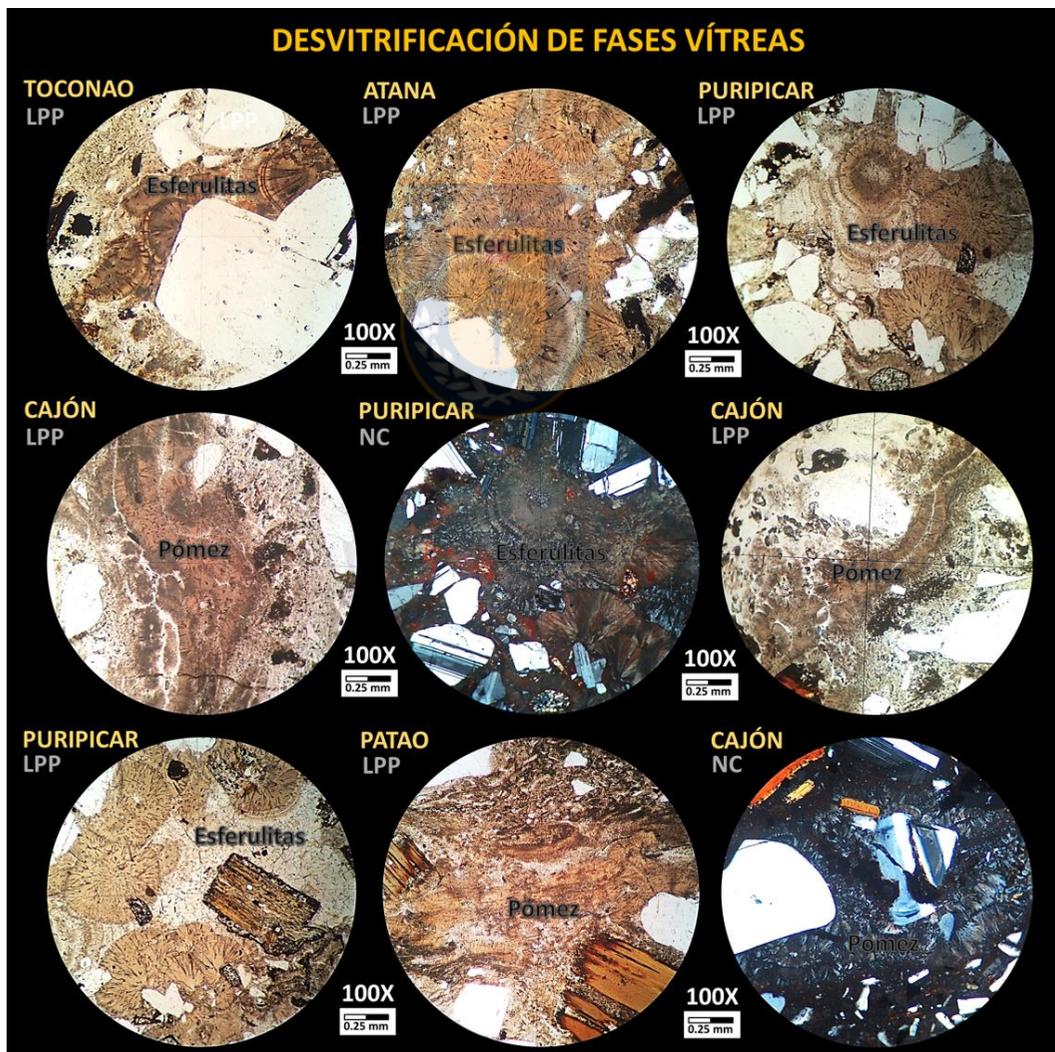
	FASES VÍTREAS (%)			TOTAL
	Vidrio Fino	Pómez	Esquirlas	
PATAO <sub>F2R2</sub>	—	3	81	84
PATAO <sub>G4R1</sub>	15	10	50	75
PATAO <sub>E1R1</sub>	37	9	18	64
ATANA <sub>H1R1</sub>	30	25	10	65
ATANA <sub>J2R1</sub>	20	32	—	52
ATANA <sub>J5R1</sub>	39	1	—	40
TUYAJTO <sub>E4R1</sub>	30	—	44	74
TUYAJTO <sub>G2R1</sub>	32	32	—	64
CAJÓN <sub>J6R1</sub>	15	39	—	54
CAJÓN <sub>E3R1</sub>	20	22	8	50
TUCÚCARO	13	21	40	74
TOCONAO	33	22	18	73
PELÓN	30	18	24	72
SIFÓN	33	6	22	61
TATIO	43	12	4	59
CHAXAS	20	—	25	45
PURIPICAR	39	1	—	40

El contenido de fases vítreas varía dependiendo de la ignimbrita o del sector de la secuencia que sea analizado (proximal, distal). En este sentido, muestras pertenecientes a una misma unidad registran variaciones en la abundancia de estas fases, lo cual fue observado en las ignimbritas Atana, Cajón, Patao y Tuyajto (Tabla 3.2). En éstas, generalmente se reconoce una mayor proporción de fases vítreas hacia niveles distales al centro de emisión, al ser comparado con los sectores proximales de la secuencia.

A su vez, el aspecto que exhiben estas fases también aporta información de los procesos que originan a estas litologías. La existencia de pómez fuertemente alargadas y aplastadas (*fiamme*), al igual que esquirlas altamente deformadas y compactadas, reflejan un denso grado de soldamiento en una secuencia ignimbrítica (McPhie y otros, 1993). Considerando lo anterior, algunas muestras exhiben fragmentos con leve a moderada orientación (Toconao, Tucúcaro) y aspecto alargado a redondeado (Patao, Atana, Cajón), lo que sugiere un cierto grado de soldamiento para estos niveles. Sin embargo, esta variable no fue analizada en terreno, por lo que se consideraron reportes bibliográficos de cada ignimbrita.

### 3.2.3. Desvitrificación

El reconocimiento de texturas de desvitrificación es muy común para estas rocas, ya sea en la matriz, pómez o esquirlas. Estas se asocian principalmente con la observación de esferulitas, las cuales evidencian el crecimiento de agregados cristalinos que reemplazan a los componentes vítreos originalmente depositados. En general, las esferulitas fueron identificadas en pómez y mayoritariamente en la matriz vítrea de las tobas, con formas bien definidas y dimensiones milimétricas. Estas texturas son comunes en las muestras Atana (J2R1), Cajón (J6R1), Tatio y Tuyajto (G2R1), mientras que para Atana (J5R1) y Puripicar se reconoce una generalizada desvitrificación de la matriz con grandes esferulitas pardo anaranjadas (Fotomicrografía 3.3).



**Fotomicrografía 3.3.** Secciones transparentes de texturas de desvitrificación y esferulitas. LPP: Luz polarizada plana. NC: Nícoles cruzados.

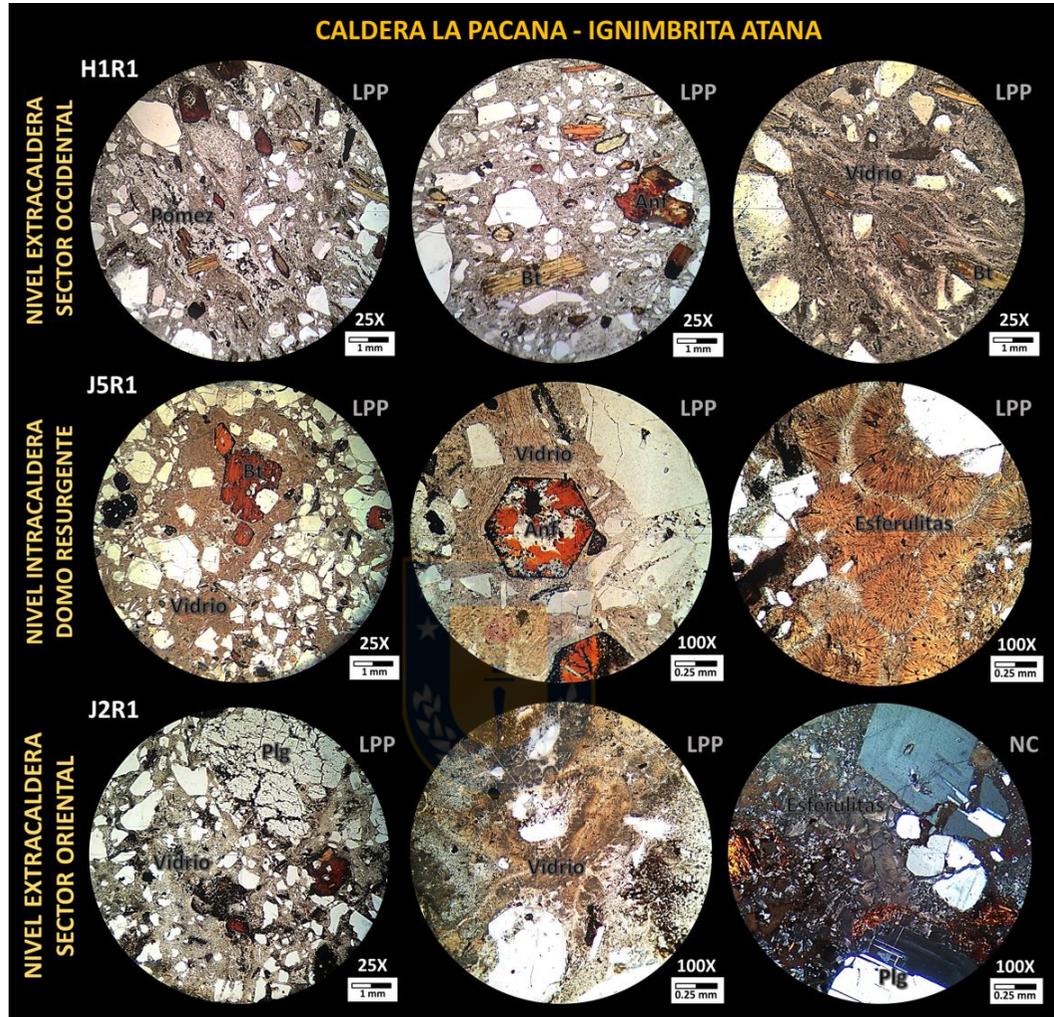
En muestras pertenecientes a una misma ignimbrita se registran variaciones en el grado de desvitrificación, según la ubicación proximal o distal que presentan en torno a su centro de emisión. La ignimbrita Atana, cuyo origen ha sido asociado al colapso de la CLP (Gardeweg y Ramírez, 1987; Lindsay y otros, 2001a), es considerada una de las secuencias más extensas y voluminosas del Complejo Volcánico Altiplano Puna (APVC). A raíz de lo anterior, esta ignimbrita ha sido diferenciada en niveles intra y extracaldera, los cuales difieren en sus dimensiones, grado de desvitrificación y soldamiento, además de la proporción de componentes y tipos de texturas (Gardeweg y Ramírez, 1987; de Silva, 1989a).

De las 3 muestras analizadas para la ignimbrita Atana, 2 se sitúan en sectores extracaldera, tanto al este (J2R1), como al oeste (H1R1) de la CLP, mientras que la muestra restante fue obtenida en el cordón La Pacana que representa los niveles intracaldera de la unidad (J5R1) (Figura 3.1). Entre estas muestras existen marcadas diferencias, registrándose un mayor contenido de fases vítreas hacia sectores extracaldera, con predominio de pómez e identificación de esquirlas (H1R1). Por el contrario, las fases vítreas en niveles intracaldera están conformadas fundamentalmente por vidrio fino (Tabla 3.2).

En cuanto al grado de desvitrificación, éste es intenso para el sector intracaldera (J5R1), donde se reconocen grandes esferulitas que comúnmente se traslapan entre sí (Fotomicrografía 3.4). Para niveles extracaldera, el grado de desvitrificación disminuye hacia el este de la CLP (J2R1), el cual a su vez contrasta con la escasa desvitrificación observada en la muestra más distal de esta ignimbrita (H1R1) (Fotomicrografía 3.4), situada al oeste de la caldera y próxima al poblado de Toconao. Esto evidencia un incremento en el grado de desvitrificación hacia sectores proximales al centro de emisión y una disminución hacia niveles distales. Debido al escaso número de muestras de la ignimbrita Atana que fueron analizadas en este trabajo, un estudio más detallado a estos niveles permitiría evaluar con mayor precisión esta hipótesis.

En relación a los componentes, se observa un predominio de cristales (60%) por sobre fases vítreas (40%) en el sector intracaldera, lo que determina una clasificación como toba de cristales para esta muestra (J5R1). Por el contrario, las muestras descritas en niveles extracaldera fueron clasificadas como tobas vítreas (Tabla 3.2 en Anexo). De manera puntual, los minerales máficos

se encuentran perforados en la muestra obtenida del cordón La Pacana (J5R1) (Fotomicrografía 3.4), lo que se podría vincular a su origen altamente explosivo tras el colapso de la caldera. En tanto, para ambos sectores no se reconocen líticos (Tabla 3.1).



**Fotomicrografía 3.4.** Secciones transparentes de muestras intra y extracaldera de la ignimbrita Atana. LPP: Luz polarizada plana. NC: Nícoles cruzados. Anf: anfíbol, Plg: plagioclasa, Bt: biotita.

### 3.3. Difracción de Rayos X

Las muestras analizadas en difracción de rayos X (DRX) son 26 en total, consistentes en 18 rocas, 5 de sedimentos finos y 3 evaporitas (Tabla 1.1 en Anexo). En cuanto a las rocas, es común la identificación de plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda y piroxenos, tanto orto (enstatita), como clinopiroxeno (augita) y en menor medida, se reconocen minerales accesorios como apatito, esfeno y zircón, además de metálicos como hematita y magnetita (Tabla 3.3).

Localmente, se identifican anfíboles como ferropargasita y hornblenda pargasítica en las muestras extracaldera de la ignimbrita Atana (H1R1, J2R1), mientras que en el caso de los piroxenos se reconoce hipersteno en Patao (G4R1) y diópsido en Tucúcaro (Tabla 3.3).

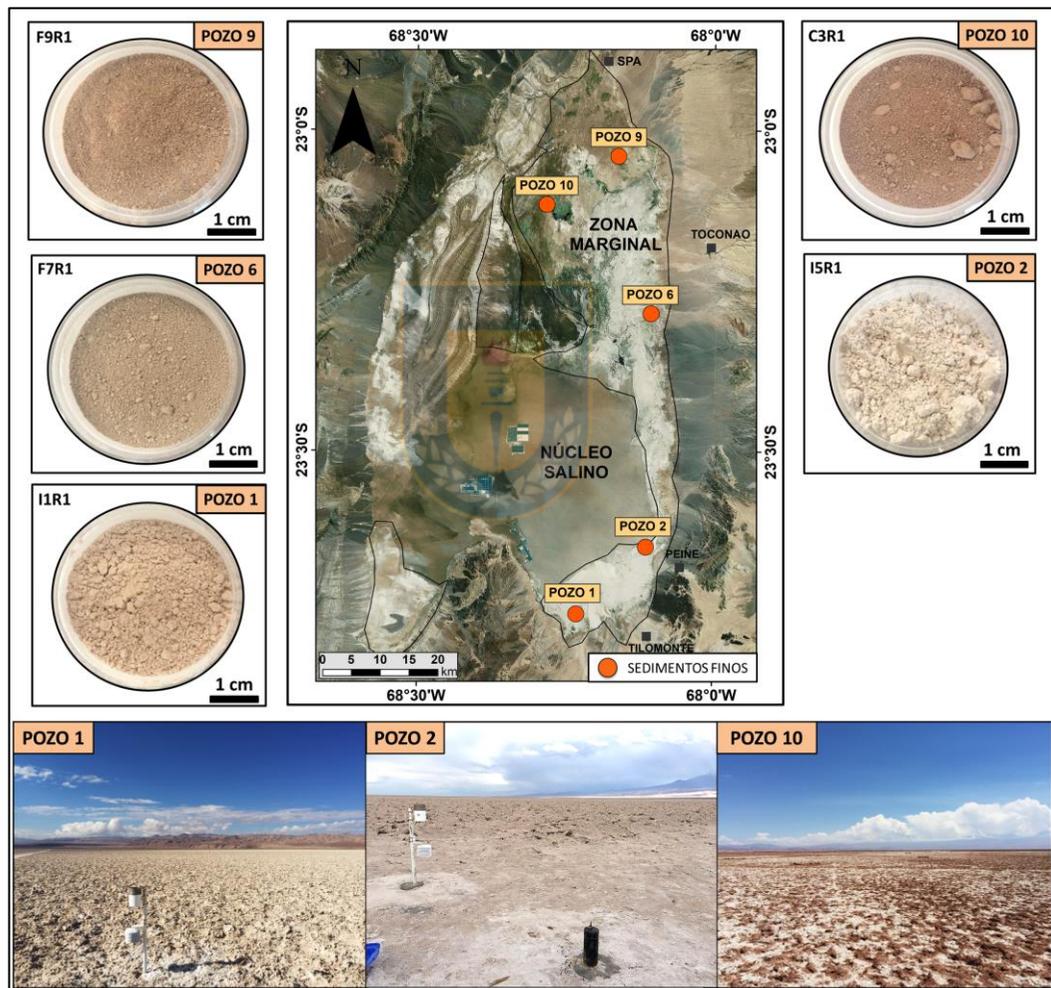
**Tabla 3.3.** Tabla de minerales formadores de rocas, accesorios, metálicos y asociados a desvitrificación (des) reconocidos en DRX para las muestras de ignimbritas y Formación Tuina.

		FORMADORES DE ROCAS						ACCESORIOS			METÁLICOS		DES		OBS	
		An	Qz	Op	Cp	Hb	Bt	Ap	Ef	Zr	Cc	Mg	Hm	Cr		Sa
ZONA NORTE	Sifón	X	X	X	X	X	X	X	X	—	—	X	X	—	—	Ab, Ru, Ms
	Tuina	—	X	—	—	—	—	—	—	—	X	—	—	—	—	
	Pelón	X	X	—	X	X	X	X	—	—	X	X	X	—	—	
	Cajón J6R1	X	X	X	X	X	X	—	—	—	—	X	—	X	X	
	Puripicar	X	X	X	X	X	X	X	—	—	—	—	X	X	X	
	Chaxas	X	X	X	—	X	X	X	—	—	—	X	X	X	X	
	Tatio	X	X	X	X	X	X	—	—	—	—	X	X	X	X	
ZONA SUR	Patao E1R1	X	X	—	X	X	X	X	—	X	—	—	X	X	—	Or
	Patao F2R2	X	X	X	X	—	X	X	—	X	—	—	X	X	—	Tr
	Patao G4R1	X	X	X	—	X	X	—	—	—	—	X	X	—	—	Hi, Tr, Or, At
	Atana H1R1	X	X	X	—	X	X	X	—	—	—	X	X	X	X	Fp
	Atana J2R1	X	X	—	X	X	X	X	—	X	—	X	X	X	X	Ob, Hp
	Atana J5R1	X	X	X	X	X	X	—	—	—	—	X	X	X	—	Ob, Or
	Tuyajto E4R1	X	X	X	X	—	X	—	—	—	—	X	X	X	X	
	Tuyajto G2R1	X	X	X	X	—	—	—	—	—	—	—	X	X	X	
	Cajón E3R1	X	X	X	X	X	X	X	X	—	—	—	X	X	—	Ms
	Toconao	X	X	—	—	X	X	X	—	—	—	—	X	X	X	Ob, Ab
	Tucúcaro	X	—	—	X	X	X	—	—	—	—	X	X	X	X	Ob, Dp, Ye

An: andesina, Qz: cuarzo, Op: ortopiroxeno, Cp: clinopiroxeno, Hb: hornblenda, Bt: biotita, Ap: apatito, Ef: esfeno, Zr: zircón, Cc: calcita, Mg: magnetita, Hm: hematita, Cr: cristobalita, Sa: sanidina, Ab: albita, Ru: rutilo, Ms: muscovita, Or: ortoclasa, Tr: tridimita, Hi: hipersteno, At: anortoclasa, Fp: ferropargasita, Ob: oxibiotita, Hp: hornblenda pargasítica, Dp: diópsido, Ye: yeso.

La asociación cristobalita y sanidina, característica de procesos de desvitrificación (McPhie y otros, 1993), es observada en la mayoría de las ignimbritas depositadas en el área de estudio (Tabla 3.3). Se reconoce principalmente en muestras obtenidas dentro de la CO, siendo ausente en unidades de la CD y sus alrededores, particularmente en la Formación Tuina e ignimbritas miocenas Pelón y Sifón (Tabla 3.3). Algunas fases afines a éstas se relacionan con la identificación de tridimita en Patao (F2R2, G4R1), como también de ortoclasa en Atana (J5R1) y Patao (E1R1, G4R1). Por otro lado, al igual que en la descripción petrográfica, la muestra Tuina exhibe una mineralización que no se condice con el resto de las rocas analizadas, identificándose fases como muscovita, calcita y albita en DRX (Tabla 3.3).

Las fracciones finas analizadas en el SDA se sitúan sobre extensas planicies cubiertas por sedimentos, materia orgánica y fases evaporíticas (Figura 3.3), cuyas tonalidades varían según la ubicación en que fueron extraídos, al igual que su capacidad higroscópica o adsorción de humedad. En la zona norte del salar, estos sedimentos adquieren tonalidades pardo anaranjadas con aspecto terroso, lo que evidenciaría un mayor aporte terrígeno para los pozos 9 y 10. Por el contrario, los sedimentos en el extremo sur del salar presentan tonalidades blanco a anaranjadas en los pozos 1 y 2, exhibiendo este último los tonos más claros de la zona marginal, concordante con su ubicación adyacente al núcleo salino (Figura 3.3).



**Figura 3.3.** Ubicación y aspecto de sedimentos analizados en la zona marginal del SDA, complementadas con imágenes de sitios visitados en terreno.

En todos los difractogramas de estos sedimentos se reconocen fases evaporíticas como yeso y halita, mientras que silicatos como cuarzo y plagioclasa son recurrentes para la mayoría de éstos, con excepción del pozo 2. En particular, el registro de muscovita es común para los sedimentos

depositados al N-NE del núcleo salino (pozos 6, 9, 10), lo que contrasta con la precipitación de aragonito y anhidrita hacia el sur del salar, identificados en los pozos 1 y 2 respectivamente. De manera local, se reconoce la precipitación de boratos como ulexita en el pozo 6 (Tabla 3.4).

En general, existe una fuerte correlación entre una mayor identificación de fases evaporíticas y su proximidad al núcleo salino, lo que puede ser observado principalmente en el pozo 2. Esto difiere de la identificación de silicatos hacia sectores más distales al núcleo, lo cual ha sido registrado en los sedimentos del extremo norte del SDA. Para esta última zona es más probable una mayor influencia de la erosión y transporte de sedimentos desde la CO, que una generalizada precipitación de facies químicas.

**Tabla 3.4.** Tabla de minerales identificados en DRX para sedimentos finos y evaporitas (eva), desagregados en silicatos y tipo de fase evaporítica.

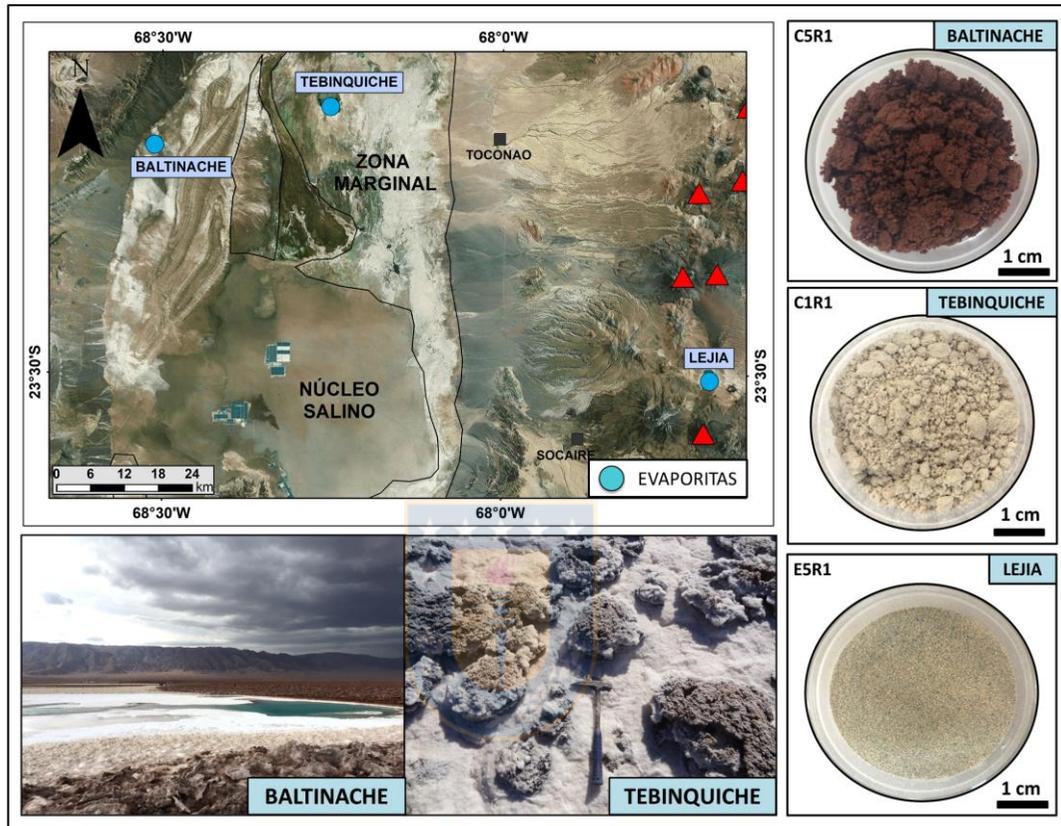
		SILICATOS			EVAPORITAS				OBS	
		Qz	An	Ms	Cc	Ye	Ah	Ha		Ux
FINOS	Pozo 10	X	X	X	—	X	—	X	—	
	Pozo 9	X	—	X	—	X	—	X	—	Ab
	Pozo 6	X	—	X	X	X	—	X	X	Ao
	Pozo 2	—	—	—	—	X	X	X	—	
	Pozo 1	X	X	—	X	X	—	X	—	Ar
EVA	Baltinache	—	—	—	—	—	X	X	—	IC, SL
	Tebinquiche	—	—	—	X	X	—	X	—	
	Lejia	X	X	X	X	X	—	—	—	

Qz: cuarzo, An: andesina, Ms: muscovita, Cc: calcita, Ye: yeso, Ah: anhidrita, Ha: halita, Ux: ulexita, Ab: albita, Ao: anortita, Ar: aragonito, IC: iodato de Cs, SL: sulfato de Li-Rb.

Para el estudio de evaporitas fueron analizadas 3 muestras provenientes de distintas lagunas salinas. La laguna Baltinache en el llano de la Paciencia (LLP), se caracteriza por exhibir costras de escasa dimensión y aspecto hexagonal, rodeada por sedimentos de tonalidades pardo oscuras, mientras que la laguna Tebinquiche se localiza en plena zona marginal del SDA, presentando una superficie rugosa de dimensiones centimétricas compuesta por evaporitas (Figura 3.4). Por su parte, la laguna Lejia se sitúa en la CO, donde precipitan niveles poco potentes de yeso estratificado, conformado por cristales tabulares de fácil disgregación.

Estas evaporitas difieren en su ubicación geográfica, tonalidades y en la capacidad higroscópica de las partículas que las componen. La evaporita Baltinache posee un aspecto terroso, colores café oscuro y gran facilidad para absorber humedad, la que es evidenciada por la formación de

numerosos grumos en condiciones ambientales. Con una capacidad higroscópica similar, la evaporita Tebinquiche sólo difiere de Baltinache en sus tonalidades y ambas contrastan fuertemente con la evaporita Lejia, que presenta una baja adsorción de humedad, buena selección en sus partículas y colores verdosos a grisáceos (Figura 3.4).



**Figura 3.4.** Ubicación y aspecto de evaporitas precipitadas en las lagunas Baltinache, Tebinquiche y Lejia, complementadas con imágenes de sitios visitados en terreno.

Considerando la mineralogía reconocida en DRX para las evaporitas, estas pueden ser agrupadas en 2 zonas principales. Una relacionada a la cuenca de Atacama (CDA), donde precipitan exclusivamente evaporitas en las muestras Baltinache y Tebinquiche, tales como anhidrita, yeso, calcita y halita (Tabla 3.4). Esto se condice con la alta capacidad higroscópica que poseen estas evaporitas, la cual se podría relacionar con el predominio de sales que se acumulan en estas depresiones. En cambio, la evaporita Lejia registra fases silicatadas como plagioclasa, cuarzo y muscovita (Tabla 3.4), lo que da cuenta de una mayor acumulación de sedimentos provenientes de unidades que colindan con esta pequeña cuenca en la CO, lo que explicaría la mixtura entre fases silicatadas y evaporíticas para esta muestra.

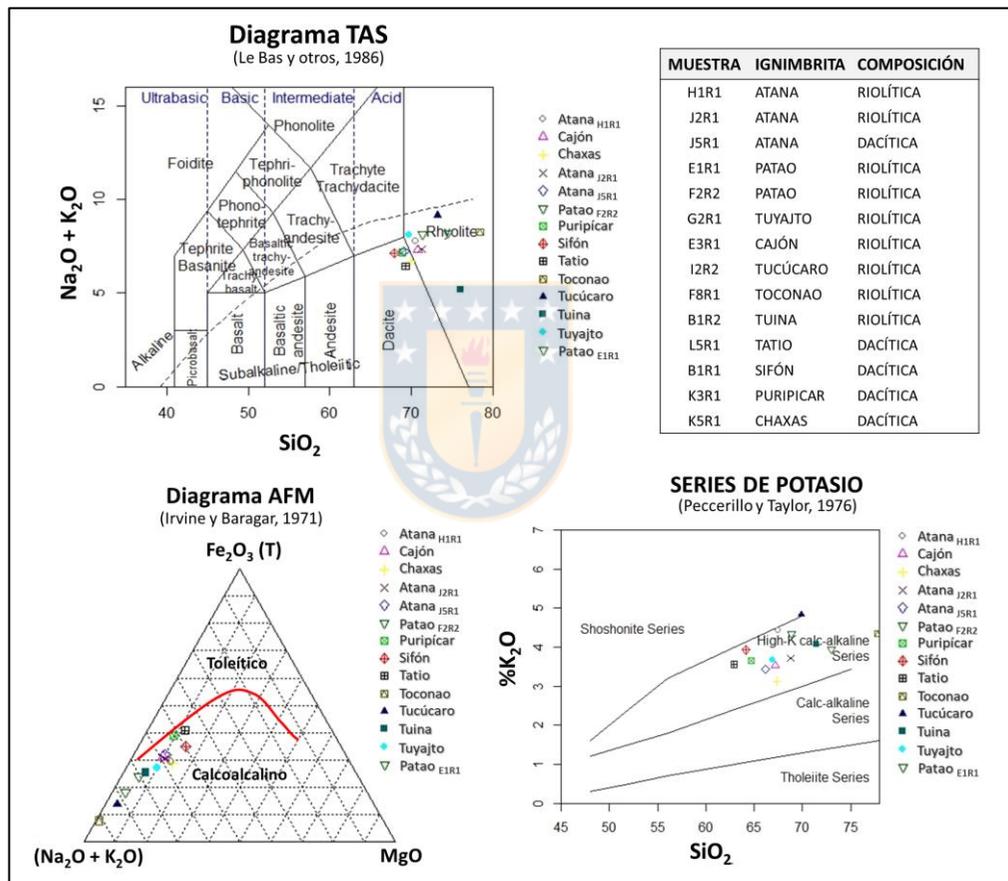
### 3.4. Geoquímica de Elementos Mayores y Trazas

Las muestras analizadas geoquímicamente corresponden a 14 rocas, 5 de sedimentos finos y 2 evaporitas (Tabla 1.1 en Anexo), las que fueron examinadas mediante espectrometría de masa con plasma inductivamente acoplado (ICP-MS) y de la cual se obtuvieron concentraciones de elementos mayoritarios, trazas y tierras raras (Tabla 3.3; 3.4; 3.5 en Anexo). Por su parte, los contenidos de Li fueron analizados mediante espectrometría de emisión óptica con plasma inductivamente acoplado (ICP-OES; Tabla 3.3 en Anexo), mientras que los contenidos elementales del B fueron medidos por activación neutrónica de gammas inmediatos (PGNAA; Tabla 3.4 en Anexo).

La mayoría de las rocas estudiadas pertenecen a distintas ignimbritas, por lo que fueron originadas a partir de centros de emisión que varían composicionalmente entre sí, lo que impide el tratamiento de las mismas como rocas co-magmáticas. Debido a esta razón, para el presente trabajo no se realizaron diagramas de Harker (1906), ni multielementos. Por otro lado, considerando el diagrama *Total Alkali vs. Silica* (TAS) (Le Bas y otros, 1986), estas litologías fueron clasificadas de composición dacítica a riolítica, cuyos contenidos de SiO<sub>2</sub> varían principalmente entre 64 y 72% (Figura 3.5). A su vez, del diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) se obtiene que la totalidad de las muestras poseen un marcado carácter calcoalcalino, al igual que altos contenidos de potasio (Peccerillo y Taylor, 1976; Figura 3.5).

Al comparar la concentración de elementos mayoritarios entre rocas, sedimentos finos y evaporitas, se registran notorias variaciones para la sílice (SiO<sub>2</sub>), aluminio (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), hierro (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) y potasio (K<sub>2</sub>O), cuyos valores más altos fueron observados en las ignimbritas de la CO (Figura 3.6). En general, estos elementos en las muestras de rocas poseen contenidos similares a la media de la corteza superior (Rudnick y Gao, 2004), con excepción del Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, el cual presenta mayores concentraciones en ignimbritas de la zona norte (Puripicar, Sifón, Tatio) e importantes variaciones entre secuencias. En tanto, el K<sub>2</sub>O muestra un leve y generalizado enriquecimiento en relación a la media de la corteza superior (Figura 3.6).

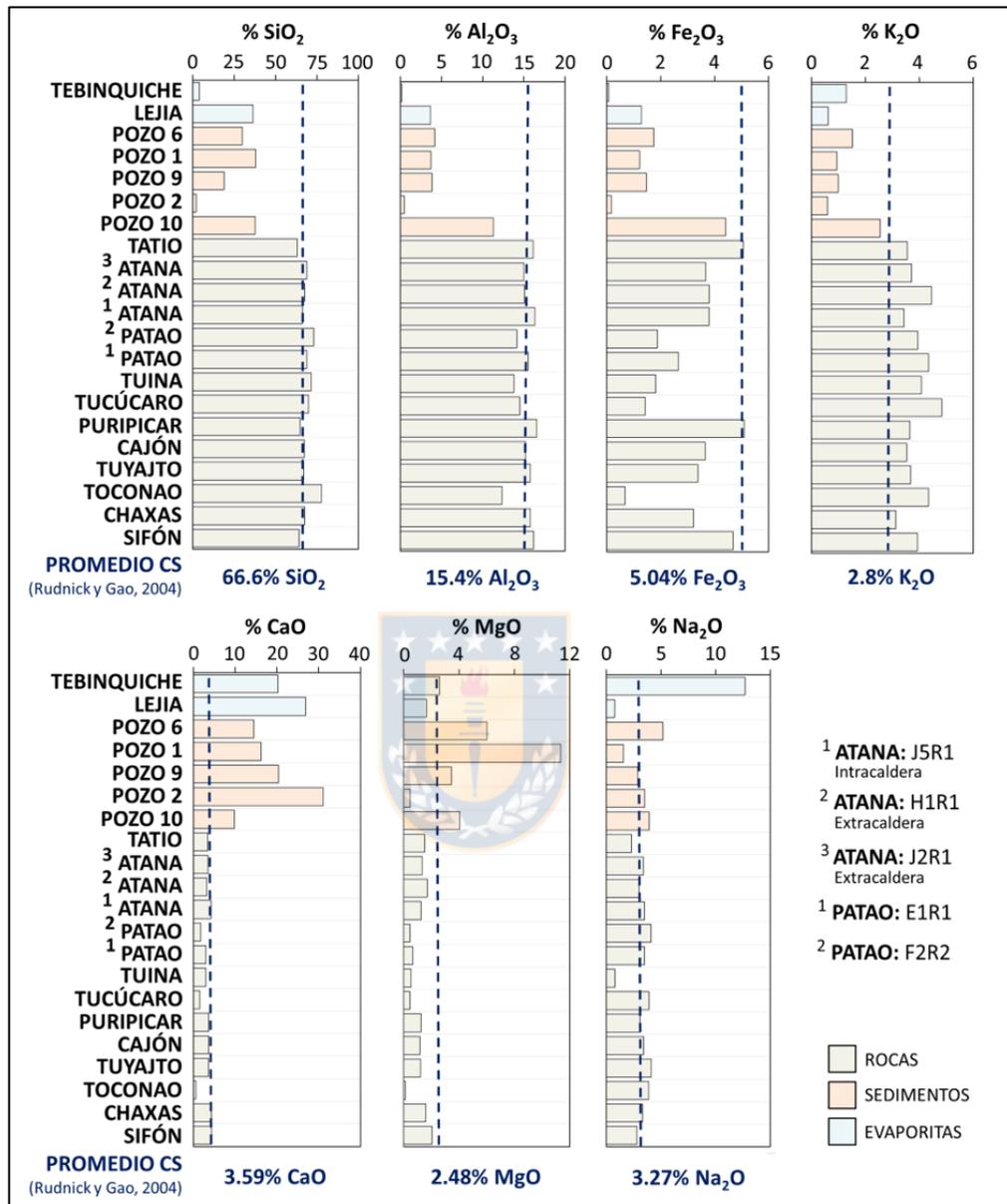
Para los sedimentos finos, las mayores concentraciones de  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  y  $K_2O$  fueron registradas en el pozo 10 (Figura 3.6), mientras que para el pozo 2 y evaporita Tebinquiche se observan los contenidos más bajos de  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  y  $Fe_2O_3$  de toda el área de estudio. Por el contrario, otros elementos como el  $CaO$  y  $MgO$ , exhiben en general mayores concentraciones en sedimentos y evaporitas al ser comparados con las rocas, mostrando en algunos casos significativos enriquecimientos en relación a la media de la corteza superior (Figura 3.6). En este sentido, las máximas concentraciones de  $MgO$  y  $CaO$  fueron establecidas en la zona sur del SDA, en los pozos 1 y 2 respectivamente (Figura 3.6).



**Figura 3.5.** Clasificación geoquímica de las rocas considerando diagramas TAS, AFM y series de Potasio.

En particular, el  $Na_2O$  muestra alzas discretas en sus contenidos para algunos sectores del SDA, siendo las mayores concentraciones de este elemento medidos en los sedimentos del pozo 6 (Figura 3.6). En cuanto a las evaporitas, éstas registran altos contenidos de  $Na_2O$  en los depósitos salinos de la laguna Tebinquiche, el cual excede en cerca de 4 veces la media de la corteza superior (Figura 3.6). En tanto, se reconoce una sistemática disminución de la mayoría de los

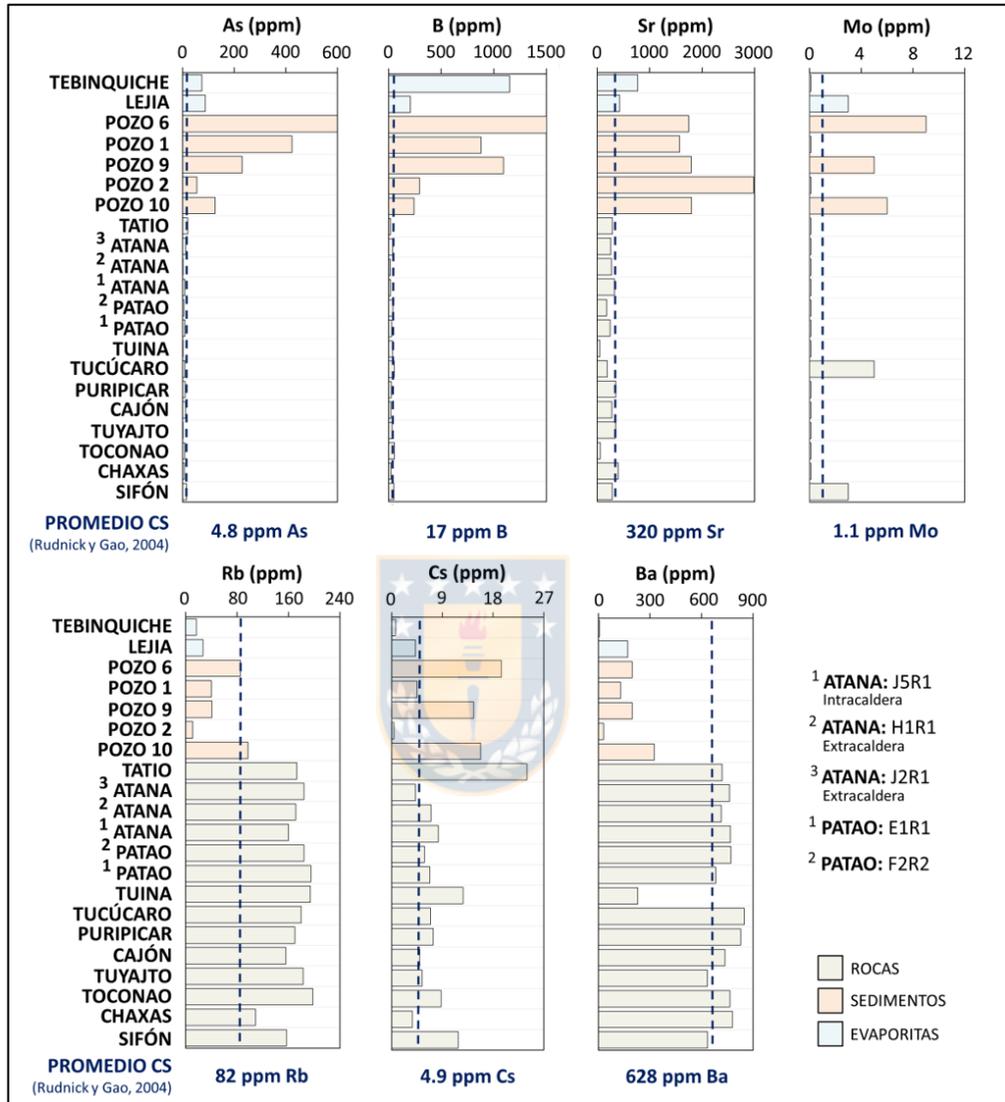
elementos formadores de rocas para el pozo 2, con excepción del  $\text{Na}_2\text{O}$  y principalmente del  $\text{CaO}$  (Figura 3.6).



**Figura 3.6.** Concentración de elementos mayoritarios en rocas, sedimentos finos y evaporitas, comparados con la media de la corteza superior (CS).

De los elementos trazas analizados en geoquímica, se observan características particulares dentro del área de estudio para el arsénico (As), bario (Ba), boro (B), cesio (Cs), estroncio (Sr), molibdeno (Mo) y rubidio (Rb). De éstos, el As y B reportan enriquecimientos extremos en las fracciones finas del SDA, cuyos máximos valores fueron medidos en el pozo 6 (Figura 3.7). En tanto, para las evaporitas se reconoce un significativo aumento de B en Tebinquiche y ambas

presentan contenidos similares de As, con valores que exceden con creces la media de la corteza superior (Figura 3.7). En relación al Sr, éste presenta un comportamiento similar al observado para el CaO en la zona marginal, con una importante acumulación en el pozo 2 (Figura 3.7).



**Figura 3.7.** Concentración de elementos trazas en las rocas, sedimentos finos y evaporitas, comparados con la media de la corteza superior (CS).

Otro elemento que describe una distribución particular a lo largo de la zona marginal es el Mo, el cual se concentra exclusivamente en los sedimentos depositados al norte del SDA (pozos 6, 9, 10; Figura 3.7). La singularidad de este elemento radica en su baja concentración en las rocas de la CO, con excepción de las ignimbritas Tucúcaro y Sifón (Figura 3.7). De igual manera, importantes contenidos de Mo fueron registrados en la evaporita Lejia, lo que contrasta con los

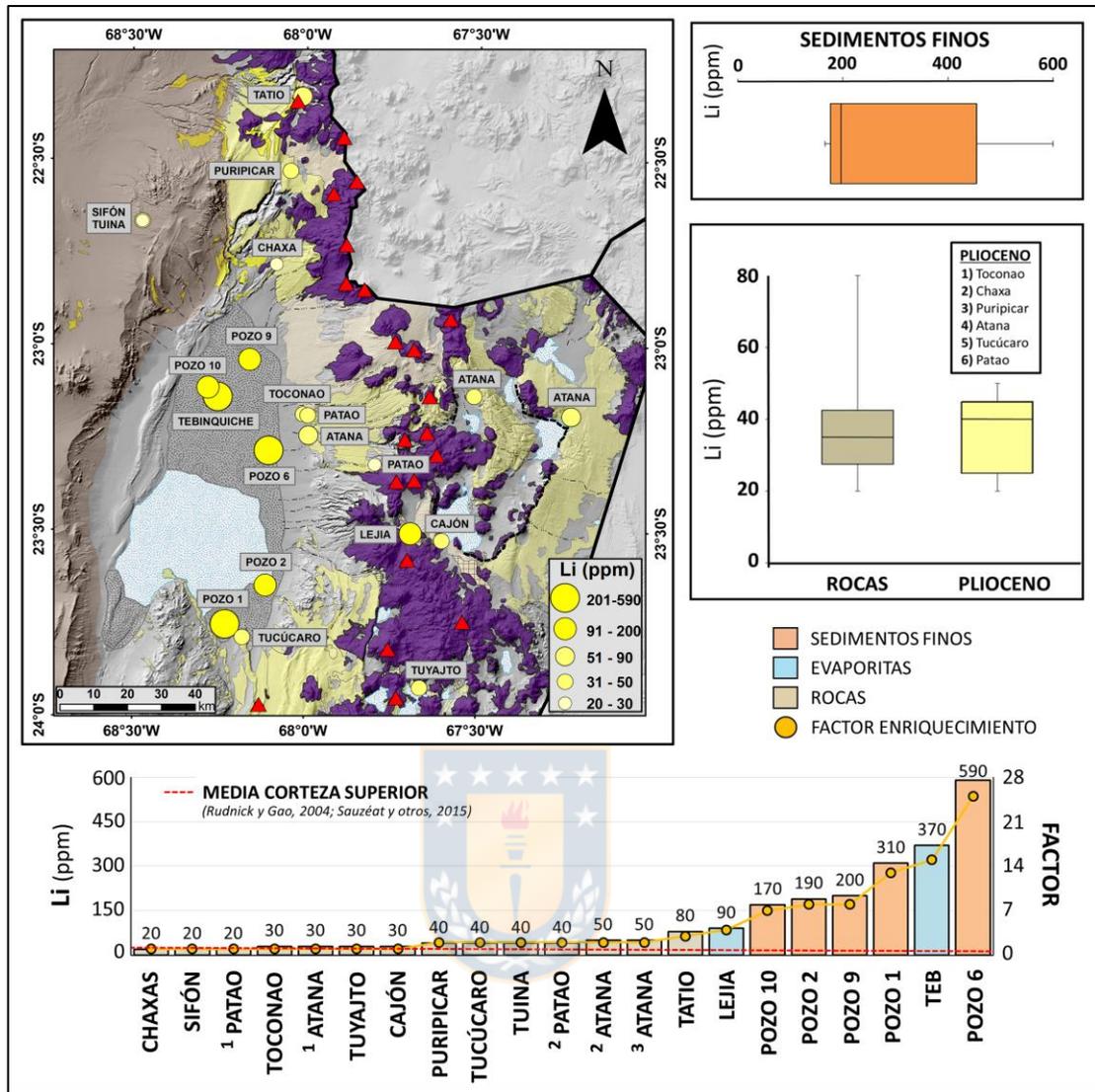
valores bajo el límite de detección medidos en los pozos 1 y 2, depositados al sur del núcleo salino (Figura 3.7).

Adicionalmente, se observa una fuerte correlación entre el Mo y Cs en los sedimentos de la zona norte del SDA (pozos 6, 9, 10), como también en la evaporita Lejía (Figura 3.7). Sin embargo, a diferencia del Mo, el Cs fue registrado en las fracciones finas depositadas al sur del salar y en todas las ignimbritas de la CO (Figura 3.7). Otra asociación característica se observa en el comportamiento similar que presentan el K<sub>2</sub>O y Rb, en las ignimbritas y sedimentos del SDA (Figura 3.6; 3.7), lo que se podría relacionar con un origen común para estos elementos. En menor medida, el Ba y Cs también exhiben cierta similitud con el K<sub>2</sub>O y Rb en la zona marginal, coincidiendo en sus mayores concentraciones para los pozos 6 y 10 (Figura 3.7).

### 3.5. Concentración de Li

La concentración de Li fue analizada en 14 muestras de rocas, 5 de sedimentos finos y 2 evaporitas (Tabla 1.1 en Anexo), las cuales registran marcadas diferencias entre sí. Los contenidos de Li en las rocas comúnmente igualan o exceden la media de la corteza superior, estimada en 24 ppm (Rudnick y Gao, 2004) y  $30,5 \pm 3,6$  ppm (Sauzéat y otros, 2015). En particular, altas concentraciones fueron medidas en las ignimbritas pliocenas Atana, Patao, Puripicar y Tucúcaro, cuyos valores fluctúan entre 40 y 50 ppm de Li, mientras que la ignimbrita Tatio registra el mayor contenido de este elemento (80 ppm), el cual prácticamente duplica al resto de las ignimbritas en la CO (Figura 3.8).

La ignimbrita Atana corresponde a la secuencia con el mayor número de muestras analizadas, registrando sus mayores contenidos de Li en niveles extracaldera de la unidad (50 ppm), tanto al este (J2R1), como al oeste (H1R1) de la CLP, lo que difiere de su nivel intracaldera (J5R1) que reporta menores concentraciones de Li (30 ppm). Por su parte, el mayor contenido de Li en la ignimbrita Patao (40 ppm) coincide con los depósitos más distales al centro de emisión (F2R2), en donde predominan las fases vítreas (84%) y principalmente las esquirlas (81%). Estos valores también fueron observados en las ignimbritas Tucúcaro y Puripicar, además de la Formación Tuina, cuyos contenidos de Li duplican a los obtenidos en las muestras Chaxas, Patao (E1R1) y Sifón (Figura 3.8).



**Figura 3.8.** Mapa ponderado de la concentración de Li y diagramas de caja realizados para las rocas, siendo 9 de éstas de edad pliocena y 5 de sedimentos finos. Gráfico relaciona contenidos de Li con su respectivo factor de enriquecimiento al ser comparado con la media de la corteza superior. Números de Atana y Patao idénticos a Figura 3.6.

El promedio de Li en las rocas (37 ppm) presenta un leve enriquecimiento en relación a la media de la corteza superior (Rudnick y Gao, 2004; Sauzéat y otros, 2015), donde los mayores contenidos fueron observados en las ignimbritas pliocenas (Figura 3.8). Por otro lado, los sedimentos y evaporitas de la zona marginal hospedan concentraciones de Li muy superiores en comparación a las ignimbritas, registrando factores de enriquecimiento que exceden entre 4 y 25 veces la media de la corteza superior (Figura 3.8). Esto da cuenta de importantes procesos concentradores que se desarrollan en la zona marginal del salar, siendo los sedimentos más distales al núcleo empobrecidos en Li (170-190 ppm), al ser comparado con los sectores

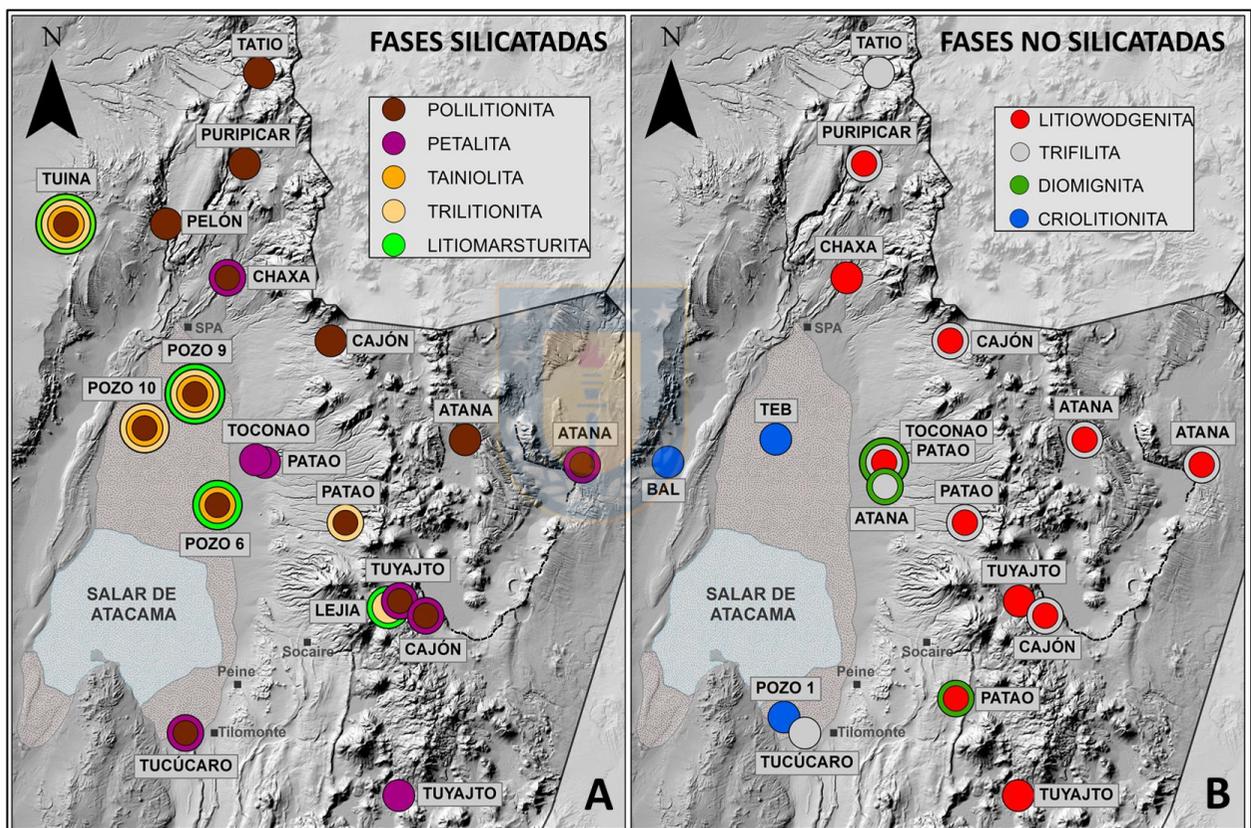
proximales a éste (310-590 ppm). En tanto, para las evaporitas se registran bajos contenidos de Li en Lejía y altos en Tebinquiche (Figura 3.8).

La evaluación de potenciales fases huésped de Li en DRX, busca establecer si existe una relación entre el Li concentrado en las rocas, sedimentos y evaporitas, con la presencia de minerales enriquecidos en este elemento. Para este fin, se consideró las primeras 200 fases identificadas por el *software* DIFFRAC.EVA, sin aplicación de filtros previos y segmentando la búsqueda en 4 intervalos de 0-50, 51-100, 101-150 y 151-200, donde los menores valores reflejan una mejor correlación entre el difractograma obtenido y los parámetros del *software* (Tabla 3.5).

**Tabla 3.5.** Tabla de fases huésped de Li reconocidas en DRX, desagregadas en el intervalo donde fueron identificados para las rocas, sedimentos y evaporitas.

MINERAL	TOTAL	MUESTRA	INTERVALOS			
			0 - 50	51 - 100	101 - 150	151 - 200
<b>POLILITIONITA</b> Filosilicato	15	12 Rocas	8	2	—	2
		3 Sedimentos	1	2	—	—
		— Evaporitas	—	—	—	—
<b>TAINIOLITA</b> Filosilicato	5	2 Rocas	1	—	1	—
		3 Sedimentos	—	1	2	—
		— Evaporitas	—	—	—	—
<b>TRILITIONITA</b> Filosilicato	4	1 Rocas	1	—	—	—
		2 Sedimentos	1	1	—	—
		1 Evaporitas	—	—	1	—
<b>LITIOMARSTURITA</b> Inosilicato	4	1 Rocas	—	—	—	1
		2 Sedimentos	—	2	—	—
		1 Evaporitas	—	1	—	—
<b>PETALITA</b> Tectosilicato	8	8 Rocas	2	3	1	2
		— Sedimentos	—	—	—	—
		— Evaporitas	—	—	—	—
<b>TRIFILITA</b> Fosfato	12	11 Rocas	—	4	3	4
		1 Sedimentos	—	—	—	1
		— Evaporitas	—	—	—	—
<b>LITOWODGENITA</b> Óxido	12	12 Rocas	—	9	2	1
		— Sedimentos	—	—	—	—
		— Evaporitas	—	—	—	—
<b>DIOMIGNITA</b> Borato	4	4 Rocas	—	2	1	1
		— Sedimentos	—	—	—	—
		— Evaporitas	—	—	—	—
<b>CRILITIONITA</b> Haluro	3	— Rocas	—	—	—	—
		1 Sedimentos	1	—	—	—
		2 Evaporitas	—	—	1	1

De los silicatos, la subclase que registra la mayor afinidad como huésped de Li son los filosilicatos (Tabla 3.6 en Anexo), presentando un comportamiento ligeramente compatible con la estructura de la biotita (Benson y otros, 2017). En este sentido, las micas poseen el mayor número de sugerencias en DRX, principalmente polilitionita y en menor medida, tainiolita y trilitionita (Tabla 3.5). En particular, la polilitionita es la fase que presenta la mejor correlación entre los *peaks* teóricos y los difractogramas obtenidos, siendo reportada en 15 de las 26 muestras estudiadas (Tabla 3.5) y reconocida tanto en las rocas, como en los sedimentos de la zona norte del salar (Figura 3.9a).



**Figura 3.9.** Ubicación de las principales fases huésped de Li identificadas en DRX. a) Minerales silicados. b) Minerales no silicados. BAL: Baltinache, TEB: Tebinquiche.

Por otro lado, la muestra Tuina situada en plena CD, registra la mayor cantidad de micas (polilitionita, tainiolita, trilitionita) identificadas en DRX para el área de estudio, mientras que otros silicatos como petalita también son comunes (Figura 3.9a), al igual que fases no silicadas como trifilita o litiowodgenita (Figura 3.9b). Por su parte, en los alrededores de Toconao se reconoce diomignita en las ignimbritas Atana (H1R1), Patao (F2R2) y Toconao, las cuales se encuentran próximas al pozo 6 (Figura 3.9b).

En cuanto a la zona marginal del SDA, existe un predominio en el reconocimiento de fases silicatadas (tainiolita, trilitionita, litiomarsturita, polilitionita) al norte del núcleo salino, particularmente en los pozos 6, 9 y 10 (Figura 3.9a). De manera similar, para la evaporita Lejía se identificaron silicatos como litiomarsturita y trilitionita, lo que contrasta con el registro de haluros como criolitionita en las evaporitas Baltinache y Tebinquiche, al igual que para el pozo 1 (Figura 3.9b). Esto configura un marcado contraste en el tipo de fase que podría hospedar al Li en la periferia del SDA.



## 4. DISCUSIÓN

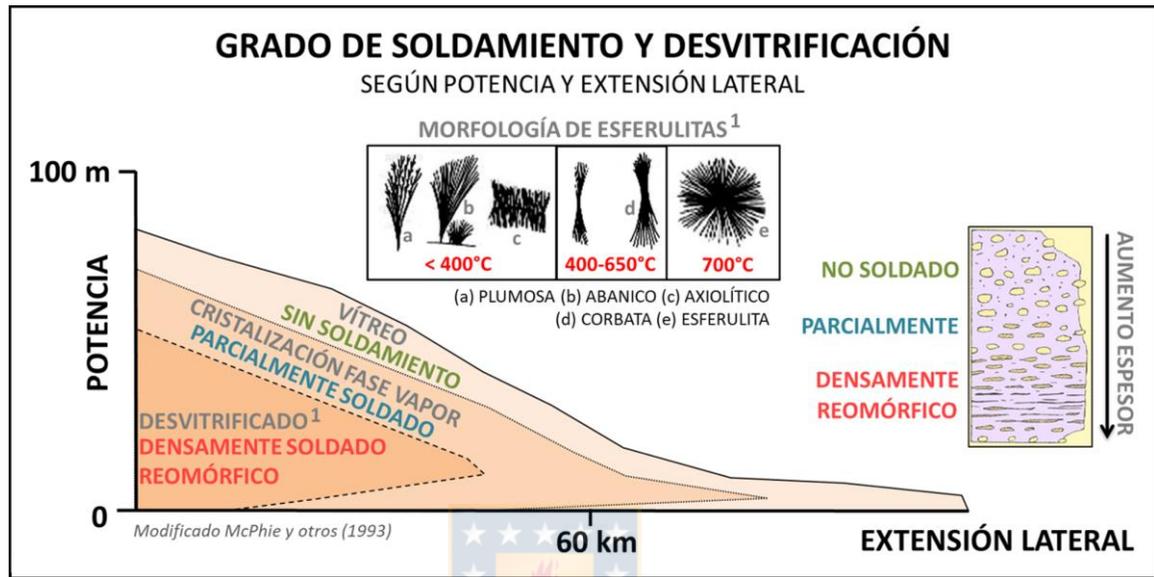
### 4.1. Aspectos Texturales y Composicionales

La mineralogía identificada en microscopia y difracción de rayos X (DRX) se condice con las descripciones previas realizadas en estas ignimbritas (Ramírez y Gardeweg, 1982; Marinovic y Lahsen, 1984; Gardeweg y Ramírez, 1985). En ambos casos se reconocen mayoritariamente plagioclasa y cuarzo, además de biotita, anfíbol, piroxenos (clino y ortopiroxeno), óxidos de hierro (magnetita, hematita) y minerales accesorios como apatito, esfeno y zircón. En cuanto a los feldespatos, se identifican minerales como andesina y sanidina en DRX, siendo este último comúnmente asociado a rocas volcánicas de composición félsica y altas temperaturas de cristalización (Anthony y otros, 2001). De igual manera, se reconoce cristobalita como polimorfo de alta temperatura del SiO<sub>2</sub>, cuyo origen es similar al de la sanidina, asociado a rocas volcánicas félsicas o conformando esferulitas (Logfren, 1971). Localmente, se reconocen otros polimorfos como tridimita, el cual indica menores temperaturas de cristalización (Anthony y otros, 2001).

La asociación cristobalita y sanidina fue observada en DRX para la mayoría de las rocas, la cual es característica de procesos de desvitrificación (McPhie y otros, 1993; Anthony y otros, 2001). Este se genera por la nucleación y crecimiento de cristales, principalmente cuarzo y feldespato, que reemplazan a las fases vítreas en condiciones de altas temperaturas (McPhie y otros, 1993). El vidrio al ser termodinámicamente inestable no posee una estructura cristalina definida, siendo susceptible a procesos que dependen de la temperatura del sistema o la composición de soluciones acuosas (Logfren, 1970). Esta paragénesis se correlaciona con la descripción de esferulitas y texturas de desvitrificación al microscopio, las que son comunes en las ignimbritas Atana, Cajón, Patao, Puripicar y Toconao (Fotomicrografía 3.3).

Los procesos de desvitrificación se desarrollan preferencialmente en secuencias con moderado a intenso grado de soldamiento, donde las variaciones de temperaturas y composición de los fluidos determinan la morfología que adquieren estos agregados minerales al producirse la desvitrificación (Logfren, 1971; McPhie y otros, 1993). Las distintas texturas que pueden exhibir las esferulitas dependen de la temperatura de nucleación, las cuales han sido estimadas entre

400° y 700°C (Befus y otros, 2015; Figura 4.1). Estas temperaturas son probables de alcanzar en sectores más potentes de una ignimbrita, el que comúnmente coincide con un lento enfriamiento y mayores grados de desvitrificación, mientras que los niveles distales de una secuencia suelen presentar menor espesor y rápido enfriamiento de fases vítreas (Figura 4.1).



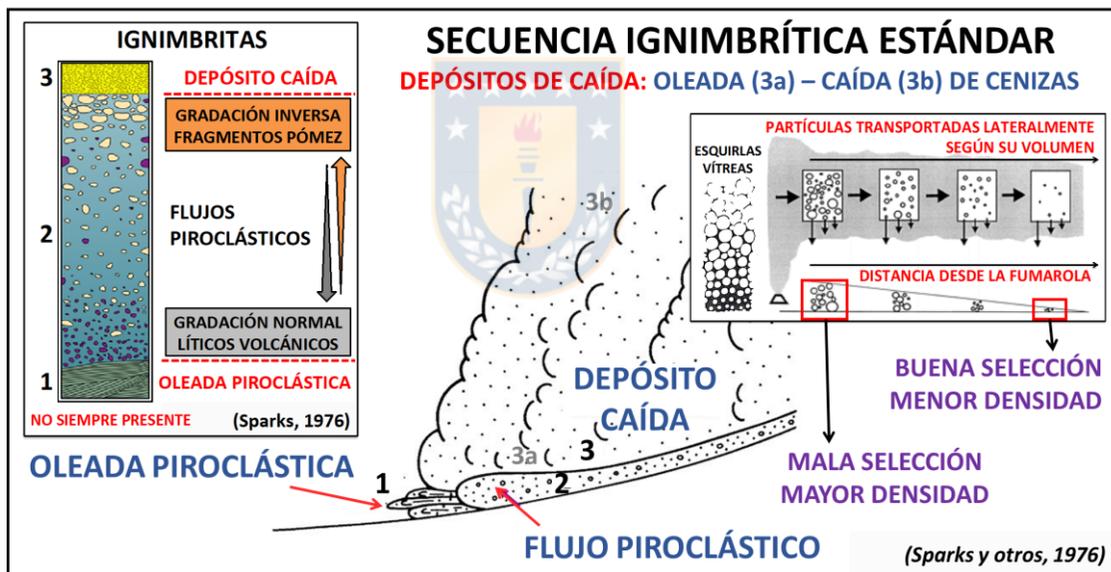
**Figura 4.1.** Esquema de la relación entre grado de soldamiento, potencia de una secuencia y procesos de desvitrificación.

El desarrollo de esferulitas como producto de desvitrificación puede generar variaciones en la geoquímica de los componentes vítreos, modificando las concentraciones de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , elementos trazas y tierras raras (McPhie y otros, 1993). Elementos incompatibles como el Li difunden con mayor rapidez desde las esferulitas hacia el vidrio o fundido adyacente, registrando menores contenidos en productos de desvitrificación (Befus y otros, 2015). Esto podría provocar una pérdida de Li en ignimbritas que presentan un intenso grado de desvitrificación y una consiguiente disminución en la cantidad de Li que pueden almacenar estas litologías en la cordillera Occidental (CO), tal como fue registrado en la muestra intracaldera de la ignimbrita Atana (30 ppm; J5R1).

El Li particiona preferencialmente hacia la fase vapor en comparación al fundido coexistente (Benson y otros, 2017), por lo que materiales extrusivos que no sean rápidamente enfriados podrían registrar valores mínimos de este elemento (Hofstra y otros, 2013). Esto es relevante teniendo en cuenta que las rocas piroclásticas descritas en este trabajo corresponden

principalmente a tobas vítreas, por lo que un importante grado de soldamiento y una intensa desvitrificación podrían determinar una considerable pérdida de Li, en caso de producirse un lento enfriamiento del flujo piroclástico.

La proporción de componentes piroclásticos como líticos o vidrio es comúnmente controlada por procesos gravitacionales. Los líticos volcánicos densos derivados del conducto, decrecen sistemáticamente a una mayor distancia a la fuente eruptiva (McPhie y otros, 1993), mientras que materiales ligeros como esquirlas o pómez pueden ser transportados a grandes distancias debido a la menor densidad que poseen estas partículas (Figura 4.2). Es así como en general, los niveles distales de una ignimbrita tienden a ser más vítreos en comparación a niveles proximales de una secuencia, tal como fue descrito para las ignimbritas Atana, Patao, Tucúcaro y Tuyajto (Tabla 3.2).

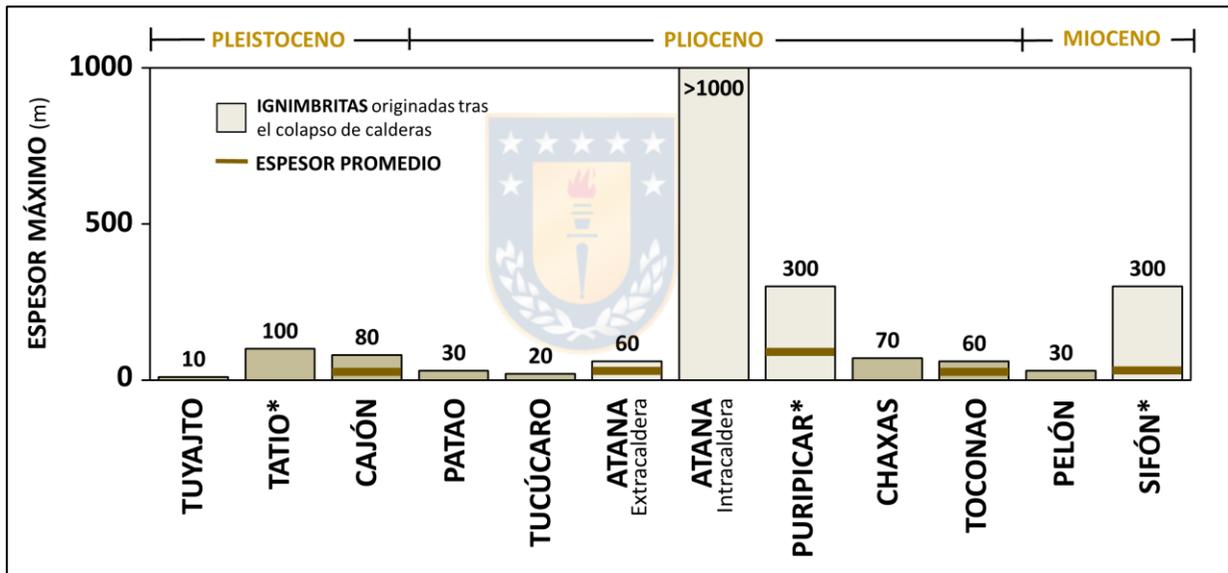


**Figura 4.2.** Esquema de una secuencia ignimbrítica estándar y sus principales características, en términos de la selección de las partículas, tipo de gradación y naturaleza del depósito.

Otro factor a considerar para la evaluación de Li consiste en el espesor o potencia de estas ignimbritas, la cual varía según su distancia al centro de emisión (Tabla 4.1; 4.2 en Anexo). Comúnmente, los mayores espesores son descritos en sectores proximales a la fuente, como también en profundas quebradas o valles, donde el depósito podría aumentar su potencia al disponerse encajonado (McPhie y otros, 1993). En términos prácticos, esta variable es difícil de establecer en el área de estudio debido a las escasas relaciones de corte que existen entre

ignimbritas, sumado a la similitud petrográfica y geoquímica de las secuencias, como también a la geomorfología montañosa de la zona (de Silva y Francis, 1989; Delgado y Pavez, 2015).

En general, las mayores potencias descritas en ignimbritas para el área de estudio se relacionan con el colapso de calderas, particularmente las de Pastos Grandes, Cerro Guacha y La Pacana (Gardeweg y Ramírez, 1987; de Silva y Francis, 1989). Asociado a esta última, la ignimbrita Atana registra importantes espesores en sus niveles intracaldera, estimados en hasta 2.000 m (Delgado y Pavez, 2015), mientras que sectores extracaldera presentan potencias entre 15 y 60 m (Ramírez y Gardeweg, 1982; Gardeweg y Ramírez, 1985; de Silva, 1989a). Por otro lado, sondajes realizados en el valle de El Tatio han registrado importantes espesores para las ignimbritas Sifón, Puripicar y Tatio (de Silva, 1989a; Figura 4.3).

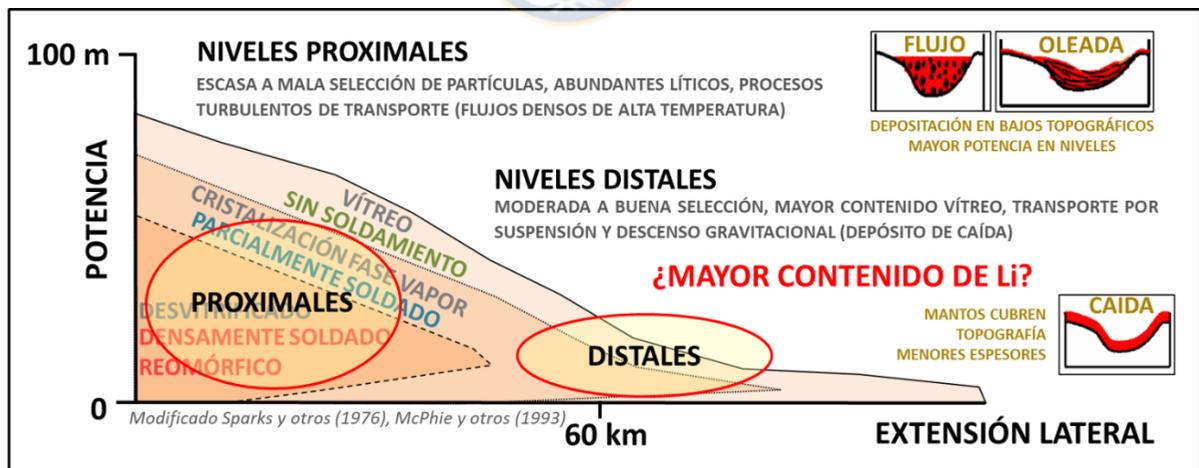


**Figura 4.3.** Espesores máximos y promedio reportados en literatura para cada ignimbrita. Detalles en Tabla 4.1 y 4.2 en Anexo. \*Mediciones en sondajes (de Silva, 1989a).

Las ignimbritas generadas tras el colapso de calderas presentan características similares entre sí, siendo los sectores intracaldera comúnmente de gran espesor (cientos de metros), densamente soldados en componentes juveniles (esquirlas, pómez) e intensamente desvitrificados (McPhie y otros, 1993). Esto difiere de los niveles extracaldera descritos generalmente con menores espesores (decenas de metros), escaso a moderado grado de soldamiento e intensidades variables de desvitrificación (Ramírez y Gardeweg, 1982; Gardeweg y Ramírez, 1985; de Silva, 1989a; Lindsay y otros, 2001a).

En particular, la ignimbrita Atana presenta una intensa desvitrificación en sectores intracaldera, la cual es reflejada por la observación de esferulitas bien desarrolladas al microscopio (Fotomicrografía 3.4). Estos niveles poseen una menor concentración de Li al ser comparados con sectores extracaldera de la ignimbrita, variando de 30 a 50 ppm respectivamente (Figura 3.8). Esta disminución podría asociarse a un mayor grado de difusión del Li en niveles intracaldera, lo que se condice con su carácter móvil y preferente partición hacia fases fluidas por sobre fundidas, bajo condiciones de altas temperaturas y lento enfriamiento (Hofstra y otros, 2013; Benson y otros, 2017).

Considerando que una ignimbrita puede presentar distintos flujos que varían en su extensión y potencia, surge la interrogante de cuáles serían los factores que determinan una mayor concentración de Li. En este sentido, las distintas muestras analizadas de las ignimbritas Atana y Patao difieren en su proporción de fases vítreas, cristales y líticos (Tabla 3.1), como también en su ubicación respecto al centro de emisión. Estratigráficamente, los niveles distales poseen una mejor selección de sus partículas y mayores contenidos de fases vítreas, principalmente de esquiras, mientras que hacia sectores proximales existe una menor selección y un aumento en la proporción de líticos (Sparks y otros, 1976; Figura 4.4).



**Figura 4.4.** Esquema de las variaciones texturales y composicionales entre niveles proximales y distales de una ignimbrita.

En el caso de las ignimbritas Atana y Patao, las muestras que poseen mayores contenidos de vidrio coinciden con un incremento en la concentración de Li y se sitúan en zonas distales al centro de emisión. Al no identificarse etapas tardías de cristalización (pegmatitas), ni tampoco un

fraccionamiento extremo que permita el desarrollo de minerales enriquecidos en Li, la relación empírica entre mayores proporciones de fases vítreas y un aumento en los contenidos de Li, sustentan la hipótesis de una correlación entre estas variables.

Por lo tanto, factores como la proporción de fases vítreas, la ubicación distal o proximal de un nivel en torno a su centro de emisión y las variaciones en el espesor de la secuencia, sumado al grado de soldamiento e intensidad de la desvitrificación, podrían ser claves para la evaluación del contenido de Li en niveles pertenecientes a una misma unidad. De igual manera, estas variables permitirían discriminar el potencial de una ignimbrita como reservorio o fuente de Li.

## 4.2. Superficie, Volumen y Contenido de Li

A pesar de que en el presente trabajo no se realizaron estimaciones de superficie o volumen en ignimbritas, estas variables pueden ser relevantes al evaluar su potencial como fuente de Li. Debido a la falta de disección y relaciones de corte que dificultan la correlación entre ignimbritas, la estimación de estas variables resulta bastante compleja en el área de estudio. De igual manera, ignimbritas voluminosas asociadas al colapso de una caldera pueden ser fácilmente confundibles entre sí, considerando las similitudes petrológicas existentes entre éstas (de Silva y Francis, 1989; Lindsay y otros, 2001a; Delgado y Pavez, 2015).

Las mayores superficies y volúmenes reportados para las ignimbritas de la CO se asocian a un vulcanismo explosivo originado por el colapso de grandes calderas hacia fines del Cenozoico (Salisbury y otros, 2011), lo que fue evidenciado con la depositación de las ignimbritas Atana, Puripicar y Sifón, cuyos volúmenes sobrepasan los 1.000 km<sup>3</sup> (Tabla 4.1). Investigaciones recientes en la ignimbrita Atana reportan volúmenes cercanos a los 600 km<sup>3</sup> para niveles extracaldera (Delgado y Pavez, 2015), el cual considera a los flujos depositados al este y oeste de la caldera La Pacana (CLP; Figura 2.2), como también a los descritos bajo la cobertura sedimentaria del salar de Atacama (SDA) (Jordan y otros, 2002). En tanto, para niveles intracaldera se han descrito volúmenes en torno a los 2.800 km<sup>3</sup>, siendo asociados principalmente al domo resurgente que origina al cordón La Pacana (Delgado y Pavez, 2015). En total, el volumen estimado para esta ignimbrita varía entre 3.400 y 3.500 km<sup>3</sup> (Tabla 4.1), lo que

sitúa a la CLP como una de las más grandes y explosivas a nivel mundial, siendo comparable con Yellowstone, La Garita o Toba (Mason y otros, 2004).

**Tabla 4.1.** Tabla de superficies y volúmenes reportados para las ignimbritas estudiadas en este trabajo, con sus respectivos centros de emisión y contenidos de Li en roca total e inclusiones vítreas (MI), siendo comparadas con tobas analizadas en otros sitios a nivel mundial (Hofstra y otros, 2013).

	SUPERFICIE (km <sup>2</sup> )	VOLUMEN (km <sup>3</sup> )	CENTRO DE EMISIÓN	Li (ppm)	
				Li ROCA	Li MI
<b>TUYAJTO</b>	75-80 <sup>5</sup>	—	Cordón de Puntas Negras <sup>5</sup>	30	—
<b>TATIO</b>	830 <sup>3</sup>	40 <sup>3</sup>	Domo riolítico Tocorpuri <sup>4</sup> Cerros de Tatio <sup>3</sup>	80	—
<b>CAJÓN</b>	800 <sup>2</sup>	80-100 <sup>9</sup>	Complejo volcánico Puricó <sup>5</sup>	30	142 <sup>9</sup>
<b>PATAO</b>	490 <sup>5</sup>	—	Cordón de Puntas Negras <sup>5</sup>	20-40	—
<b>TUCÚCARO</b>	600 <sup>5</sup>	—	Depresión pampa Tunco <sup>5</sup>	40	—
<b>ATANA</b> Extracaldera	7.700 <sup>6</sup>	550-650 <sup>11</sup>	Caldera La Pacana <sup>6</sup>	50	—
<b>ATANA</b> Intracaldera	700 <sup>6</sup>	2.870 <sup>11</sup>		30	—
<b>ATANA</b> <sub>TOTAL</sub>	8.400 <sup>6</sup>	3.400-3.500 <sup>11</sup>		30-50	477 <sup>8,9</sup>
<b>PURIPICAR</b>	600 <sup>4</sup>	1.500 <sup>2,3</sup>	Caldera Cerro Guacha <sup>7</sup>	40	—
<b>TOCONAO</b>	1.100 <sup>5</sup>	180 <sup>1</sup>	Caldera La Pacana <sup>8</sup>	30	—
<b>SIFÓN</b>	20.000 <sup>2,7</sup>	> 1.000 <sup>3</sup>	Caldera Pastos Grandes <sup>7</sup>	20	—
<b>SPOR</b> <b>MOUNTAINS</b> <sup>10</sup>	—	10	Complejo volcánico Spor Mountains (USA)	60-137	3.750
<b>BISHOP</b> <sup>10</sup>	7.200	600	Caldera Long Valley (USA)	21-37	74

1) Lindsay y otros (2001a), 2) de Silva (1989a), 3) Salisbury y otros (2011), 4) Marinovic y Lahsen (1984), 5) Ramírez y Gardeweg (1982)  
6) Gardeweg y Ramírez (1987), 7) de Silva y Francis (1989), 8) Lindsay y otros (2001b), 9) Schmitt (2001), 10) Hofstra y otros (2013)  
11) Delgado y Pavez (2015).

Por otro lado, la unidad más extensa descrita para el área de estudio corresponde a la ignimbrita Sifón, con una superficie estimada en 20.000 km<sup>2</sup> y asociada al colapso de la caldera Pastos Grandes (de Silva y Francis, 1989) (Figura 2.3). Esta secuencia fue datada al Mioceno ‘superior’ (Salisbury y otros, 2011) y presenta afloramientos aislados en la zona norte, con espesores de hasta 300 m medidos en el graben de El Tatio (de Silva, 1989a). Considerando su edad, distancia al centro de emisión y distribución geográfica, ésta podría subyacer a ignimbritas recientes (Puripicar, Tatio) que la cubrirían en gran parte de la CO (Figura 2.2). En tanto, las ignimbritas Patao, Tucúcaro y Tuyajto no registran estimaciones de volumen (Tabla 4.1).

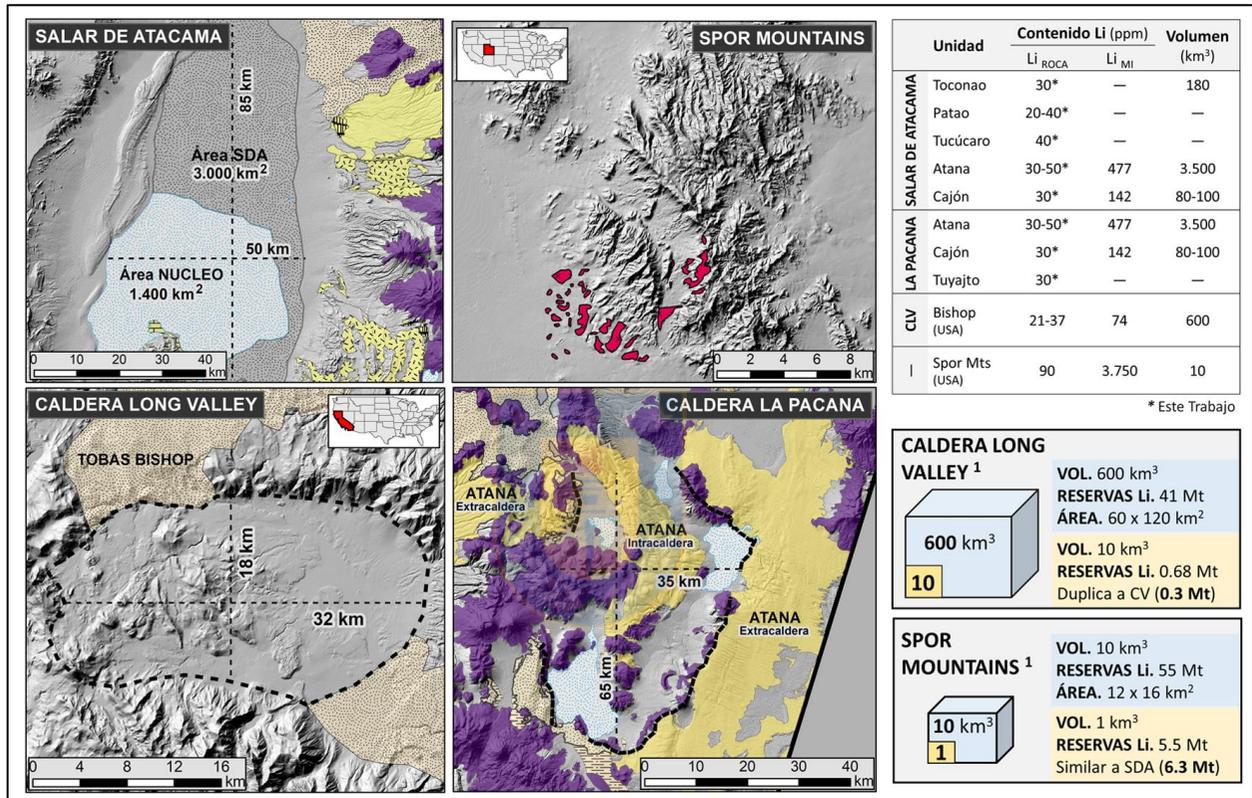
En términos generales, las ignimbritas pliocenas exhiben las mayores superficies y volúmenes del área de estudio (Salisbury y otros, 2011), con estimaciones que sobrepasan los 11.000 km<sup>2</sup> y 5.000 km<sup>3</sup> respectivamente (Figura 4.1 en Anexo). De éstas, la mayor parte se asocia a ignimbritas depositadas tras el colapso de calderas, como Atana y Puripicar, cuyo apogeo fue datado a mediados del Plioceno (Salisbury y otros, 2011; Delgado y Pavez, 2015).

A pesar que estas tobas reportan un enriquecimiento de Li en relación a la media de la corteza superior (Rudnick y Gao, 2004), éste es insuficiente para explicar por si solo las enormes concentraciones de Li en el SDA (Tabla 4.1). En torno a esta cuenca, se depositan ignimbritas pliocenas como Atana, Patao, Puripicar y Tucúcaro, las cuales considerando su ubicación, composición y extensión podrían corresponder a importantes fuentes de Li para la zona. A su vez, para calderas de grandes dimensiones como La Pacana, la cantidad de Li disponible desde unidades adyacentes puede ser significativamente mayor, en comparación a cuencas de menor superficie (Benson y otros, 2017). Por lo tanto, factores como el volumen de una ignimbrita, el contenido de Li que pueden almacenar y la dimensión de la cuenca adyacente, son relevantes para evaluar el potencial de una zona.

A nivel mundial, las tobas Bishop y Spor Mountains son ejemplos en donde han sido evaluadas estas variables (Hofstra y otros, 2013). Las tobas Bishop, asociadas a la caldera Long Valley, presentan características similares a las ignimbritas generadas tras el colapso de calderas en el área de estudio (Atana, Puripicar), considerando su gran extensión (7.200 km<sup>2</sup>) y volumen (600 km<sup>3</sup>), como también el escaso enriquecimiento de Li que registran tanto en roca total (21-37 ppm), como en inclusiones vítreas (74 ppm; Hofstra y otros, 2013). Por su parte, las tobas Spor Mountains se relacionan con depósitos hidrotermales de Mo, Be, U y F, evidenciando una extrema diferenciación magmática y fases tardías de cristalización (Hofstra y otros, 2013). Esta unidad posee un escaso volumen (10 km<sup>3</sup>) y registra contenidos de Li en roca total que varían entre 60 y 137 ppm, mientras que las inclusiones vítreas reportan altas concentraciones de Li con máximos de 3.750 ppm (Hofstra y otros, 2013; Tabla 4.1).

La evaluación del potencial de una secuencia piroclástica y la cantidad de Li disponible para su posterior acumulación, ha sido estimada considerando variables como la densidad, volumen y

concentración de Li tanto en roca total, como en inclusiones vítreas (Hofstra y otros, 2013). Bajo estos parámetros, el potencial de ignimbritas voluminosas con escaso a moderado enriquecimiento de Li sería importante, sólo si éstas se disponen adyacentes a grandes cuencas cerradas. De esta manera, para las tobas Bishop se han estimado alrededor de 41 Mt de Li que eventualmente podrían acumularse en la caldera Long Valley, mientras que para Spor Mountains se determinaron máximos de 55 Mt de Li (Hofstra y otros, 2013; Figura 4.5).

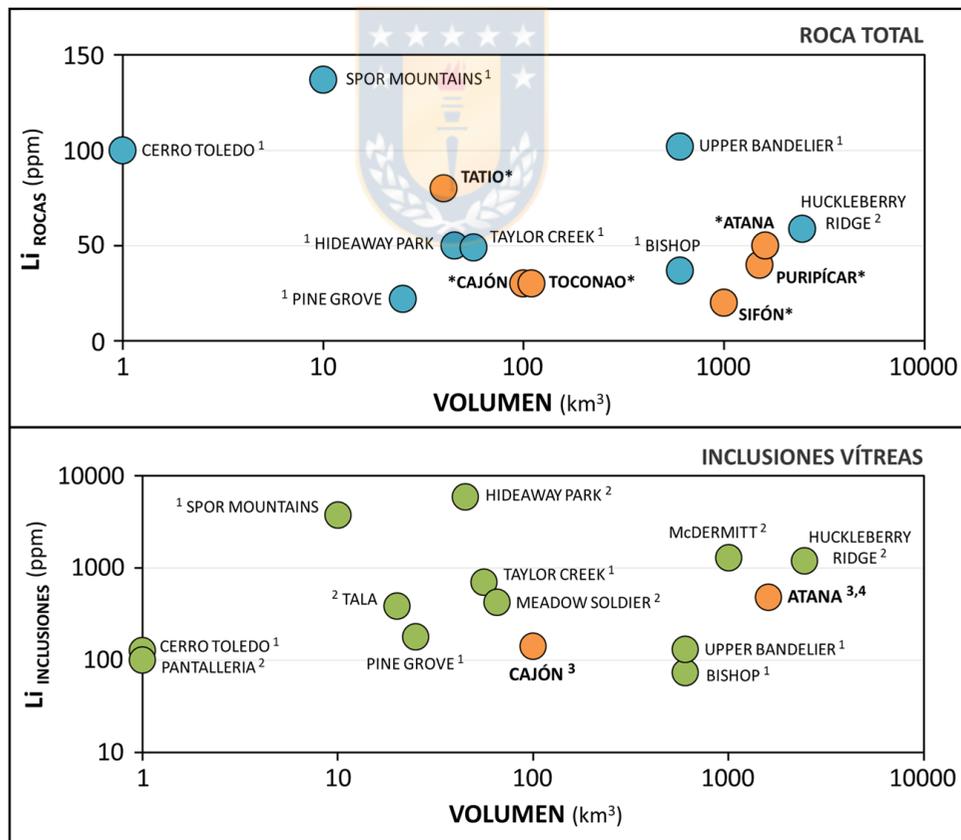


**Figura 4.5.** Comparación de variables consideradas en la evaluación del potencial para concentrar Li que poseen cuencas cerradas (SDA), grandes calderas (CLP, CLV) y en ausencia de cuencas proximales (Spor Mountains). CLV: caldera Long Valley, CV: Clayton Valley. 1) Hofstra y otros (2013). Simbología de ignimbritas idéntica a Figura 2.2. Detalles de autores en Tabla 4.1.

Del contenido estimado para Spor Mountains, si sólo se acumulara 1 km<sup>3</sup> del total en una cuenca cerrada, se generaría un depósito de clase mundial con reservas cercanas a los 5.5 Mt (Hofstra y otros, 2013), similar al SDA (6.3 Mt; Gruber y otros, 2011). En tanto, si un porcentaje menor del Li disponible en las tobas Bishop se concentrara íntegramente en la caldera Long Valley, esta presentaría un significativo potencial como reserva de este elemento (Hofstra y otros, 2013; Figura 4.5).

Considerando estos antecedentes y los volúmenes descritos para las ignimbritas que rodean al SDA, no es improbable que la gran acumulación de Li en esta cuenca pueda provenir de secuencias voluminosas con leve a moderado enriquecimiento de Li. Una detallada revisión a estos volúmenes, complementada con estudios de inclusiones vítreas en las ignimbritas de la CO, aportaría evidencias del potencial que poseen estas secuencias como fuente del Li que se acumula en el SDA.

Al comparar las concentraciones de Li obtenidas en este trabajo con otras unidades a nivel mundial, se reportan contenidos de Li en roca total relativamente similares entre sí (Figura 4.6). Sin embargo, las cantidades de Li medidas tanto en las ignimbritas del área de estudio (20-80 ppm), como en las tobas Bishop (21-37 ppm), son en general inferiores a las registradas en Spor Mountains (60-137 ppm). En cuanto a las inclusiones vítreas, los contenidos de Li son siempre mayores a los medidos en roca total (Hofstra y otros, 2013; Tabla 4.3 en Anexo).



**Figura 4.6.** Contenidos de Li en roca total e inclusiones vítreas medidos en ignimbritas para el área de estudio y a nivel mundial, contrastado con el volumen estimado para cada unidad. \*Este trabajo. 1) Hofstra y otros (2013), 2) Benson y otros (2017), 3) Schmitt (2001), 4) Lindsay y otros (2001b).

Los estudios de Li en inclusiones vítreas son escasos para la CO, siendo realizados exclusivamente en las ignimbritas Atana (Schmitt, 2001; Lindsay y otros, 2001b) y Cajón o Puricó (Schmitt, 2001). En ambas, los valores promedio registrados (142-477 ppm) no evidencian la presencia de un magma extremadamente enriquecido en Li que dé origen a estas litologías (Tabla 4.1). Por el contrario, unidades como las tobas Hideaway Park o Spor Mountains, presentan un extremo enriquecimiento de Li en inclusiones vítreas (3.750-5.894 ppm), que exceden ampliamente a los valores registrados en las ignimbritas del área de estudio (Hofstra y otros, 2013; Benson y otros, 2017; Tabla 4.3 en Anexo).

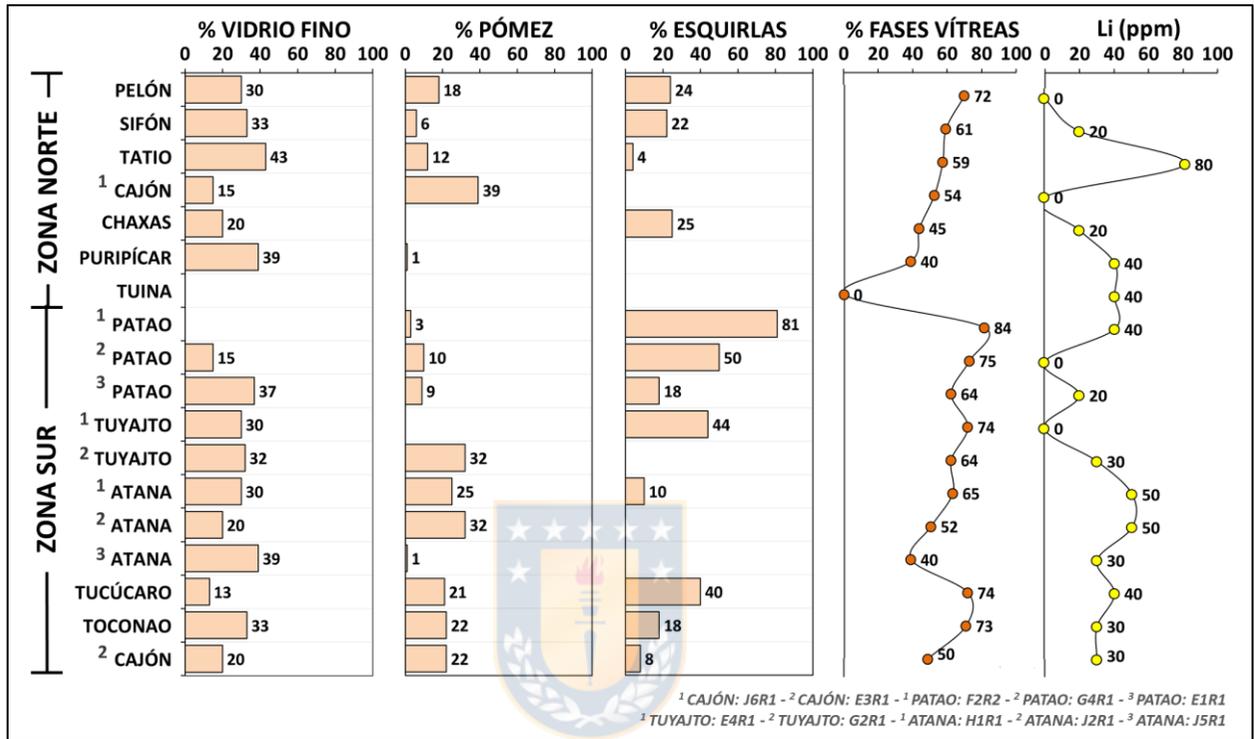
Estos antecedentes sugieren que a pesar de los menores contenidos de Li medidos en roca total o inclusiones vítreas para las secuencias piroclásticas de la CO, igualmente pueden exhibir gran potencial como fuente de Li, si es que éste es capaz de concentrarse en extensas cuencas cerradas. Por tanto, las ignimbritas de la CO podrían ser un reservorio clave para la acumulación de Li en la zona, teniendo en cuenta sus superficies, volúmenes, contenidos de Li y posición adyacente a grandes cuencas cerradas como el SDA.

### **4.3. Fases Vítreas y Origen del Li**

Las muestras analizadas al microscopio presentan variaciones en la proporción de fases vítreas, particularmente en los contenidos de vidrio fino, pómez y esquirlas. Las ignimbritas depositadas en la zona sur son más vítreas y poseen abundantes esquirlas, lo que fue observado en las ignimbritas Patao, Tucúcaro y Tuyajto (Figura 4.7). Esto sería relevante en términos del contenido de Li que almacenan estas litologías, ya que éste podría condensarse en esquirlas durante una erupción volcánica, facilitando su dispersión en depósitos superficiales (Hofstra y otros, 2013). Lo anterior está basado en estudios de condensación de vapor magmático a altas temperaturas (325-400°C) emanados de un potente flujo de lava (50 m), el cual registra un importante enriquecimiento de Li (50-100 ppm; Vlastelic y otros, 2011).

En este sentido, la presencia de esquirlas en las ignimbritas Patao (F2R2) y Tucúcaro se condice con altos contenidos de Li (Figura 4.7), por lo que una identificación de estos componentes y la proporción en que se encuentran podría tener implicancias en la concentración de Li. Sin embargo, para calibrar esta hipótesis se requiere de un mayor número de muestras provenientes

de sectores distales a la fuente y escaso a moderado grado de soldamiento. Considerando una misma ignimbrita, los mayores contenidos de Li coinciden con un incremento en la proporción de vidrio, lo que fue observado en los sectores distales de las ignimbritas Atana (H1R1, J2R1) y Patao (F2R2) (Figura 4.7).

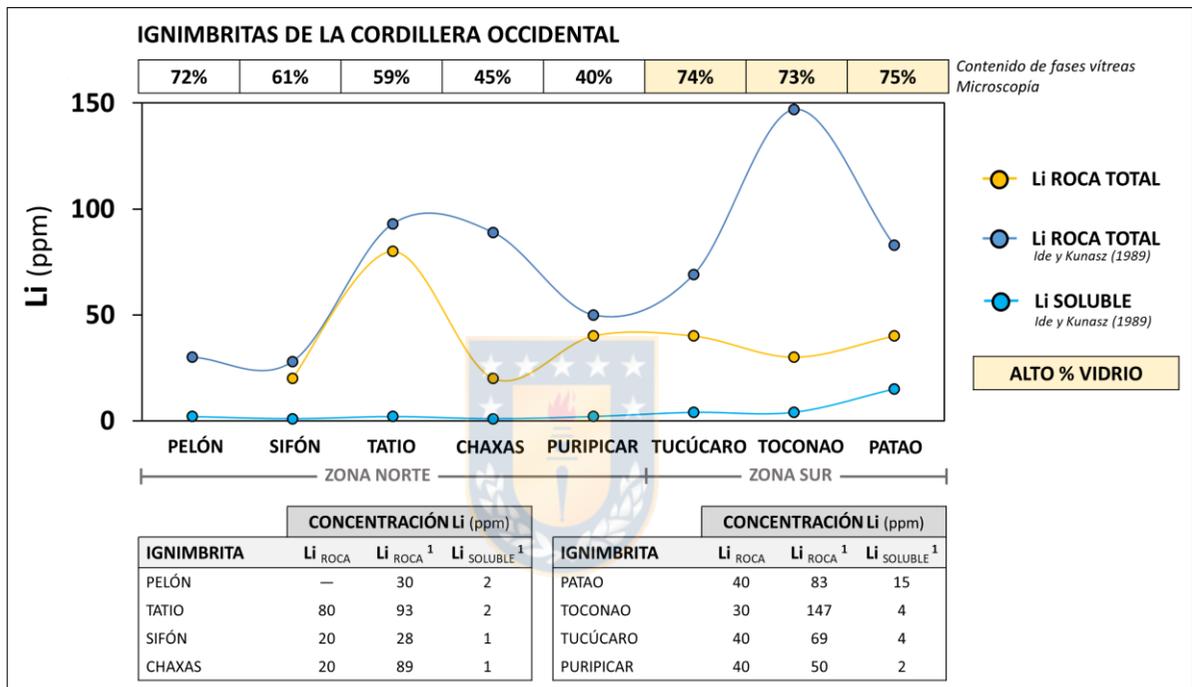


**Figura 4.7.** Comparación entre contenidos de Li y porcentaje de fases vítreas descritas al microscopio, desagregadas en vidrio fino, pómez y esquirlas. Las muestras que poseen valor 0 en concentración de Li no se les realizó estudios geoquímicos.

Al comparar las concentraciones de Li medidas en este trabajo con estudios previos (Ide y Kunasz, 1989), las ignimbritas miocenas Pelón y Sifón registran los contenidos más bajos de la CO, mientras que concentraciones similares de Li se reportan para las ignimbritas Puripicar y Tatio (Figura 4.8). En cambio, notorias diferencias se observan en las ignimbritas pliocenas Chaxas, Patao, Toconao y Tucúcaro (Figura 4.8), lo que tendría relación con la gran extensión que éstas poseen y la proporción de los componentes que constituyen a estas tobas (vidrio, cristales, líticos).

La mayor diferencia con las concentraciones de Li determinadas por Ide y Kunasz (1989), es registrada en la ignimbrita Toconao, las cuales difieren 5 veces entre sí (Figura 4.8). Esta

ignimbrita posee una composición riolítica, alto porcentaje de  $\text{SiO}_2$  (~78%) y es asociada a etapas iniciales del colapso de la CLP (Lindsay y otros, 2001b). Debido a esto, la determinación de su extensión ha sido controversial entre autores, ya que podría estar cubierta por secuencias recientes (ignimbrita Atana, lavas) que enmascaran su verdadera dimensión (Gardeweg y Ramírez, 1987; de Silva, 1989a; Lindsay y otros, 2001a). Esta falta de consenso en la superficie que abarca la ignimbrita Toconao podría explicar la diferencia que existe entre las concentraciones de Li registradas en ambos trabajos.



**Figura 4.8.** Comparación entre el contenido de Li medido en este trabajo con los reportados por Ide y Kunasz (1989) para el área de estudio, complementado con descripciones de fases vítreas al microscopio. 1) Ide y Kunasz (1989).

Adicionalmente, Ide y Kunasz (1989) realizaron estudios de Li soluble donde evalúan la cantidad de Li que se podría lixiviar de estas tobas al interactuar con agua destilada tras un determinado intervalo de tiempo (24 horas) y bajo condiciones ambientales. Sus resultados describen una generalizada solubilidad de 1 a 2 ppm de Li, cuyos valores más altos fueron registrados en las ignimbritas Patao, Toconao y Tucúcaro (Figura 4.8). Considerando estos antecedentes, existiría una fuerte relación entre litologías con elevadas proporciones de fases vítreas y en particular de esquirlas, con una mayor solubilidad de Li (Figura 4.8).

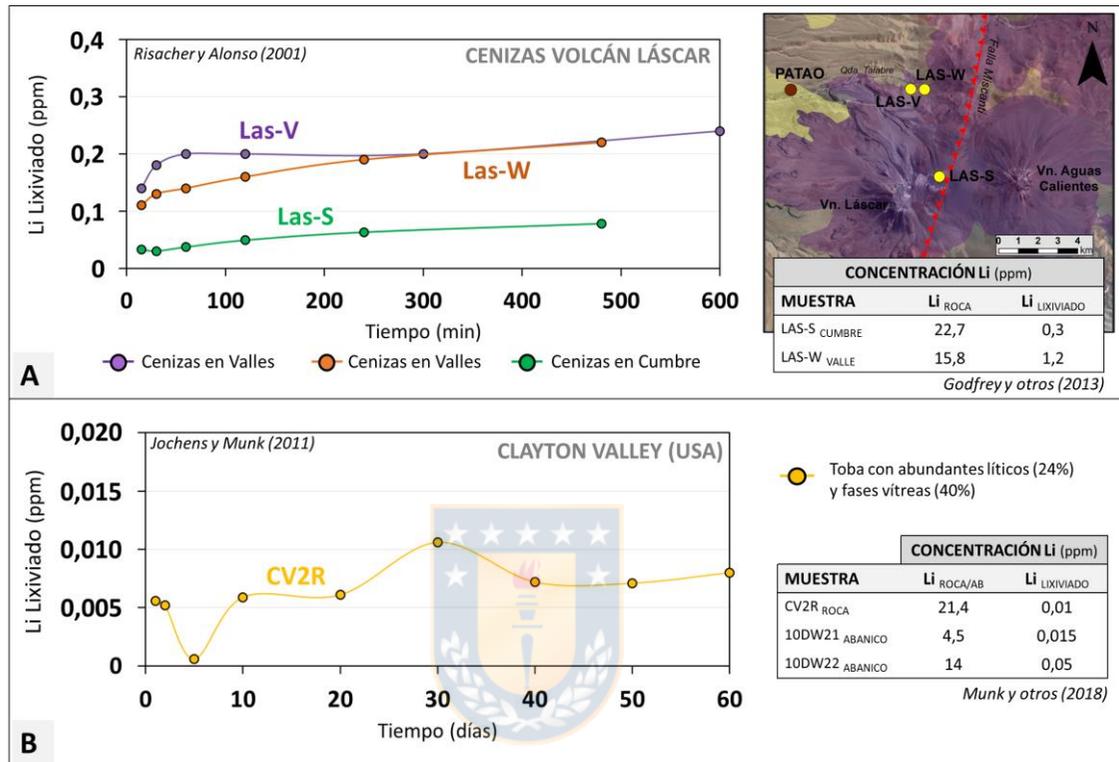
La proximidad al núcleo de estos niveles altamente solubles (Ide y Kunasz, 1989), avala la hipótesis de que las ignimbritas depositadas al sureste del SDA (Tucúcaro, Patao) influyan en el extremo enriquecimiento de Li que se produce en el salar. En este sentido, nuevas mediciones de Li soluble con especial énfasis en secuencias vítreas que posean abundantes esquirilas, podrían ser útiles para la evaluación de esta hipótesis. Del mismo modo, ampliar estas mediciones a otras ignimbritas de la CO, tales como Atana, Cajón o Tuyajto, debido a que no existen antecedentes para estas unidades. Por tanto, el predominio de fases vítreas en estas litologías podría implicar una mayor susceptibilidad a la meteorización y lixiviación de Li. Basado en esto, Ide y Kunasz (1989) postulan que la principal fuente del Li que se concentra en el SDA proviene de la lixiviación de rocas piroclásticas de la CO.

Un trabajo que evaluó esta hipótesis fue realizado en cenizas generadas por una erupción reciente del volcán Láscar (1993), en donde se analizó la cantidad de Li lixiviado en cenizas de composición andesítica durante un determinado período de tiempo (Risacher y Alonso, 2001). Para esto estudiaron muestras provenientes de la cima del volcán Láscar, como también del fondo de la quebrada Talabre, estableciendo para esta última una mayor lixiviación de Li con valores entre 0,2 ppm (Risacher y Alonso, 2001) y 1,2 ppm (Godfrey y otros, 2013). La diferencia de Li soluble entre estas zonas radicaría en una mejor selección de las partículas hacia sectores distales al volcán y menores grados de compactación (Figura 4.9a).

Otro caso a considerar es Clayton Valley, el cual corresponde al único depósito salino enriquecido en Li que se encuentra actualmente en producción de los Estados Unidos (Munk y otros, 2016). Este depósito se emplaza en una pequeña cuenca de 83 km<sup>2</sup> (Kesler y otros, 2012) con reservas estimadas en 0.3 Mt de Li (Gruber y otros, 2011). Se sitúa adyacente a flujos piroclásticos de composición andesítica a riolítica que evidencian distintos grados de soldamiento (Munk y otros, 2016), cuyas tobas fueron descritas altamente vítreas (40%) y con numerosos líticos (24%) (Jochens y Munk, 2011).

Las concentraciones de Li determinadas en estas rocas registran máximos de 228 ppm (Munk y otros, 2016), de los cuales un porcentaje muy menor fue lixiviado (0,01 ppm) tras un determinado intervalo de tiempo (Jochens y Munk, 2011). Complementariamente, Munk y otros

(2018) realizan mediciones en abanicos que presentan una mayor lixiviación de Li con valores de hasta 0,05 ppm (Figura 4.9b). En tanto, otros procesos como la meteorización pueden modificar sustancialmente las cantidades de Li que se almacenan en estas rocas, variando de 192 ppm en tobas con escasa meteorización a 23 ppm en tobas alteradas (Jochens y Munk, 2011).



**Figura 4.9.** a) Gráfico de Li lixiviado en cenizas del volcán Láscar (Risacher y Alonso, 2001). b) Gráfico de Li lixiviado en rocas adyacentes al depósito de Clayton Valley (USA) (Jochens y Munk, 2011). Ab: Abanicos aluviales.

Al comparar las cantidades de Li lixiviado entre las rocas adyacentes al SDA (Ide y Kunasz, 1989) y las de Clayton Valley (Jochens y Munk, 2011; Munk y otros, 2018), se evidencia que una mayor proporción de fases vítreas puede incrementar la susceptibilidad del Li a ser lixiviado (1-15 ppm), en relación a tobas más líticas (0,01 ppm). Por otro lado, las dimensiones de estas cuencas varían considerablemente, siendo el SDA ( $\sim 3.000 \text{ km}^2$ ) alrededor de 35 veces más grande que la cuenca que alberga a Clayton Valley ( $83 \text{ km}^2$ ).

Más allá de las diferencias y enfoques entre distintos autores, es ampliamente aceptada la idea de que el Li acumulado en los salares provendría principalmente de la lixiviación del vidrio que se encuentra en rocas volcánicas y piroclásticas (Ide y Kunasz, 1989; Jochens y Munk, 2011;

Godfrey y otros, 2013; Munk y otros, 2018). De esta manera, la descripción y cuantificación de fases vítreas podría ser un estimador de la concentración de Li en estas litologías y de su condición como potencial fuente de este elemento.

#### 4.4. Caracterización Geoquímica y Concentración de Li

Las ignimbritas analizadas se clasifican de composición dacítica a levemente riolítica (Le Bas y otros, 1986), por lo que sería previsible registrar elevadas concentraciones de Li en estas rocas. Esto debido al carácter incompatible de este elemento, lo que determina un fraccionamiento preferente hacia etapas tardías de cristalización, generadas comúnmente en cámaras magmáticas muy diferenciadas y enriquecidas en volátiles (Hofstra y otros, 2013; Benson y otros, 2017). En general, los contenidos de SiO<sub>2</sub> en estas rocas son similares a los establecidos por Kay y otros (2010), cuyos menores valores fueron registrados en ignimbritas depositadas tras el colapso de calderas (Figura 4.2 en Anexo).

El grado de aluminosidad en las ignimbritas del Complejo Volcánico Altiplano Puna (APVC) varía según la zona en que se originan dentro del margen andino, siendo las secuencias de trasarco mayoritariamente de carácter peraluminoso, mientras que las próximas al arco volcánico son de tipo metaluminoso (Kay y otros, 2010). En el área de estudio predominan las signaturas metaluminosas a levemente peraluminosas, con excepción de las ignimbritas Puripicar y Tatio (Figura 4.2 en Anexo). Estas poseen un marcado carácter peraluminoso, que en el caso de Puripicar podría relacionarse con la posición distante de la caldera Cerro Guacha con respecto al arco volcánico (de Silva y Francis, 1989; Figura 2.3).

En estudios de inclusiones vítreas se ha reportado que las mayores concentraciones de Li en tobas (Spor Mountains, Hideaway Park), se registran en litologías que poseen un marcado carácter peraluminoso (Hofstra y otros, 2013; Benson y otros, 2017). Un ejemplo de aquello son las tobas riolíticas Macusani de la cordillera Oriental que rodean al salar de Uyuni (Bolivia), caracterizadas por una fuerte signatura peraluminosa (Mlynarczyk y Williams-Jones, 2005) y enriquecidas en Li (Hofstra y otros, 2013). En tanto, las secuencias metaluminosas reportan contenidos variables de este elemento, dependiendo del ambiente geológico en que se generen (Tabla 4.3 en Anexo).

Del estudio geoquímico realizado en las rocas, sedimentos y evaporitas, más que tendencias o patrones, se observaron algunos elementos que presentan comportamientos particulares al ser contrastados con el Li. De los elementos formadores de rocas, una mayor acumulación de MgO y Na<sub>2</sub>O se condice con un aumento en los contenidos de Li en la zona marginal, mientras que elementos minoritarios en la corteza como el As, B, Sr, Rb, Cs y Mo podrían trazar la distribución del Li en el SDA.

#### 4.4.1. Elementos Mayores

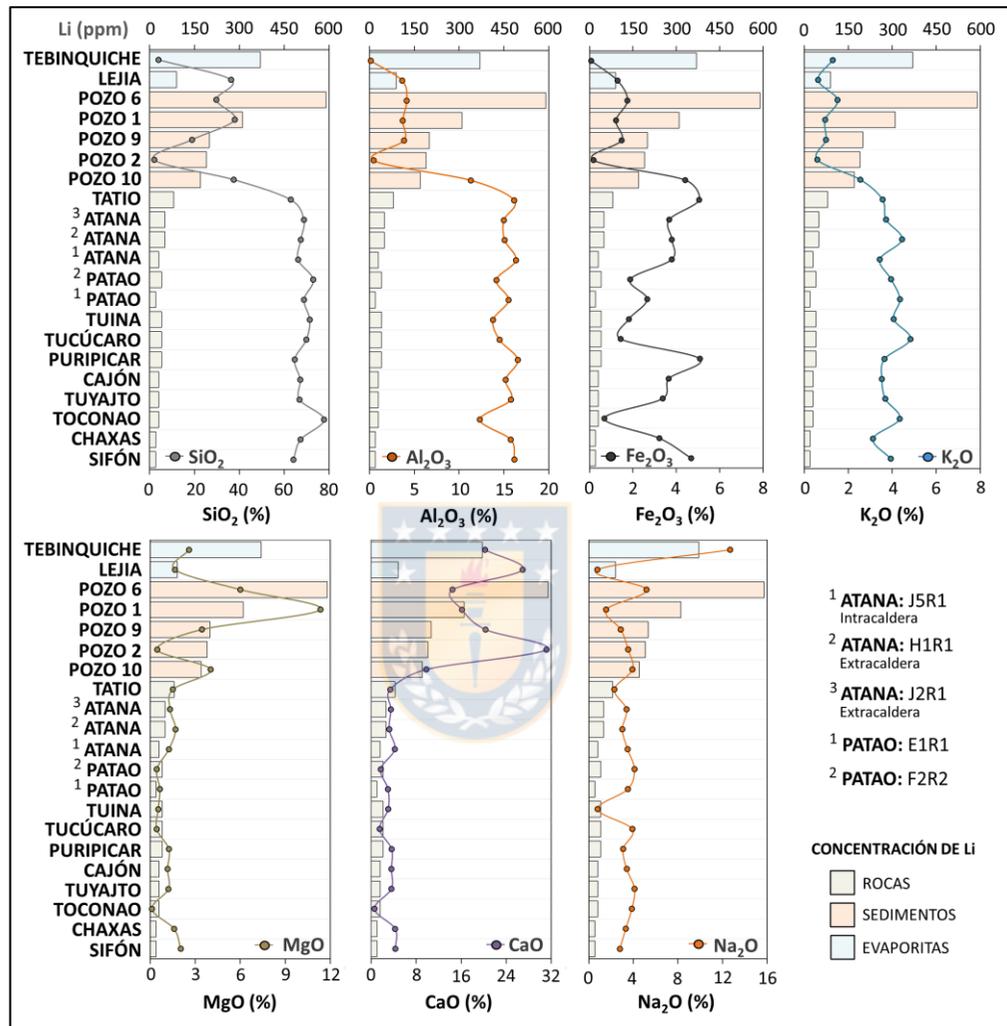
Estos elementos varían sus contenidos dependiendo del tipo de muestra que se analice. En sedimentos finos, las mayores concentraciones de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y K<sub>2</sub>O coinciden con las menores acumulaciones de Li en el pozo 10 (Figura 4.10). Comparativamente, estos contenidos de Li son similares a los registrados en el pozo 2, con la diferencia que éste presenta los valores más bajos de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y K<sub>2</sub>O de la zona marginal (Figura 4.10). Esto sugiere una escasa influencia de estos elementos para algunos sectores del SDA, principalmente en los alrededores al bloque de Peine (Pozo 2).

Próximo al núcleo, los sedimentos de los pozos 1 y 6 registran los valores más altos de MgO en el área de estudio, con factores de enriquecimiento que exceden en hasta 5 veces la media de la corteza superior (Figura 4.3 en Anexo) y que se condicen con los mayores contenidos de Li medidos en sedimentos (Figura 4.10). Por otro lado, el CaO en la zona marginal exhibe un importante enriquecimiento en relación a las rocas, lo que se evidencia por la generalizada identificación de carbonatos (calcita, aragonito) y sulfatos (yeso, anhidrita) en DRX (Tabla 3.4). Aun así, este elemento no influye significativamente en la concentración de Li al ser comparado con el Na<sub>2</sub>O, cuyos mayores contenidos coinciden con un incremento en la acumulación de Li, tal como fue registrado en la evaporita Tebinquiche y pozo 6 (Figura 4.10).

#### 4.4.2. Elementos Trazas

De estos elementos, las características más notables fueron observadas en el As y B, cuyas concentraciones en las rocas son similares a la media de la corteza superior (Rudnick y Gao, 2004) y extremadamente enriquecidos en las fracciones finas y evaporitas del SDA (Figura

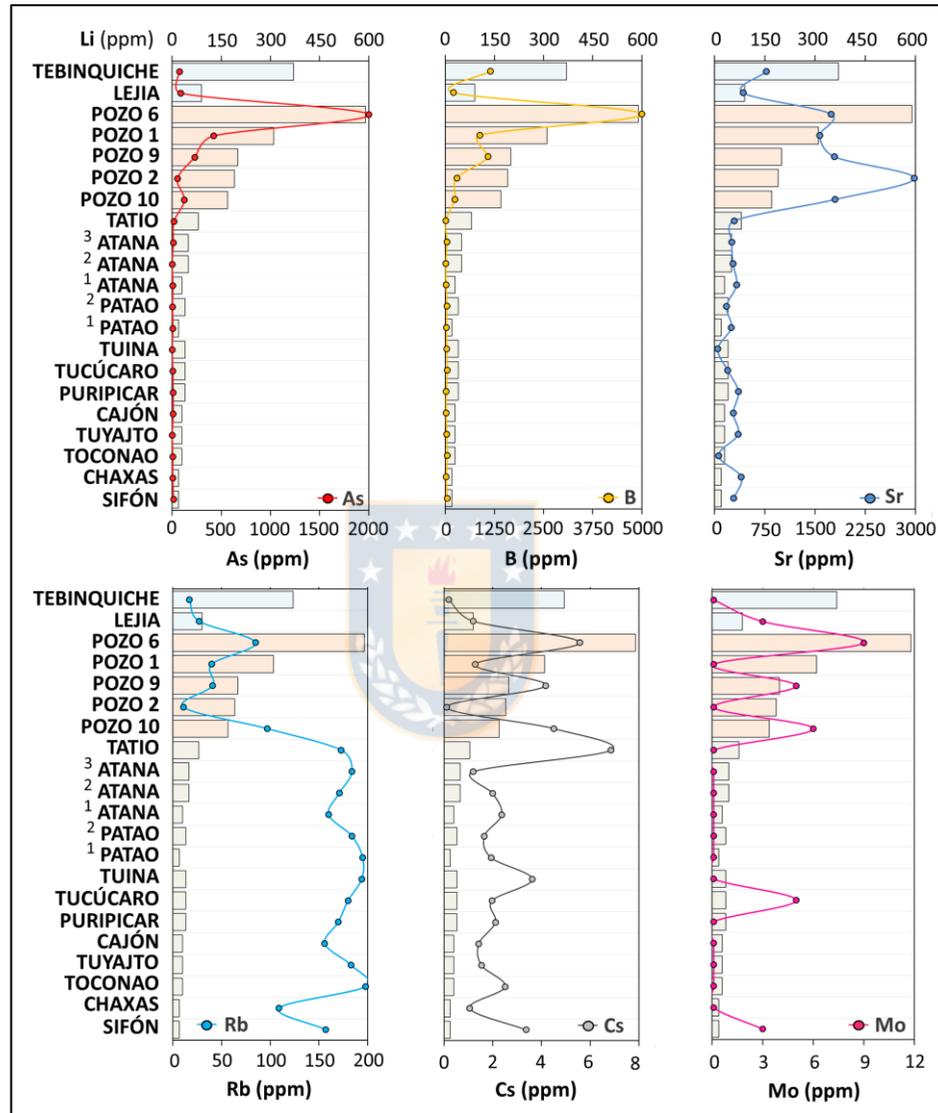
4.11). A raíz de la fuerte correlación que existe entre el As, B y Li en los sedimentos de la zona marginal (Figura 4.12), éstos podrían ser considerados como trazadores geoquímicos entre sí. En tanto, el B en las evaporitas se correlaciona de mejor manera con el Li, en comparación al As (Figura 4.11).



**Figura 4.10.** Gráficos de la relación entre elementos mayoritarios y contenidos de Li en rocas, sedimentos y evaporitas. Detalles en Tabla 3.3 en Anexo.

El Mo y Cs poseen características muy particulares dentro del área de estudio, registrando un marcado enriquecimiento en los sedimentos de la zona norte del SDA (pozos 6, 9 y 10), que contrasta con la disminución o ausencia de éstos para la zona sur (pozos 1 y 2; Figura 4.11). A su vez, los contenidos de Mo son inusualmente elevados en la cobertura sedimentaria del salar, más aun considerando que las ignimbritas prácticamente no concentran a este elemento, con excepción de Tucúcaro y Sifón (Figura 4.11). Al igual que el Li, el Mo registra sus mayores

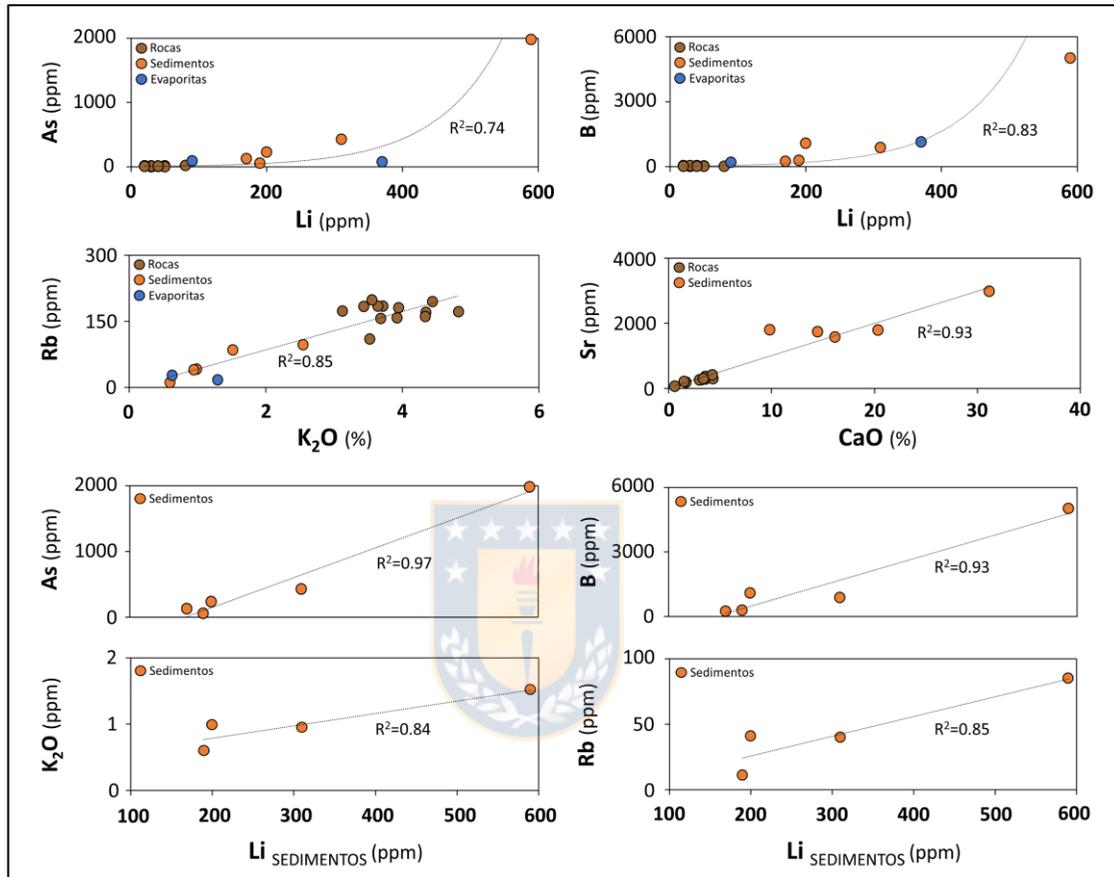
contenidos en los sedimentos del pozo 6, mientras que para las evaporitas se reconoce altos valores en Lejía al ser comparado con Tebinquiche (Figura 4.11). En tanto, las mayores concentraciones de Cs en las rocas y sedimentos, se condicen con los contenidos más altos de Li en la ignimbrita Tatio y pozo 6 respectivamente (Figura 4.11).



**Figura 4.11.** Gráficos de la relación entre elementos trazas y contenidos de Li en rocas, sedimentos y evaporitas. Detalles en Tabla 3.4 en Anexo. Simbología y números de Atana y Patao igual a Figura 4.10.

Al comparar las concentraciones de  $K_2O$  y Rb en los sedimentos, se reconocen patrones similares entre éstos, registrando sus mayores contenidos en los pozos 6 y 10 (Figura 4.4 en Anexo). La gran afinidad que presentan en el área de estudio podría implicar un origen en común, a partir de la meteorización de fases enriquecidas en  $K_2O$ , como feldespato o micas.

Exceptuando al pozo 10, el incremento de estos elementos se condice con una mayor concentración de Li en los sedimentos (Figura 4.12). Asimismo, se reconoce una fuerte correlación entre el CaO y Sr en la zona marginal del salar (Figura 4.12), presentando valores extremadamente altos en el pozo 2 (Figura 4.10; 4.11).



**Figura 4.12.** Gráficos de la correlación que existe entre As-B-Li, K<sub>2</sub>O-Rb y CaO-Sr para el área de estudio. En particular, los sedimentos muestran una alta correlación entre el Li y As, B, K<sub>2</sub>O y Rb, siendo estos dos últimos evidentes en el margen oriental del salar (excepto pozo 10).

### 4.4.3. Interpretaciones

#### 4.4.3.1. Pozos 9 y 10

El pozo 10 se sitúa próximo al río San Pedro, el cual corresponde a uno de los pocos cursos permanentes de agua observados en el área de estudio. Esto facilitaría el transporte de sedimentos y elementos en solución hacia esta zona del salar, lo que se puede relacionar con los mayores contenidos de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y K<sub>2</sub>O medidos para este sector. En tanto, el pozo 9

se ubica en el área de descarga del río Vilama (Figura 4.5 en Anexo), cuyos sedimentos fueron depositados en una zona conformada por arenas bien seleccionadas (Becerra y otros, 2014).

Los menores contenidos de Li en estos sedimentos se condicen con su ubicación en la zona de recarga del salar, donde desembocan los flujos que erodan la CO en el segmento norte. Por tanto, el origen del Li que se acumula en este sector podría provenir de ignimbritas, como también de emanaciones geotermales descritas en la zona norte (géiseres de El Tatio, Puritama). De las aguas que ingresan al SDA, las relativas al río Vilama presentan mayor cantidad de Li en comparación al río San Pedro (Ide y Kunasz, 1989; Cofré, 2018; Tabla 4.4 en Anexo), mientras que los altos contenidos de Cs y Mo se podrían relacionar con un incremento de éstos en las ignimbritas Tatio y Sifón respectivamente (Figura 4.11).

#### **4.4.3.2. Pozo 6**

Este pozo se ubica en la desembocadura de la quebrada Aguas Blancas, la cual conecta el área de los volcanes Acamarachi, Colachi y Laguna Verde, con la zona marginal del SDA (Figura 4.5 en Anexo). Esta quebrada intersectaría a la falla Miscanti, la cual ha sido descrita como causa del intenso vulcanismo producido al oeste de la CLP (Aron y otros, 2008), por lo que el extremo enriquecimiento de As y B en estos sedimentos se podría atribuir a un origen hidrotermal proveniente de esta zona.

Estos sedimentos registran la mayor concentración de Mo, con un factor de enriquecimiento cercano a 8 veces la media de la corteza superior (Figura 4.3 en Anexo), lo que avalaría un origen hidrotermal considerando los bajos valores de Mo que presentan gran parte de las ignimbritas en la CO (Figura 4.11). Por otro lado, el alto contenido de Na<sub>2</sub>O se condice con la mayor concentración de Li en el área de estudio (590 ppm), lo que se puede atribuir al desarrollo de salmueras residuales enriquecidas en Li que faciliten su adsorción en minerales secundarios.

#### **4.4.3.3. Pozo 1**

Este pozo se sitúa en la zona de descarga de la quebrada Tucúcaro al noreste del cordón de Lila (CL), donde también desembocan flujos provenientes del callejón de Tilopozo (Niemeyer, 2013;

Figura 4.5 en Anexo). Estas aguas circulan por la ignimbrita Tucúcaro en la CO, descrita con una alta concentración de  $\text{SiO}_2$  al igual que los sedimentos de este pozo, por lo que podrían tener relación entre sí (Figura 4.10). A su vez, una importante acumulación de  $\text{MgO}$  favorecería el ingreso de  $\text{Li}$  en la estructura de minerales secundarios como esmectitas (Barrie y otros, 2018), lo cual podría explicar el aumento de  $\text{Li}$  medido en este pozo (310 ppm), al ser comparado con gran parte de la zona marginal.

Geológicamente, el sector sureste del SDA presenta una intensa deformación (Aron y otros, 2008; González y otros, 2009), donde se han descrito estructuras con niveles de despegue estimados en hasta 8 km de profundidad (Muñoz y otros, 2002; Aron y otros, 2008), las que podrían promover el ascenso de fluidos hidrotermales. De ser así, esto podría explicar el gran enriquecimiento de As y B medido en los sedimentos de este pozo, el que a su vez se condice con un aumento en la concentración de  $\text{Li}$  (Figura 4.11).

#### 4.4.3.4. Pozo 2

Este sector del SDA presenta características muy particulares, situándose en los alrededores del bloque de Peine (Figura 2.1), el cual está conformado principalmente por unidades permotriásicas (Peine, Cas, Cerro Negro) que subyacen a la ignimbrita Patao (Ramírez y Gardeweg, 1982). Hidrológicamente, estas litologías fueron descritas con escasa permeabilidad, lo que le otorga un carácter confinante a este bloque (Aron y otros, 2008). Esto facilitaría una prolongada interacción entre salmueras provenientes de la zona marginal y las estancadas en las inmediaciones al núcleo salino en torno al bloque, provocando una importante concentración de aniones, cationes y sales (Cofré, 2018).

De estas salmueras precipitan exclusivamente sulfatos y cloruros, siendo reconocidas anhidrita, yeso y halita en DRX (Tabla 3.4), mientras que el resto de las especies que no ingresan en la estructura de estas evaporitas tienden a acumularse en fases fluidas. Esto se condice con los mayores contenidos de  $\text{Mg}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{B}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{SO}_4^{-2}$  y  $\text{Li}$  medidos en las aguas de este pozo (Cofré, 2018; Figura 4.6 en Anexo), que contrasta con las menores concentraciones de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{B}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Cs}$  y  $\text{Li}$  registrados en los sedimentos de esta zona (Figura 4.10; 4.11).

Por otro lado, la identificación de sulfatos como anhidrita o yeso, se condice con los mayores contenidos de CaO y Sr medidos en los sedimentos de la zona marginal (Figura 4.10; 4.11). En este sentido, se ha propuesto que la precipitación de evaporitas depende del grado de saturación de una salmuera y la cantidad de sólidos totales disueltos (STD) en una solución (Houston y otros, 2011). A menores grados de saturación predomina la formación de carbonatos (STD: 30 g/l) y sulfatos (STD: 200 g/l), mientras que en soluciones altamente saturadas (STD: 280 g/l) es mayoritaria la precipitación de cloruros (Houston y otros, 2011). Debido a esto, los altos contenidos de CaO y menores de Na<sub>2</sub>O en los sedimentos de este pozo (Figura 4.10) podría ser reflejo de un moderado grado de saturación, lo que produce una salmuera residual con una menor disponibilidad de Li para ser adsorbido en minerales secundarios (Munk y otros, 2018).

#### 4.4.3.5. Evaporitas

La evaporita Lejia posee mayores contenidos de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en comparación a Tebinquiche, lo que tendría relación con la depositación de sedimentos provenientes de ignimbritas o rocas volcánicas adyacentes. Esto se condice con la identificación de silicatos como andesina, cuarzo y muscovita en DRX para la evaporita Lejia, lo que contrasta con el reconocimiento exclusivo de evaporitas en Tebinquiche (Tabla 3.4). En esta última, se registra el contenido más alto de Na<sub>2</sub>O para el área de estudio e importantes concentraciones de Li (Figura 4.10). Adicionalmente, la evaporita Tebinquiche posee una elevada concentración de B, lo que podría incrementar el grado de saturación y la cantidad de Li disponible para hospedarse en minerales secundarios (Figura 4.11).

Otro elemento que presenta altos valores es el Mo en la evaporita Lejia, la cual posee un enriquecimiento 3 veces mayor a la media de la corteza superior (Figura 4.3 en Anexo). La laguna Lejia se sitúa en una pequeña cuenca de la CO, rodeada por los volcanes Láscar, Aguas Calientes y Chiliques (Figura 1.2), como también adyacente a la falla Miscanti (Aron y otros, 2008), por lo que este alto valor de Mo podría tener un origen en común al observado para el pozo 6. Esto debido a que ambos sectores se ubican alrededor de la traza de esta falla, la cual podría presentar actividad hidrotermal, más aun considerando que las ignimbritas colindantes poseen bajos valores de Mo (Figura 4.11).

## 4.5. Potenciales Fases Huésped de Li

En la naturaleza se han determinado cerca de 130 minerales de Li, principalmente silicatos, fosfatos y boratos, cuyas génesis en su mayoría han sido asociados a complejos pegmatíticos. De éstos, los que poseen mayor interés desde el punto de vista económico son los silicatos, particularmente espodúmena, hectorita, lepidolita (serie polilitionita-trilitionita) y petalita, mientras que minerales comunes en ambientes salinos pertenecen al grupo de los carbonatos (zabuyelita) y fluoruros (griceita, criolitionita) (Chagnes y Swiatowska, 2015).

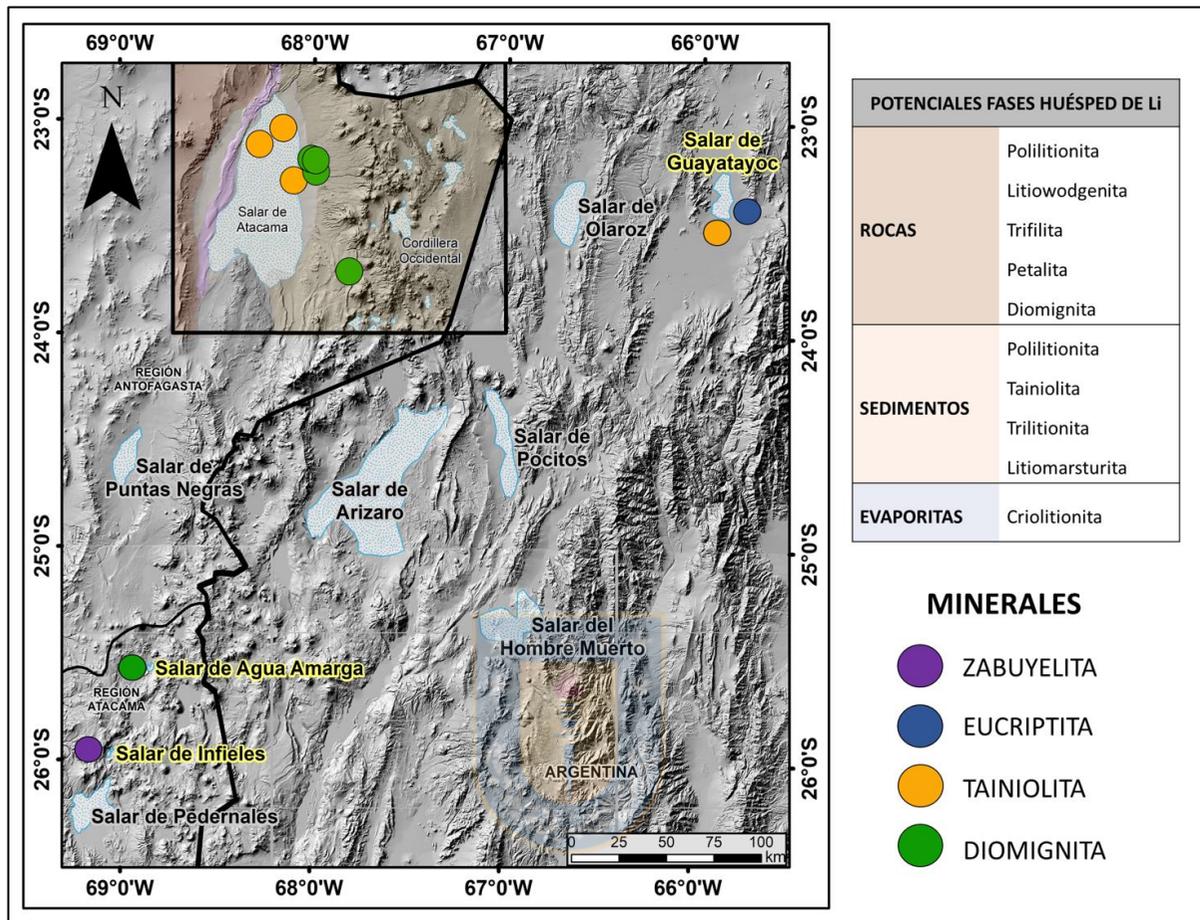
Las fases huésped de Li identificadas en DRX son más afines a pegmatitas que a ambientes salinos (Tabla 3.6 en Anexo), por lo que no resulta evidente que el Li se encuentre almacenado en cristales dentro del área de estudio. Aun así, algunos de estos minerales han sido reportados en otros salares del APVC, como diomignita en el salar de Agua Amarga (Troncoso y Ercilla, 2016) y tainiolita en el salar de Guayatayoc (Steinmetz, 2016). En relación a este último, también fue identificado eucryptita (Steinmetz, 2016), mientras que en el salar de Infieles se reconoce precipitación de zabuyelita (Troncoso y Ercilla, 2016; Figura 4.13).

### 4.5.1. Fases Huésped de Li en Ignimbritas

Del análisis de DRX realizado en las tobas, el mineral que presenta la mayor probabilidad de fraccionar en la CO es la polilitionita, a pesar de su génesis asociada a complejos pegmatíticos (Anthony y otros, 2001). Se reconoce en 12 de las 18 muestras de rocas trabajadas, tanto en la zona norte, como en la zona sur del área de estudio (Figura 3.9a). La identificación de este mineral se condice con el comportamiento similar registrado entre el  $K_2O$  y Rb en las rocas, como también en los sedimentos de la zona marginal (Figura 4.4 en Anexo), lo que sugiere un origen común para estos elementos, posiblemente a partir de la meteorización de micas.

De esta manera, no es descartable que una parte del Li que se concentra en el SDA pueda provenir de silicatos como biotita, muscovita o polilitionita. Esto debido a que un aumento de  $K_2O$  y Rb en la cobertura sedimentaria del salar, se coincide con un incremento en la concentración de Li en el margen oriental del SDA, con excepción del pozo 10 (Figura 4.12). Por

su parte, en las fracciones finas de la zona norte del salar se reconoce tainiolita en DRX (Figura 3.9a), la cual corresponde a una mica químicamente similar a la illita (Castor y Henry, 2020).



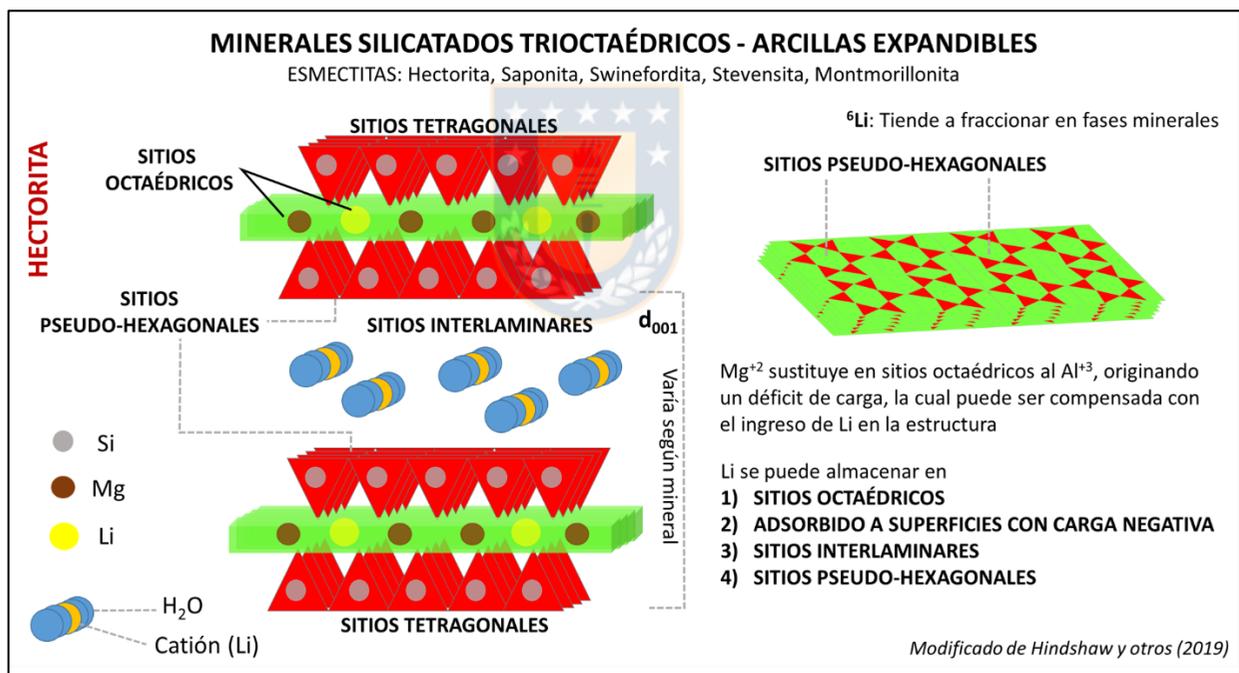
**Figura 4.13.** Mapa de salares que reportan reservas estimadas de Li, siendo destacados los salares en donde se han reconocido fases huésped de Li en sedimentos o depósitos salinos (Troncoso y Ercilla, 2016; Steinmetz, 2016). A su vez, se presentan las principales fases huésped de Li reconocidos en DRX, indicándose la ubicación en donde coinciden con fases reconocidas en otros salares.

Considerando la génesis de las fases huésped de Li identificadas en DRX y la geoquímica de las muestras analizadas, estos minerales tendrían una mayor probabilidad de fraccionar en las ignimbritas más félsicas del área de estudio. En particular, la ignimbrita Toconao posee una marcada composición riolítica asociada con los pulsos más diferenciados de la CLP (Lindsay y otros, 2001b), lo cual se condice con el reconocimiento de petalita ( $\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}$ ) y litiowodgenita ( $\text{LiTa}_3\text{O}_8$ ) dentro de los primeros intervalos (0-50; 51-100) en DRX (Tabla 4.5 en Anexo). En relación a este último mineral, la ignimbrita Toconao registra los contenidos más altos de tantalio (Ta), duplicando al promedio de la corteza superior (Tabla 3.5 en Anexo). En tanto, para las muestras Atana (H1R1), Patao (F2R1) y Toconao se reconocen boratos como diomignita (Figura

3.9b), las cuales se sitúan próximas al pozo 6 que registra las mayores concentraciones de B y Li del área de estudio (Figura 4.11).

#### 4.5.2. Fases Huésped de Li en Zona Marginal

Considerando la gran superficie que posee el SDA, distintos mecanismos de concentración o fases huésped de Li predominarían a lo largo de la zona marginal. Producto de la meteorización de rocas volcánicas neógenas (Ide y Kunasz, 1989), se ha planteado que minerales como arcillas pueden ser considerados fases huésped de Li, a pesar que no suelen presentar este elemento en su estructura cristalina original. Esto debido a que el Li puede ser adsorbido en capas interlaminares, como también almacenado en niveles tetraédricos y octaédricos de la estructura (Hindshaw y otros, 2019; Figura 4.14).



**Figura 4.14.** Esquema de la estructura cristalina de arcillas tipo esmeclita, las cuales son susceptibles a la adsorción de Li en sitios interlaminares y octaédricos (Hindshaw y otros, 2019).

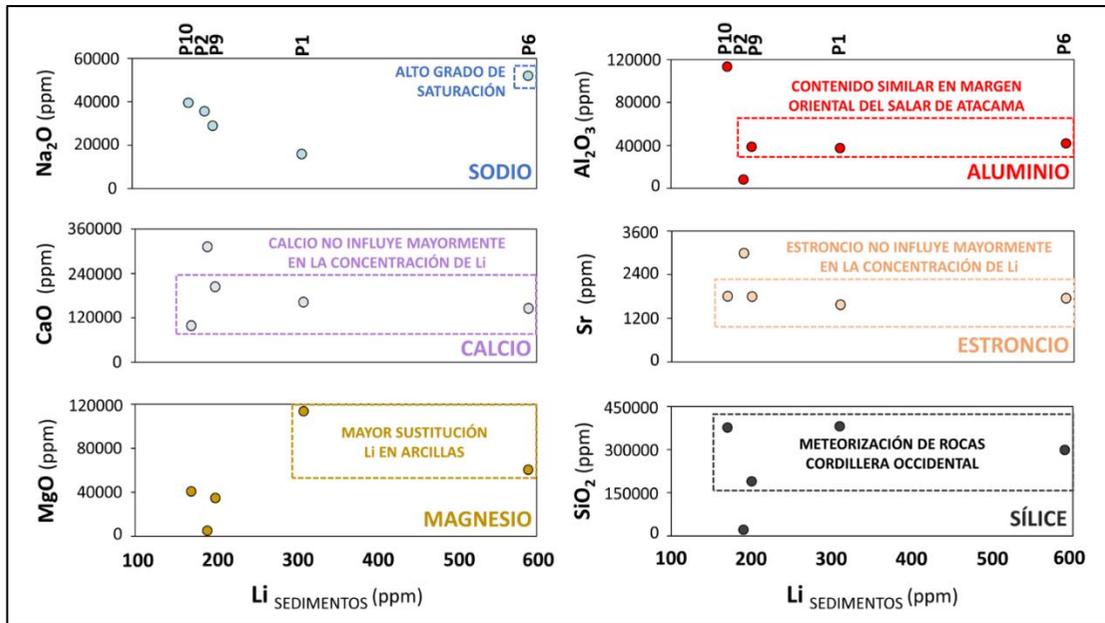
En particular, las arcillas enriquecidas en magnesio presentan una alta capacidad de intercambio catiónico, lo que favorece el ingreso de mayores cantidades de Li en su estructura (Barrie y otros, 2018). Esto tiene relación con la alta similitud que existe entre los radios iónicos del Li<sup>+</sup> y Mg<sup>2+</sup>, razón por la cual pueden ser fácilmente sustituidos en sitios octaédricos de las arcillas,

dependiendo de la concentración de Li en solución, temperatura y tiempo de interacción con aguas (Decarreau y otros, 2012).

En las esmectitas, la diferencia de carga que se produce en la superficie negativa del mineral genera una atracción del  $\text{Li}^+$  en solución hacia sitios intercambiables (Pistiner y Henderson, 2003), la cual podría ser débil considerando la gran facilidad con que el Li es liberado a partir de intercambios catiónicos (Hoyer y otros, 2015). No obstante, estudios cristalográficos han reportado una cierta tendencia del Li a migrar desde sitios interlaminares hacia vacantes octaédricas en la montmorillonita, como efecto del intercambio de  $\text{Mg}^{2+}$  por  $\text{Al}^{3+}$  en la estructura cristalina (Wungu y otros, 2011).

A raíz de esto, los minerales pertenecientes al grupo de las esmectitas registran altos contenidos de Li, principalmente en hectorita (Munk y otros, 2016) y swinefordita (Starkey, 1982). Genéticamente, las condiciones propicias para la formación de esmectitas se condicen con climas áridos, alto pH, presencia de rocas volcánicas silíceas y cantidades suficientes de magnesio (Starkey, 1982; Asher-Bolinder, 1991; Barrie y otros, 2018). En este sentido, los sedimentos de los pozos 1 y 6 poseen varias de estas características, registrando elevados contenidos de MgO (Figura 4.15) que podrían facilitar la sustitución de Li en arcillas (Barrie y otros, 2018; Hindshaw y otros, 2019), a la vez que se disponen adyacentes a ignimbritas altamente silíceas como Patao, Toconao y Tucúcaro (Figura 4.10).

En particular, el pozo 1 se sitúa en la traza del sistema de falla Salar (SFS) (Jordan y otros, 2002; 2007; Aron y otros, 2008), por lo que la alta concentración de As medida en los sedimentos de este pozo (Figura 4.11) no descarta la participación de fluidos que provengan de reservorios magmáticos o hidrotermales. De ser así, existiría una mayor probabilidad para la formación de arcillas de origen hidrotermal como hectorita, capaces de hospedar importantes concentraciones de Li (Anthony y otros, 2001; Hindshaw y otros, 2019), cuyos máximos han sido reportados en torno a los 6.000 ppm (Hoyer y otros, 2015). Otros minerales que poseen alta susceptibilidad a adsorber Li corresponden a caolinita, gibbsita y bentonita (Wungu y otros, 2011; Hoyer y otros, 2015; Hindshaw y otros, 2019), mientras que las zeolitas también pueden almacenar Li en sus cavidades estructurales, registrando concentraciones de hasta 3.900 ppm (Hoyer y otros, 2015).



**Figura 4.15.** Relación de elementos mayoritarios y trazas, con la acumulación de Li en sedimentos de la zona marginal. P1: Pozo 1, P2: Pozo 2, P6: Pozo 6, P9: Pozo 9, P10: Pozo 10.

El potencial de estos minerales para adsorber Li depende de la concentración que poseen las salmueras al interactuar con estas fases (Barrie y otros, 2018). Lo anterior sustenta la idea de que a mayores concentraciones de Na<sub>2</sub>O en los sedimentos finos y evaporitas, mayor podría ser la cantidad de halita precipitada a partir de soluciones altamente saturadas (Houston y otros, 2011). Esto conlleva a la formación de una salmuera residual enriquecida en Li (Munk y otros, 2018), considerando que el pequeño radio iónico de este elemento dificulta su incorporación en la estructura cristalina de las evaporitas, por lo que tiende a permanecer más en solución que dentro de estos minerales (Borda y otros, 2019).

Por tanto, un incremento en la concentración de Na<sub>2</sub>O y B en el pozo 6 (Figura 4.11; 4.15), no implica necesariamente un alto contenido de Li en evaporitas, sino más bien podría reflejar la existencia de una salmuera residual enriquecida en este elemento que facilite su adsorción en minerales secundarios. En este sentido, las altas concentraciones de Li en los boratos del salar de Olaroz ha sido atribuida a pátinas oxidadas de Fe, en vez de una incorporación en la estructura de la ulexita (Borda y otros, 2019).

Las rocas y sedimentos que poseen altos valores de Li comúnmente son enriquecidas en Al<sup>3+</sup>, lo que podría tener relación con la formación de fases como gibbsita (Al (OH)<sub>3</sub>) (Pistiner y

Henderson, 2003). Este mineral, al igual que la esmectita, presenta una alta capacidad de adsorción de Li, pero a diferencia de ésta posee una fuerte correlación entre un mayor grado de adsorción y un incremento en el fraccionamiento isotópico de  ${}^6\text{Li}$  (Pistiner y Henderson, 2003; Millot y Girard, 2007). Considerando los contenidos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  medidos en el pozo 1 (Figura 4.15), como también las bajas razones de  $\delta^7\text{Li}$  en sedimentos (-1,85‰; Álvarez-Amado, F., comunicación personal, 2020) y altas en aguas (+10,5‰; Lagos, 2019), resulta factible que la gibbsita sea formada en los sedimentos del extremo sur del salar, incidiendo en el contenido de Li que es registrado para esta zona (310 ppm).

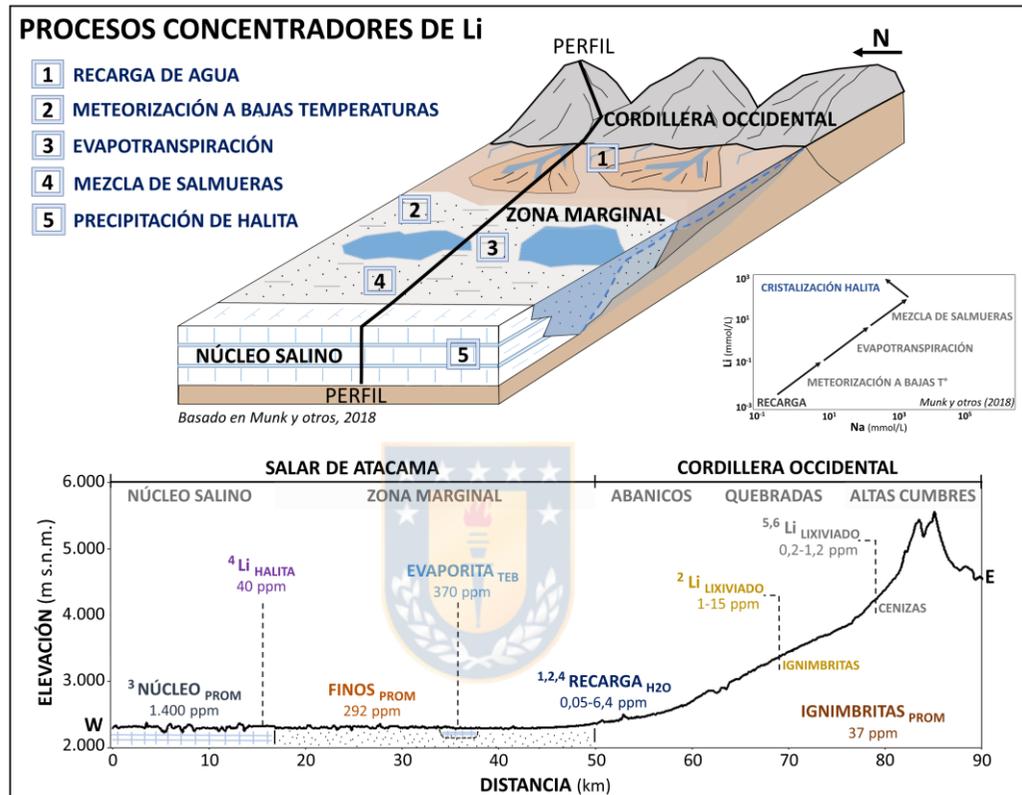
Por el contrario, el CaO y Sr presentan una escasa influencia en la acumulación de Li dentro del SDA, ya que al aumentar el contenido de este no se registran grandes variaciones en la concentración de estos elementos (Figura 4.15). Lo anterior tendría relación con el menor grado de saturación que ha sido descrito al precipitar mayoritariamente carbonatos o sulfatos (Houston y otros, 2011), por lo que las salmueras residuales que interactúan con las fracciones finas del salar no están lo suficientemente concentradas en Li, reduciendo la disponibilidad de éste para ser adsorbido en minerales secundarios.

### 4.5.3. Procesos Concentradores de Li

Las rocas piroclásticas de la CO han sido consideradas como la principal fuente del Li que se concentra en el SDA (Ide y Kunasz, 1989). En cuanto a los componentes de estas rocas, se ha postulado que el vidrio es altamente soluble (Jochens y Munk, 2011; Godfrey y otros, 2013), por lo que tobas enriquecidas en estas fases serían más susceptibles de lixiviar Li comparado con litologías más cristalinas. Aun así, se ha reportado que minerales formadores de rocas también pueden almacenar Li dentro de niveles potentes y densamente soldados de ignimbritas (Ellis y otros, 2015; 2018; Neukampf y otros, 2018). En particular para el área de estudio, estas litologías no presentan un extremo enriquecimiento de Li (20-80 ppm), por lo que para generar un depósito de clase mundial como el SDA, debiesen ocurrir importantes procesos concentradores de este elemento.

La meteorización de silicatos, al igual que la lixiviación de Li desde fases vítreas (Ide y Kunasz, 1989) o cenizas depositadas en la CO (Risacher y Alonso, 2001; Godfrey y otros, 2013), podrían

suministrar Li al SDA (Figura 4.16), el cual es transportado mediante flujos permanentes o esporádicos de aguas (Ide y Kunasz, 1989; Cofré, 2018; Munk y otros, 2018). Estos descargan en la zona marginal del salar, conformada por sedimentos finos, evaporitas, cenizas e ignimbritas (Atana extracaldera), los cuales son permeables a flujos provenientes de la CO (Houston y otros, 2011; Delgado y Pavez, 2015).



**Figura 4.16.** Esquema y perfil de procesos concentradores de Li en el SDA, incluyendo los contenidos de Li reportados en distintos tipos de reservorios. Prom: Promedio. 1) Cofré (2018), 2) Ide y Kunasz (1989), 3) Munk y otros (2016), 4) Munk y otros (2018), 5) Godfrey y otros (2013), 6) Risacher y Alonso (2001).

Los mayores contenidos de Li reportados en las aguas que ingresan al salar transcurren por las quebradas de Aguas Blancas, Camar, Tarajne y Tucúcaro, como también por el callejón de Tilopozo (Ide y Kunasz, 1989; Cofré, 2018; Tabla 4.4 en Anexo). Gran parte de éstos desembocan en las adyacencias a los pozos 1 y 6 (Figura 4.5 en Anexo), los cuales presentan las mayores concentraciones de Li en los sedimentos de la zona marginal (310-590 ppm).

Estos flujos migran desde zonas de recarga hacia el núcleo del salar, enriqueciéndose progresivamente en Li mediante procesos de evapotranspiración, el cual determina un aumento

en el grado de saturación, mayor precipitación de evaporitas y una consecuente salmuera residual enriquecida en Li (Munk y otros, 2018). Considerando la incompatibilidad del Li a ingresar en la estructura de evaporitas, éste se encuentra disponible para ser adsorbido por minerales secundarios al interactuar estos fluidos con sedimentos del salar (Munk y otros, 2018). A su vez, esta recarga de agua podría generar meteorización de silicatos previamente depositados, favoreciendo la formación de arcillas con potencial para retener Li en su estructura. Teniendo en cuenta lo anterior, un porcentaje considerable del Li que ingresa al SDA podría ser adsorbido en minerales, lo cual sería concordante con el enriquecimiento que registran las fracciones finas al ser comparadas con las rocas (Figura 4.16).

Próximo al núcleo, se ha postulado una mezcla entre salmueras estancadas y las que han sido transportadas hacia el centro del salar, lo que produciría altos niveles de saturación y una consecuente precipitación de halita (Munk y otros, 2018; Figura 4.16). A diferencia de la zona marginal, el Li en el núcleo es concentrado mayoritariamente en salmueras (1.400 ppm), siendo escasos los contenidos de este elemento registrados en inclusiones dentro de cristales de halita (40 ppm; Munk y otros, 2018) (Figura 4.16).

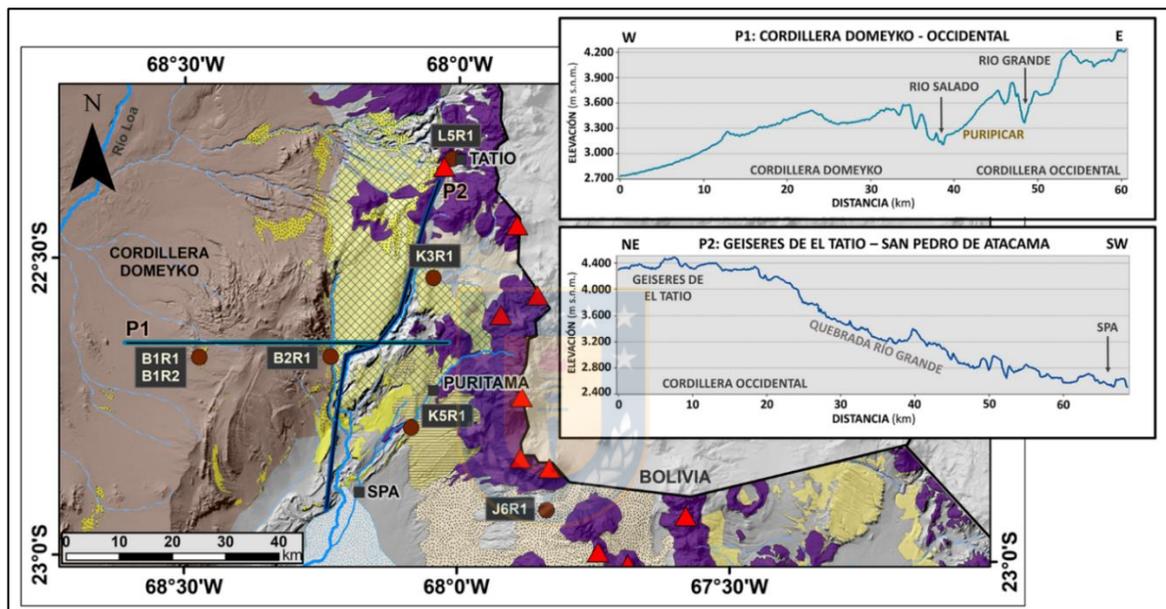
En consecuencia, el Li en las ignimbritas de la CO podría estar almacenado tanto en el vidrio, como en minerales. Sin embargo, es probable que se hospede mayoritariamente en las fases vítreas, teniendo en cuenta la génesis que presentan las principales fases identificadas en DRX. Aun así, los minerales huésped de Li que poseen alta probabilidad de fraccionar en esta zona son los filosilicatos y particularmente polilitionita o tainiolita, mientras que otra fase con potencial es la criolitionita, reconocida al sur del SDA y en evaporitas. En tanto, el importante enriquecimiento de Li observado en los sedimentos finos de la zona marginal podría estar asociado con la formación de arcillas, óxidos e hidróxidos.

## **4.6. Geología y Concentración de Li**

### **4.6.1. Zona Norte (22°20'S – 23°00'S)**

La zona norte se caracteriza por el predominio de dos morfoestructuras principales como la cordillera de Domeyko (CD) y CO, dispuestas muy próximas entre sí, lo que determina un

marcado relieve montañoso para este segmento. Debido a esto y a diferencia de la zona sur, no presentan grandes cuencas que puedan albergar importantes concentraciones de Li. En cuanto a las ignimbritas, éstas se depositan principalmente al este de la CD, la cual actúa como barrera que impide el avance de flujos piroclásticos hacia el oeste, con excepción de algunos afloramientos aislados de la ignimbrita Sifón (Figura 4.17). A su vez, esta zona posee un elevado gradiente en sentido N-S, desde la zona de El Tatio hacia San Pedro de Atacama (SPA), lo que propicia el desarrollo de una fuerte pendiente con un desnivel aproximado en 2.000 m (Perfil 2; Figura 4.17).



**Figura 4.17.** Mapa de la zona norte del área de estudio, complementado con perfiles realizados en sentido E-W y NE-SW. SPA: San Pedro de Atacama. Simbología de ignimbritas igual a Figura 2.2.

Otro rasgo distintivo es la existencia de escorrentías permanentes. El río San Pedro se origina a partir de la confluencia entre los ríos Grande y Salado en la CO, mientras que el río Vilama y sus afluentes (Puripica, Puritama) descargan sus contenidos en los alrededores de SPA (Ide y Kunasz, 1989) (Figura 4.17). Estos cursos circulan principalmente en sentido N-S, originando profundas y estrechas quebradas por las cuales pueden meteorizar a la extensa cobertura ignimbítica de la CO, transportando detritos y partículas en solución, las que podrían incrementar la acumulación de Li en la cuenca de Atacama (CDA) (Marinovic y Lahsen, 1984).

La existencia de campos geotermales es otra característica relevante para esta zona, en donde se definen dos sistemas activos situados en la CO, correspondientes a los géiseres de El Tatio y

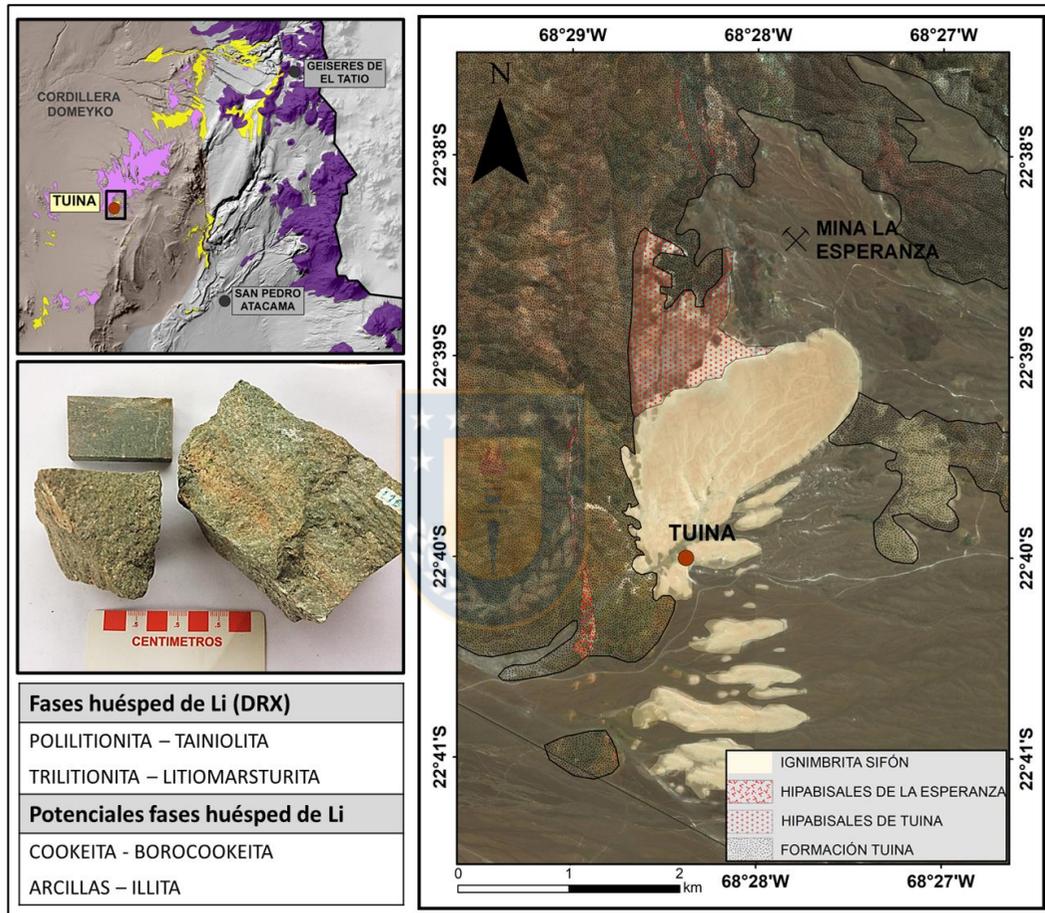
Puritama (Figura 4.17). Estos fluidos registran altas concentraciones de Li en El Tatio, cuyos valores fluctúan en torno a los 40 ppm (Ide y Kunasz, 1989; Lagos, 2019). Asociado a este complejo geotermal, se reportan las mayores concentraciones de Li en la ignimbrita Tatio (80 ppm). A su vez, las potentes secuencias piroclásticas descritas en este segmento son altamente vítreas (Figura 4.7), situadas en algunos casos proximales a su centro de emisión (Cajón, Chaxas, Tatio) y en general, exhiben intensos procesos de desvitrificación con excepción de las secuencias miocenas Pelón y Sifón.

Altos contenidos de Li (40 ppm) también fueron medidos en la ignimbrita Puripicar y Formación Tuina, siendo esta última bastante excepcional considerando la edad de esta unidad (Pérmico superior – Triásico medio), lo cual se podría atribuir a varios eventos de intrusión, deformación o alteración hidrotermal (Henríquez y otros, 2014). En este sentido, la Formación Tuina ha sido intruida en varias ocasiones, principalmente por los intrusivos hipabisales de Tuina (Pérmico superior – Triásico medio) y La Esperanza (Eoceno) (Henríquez y otros, 2014). Este último corresponde a un pórfido monzonítico y riolítico que originó un intenso metamorfismo de contacto, generando etapas de silicificación y cloritización dentro de esta formación.

Dataciones U-Pb realizadas en el intrusivo La Esperanza reportan edades similares a la de pórfidos cupríferos del Eoceno en la CD, por lo que ha sido asociado a eventos de mineralización que dieron origen a la Mina La Esperanza (Henríquez y otros, 2014), situada adyacente al sitio en donde se obtuvo esta muestra (Figura 4.18). Relacionada a esta intrusión, fue descrita una alteración sericítica y argílica con presencia de vetillas de calcita para la Formación Tuina (Henríquez y otros, 2014), lo que se condice con la identificación de cuarzo, calcita y clorita al microscopio para esta muestra (Anexo B1R2). Este último grupo mineral, podría ser considerado como una potencial fase huésped de Li, en particular para el caso de la cookeita o borocookeita (Tabla 4.6 en Anexo). Otras fases que pueden retener Li son las arcillas que alteran fuertemente a los feldespatos en estas litologías (Henríquez y otros, 2014).

Teniendo en cuenta estas características, la zona norte podría presentar un importante potencial como fuente del Li que se acumula en el SDA, considerando la existencia de escorrentías superficiales (San Pedro, Vilama), fuentes geotermales (géiseres de El Tatio, Puritama) y

potentes secuencias ignimbríticas (Puripicar, Tatio) con altas concentraciones de Li (40-80 ppm). Lo anterior, sumado al elevado gradiente que existe entre esta zona y la CDA, podría promover la lixiviación de Li desde estas litologías y su posterior transporte mediante aguas superficiales o subterráneas que desembocan en el SDA. En relación a la Formación Tuina, un muestreo en detalle permitiría diferenciar mejor los procesos que expliquen estas elevadas concentraciones de Li en la CD.

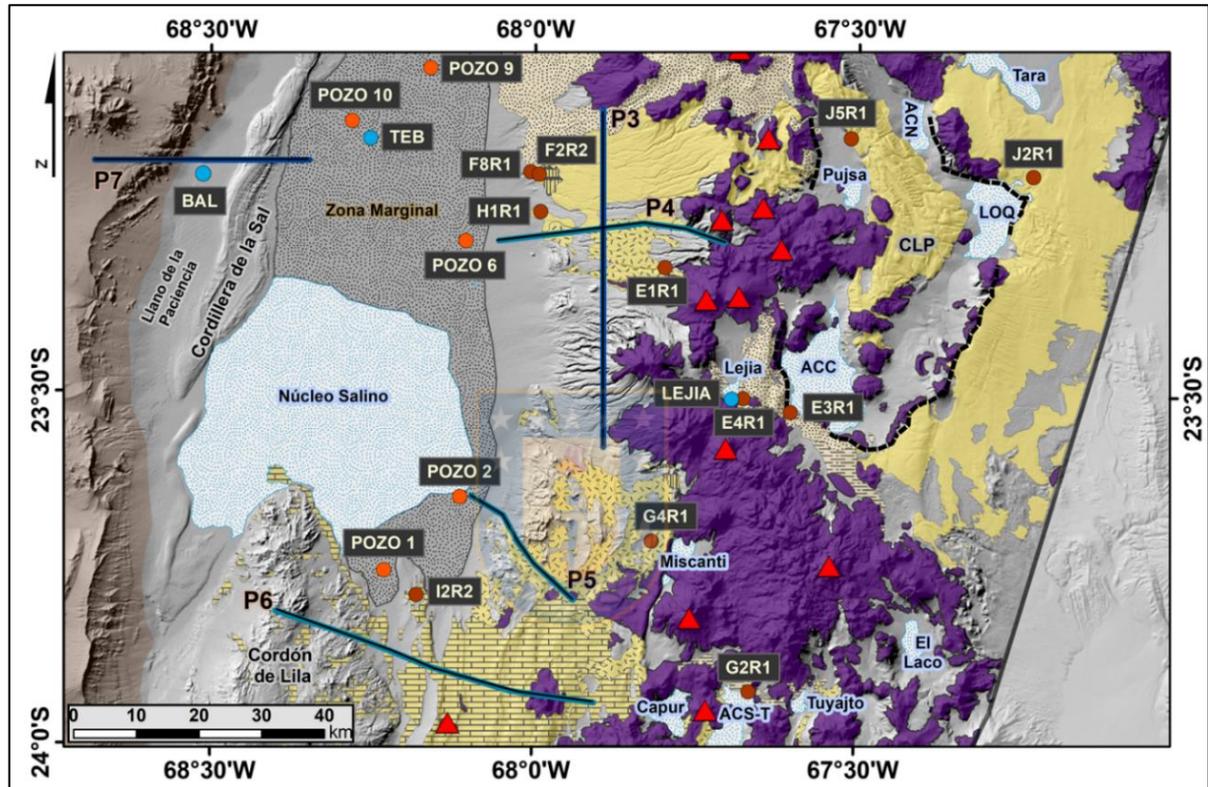


**Figura 4.18.** Mapa de la Formación Tuina en contacto con la ignimbrita Sifón e intrusivos hipabisales (Henríquez y otros, 2014). Tabla con minerales huésped de Li identificados en DRX, como también posibles fases que podrían almacenar Li en esta unidad.

#### 4.6.2. Zona Sur (23°00'S – 24°00'S)

En esta zona se reconocen numerosas quebradas dispuestas principalmente en dirección E-W, las cuales evidencian los importantes gradientes que existen entre la CO y el SDA (Figura 4.7 en Anexo). En torno a éstas, se reportan cursos intermitentes de aguas que transportan contenidos

variables de Li hacia el SDA, registrando sus mayores concentraciones en la zona de descarga alrededor de los pozos 1 y 6 (Ide y Kunasz, 1989; Cofré, 2018). La mayor extensión que presenta la CO hacia el oriente de este segmento favorece el desarrollo de cuencas que hospedan salares o lagunas salinas, siendo ésta una de las principales diferencias con respecto a la zona norte. En general, estas cuencas se disponen rodeadas por ignimbritas, principalmente en los alrededores al SDA o la CLP (Figura 4.19).

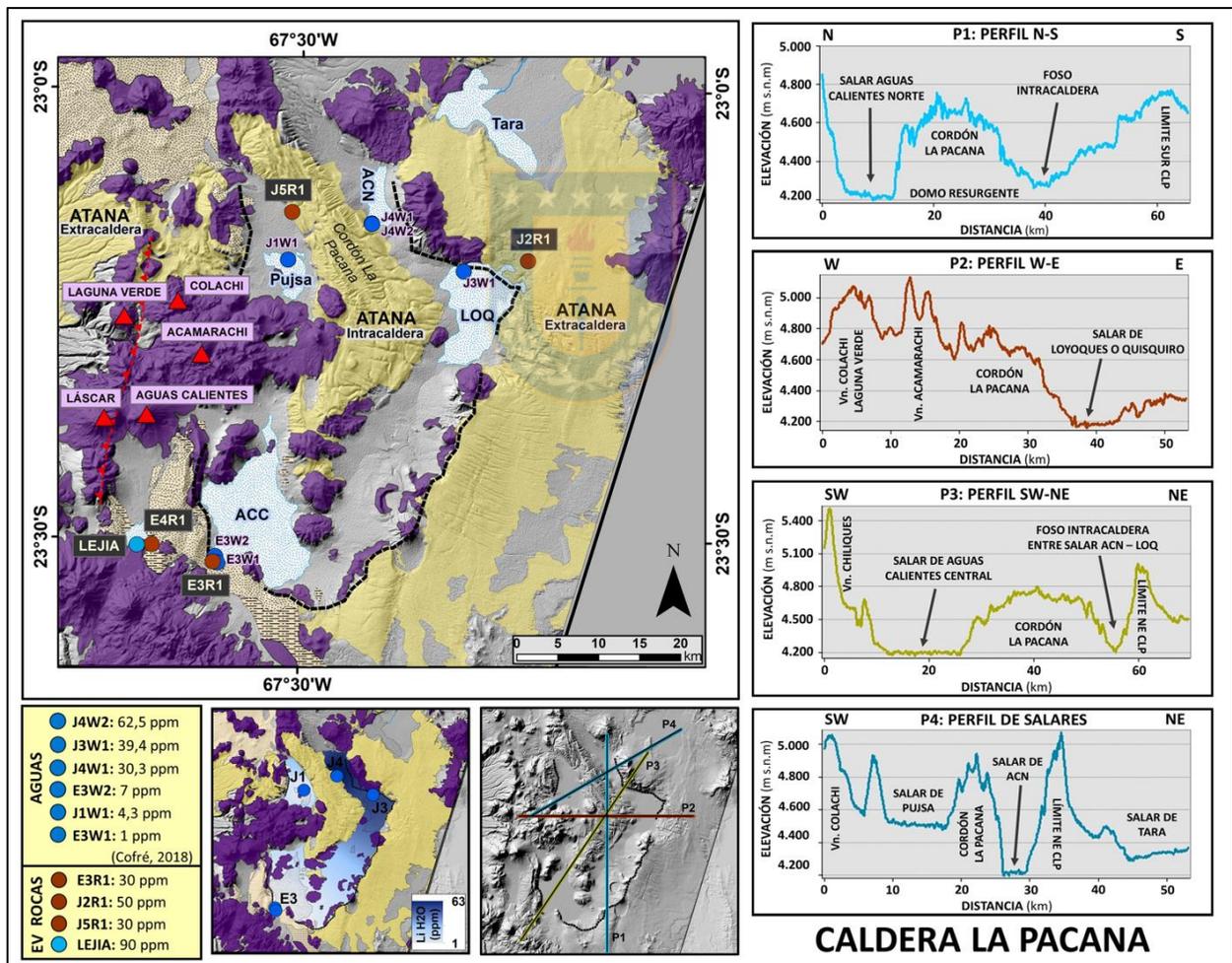


**Figura 4.19.** Mapa de la zona sur del área de estudio, incluida la traza de los perfiles P3 a P7 detallados en la Figura 4.21 y Figura 4.7 en Anexo. ACN: Aguas Calientes Norte, LOQ: Loyoques o Quisquiri, ACC: Aguas Calientes Central, ACS-T: Aguas Calientes Sur y Talar, CLP: caldera La Pacana. Simbología idéntica a Figura 2.1. Simbología de ignimbritas igual a Figura 2.2.

En el extremo sureste del área de estudio, la ignimbrita Tuyajto se dispone en las adyacencias a la laguna homónima en la CO (Figura 4.19), la cual registra altas concentraciones de Li en aguas (79-297 ppm; Cofré, 2018; Munk y otros, 2018). Considerando el contenido de Li (30 ppm) y la alta proporción de fases vítreas (64%) descrita para esta ignimbrita en los alrededores de la laguna, ésta podría suministrar parte importante del Li que se acumula en las salmueras. A pesar de la escasa superficie que presenta esta laguna (6 km<sup>2</sup>), sus depósitos salinos exhiben una

zonación compuesta por sulfatos en la periferia y cloruros hacia el núcleo, de manera similar a lo observado en el SDA (Ramírez y Gardeweg, 1982).

A raíz del colapso de la CLP a mediados del Plioceno (Gardeweg y Ramírez, 1987; Salisbury y otros, 2011), se origina una extensa cuenca que alberga numerosos salares que presentan condiciones favorables para la acumulación de Li. Adyacente a los salares de Aguas Calientes Norte (ACN), Loyoques o Quisquiro (LOQ), Pujsa y Tara, fueron descritos niveles intra y extracaldera de la ignimbrita Atana, los que podrían ser considerados como fuente de Li para estos salares (Figura 4.20), teniendo en cuenta sus volúmenes, contenidos de Li (30-50 ppm) y abundantes fases vítreas (Figura 4.7).



**Figura 4.20.** Mapa y perfiles de la caldera La Pacana, con la ubicación de las muestras de rocas, evaporitas y salmueras con sus respectivas concentraciones de Li. Línea roja corresponde a la traza de la falla Miscanti (Aron y otros, 2008). Nombre de salares idéntico a Figura 4.19. Simbología de ignimbritas igual a Figura 2.2.

Estudios de Li en aguas realizados en el margen oriental de la CLP, registran un importante enriquecimiento para los salares de ACN y LOQ (39-63 ppm), que contrasta con los bajos contenidos de Li reportados al oeste y suroeste de la caldera en los salares de Pujsa (4 ppm) y Aguas Calientes Central (ACC) (1-7 ppm; Cofré, 2018). Este último se dispone rodeado por ignimbritas pleistocenas (Cajón, Tuyajto), las que en general exhiben menores contenidos de Li (30 ppm) en comparación con la ignimbrita Atana (50 ppm).

Por otro lado, gran parte del sector poniente de la CLP es cubierto por extensas coladas de lavas que se disponen muy próximas al cordón La Pacana, imposibilitando el desarrollo de grandes cuencas que puedan almacenar Li (Figura 4.20). En cambio, hacia el este de la caldera, las diferencias de altitud entre el foso y su margen oriental son bastante menores en los alrededores al salar de LOQ (Perfil 2, Figura 4.20), siendo ampliamente rodeado por niveles intra y extracaldera de la ignimbrita Atana, lo que incrementaría la probabilidad de hospedar Li proveniente de esta unidad (Figura 4.20).

La existencia de salares en la CLP sugiere una constante recarga de agua, la cual podría interactuar en su trayecto con la ignimbrita Atana y facilitar una lixiviación de Li desde estas litologías. Esto se reflejaría en los altos contenidos de Li que fueron registrados en los salares de LOQ, Pujsa y Tara, con máximos que exceden los 400 ppm de Li (Gajardo, 2014). Por el contrario, estas concentraciones difieren ostensiblemente con las reportadas en el salar de ACC, cuyos contenidos máximos de Li no sobrepasan los 45 ppm (Gajardo, 2014; Tabla 2.1). Esto se podría relacionar con los escasos afloramientos de ignimbritas descritos en torno a este salar, el cual es rodeado en su mayoría por coladas de lavas (Figura 4.20).

Otro rasgo característico de la zona sur es la extensa CDA, que abarca a la cordillera de la Sal (CSAL), llano de la Paciencia (LLP) y SDA. De éstas, la CSAL podría ser considerada como un importante reservorio de Li, debido al reconocimiento de unidades que reportan elevadas concentraciones de este elemento (Ide y Kunasz, 1989). En particular, la Formación Campamento (Mioceno ‘superior’– Pleistoceno) registra contenidos de Li que varían entre 25 y 484 ppm, de los cuales un alto porcentaje podría ser soluble en agua (Ide y Kunasz, 1989).

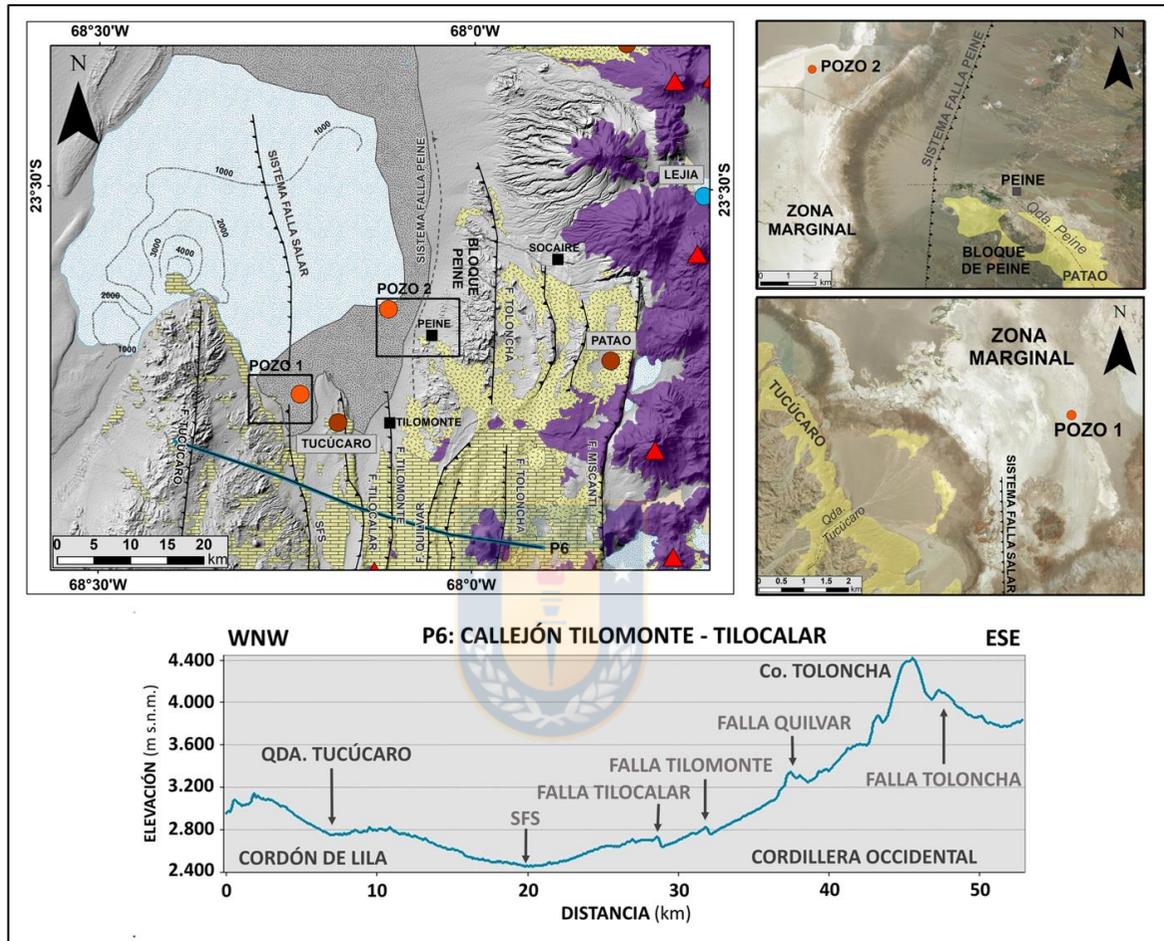
Gran parte de los cursos de aguas que circulan por la CSAL migran en dirección hacia el SDA, erosionando a la Formación Campamento en el sinclinal de los Vientos (Becerra y otros, 2014). Esta zona se encuentra limitada hacia el este por el anticlinal de los Vientos, lo que determina una dirección preferencial NE-SW de los flujos y una consecuente descarga en torno al núcleo del salar (Figura 4.8 en Anexo). Por tanto, es probable que esta morfoestructura ejerza algún grado de influencia en la concentración del Li que es acumulado en el SDA.

A su vez, el SDA es una extensa cuenca cerrada cubierta de sedimentos clásticos y evaporíticos, con una superficie aproximada de 3.000 km<sup>2</sup> (Munk y otros, 2016). Dentro de esta, la concentración de Li en las fracciones finas se distribuye de manera heterogénea, aumentando en función de su cercanía al núcleo. El pozo 1 se localiza en el extremo sur y presenta uno de los mayores contenidos de Li de la zona marginal (310 ppm), situándose en la traza de un área estructuralmente debilitada por numerosas fallas inversas con vergencia hacia el este y que carecen de expresión superficial, como el SFS (Aron y otros, 2008). Mediante perfiles sísmicos se ha determinado que este sistema deforma tanto a la cobertura sedimentaria del SDA, como también a las ignimbritas depositadas al oriente del CL (Jordan y otros, 2002; 2007).

En los callejones de Tilomonte y Tilocalar (CTT), la ignimbrita Tucúcaro es afectada por una serie de fallas que originan un sistema de fajas corridas y plegadas (Niemeyer, 2013) (Figura 4.21). Considerando la intensa deformación, abundantes fases vítreas (74%), en particular de esquirlas (40%) y el moderado contenido de Li (40 ppm) registrado en esta secuencia, este elemento podría ser lixiviado al interactuar con aguas superficiales, meteóricas o eventualmente hidrotermales. En este último caso, existen reportes de aguas ligeramente termales en Tilopozo (Ramírez y Gardeweg, 1982), las que se asocian a sectores en donde se han descrito fallas con niveles de despegue estimados en hasta 8 km de profundidad (Aron y otros, 2008). Asimismo, la traza del SFS se relaciona espacialmente con zonas que registran las mayores concentraciones de Li en salmueras, cuyos máximos alcanzan los 7.000 ppm (Munk y otros, 2016).

Por lo tanto, la deformación cortical descrita al sureste del SDA podría facilitar la circulación de fluidos con dirección hacia el núcleo del salar y ser un factor clave en el extremo enriquecimiento de Li para la zona. Esto si se consideran en conjunto las numerosas fallas

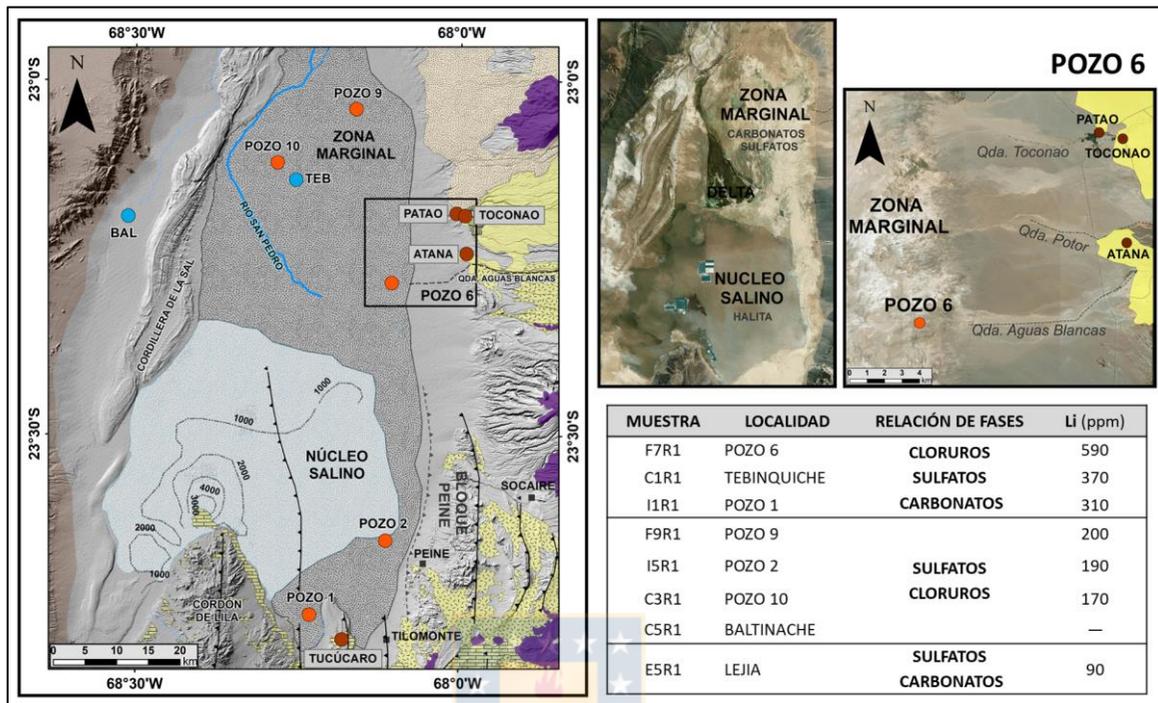
identificadas en terreno, sondajes o perfiles sísmicos (Jordan y otros, 2002; 2007; Muñoz y otros, 2002; González y otros, 2009), la permeabilidad de ignimbritas (Patao, Tucúcaro) con débil a moderado grado de soldamiento (Ramírez y Gardeweg, 1982) y al CL como barrera geográfica que determina la existencia de gradientes en sentido SE-NW.



**Figura 4.21.** Mapa y perfil de los callejones de Tilomonte y Tilocalar. Imágenes satelitales detallan la ubicación de los pozos 1 y 2 en la zona marginal del SDA. Concentraciones de Li en el núcleo descritas por Ide y Kunasz (1989). Fallas obtenidas de Aron y otros (2008). Simbología de ignimbritas idéntica a Figura 2.2.

El núcleo del salar corresponde a un cuerpo homogéneo de cloruros que posee una superficie cercana a los 1.400 km<sup>2</sup> (Lowenstein y Risacher, 2009), limitado por costras de evaporitas y sedimentos, donde es común la precipitación de anhidrita, aragonito, calcita y yeso (Houston y otros, 2011). Las mayores concentraciones de Li medidas en sedimentos y evaporitas (310-590 ppm), coinciden con la mineralización conjunta de calcita, yeso y halita, lo cual fue observado tanto en la laguna Tebinquiche, como también en los pozos 1 y 6 (Figura 4.22). Este último se

ubica en las cercanías de Toconao, a los pies de la quebrada Aguas Blancas y registra el mayor contenido de Li medido en el área de estudio (590 ppm).



**Figura 4.22.** Mapa de la zona marginal y núcleo del SDA, complementada con una imagen satelital del pozo 6 en el área de descarga de la quebrada Aguas Blancas. Tabla resumen que expone la relación entre evaporitas y concentración de Li en depósitos salinos y sedimentos. Contenido de Li en el núcleo de Ide y Kunasz (1989). Fallas de Aron y otros (2008). Simbología de ignimbritas idéntica a Figura 2.2.

La quebrada Aguas Blancas intersecta a secuencias piroclásticas altamente vítreas (65-84%) y moderadamente enriquecidas en Li (30-50 ppm), como Atana y Patao, de las cuales se podría lixiviar este elemento y concentrar en el pozo 6 (Figura 4.22). A su vez, se origina en torno a los volcanes Acamarachi, Colachi y Laguna Verde, situados al oeste de la CLP y próximos a la falla Miscanti, la cual ejercería un control estructural sobre la actividad eruptiva de estos macizos (Gardeweg y Ramírez, 1987; Aron y otros, 2008) (Figura 4.5 en Anexo).

La precipitación simultánea de carbonatos, sulfatos y cloruros, podría generar una salmuera residual concentrada en Li y una mayor disponibilidad de este elemento para ser adsorbido por minerales secundarios como arcillas, óxidos e hidróxidos. En este sentido, la identificación y cuantificación de halita puede ser clave para la estimación de mayores concentraciones de Li en sedimentos, considerando su precipitación a partir de soluciones hipersalinas (Houston y otros,

2011). De los salares del área de estudio, son escasos los que desarrollan niveles de cloruros en sus depósitos salinos, descritos particularmente en el SDA y laguna Tuyajto (Ramírez y Gardeweg, 1982).

Asimismo, la precipitación conjunta de estos minerales podría tener relación con un incremento en los contenidos de Li en las salmueras, tal como fue reportado en las lagunas Tebinquiche y Tuyajto (Cofré, 2018; Munk y otros, 2018; Tabla 2.1). En consecuencia, estas evaporitas y sus respectivas paragénesis serían buenos estimadores del Li que se puede concentrar en distintos tipos de reservorios como sedimentos, depósitos salinos o salmueras. Por el contrario, la ausencia de alguna de éstas y en especial de cloruros, determina una drástica disminución del Li y un menor grado de saturación en la salmuera residual.

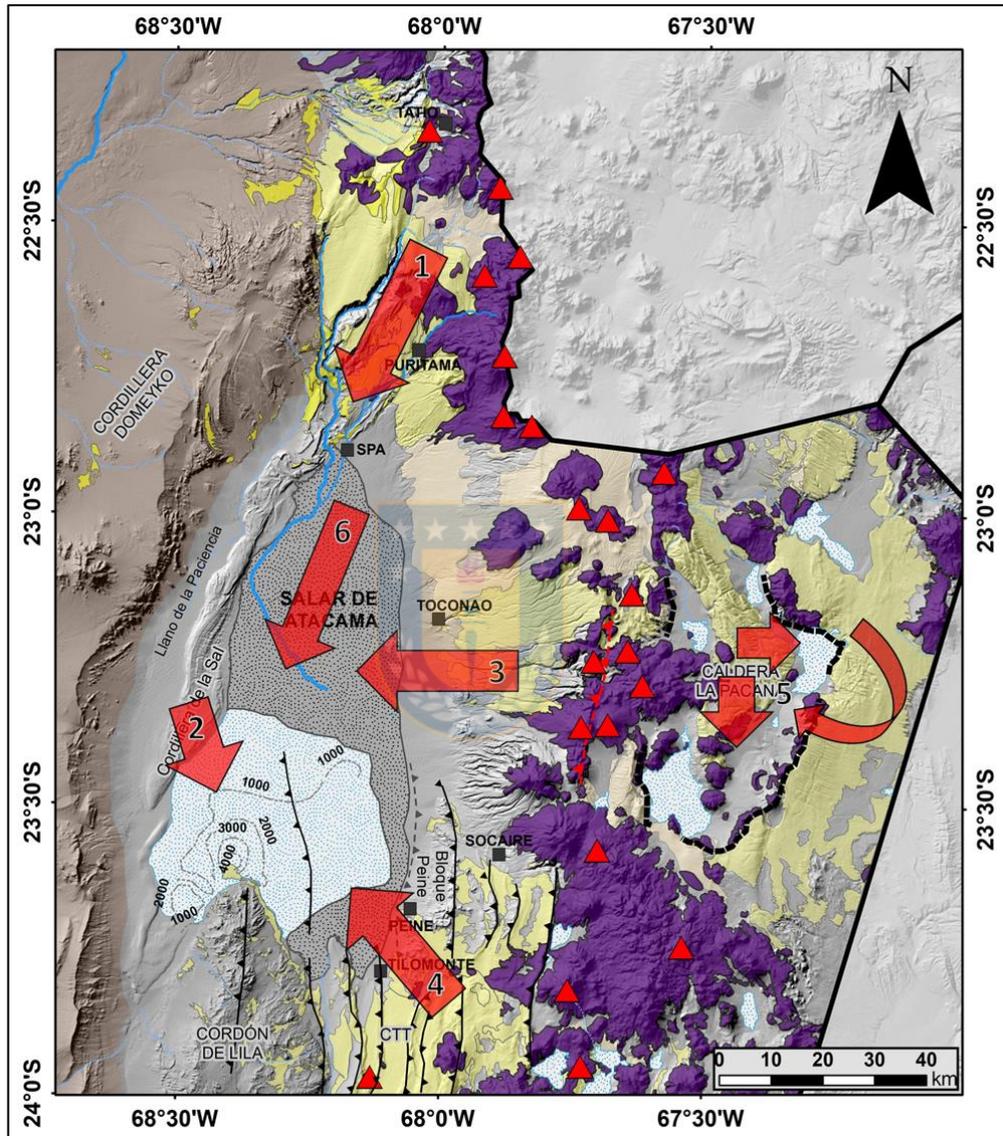
A grandes rasgos, la zona sur presenta condiciones muy favorables para la acumulación de Li en evaporitas, lagunas, salares o sedimentos. Esto debido al desarrollo de grandes cuencas capaces de concentrar Li (SDA, CLP), las que son rodeadas por extensas y voluminosas ignimbritas con moderados contenidos de Li. A su vez, la intensa deformación descrita al sureste del salar (SFS, CTT), los altos gradientes que existen entre la CO y el SDA, sumado a condiciones climáticas favorables para la concentración de Li (Munk y otros, 2018), generan un escenario ideal para la acumulación de este elemento en la zona sur.

#### **4.7. Potenciales Fuentes y Reservorios de Li**

En el área de estudio es posible determinar al menos 6 sectores de interés, en donde se puede evaluar su influencia en la distribución y concentración de Li. Uno de los aspectos a considerar es la diferencia de temperatura que existe entre las aguas termales y superficiales, lo que puede modificar el contenido de Li que transportan. Un ligero aumento en la temperatura, podría generar una importante disolución de Li en fase fluida, con factores de enriquecimiento que varían entre 100 a 10.000 veces su valor inicial (Troncoso y Ercilla, 2016).

Teniendo en cuenta lo anterior, la existencia de sistemas geotermales activos en la zona norte como los géiseres de El Tatio y Puritama, podrían ser causal de una mayor disolución del Li almacenado en las rocas, cuyas concentraciones en sitios desde donde son emanados registran

contenidos de 26 a 47 ppm (Ide y Kunasz, 1989; Lagos, 2019). Considerando el gradiente que existe entre la CO y el SDA, como también la presencia de escorrentías permanentes que migran en dirección al salar, esta área posee un importante potencial como fuente de Li para la CDA (Zona 1, Figura 4.23).



**Figura 4.23.** Mapa de potenciales fuentes y reservorios de Li en el área de estudio. Explicación de números en texto. CTT: callejones de Tilomonte y Tilocalar. Fallas basadas en Aron y otros (2008). Concentraciones de Li en el núcleo obtenidas de Ide y Kunasz (1989). Tonos de ignimbritas igual a Figura 3.1.

La presencia de unidades sedimentarias que registran altas concentraciones de Li en la CSAL, como la Formación Campamento (Mioceno ‘superior’ – Pleistoceno) (Ide y Kunasz, 1989), le confiere un potencial a esta morfoestructura como reservorio de Li para la CDA (Zona 2, Figura

4.23). A su vez, estas litologías podrían ser consideradas como fuente de Li para el SDA, debido a que los flujos que circulan por el sinclinal de Los Vientos erodan a la Formación Campamento y descargan sus contenidos mayoritariamente dentro del núcleo del salar (Figura 4.8 en Anexo).

El alto gradiente que existe entre la CO y la CDA (Figura 4.7 en Anexo), sumado al desarrollo de numerosas quebradas al oriente del SDA (Figura 4.5 en Anexo), caracterizan al segmento sur del área de estudio. Éstas intersectan a ignimbritas pliocenas y pleistocenas en la CO, las cuales poseen moderados contenidos de Li y altas proporciones de fases vítreas. Estudios de lixiviación en cenizas y tobas, han reportado que el Li puede ser liberado en solución desde componentes vítreos (Ide y Kunasz, 1989; Risacher y Alonso, 2001; Jochens y Munk, 2011; Godfrey y otros, 2013), lo que permitiría establecer a la CO como una fuente principal de este elemento para los salares de la zona (Zona 3, Figura 4.23).

Mediante sondajes y perfiles sísmicos han sido identificadas fallas inversas que originan a los sistemas de falla Peine y Salar (Muñoz y otros, 2002; Jordan y otros, 2007), mientras que al sureste del SDA fueron descritas fallas que deforman tanto al basamento paleozoico del CL, como también a la ignimbrita Tucúcaro en el CTT (Jordan y otros, 2002; Niemeyer, 2013). Esto podría incrementar la permeabilidad de la zona y favorecer el ascenso o circulación de fluidos magmáticos o hidrotermales (Munk y otros, 2016) que lixivien una mayor cantidad de Li desde estas litologías. Por su parte, el CL se sitúa como una barrera impermeable que determina un flujo preferencial de aguas en dirección hacia el núcleo del salar (Zona 4, Figura 4.23).

La CLP corresponde a una de las estructuras más importantes del área de estudio y en general, del APVC (Zona 5, Figura 4.23), siendo considerada como centro de emisión de las ignimbritas pliocenas Atana y Toconao (Lindsay y otros, 2001a). En calderas, se ha estimado que a lo menos el 20% de los niveles extracaldera podrían depositarse dentro de su área de drenaje, mientras que el 100% de los sectores intracaldera pueden estar disponibles para una eventual lixiviación y acumulación de Li (Benson y otros, 2017). En este sentido, la CLP podría ser considerada como una cuenca ideal para la concentración del Li proveniente de la ignimbrita Atana, el que se almacenaría principalmente en los salares de Pujsa, ACN y LOQ (Figura 4.20).

El Li se acumula mayoritariamente en el sector centro-sur del SDA, lo que podría evidenciar la existencia de gradientes que permiten el movimiento de aguas desde el N-NE al S-SW del salar (Zona 6, Figura 4.23). La depositación de sedimentos y la presencia de niveles escasamente soldados de la ignimbrita Atana bajo la costra del SDA (Jordan y otros, 2002; Delgado y Pavez, 2015), le confiere una alta permeabilidad a la zona norte del salar (Houston y otros, 2011). Estas características favorecen un flujo hacia el núcleo impermeable, donde sólo han sido documentadas fracturas someras en niveles compactos de halita (Houston y otros, 2011).

Por lo tanto, son diversas las zonas de donde provendría el Li que se acumula en el SDA, particularmente de la zona norte (1), CSAL (2) y CO (3, 4). Esta última es considerada como fuente principal del Li, lo cual ha sido corroborado por estudios de  $\delta^7\text{Li}$  en aguas que determinan una estrecha relación entre los valores obtenidos en el SDA y la CO (Lagos, 2019). De igual manera, se ha propuesto que más de la mitad del Li contenido en salmueras del SDA proviene de sectores al sur y sureste de la CDA (Munk y otros, 2018). En este sentido, la influencia que ejerce la CO estaría basada en la extensa superficie y gran volumen que poseen las ignimbritas, además de sus moderadas concentraciones de Li (20-80 ppm) y abundantes fases vítreas.

En cuanto a reservorios de Li, el más relevante corresponde al SDA (6), donde se registra una de las mayores concentraciones de Li a nivel mundial (Ide y Kunasz, 1989; Munk y otros, 2016). En menor medida, la CSAL (2) y CLP (5) también podrían almacenar importantes cantidades de Li, ya sea en salares, lagunas salinas, evaporitas o adsorbido en minerales. Estos últimos, principalmente arcillas, óxidos e hidróxidos, serían claves en el enriquecimiento en torno a un orden de magnitud que se produce en las fracciones finas del SDA, al ser comparadas con las ignimbritas de la CO.

## 5. CONCLUSIONES

Las secuencias piroclásticas depositadas en la cordillera Occidental (CO) de la región de Antofagasta han sido consideradas como la principal fuente de Li para la zona, a pesar de no exhibir un extremo enriquecimiento de este elemento. En este sentido, su potencial radica en sus extensas superficies y grandes volúmenes, por sobre el contenido de Li que puedan hospedar. Esto debido a su ubicación adyacente a grandes cuencas que pueden acumular importantes cantidades de Li, tanto en aguas o sedimentos del margen oriental del salar de Atacama (SDA), como también en lagunas y salares de la CO. Por tanto, considerando los resultados obtenidos en este trabajo, al igual que los reportados en otros reservorios para la zona, si se reconoce una relación espacial entre las ignimbritas mio-pleistocenas de la CO y la presencia de Li en salares.

Si bien el Li en estas litologías se puede hospedar en cristales, las mayores concentraciones de este elemento para una misma secuencia fueron registrados en sectores distales al centro de emisión y con altos contenidos de vidrio. Teniendo en cuenta las génesis más afines a ambientes pegmatíticos de los minerales huésped de Li identificados en DRX, es probable que éste se almacene preferencialmente en el vidrio, por sobre fases cristalinas. Estudios de lixiviación reportan que el Li provendría principalmente de la lixiviación del vidrio que se encuentra en rocas volcánicas y piroclásticas. De esta manera, la identificación y cuantificación de fases vítreas, particularmente de esquirilas, podría ser un estimador de la concentración de Li en estas rocas y de su potencial como fuente de este elemento, a la vez que puede optimizar su exploración y el reconocimiento de áreas susceptibles a la acumulación de Li.

En términos generales, la evaluación del potencial de una ignimbrita como fuente de Li debiese incorporar variables como el grado de desvitrificación y soldamiento, espesor del depósito y distancia al centro de emisión. Estos determinan aspectos como la selección de las partículas, su permeabilidad o el tipo de componente que predomina, los cuales influirían en la concentración de Li que puede hospedar una secuencia. Considerando lo anterior, las ignimbritas que presentan un mayor potencial para la zona fueron originadas durante el Plioceno, siendo particularmente relevantes las secuencias depositadas al sureste del SDA (Patao, Tucúcaro).

El moderado enriquecimiento de Li que presentan las ignimbritas no se condice con las reservas de clase mundial que posee el SDA, por lo que resulta imprescindible el desarrollo de procesos concentradores de este elemento. Una mayor precipitación de halita reflejaría la existencia de salmueras altamente saturadas y concentradas en Li, lo que produciría una mayor disponibilidad de éste para ser adsorbido en minerales secundarios como arcillas, óxidos e hidróxidos. Estos serían claves en el enriquecimiento en torno a un orden de magnitud que se produce en los sedimentos del SDA, al ser comparados con las ignimbritas de la CO. Por tanto, la identificación y cuantificación de evaporitas, especialmente cloruros, podría ser un estimador de la capacidad concentradora que posee un determinado sector de la zona marginal. De manera similar, sectores con altos contenidos de MgO podrían albergar mayores concentraciones de Li en las fracciones finas, a raíz de la sustitución que existe entre estos en la estructura de las arcillas. Por su parte, el As, B y Li pueden ser considerados como trazadores entre sí, en virtud de la fuerte correlación que presentan en los sedimentos de la zona marginal al SDA.

La gran superficie que posee el SDA favorecería la acumulación de Li proveniente de diversos reservorios, como sistemas geotermales activos o formaciones sedimentarias mio-pleistocenas descritas en la cordillera de la Sal. De igual manera, el Li podría tener un origen hidrotermal considerando la intensa deformación reportada en algunos sectores de la CO, como también a partir del basamento paleozoico del cordón de Lila, teniendo en cuenta los contenidos de Li registrados en rocas de edad similar en la zona volcánica central (5-117 ppm; Meixner y otros, 2019). Sin embargo, para estos últimos se requiere de mayores estudios que avalen su condición como fuente de Li. Aun así, es probable que la mayor parte del Li concentrado en el SDA provenga de ignimbritas depositadas en la CO. Una exploración enfocada en secuencias pliocenas, al igual que la identificación y cuantificación de evaporitas en las fracciones finas de los salares, podría ser relevante para la prospección y comprensión de los mecanismos con que se concentra el Li en este tipo de depósitos.

## 6. RECOMENDACIONES

La gran extensión de la cobertura ignimbrítica en la cordillera Occidental (CO) y el escaso número de muestras que fueron analizadas, sugieren un incremento en la cantidad de éstas para futuras investigaciones. Esto permitiría realizar una caracterización en detalle de flujos asociados a una misma ignimbrita, como también calibrar la relación entre el contenido de fases vítreas y la concentración de Li. Asimismo, se recomienda un muestreo que considere niveles proximales y distales al centro de emisión, con el fin de identificar zonas en donde la acumulación de Li sea mayor dentro de una secuencia y sus causas.

La fuerte correlación entre el  $K_2O$  y Rb en los sedimentos finos de la zona marginal, como también en las ignimbritas de la CO, supone un origen común para estos elementos (Figura 4.4 en Anexo). Un estudio mineralógico detallado que evalúe la composición elemental de las micas o bien la posibilidad que fraccionen minerales como polilitionita, tainiolita o trilitionita en el área de estudio, contribuiría a la discusión de si el Li se hospeda principalmente en fases vítreas o cristalinas. Igualmente, se recomienda analizar una posible mineralización de criolitionita en evaporitas y zona sur del salar de Atacama (SDA), mientras que para las rocas se sugiere evaluar fases como petalita, trifilita, litiowodgenita y diomignita.

Estudios de lixiviación en ignimbritas de la CO aportarían información acerca de la cantidad de Li que podrían liberar estas secuencias, complementando los resultados obtenidos por Ide y Kunasz (1989). A su vez, se recomienda realizar mediciones en las ignimbritas Atana, Cajón y Tuyajto, pues no registran estudios de esta índole. Otro aspecto a considerar es una eventual correlación entre altos porcentajes de fases vítreas y mayores tasas de lixiviación, lo que podría ser clave en la evaluación de otros sitios que presenten condiciones favorables para la concentración de este elemento.

Para la zona son escasos los estudios de Li en inclusiones vítreas, los cuales fueron exclusivamente realizados en las ignimbritas Cajón (Schmitt, 2001) y Atana (Lindsay y otros, 2001b; Schmitt, 2001). Estos serían útiles para determinar la evolución de las cámaras magmáticas y las variaciones composicionales asociadas a un mismo centro de emisión, por lo

que se recomienda efectuar estudios en las ignimbritas generadas por el cordón de Puntas Negras (Patao, Tuyajto) o la caldera La Pacana (Atana, Toconao). Asociada a esta última, solamente han sido evaluados los niveles extracaldera de la ignimbrita Atana, por lo que un muestreo en zonas intracaldera permitiría comparar las concentraciones de Li entre ambos sectores y calibrar el efecto de la desvitrificación en la difusión del Li. Adicionalmente, a partir de estos análisis se puede estimar el contenido de Li disponible para ser acumulado tras una erupción (Hofstra y otros, 2013).

En relación a las fases vítreas, el mejor material para evaluar la composición del magma son las pómez, ya que a diferencia de la roca total, el efecto del fraccionamiento eruptivo y la contaminación por presencia de xenolitos es minimizada (Schmitt, 2001; Lindsay y otros, 2001b). Por tanto, se recomiendan estudios de pómez separados de la matriz vítrea en secuencias que posean altas proporciones de estos fragmentos (Atana, Cajón, Tuyajto, Tucúcaro y Toconao). A su vez, se sugiere obtener las muestras de sectores distales al centro de emisión, siendo más confiables si se tiene en cuenta que el grado de soldamiento es menor (Schmitt, 2001).

Para la zona marginal del SDA, estudios específicos de arcillas (esmectita, illita, caolinita) o de minerales que retengan Li en su estructura (óxidos, hidróxidos, zeolitas), podría entregar información relevante de los procesos y mecanismos concentradores de Li que se desarrollan en el salar. Asociada a esta idea, evaluar una potencial formación de arcillas enriquecidas en Li dentro de la caldera La Pacana, ya que debido a sus características geológicas es factible la generación de minerales secundarios que adsorban Li en los sedimentos de la cuenca. Por tanto, este tipo de análisis podría dilucidar si existen recursos adicionales de Li en la CO.

## 7. REFERENCIAS

- 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): 1.520-1.539.
- ANTHONY, J.; BIDEAUX, R.; BLADH, K. & NICHOLS, M. 2001. Handbook of Mineralogy. Mineralogical Society of America. Virginia.
- ARON, F.; GONZÁLEZ, G.; VELOSO, E. & CEMBRANO, J. 2008. Architecture and style of compressive Neogene deformation in the eastern-southeastern border of the Salar de Atacama basin (22°30'-24°15'S): A structural setting for the active volcanic arc of the Central Andes. International Symposium on Andean Geodynamics N°7. Acta 1: 52-55. Nice.
- ARRIAGADA, C.; COBBOLD, P. & ROPERCH, P. 2006. Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics*. Vol. **25** (1): 1-19.
- ASHER-BOLINDER, S. 1991. Descriptive model of lithium in smectites of closed basins. Some industrial mineral deposit models: Descriptive deposit models. Orris, G. & Bliss, J. (editors). U.S. Geological Survey. 69 pp. Washington.
- BARQUERO-MOLINA, M. 2003.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  chronology and paleomagnetism of ignimbrites and lavas from the Central Volcanic Zone, northern Chile, and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  chronology of silicic ignimbrites from Honduras and Nicaragua. MS thesis. University of Wisconsin (inédito): 70 pp. Madison.
- BARRIE, C.; PEEK, B. & WHITTAKER, P. 2018. Lithium clay deposits of the Zeus Property, eastern Clayton Valley, Nevada. American Geophysical Union Fall Meeting. 16 pp. Washington.
- BASSO, A. & MPODOZIS, M. 2012. Carta Cerro Químal, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N°143, escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 48 pp. Santiago.
- BECERRA, J. HENRIQUEZ, S. & ARRIAGADA, C. 2014. Geología del área Salar de Atacama, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N° 166, escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 46 pp. Santiago.
- BEFUS, K.; BEFUS, K.; DINGWELL, D.; GARDNER, J.; MILLER, N.; RICHARD, D. & WATKINS, J. 2015. Spherulites as in-situ recorders of thermal history in lava flows. *Geology*. Vol. **43** (7): 647-650.

- BENSON, T.; COBLE, M.; MAHOOD, G. & RYTUBA, J. 2017. Lithium enrichment in intracontinental rhyolite magmas leads to Li deposits in caldera basins. *Nature Communications*. N° 270: 1-9 pp.
- BORDA, L.; FRANCO, M.G.; CÓRDOBA, F. & GARCÍA, M.G. 2019. Lithium in evaporites and clastic fraction of the Salar de Olaroz, northern Puna, Jujuy. Reunión Argentina de Geoquímica de la Superficie N°5. Acta 1: 146-149. La Plata.
- BRADLEY, D.; HYNEK, S.; JOCHENS, H.; LABAY, K. & MUNK, L. 2013. A preliminary deposit model for lithium brines. United States Geological Survey. Open-File report 2013 - 1006: 6 pp.
- CASTOR, S. & HENRY, C. 2020. Lithium-rich claystone in the McDermitt Caldera, Nevada, USA: Geologic, Mineralogical, and geochemical characteristics and posible origin. *Minerals*. Vol. **10** (1): 1-38.
- CHAGNES, A. & SWIATOWSKA, J. 2015. Lithium process chemistry. Elsevier Science Publishing: 312 pp. Amsterdam.
- CHARRIER, R.; PINTO, L. & RODRÍGUEZ, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile*. Moreno, T. & Gibbons, W (editor). Geological Society: 21-114. Londres.
- CHRISTIANSEN, R. 2001. The Quaternary and Pliocene Yellowstone plateau volcanic field of Wyoming, Idaho, and Montana. *U.S. Geological Survey Professional Paper 729-G*. 145 pp.
- COBLE, M. & MAHOOD, G. 2016. Geology of the High Rock caldera complex, northwest Nevada, and implications for intense rhyolitic volcanism associated with flood basalt magmatism and the initiation of the Snake River Plain-Yellowstone trend. *Geosphere*. Vol. **12** (1): 58-113.
- COFRÉ, E. 2018. Caracterización hidrogeoquímica de la cuenca del Salar de Atacama y lagunas salinas de la Cordillera Occidental (22°50'S – 24°00'), Región de Antofagasta, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 91 pp. Concepción.
- CORTÉS, J. 2012. Carta Sierra Mariposa, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N°144, escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 30 pp. Santiago.
- DECARREAU, A.; VIGIER, N.; PALKOVA, H.; PETIT, S.; VIEILARD, P. & FONTAINE, C. 2012. Partitioning of lithium between smectite and solution: An experimental approach. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **85**: 314-325.
- DELGADO, F. & PAVEZ, A. 2015. New Insights into La Pacana caldera inner structure based on a gravimetric study (central Andes, Chile). *Andean Geology*. Vol. **42** (3): 313-328.

- DE SILVA, S. 1989a. Geochronology and stratigraphy of the ignimbrites from the 21°30'S to 23°30'S portion of the Central Andes of northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **37** (2): 93-131.
- DE SILVA, S. 1989b. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*. Vol. **17** (12): 1.102-1.106.
- DE SILVA, S. & FRANCIS, P. 1989. Correlation of large ignimbrites – Two case studies from the Central Andes of northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **37** (2): 133-149.
- DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA), DIVISIÓN DE ESTUDIO 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.
- ELLIS, B.; CORDONNIER, B.; ROWE, M.; SZYMANOWSKI, D.; BACHMANN, O. & ANDREWS, G. 2015. Groundmass crystallisation and cooling rates of lava-like ignimbrites: the Grey's Landing ignimbrite, southern Idaho, USA. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **77** (87): 1-15.
- ELLIS, B.; SZYMANOWSKI, D.; MAGNA, T.; NEUKAMPF, J.; DOHMEN, R.; BACHMANN, O.; ULMER, P. & GUILLONG, M. 2018. Post-eruptive mobility of lithium in volcanic rocks. *Nature communications*. Vol. **9**: 1-9.
- FISHER, R. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Science Reviews*. Vol. **1** (4): 287-298.
- GAJARDO, A. 2014. Potencial de litio en salares del norte de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago.
- GARDEWEG, M. & RAMÍREZ, C. 1985. Hoja Río Zapaleri, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N°66, escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 86 pp. Santiago.
- GARDEWEG, M. & RAMÍREZ, C. 1987. La Pacana caldera and the Atana Ignimbrite – a mayor ash-flow and resurgent caldera complex in the Andes of northern Chile. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **49** (3): 547-566.
- GODFREY, L.; CHAN, L.; ALONSO, R.; LOWENSTEIN, T.; MCDONOUGH, W.; HOUSTON, J.; LI, J.; BOBST, A. & JORDAN, T. 2013. The role of climate in the accumulation of lithium-rich brine in the Central Andes. *Applied Geochemistry*. Vol. **38**: 92-102.
- GODFREY, L.; HERRERA, C.; GAMBOA, C. & MATHUR, R. 2019. Chemical and isotopic evolution of groundwater through the active Andean arc of northern Chile. *Chemical Geology*. Vol. **518**: 32-44.

- 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 (23°S–24°S). *Tectonics*. Vol. **28** (6): 57-68.
- GRUBER, P.; EVERSON, M.; KEOLEIAN, G.; KESLER, S.; MEDINA, P. & WALLINGTON, T. 2011. Global lithium availability: a constraint for electric vehicles?. *Journal of Industrial Ecology*. Vol. **15** (5): 760-775.
- GUEST, J. 1968. Banded pumice in a Chilean Ignimbrite. *Geological Magazine*. Vol. **105** (2): 177-184.
- GUEST, J. 1969. Upper Tertiary ignimbrites in the Andean cordillera of part of the Antofagasta province, northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **80** (3): 337-362.
- HEIKEN, G.; GOFF, F.; GARDNER, J.; BALDRIDGE, W.; HULEN, J.; NIELSON, D. & VANIMAN, D. 1990. The Valles/Toledo caldera complex, Jemez volcanic field, New Mexico. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*. Vol. **18**: 27-53.
- HENRÍQUEZ, S.; BECERRA, J. & ARRIAGADA, C. 2014. Geología del área San Pedro de Atacama, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N°171, escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 99 pp. Santiago.
- HENRIQUEZ, S.; DECELLES, P. & CARRAPA, B. 2019. Cretaceous to Middle Cenozoic exhumation history of the Cordillera de Domeyko and Salar de Atacama basin, northern Chile. *Tectonics*. Vol. **38** (2): 395-416.
- HINDSHAW, R.; TOSCA, R.; GOUT, T.; FARNAN, I.; TOSCA, N. & TIPPER, E. 2019. Experimental constraints on Li isotope fractionation during clay formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **250**: 219-237.
- HOFSTRA, A.; ADAMS, D.; MARSH, E.; MERCER, C. & TODOROV, T. 2013. Silicate melt inclusion evidence for extreme pre-eruptive enrichment and post-eruptive depletion of lithium in silicic volcanic rocks of the western United States: implications for the origin of lithium-rich brines. *Economic Geology*. Vol. **108** (7): 1.691-1.701.
- HOUSTON, J.; BUTCHER, A.; EHREN, P.; EVANS, K. & GODFREY, L. 2011. The evaluation of brine prospects and the requirement for modifications to filing standards. *Economic Geology*. Vol. **106** (7): 1.225-1.239.
- HOYER, M.; KUMMER, N.A. & MERKEL, B. 2015. Sorption of lithium on bentonite, kaolin and zeolite. *Geosciences*. Vol. **5** (2): 127-140.
- 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. Ericksen, G.; Pinochet, T. & Reinemund, J (editor). Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources: 165-172. Houston.

- IRVINE, T. & BARAGAR, W. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*. Vol. **8** (5): 523-548.
- JOCHENS, H. & MUNK, L. 2011. Experimental weathering of lithium-bearing source rocks Clayton Valley, Nevada, USA. Society for Geology Applied to Mineral Deposits Biennial Meeting N°11: 238-240. Antofagasta.
- JORDAN, T.E.; GODFREY, L.; HEIN, M.; LOWENSTEIN, T.; MUÑOZ, N. & YU, J. 2002. Active faulting and folding without topographic expression in an evaporite basin, Chile. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **114** (11): 1.406-1.421.
- JORDAN, T.E.; BLANCO, N.; GARDEWEG, M.; MPODOZIS, C.; MUÑOZ, N. & PANANONT, P. 2007. Cenozoic subsurface stratigraphy and structure of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **23** (2-3): 122-146.
- KAY, M.; CAFFE, P.; CHEN, C. & COIRA, B. 2010. Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of central Andean Puna plateau ignimbrites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **198** (1-2): 81-111.
- KEITH, J.; SHANKS, W.; ARCHIBALD, D. & FARRAR, E. 1986. Volcanic and intrusive history of the Pine Grove porphyry molybdenum system, southwestern Utah. *Economic Geology*. Vol. **81** (3): 553-577.
- KESLER, S.; EVERSON, M.; GRUBER, P.; KEOLEIAN, G.; MEDINA, P. & WALLINGTON, T. 2012. Global lithium resources: Relative importance of pegmatite, brine and other deposits. *Ore Geology Reviews*. Vol. **48**: 55-69.
- KNESEL, K.; DAVIDSON, J. & DUFFIELD, W. 1999. Evolution of silicic magma through assimilation and subsequent recharge: Evidence from Sr isotopes in sanidine phenocrysts, Taylor Creek rhyolite, Nuevo Mexico. *Journal of Petrology*. Vol. **40** (5): 773-786.
- LAGOS, B. 2019. Caracterización geoquímica de las aguas geotermales de El Tatio: implicancias en el origen del litio, Región de Antofagasta. Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 83 pp. Concepción.
- LAHSEN, A. 1969. Geología del área comprendida entre El Tatio y los Cerros de Aiquina. Comité para aprovechamiento de la energía geotérmica. CORFO (inédito). 69 pp. Santiago.
- LE BAS, M.; LEMAITRE, R.; STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. 1986. A chemical classification of volcanic-rocks based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology*. Vol. **27** (3): 745-750.

- LINDSEY, D. 1982. Tertiary volcanic rocks and uranium in the Thomas Range and northern Drum Mountains, Juab County, Utah. *U.S. Geological Survey Professional Paper 1221*. 71 pp.
- LINDSAY, J.; DE SILVA, S.; EMMERMANN, R.; TRUMBULL, R. & WEMMER, K. 2001a. La Pacana caldera, N. Chile: a re-evaluation of the stratigraphy and volcanology of one of the world's largest resurgent calderas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **106**: 145-173.
- LINDSAY, J.; DE SILVA, S.; EMMERMANN, R.; SCHMIDT, A.; SIEBEL, W. & TRUMBULL, R. 2001b. Magmatic evolution of the La Pacana Caldera system, Central Andes, Chile: compositional variation of two cogenetic, large-volume felsic ignimbrites. *Journal of Petrology*. Vol. **42** (3): 459-486.
- LOFGREN, G. 1970. Experimental devitrification rate of rhyolite glass. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **81** (2): 553-559.
- LOFGREN, G. 1971. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **76** (23): 5.635-5.648.
- LOFGREN, G. 1971. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **82** (1): 111-124.
- LOWENSTEIN, T. & RISACHER, F. 2009. Closed basin brine evolution and the influence of Ca-Cl inflow waters: Death Valley and Bristol Dry Lake California, Qaidam Basin, China, and Salar de Atacama, Chile. *Aquatic Geochemistry*. Vol. **15** (1-2): 71-94.
- MAHOOD, G. 1981. A summary of the geology and petrology of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **86** (11): 10.137-10.152.
- MAHOOD, G. & HILDRETH, W. 1986. Geology of the peralkaline volcano at Pantelleria, Strait of Sicily. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **48** (2-3): 143-172.
- MARINOVIC, N. 1978. Geología de los Cuadrángulos Chinquilchoro y Cerro Lila, Región de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas (inédito): 63 pp. Santiago.
- MASON, B.; PYLE, D. & OPPENHEIMER, C. 2004. The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **66** (8): 735-748.
- MARINOVIC, S. & LAHSEN, A. 1984. Hoja Calama, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N°58, escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 140 pp.
- MCPHIE, J.; ALLEN, R. & DOYLE, M. 1993. Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. University of Tasmania: 198 pp. Tasmania.

- MEIXNER, A.; SARCHI C.; LUCASSEN, F.; BECCHIO, R.; CAFFE, P.; LINDSAY, J. ROSNER, M. & KASEMANN, S. 2019. Lithium concentrations and isotope signatures of Palaeozoic basement rocks and Cenozoic volcanic rocks from the Central Andean arc and back-arc. *Mineralium Deposita*. Vol. 55 (6): 1.071-1.084.
- MERCER, C.; HOFSTRA, A.; TODOROV, T.; ROBERGE, J.; BURGISSER, A.; ADAMS, D. & COSCA, M. 2015. Pre-eruptive conditions of the Hideaway Park topaz rhyolite: Insights into metal source and evolution of magma parental to the Henderson Porphyry Molybdenum deposit, Colorado. *Journal of Petrology*. Vol. 56 (4): 645-679.
- MILLOT, R. & GIRARD, J. 2007. Lithium isotope fractionation during adsorption onto mineral surfaces. International meeting clays in natural & engineered barriers for radioactive waste confinement. Acta 1: 307-308. Lille.
- MLYNARCZYK, M. & WILLIAMS-JONES, A. 2005. The role of collisional tectonics in the metallogeny of the Central Andean tin belt. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 240 (3-4): 656-667.
- 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.; BLANCO, N.; JORDAN, T. & GARDEWEG, M. 2000. Estratigrafía y deformación del Cenozoico tardío en la región norte de la cuenca del Salar de Atacama: La zona de Vilama-Pampa Vizcachita. Congreso Geológico Chileno N°9. Actas 2: 598-603. Puerto Varas.
- 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.
- MUNK, L.A.; BOUTT, D.; BRADLEY, D.; HYNEK, S.; JOCHENS, H. & LABAY, K. 2016. Lithium brines: A global perspective. *Rare Earth and critical elements in ore deposits*. Verplanck, P. & Hitzman, M. (editors). Society of Economic Geologists: 339-365. Littleton.
- MUNK, L.A.; BOUTT, D.; HYNEK, S. & MORAN, B. 2018. Hydrogeochemical fluxes and processes contributing to the formation of lithium-enriched brines in a hyper-arid continental basin. *Chemical Geology*. Vol. 493: 37-57.
- 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.
- NASH, J. 1976. Fluid-inclusion petrology—data from porphyry copper deposits and applications to exploration. United States Geological Survey. Professional Paper 907-D: 1-16.

- NEUKAMPF, J.; ELLIS, B.; MAGNA, T.; LAURENT, O. & BACHMANN, O. 2018. Partitioning and isotopic fractionation of lithium in mineral phases of hot, dry rhyolites: The case of the Mesa Falls Tuff, Yellowstone. *Chemical Geology*. Vol. **506**: 175-186.
- NIEMEYER, H. 2013. Geología del área Cerro Lila – Peine, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N°147, escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 37 pp. Santiago.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **58** (1): 63-81.
- PISTINER, J. & HENDERSON, G. 2003. Lithium-isotope fractionation during continental weathering processes. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **214** (1-2): 327-339.
- RAMIREZ, C. 1978. Geología del cuadrángulo Socaire y sector oriental del cuadrángulo Peine. Prospección y evaluación de elementos polimetálicos, Alta Cordillera, Región de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas (inédito): 70 pp. Santiago.
- RAMIREZ, C. 1979. Geología del cuadrángulo Río Grande y sector suroriental del cuadrángulo Barros Arana, Provincia El Loa, Región de Antofagasta. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología: 139 pp. Santiago.
- RAMIREZ, 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: 122 pp.
- RISACHER, F. & ALONSO, H. 2001. Geochemistry of ash leachates from the 1993 Lascar eruption, northern Chile. Implication for recycling of ancient evaporites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **109** (4): 319-337.
- 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.
- RUDNICK, R. & GAO, S. 2004. Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*. Holland, H. & Turekian, K (editors). Elsevier Science: 1-64. Amsterdam.
- SALISBURY, M.; JICHA, B.; JIMENEZ, N.; DE SILVA, S.; SINGER, B. & ORT, M. 2011.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  chronostratigraphy of Altiplano – Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major Magmatic Province. *Geological Society of American Bulletin*. Vol. **123** (5-6): 821-840.
- SAUZÉAT, L.; RUDNICK, R.; CHAUVEL, C.; GARCON, M. & TANG, M. 2015. New perspectives on the Li isotopic composition of the upper continental crust and its weathering signature. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **428**: 181-192.

- SCHMIDT, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*. Vol. **9** (1): 41-43.
- SCHMITT, 2001. Gas-saturated crystallization and degassing in large-volume, crystal-rich dacitic magmas from the Altiplano-Puna, northern Chile. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **106** (12): 30.561-30.578.
- SPARKS, R. & WILSON, L. 1976. A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse. *Journal of the Geological Society*. Vol. **132**: 441-451.
- SPARKS, R. 1976. Grain size variation in ignimbrites and implications for the transport to pyroclastic flows. *Sedimentology*. Vol. **23**: 147-188.
- STARKEY, H. 1982. The role of clays in fixing lithium. Contributions to geochemical prospecting for minerals. Geological Survey Bulletin 1278-F. 8 pp. Washington.
- STEINMETZ, R. 2016. Lithium- and boron-bearing brines in the Central Andes: exploring hydrofacies on the Eastern Puna plateau between 23° and 23°30'S. *Miner Deposita*. Vol. **52** (1): 35-50.
- STIX, J. & LAYNE, G. 1996. Gas saturation and evolution of volatile and light lithophile elements in the Bandelier magma chamber between two caldera-forming eruptions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **101** (11): 25.181-25.196.
- TRONCOSO, V. & ERCILLA, O. 2016. Caracterización geoquímica superficial de aguas y sales de los principales salares andinos (22°50'-26°05'S), regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago.
- VLASTELIC, I.; STAUDACHER, T.; BACHELERY, P.; TELOUK, P.; NEUVILLE, D. & BENBAKKAR, M. 2011. Lithium isotope fractionation during magma degassing: Constraints from silicic differentiates and natural gas condensates from Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island). *Chemical Geology*. Vol. **284** (1-2): 26-34.
- WUNGU, T.; ASPERA, S.; YADAO, M.; DIPOJONO, H.; NAKANISHI, H. & KASAI, H. 2011. Absorption of lithium in montmorillonite: A density functional theory (DFT) study. *Journal of Nanoscience and Nanotechnology*. Vol. **11** (4): 2.793-2.801.

**ANEXOS**

# ÍNDICE DE ANEXOS

<b>Anexo</b>	<b>Página</b>
1. Anexo Tablas .....	111
2. Anexo Figuras.....	126
3. Anexo Fotografías.....	138
4. Anexo Fotomicrografías .....	140
5. Anexo Muestras .....	143



**ANEXO 1**  
**TABLAS**

**Tabla 1.1.** Listado de muestras y tipo de análisis empleado para su estudio. Mic: Microscopia, DRX: Difracción de Rayos X, Gqca: Geoquímica.

		COORDENADAS		ANÁLISIS			TIPO
		Norte	Este	Mic	DRX	Gqca	
B1R1	SIFÓN	7493275	554136	Si	Si	Si	Roca
B1R2	TUINA	7493275	554136	Si	Si	Si	Roca
B2R1	PELÓN	7493387	578858	Si	Si	—	Roca
E1R1	PATAO	7420306	622930	Si	Si	Si	Roca
E3R1	CAJÓN	7397562	642707	Si	Si	Si	Roca
E4R1	TUYAJTO	7399707	635253	Si	Si	—	Roca
F2R2	PATAO	7435400	601714	Si	Si	Si	Roca
F8R1	TOCONAO	7435041	603062	Si	Si	Si	Roca
G2R1	TUYAJTO	7353664	636052	Si	Si	Si	Roca
G4R1	PATAO	7377351	620733	Si	Si	—	Roca
H1R1	ATANA	7429146	603290	Si	Si	Si	Roca
I2R2	TUCÚCARO	7368960	583564	Si	Si	Si	Roca
J2R1	ATANA	7434486	681199	Si	Si	Si	Roca
J5R1	ATANA	7440580	652411	Si	Si	Si	Roca
J6R1	CAJÓN	7464753	619370	Si	Si	—	Roca
K3R1	PURIPICAR	7508069	598127	Si	Si	Si	Roca
K5R1	CHAXAS	7480164	593925	Si	Si	Si	Roca
L5R1	TATIO	7530279	601724	Si	Si	Si	Roca
C3R1	POZO 10	7443461	573503	—	Si	Si	Sedimentos
F7R1	POZO 6	7424609	591458	—	Si	Si	Sedimentos
F9R1	POZO 9	7451771	585904	—	Si	Si	Sedimentos
I1R1	POZO 1	7372843	578427	—	Si	Si	Sedimentos
I5R1	POZO 2	7384354	590459	—	Si	Si	Sedimentos
C1R1	TEBINQUICHE	7440750	576416	—	Si	Si	Evaporita
E5R1	LEJIA	7399662	633432	—	Si	Si	Evaporita
C5R1	BALTINACHE	7435149	549921	—	Si	—	Evaporita

**Tabla 1.2.** Resumen de las técnicas geoquímicas empleadas para la obtención de concentraciones elementales y sus respectivos límites de detección, complementado con los contenidos mínimos y máximos de elementos registrados para este trabajo. INC: Incompatible.

ELEMENTO	TIPO	LÍMITE DETECCIÓN		CONCENTRACIÓN		TÉCNICA
		%	ppm	Mínimo	Máximo	
SiO <sub>2</sub>	Mayor	0,01	—	2,02	77,79	FUS-ICP
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Mayor	0,01	—	0,14	16,55	FUS-ICP
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Mayor	0,01	—	0,07	5,09	FUS-ICP
CaO	Mayor	0,01	—	0,61	31,15	FUS-ICP
MgO	Mayor	0,01	—	0,12	11,35	FUS-ICP
Na <sub>2</sub> O	Mayor	0,01	—	0,78	12,69	FUS-ICP
K <sub>2</sub> O	Mayor	0,01	—	0,6	4,83	FUS-ICP
Sr	LILE	—	2	49	2.982	FUS-ICP
Ba	LILE	—	2	6	849	FUS-ICP
Rb	LILE	—	1	11	198	FUS-MS
Cs	LILE	—	0,1	0,4	24	FUS-MS
Zr	HFSE	—	1	1	213	FUS-ICP
Pb	HFSE	—	5	< 5	28	FUS-MS
Th	HFSE	—	0,05	0,09	26,6	FUS-MS
Ta	HFSE	—	0,01	0,01	1,89	FUS-MS
La	LREE	—	0,05	0,25	47,5	FUS-MS
Yb	HREE	—	0,01	0,03	2,96	FUS-MS
B	INC	—	0,5	16	5.020	PGNAA
Li	INC	—	10	20	590	ICP-OES
Mo	Traza	—	2	< 2	9	FUS-MS
As	Traza	—	5	< 5	> 2.000	FUS-MS

*ICP-MS: Espectrometría de masa con plasma inductivamente acoplado.*

*ICP-OES: Espectrometría de emisión óptica con plasma inductivamente acoplado.*

*PGNAA: Activación neutrónica de gammas inmediatos.*

**Tabla 3.1.** Proporción del tamaño de partículas reconocidas al microscopio y su respectiva clasificación textural (Fisher, 1966).

		TAMAÑO (%)			CLASIFICACIÓN
		Ceniza	Lapilli	Bloque	
E1R1	PATAO	95	5	—	Toba
F2R2	PATAO	90	10	—	Toba
G4R1	PATAO	90	10	—	Toba
H1R1	ATANA	95	5	—	Toba
J2R1	ATANA	80	20	—	Toba
J5R1	ATANA	70	30	—	Toba de Lapilli
E4R1	TUYAJTO	95	5	—	Toba
G2R1	TUYAJTO	70	30	—	Toba de Lapilli
E3R1	CAJÓN	78	22	—	Toba
J6R1	CAJÓN	95	5	—	Toba
B1R1	SIFÓN	97	3	—	Toba
B2R1	PELÓN	90	10	—	Toba
I2R2	TUCÚCARO	95	5	—	Toba
K3R1	PURIPICAR	95	5	—	Toba
F8R1	TOCONAO	73	27	—	Toba de Lapilli
K5R1	CHAXAS	70	30	—	Toba de Lapilli
L5R1	TATIO	75	25	—	Toba de Lapilli

**Tabla 3.2.** Proporción de componentes reconocidos en las rocas piroclásticas al microscopio, con su respectiva clasificación composicional (Schmidt, 1981).

		COMPONENTES (%)			CLASIFICACIÓN
		Cristales	Líticos	Vidrio	
E1R1	PATAO	35	1	64	Toba vítrea de cristales
F2R2	PATAO	15	1	84	Toba vítrea
G4R1	PATAO	25	—	75	Toba vítrea
H1R1	ATANA	35	—	65	Toba vítrea de cristales
J2R1	ATANA	48	—	52	Toba vítrea de cristales
J5R1	ATANA	60	—	40	Toba de cristales
E4R1	TUYAJTO	25	1	74	Toba vítrea
G2R1	TUYAJTO	23	13	64	Toba vítrea
E3R1	CAJÓN	48	2	50	Toba vítrea de cristales
J6R1	CAJÓN	45	1	54	Toba vítrea de cristales
B1R1	SIFÓN	38	1	61	Toba vítrea de cristales
K5R1	CHAXAS	35	20	45	Toba vítrea de cristales
L5R1	TATIO	35	6	59	Toba vítrea de cristales
B2R1	PELÓN	28	—	72	Toba vítrea
F8R1	TOCONAO	27	—	73	Toba vítrea
I2R2	TUCÚCARO	26	—	74	Toba vítrea
K3R1	PURIPICAR	60	—	40	Toba de cristales

**Tabla 3.3.** Concentración de Li y elementos mayoritarios obtenidos en este trabajo, los que fueron comparados con la media de la corteza superior (Rudnick y Gao, 2004).

	Li (ppm)	ELEMENTOS MAYORITARIOS (%)						
		SiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
ATANA J <sub>2R1</sub>	50	68,8	3,5	1,3	15,0	3,7	3,4	3,7
ATANA H <sub>1R1</sub>	50	67,4	3,2	1,7	15,1	4,5	3,0	3,8
ATANA J <sub>5R1</sub>	30	66,2	4,2	1,3	16,3	3,4	3,5	3,8
PATAO F <sub>2R2</sub>	40	72,9	1,7	0,5	14,2	4,0	4,1	1,9
PATAO E <sub>1R1</sub>	20	68,9	3,0	0,6	15,5	4,4	3,5	2,7
TATIO	80	62,9	3,4	1,5	16,2	3,6	2,3	5,1
TUCÚCARO	40	69,9	1,5	0,4	14,5	4,8	3,9	1,4
PURIPICAR	40	64,7	3,6	1,3	16,6	3,7	3,1	5,1
CAJÓN	30	67,2	3,6	1,2	15,2	3,5	3,4	3,7
TUYAJTO	30	66,8	3,6	1,2	15,8	3,7	4,1	3,4
TOCONAO	30	77,8	0,6	0,1	12,3	4,3	3,9	0,7
SIFÓN	20	64,1	4,3	2,1	16,2	3,9	2,8	4,7
CHAXAS	20	67,3	4,3	1,6	15,8	3,1	3,3	3,2
TUINA	40	71,4	3,0	0,5	13,8	4,1	0,8	1,8
POZO 6	590	29,8	14,5	6,0	4,2	1,5	5,2	1,8
POZO 1	310	37,9	16,2	11,4	3,7	1,0	1,6	1,2
POZO 9	200	18,9	20,4	3,5	3,9	1,0	2,9	1,5
POZO 2	190	2,0	31,2	0,5	0,5	0,6	3,5	0,2
POZO 10	170	37,6	9,8	4,0	11,3	2,6	3,9	4,4
TEBINQUICHE	370	3,9	20,3	2,6	0,1	1,3	12,7	0,1
LEJIA	90	36,3	26,9	1,7	3,7	0,6	0,8	1,3
<b>CORTEZA SUPERIOR</b>	<b>24</b>	<b>66,6</b>	<b>3,6</b>	<b>2,5</b>	<b>15,4</b>	<b>2,8</b>	<b>3,3</b>	<b>5,0</b>

**Tabla 3.4.** Concentración de elementos trazas obtenidos en este trabajo y comparados con la media de la corteza superior (Rudnick y Gao, 2004).

	ELEMENTOS TRAZAS (ppm)					
	As	Sr	B	Cs	Rb	Mo
ATANA J2R1	2	276	16	7	184	—
ATANA H1R1	13	257	41	4,2	194	—
ATANA J5R1	9	330	18	8,3	183	—
PATAO F2R2	5	179	43	5,8	180	—
PATAO E1R1	9	249	28	6,8	170	—
TATIO	20	292	17	24	198	—
TUCÚCARO	9	195	54	6,9	171	5
PURIPICAR	11	356	25	7,4	184	—
CAJÓN	12	280	21	5	109	—
TUYAJTO	2	351	35	5,4	156	—
TOCONAO	8	59	55	8,8	160	—
SIFÓN	16	287	50	11,8	157	3
CHAXAS	7	398	24	3,7	173	—
TUINA	2	49	37	12,7	195	—
POZO 6	>2.000	1.741	5.020	19,5	85	9
POZO 1	425	1.569	878	4,5	40	—
POZO 9	231	1.792	1.090	14,6	41	5
POZO 2	56	2.982	294	0,4	11	—
POZO 10	126	1.798	243	15,8	97	6
TEBINQUICHE	76	773	1.150	0,7	17	—
LEJIA	89	426	207	4,2	27	3
<b>CORTEZA SUPERIOR</b>	<b>4,8</b>	<b>320</b>	<b>17</b>	<b>4,9</b>	<b>82</b>	<b>1,1</b>

**Tabla 3.5.** Concentración de elementos LILE, HFSE y REE medidos en este trabajo, comparados con la media de la corteza superior (Rudnick y Gao, 2004).

	ELEMENTOS TRAZAS (ppm)						
	Ba	Pb	Th	Zr	La	Yb	Ta
ATANA <sub>J2R1</sub>	715	17	18,5	167	42,6	2,5	1,5
ATANA <sub>H1R1</sub>	764	24	19,3	118	41	1,7	1,4
ATANA <sub>J5R1</sub>	768	19	16,7	179	41	2,3	1,4
PATAO <sub>F2R2</sub>	771	17	26,6	195	43,7	2,2	1,5
PATAO <sub>E1R1</sub>	683	22	22,4	151	43,4	2,3	1,5
TATIO	720	21	19	126	35	1,8	1,2
TUCÚCARO	849	23	26,4	213	46,2	2,3	1,5
PURIPICAR	828	24	19,2	171	47,5	1,8	1,2
CAJÓN	736	19	18,3	160	44,3	2,6	1,4
TUYAJTO	634	16	23	186	39,6	1,7	1,5
TOCONAO	765	28	18,5	75	25,2	2,9	1,9
SIFÓN	635	23	16,2	135	35,7	1,9	1,3
CHAXAS	780	19	10,9	151	33,9	1,9	0,8
TUINA	230	—	12,3	128	24,8	1,3	0,5
POZO 6	198	—	4,22	41	9,5	0,7	0,3
POZO 1	130	—	2,85	33	8,2	0,6	0,2
POZO 9	198	—	2,57	52	7,8	0,6	0,3
POZO 2	31	—	0,28	9	0,9	0,1	0,03
POZO 10	325	8	7,5	99	20,3	1,6	0,6
TEBINQUICHE	6	—	0,09	1	0,3	0,03	0,01
LEJIA	171	—	2,8	42	7,4	0,6	0,2
<b>CORTEZA SUPERIOR</b>	<b>628</b>	<b>17</b>	<b>10,5</b>	<b>193</b>	<b>31</b>	<b>2</b>	<b>0,9</b>

**Tabla 3.6.** Génesis de las principales fases huésped de Li reconocidas en DRX, con sus respectivas fórmulas (Anthony y otros, 2001).

MINERAL	FÓRMULA	GÉNESIS
<b>POLLITIONITA</b> Filosilicato	$\text{KLi}_2\text{Al}(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{F},\text{OH})_2$	Segregaciones irregulares y de vetillas. Reemplazo metasomático. Pegmatitas sieníticas.
<b>TAINIOLITA</b> Filosilicato	$\text{KLiMg}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F}_2$	Etapas tardías en pegmatitas sieníticas de nefelina.
<b>TRILITIONITA</b> Filosilicato	$\text{KLi}_{1.5}\text{Al}_{2.5}\text{Si}_3\text{O}_{10}\text{F}_2$	Composición intermedia de la pollitionita. Pegmatitas sieníticas.
<b>PETALITA</b> Tectosilicato	$\text{LiAl}(\text{Si}_4\text{O}_{10})$	Pegmatitas graníticas.
<b>LITOMARSTURITA</b> Inosilicato	$\text{LiCa}_2\text{Mn}^{2+}_2\text{HSi}_5\text{O}_{15}$	Pequeñas cavidades de complejos pegmatíticos de Li y Sn.
<b>TRIFILITA</b> Fosfato	$\text{LiFe}^{2+}\text{PO}_4$	Fosfato más abundante en complejos pegmatíticos graníticos. Mineral secundario pseudomórfico.
<b>LITOWODGENITA</b> Óxido	$\text{LiTa}_3\text{O}_8$	Zona de albita en granitos pegmatíticos.
<b>DIOMIGNITA</b> Borato	$\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$	Abundante en inclusiones fluidas dentro de espodúmena. Etapas tardías en pegmatitas graníticas.
<b>CRILITIONITA</b> Haluro	$\text{Na}_3\text{Li}_3\text{Al}_2\text{F}_{12}$	Pegmatitas graníticas.

**Tabla 4.1.** Recopilación de espesores reportados para las ignimbritas depositadas en la zona norte del área de estudio y que fueron analizadas en este trabajo.

<b>ESPEORES</b>	
<b>TATIO</b>	En el valle de El Tatio se han registrado hasta 100 m de potencia en testigos de sondajes <sup>2</sup> .
<b>CAJÓN</b>	<b>Hoja CALAMA.</b> Se estima una potencia máxima de 250 m, acuñándose hacia el oeste con escasos metros de espesor <sup>2</sup> . <b>Hoja TOCONAO.</b> Se describen niveles entre 100 m al sur del volcán Licancabur y 1 m en Silapeti <sup>1</sup> . Otros autores definen un espesor medio de 30 m, máximo de 80 m <sup>3</sup> y cercano a los 25 m para zonas distales <sup>5</sup> .
<b>CHAXAS</b>	Potencia de 50 m en torno al domo Chaxas y localmente de 70 m, acuñándose hacia el oeste <sup>2</sup> .
<b>PURIPICAR</b>	Espesor medio de 20 a 100 m en la zona de El Tatio <sup>2</sup> . Niveles más potentes a lo largo del río Putana y altos de Puripicar, con cerca de 70 m. Densamente soldada en la mayoría de su extensión, decreciendo hacia el oeste. En sondajes se han considerado espesores de hasta 300 m en el graben Tatio <sup>3</sup> .
<b>PELÓN</b>	Afloramientos aislados con hasta 30 m de espesor <sup>3</sup> . Varias localidades con niveles poco potentes de 1 a 2 m. Principales afloramientos en el llano Pelón y en la quebrada del río Salado <sup>2</sup> .
<b>SIFÓN</b>	Espesor controlado por topografía abrupta. Potencias estimadas de 120 m en Caspana-Toconce y 69 m en el río Grande <sup>2</sup> . Afloramientos aislados en la cordillera de Domeyko con espesor promedio de 30 m <sup>4</sup> y máximos de 300 m descritos en sondajes realizados en el valle de El Tatio <sup>3</sup> .

**1)** Ramírez y Gardeweg (1982), **2)** Marinovic y Lahsen (1984), **3)** de Silva (1989a), **4)** de Silva y Francis (1989), **5)** Schmitt (2001).

**Tabla 4.2.** Recopilación de espesores reportados para las ignimbritas depositadas en la zona sur del área de estudio y que fueron analizadas en este trabajo.

<b>ESPESTORES</b>	
<b>TUYAJTO</b>	Escasa potencia y extensión, con espesores decimétricos al sur del cordón de Puntas Negras, laguna Tuyajto y salar de Aguas Calientes Sur <sup>1</sup> .
<b>CAJÓN</b>	<b>Hoja CALAMA.</b> Se estima una potencia máxima de 250 m, acuñándose hacia el oeste con escasos metros de espesor <sup>2</sup> . <b>Hoja TOCONAO.</b> Se describen niveles entre 100 m al sur del volcán Licancabur y 1 m en Silapeti <sup>1</sup> . Otros autores definen un espesor medio de 30 m, máximo de 80 m <sup>6</sup> y cercano a los 25 m para zonas distales <sup>8</sup> .
<b>PATAO</b>	Se estiman espesores de 30 m en la quebrada Nacimiento, acuñándose hacia el norte, sur y oeste, como también rellenando quebradas <sup>1</sup> .
<b>TUCÚCARO</b>	Espesor medio estimado entre 10 y 20 m, incrementando su espesor al rellenar depresiones con evidencias de flujo hacia el nor-noroeste <sup>1</sup> .
<b>ATANA</b>	<b>INTRACALDERA.</b> Fuertemente soldado con espesores de hasta 1.000 m, sin reconocerse flujos individuales <sup>4,5</sup> . Otros autores consideran una potencia media de 2.000 m <sup>3</sup> , la cual varía entre las zonas norte (2.500 a 3.000 m) y sur (600 a 1.100 m) con respecto al domo resurgente <sup>7</sup> . <b>EXTRACALDERA.</b> Varios flujos individuales, con espesores de 15 a 60 m y escaso a moderado soldamiento <sup>4</sup> . Los flujos son potentes (40 m) y homogéneos al oeste de la caldera, mientras que hacia el este se han distinguido varios niveles con espesores máximos de 60 m <sup>6</sup> . En general, se describen potencias medias de 30 a 40 m <sup>3</sup> .
<b>TOCONAO</b>	Potentes afloramientos en quebrada Toconao, con cerca de 35 a 40 m <sup>6</sup> . Espesor promedio estimado en 30 m, con potencias de 15 a 50 m en ambos lados de la caldera (nivel inferior) y máximos de 60 m en los alrededores al salar de Pujsa (nivel superior) <sup>3</sup> .

**1)** Ramírez y Gardeweg (1982), **2)** Marinovic y Lahsen (1984), **3)** Lindsay y otros (2001a), **4)** Gardeweg y Ramírez (1985)  
**5)** Gardeweg y Ramírez (1987), **6)** de Silva (1989a), **7)** Delgado y Pavez (2015), **8)** Schmitt (2001).

**Tabla 4.3.** Comparación entre unidades que presentan mediciones de Li en roca total e inclusiones vítreas (MI) a nivel mundial, con las ignimbritas Atana y Cajón. Asimismo, se contrastan sus volúmenes y grado de aluminosidad. \* Este Trabajo.

	VOLUMEN (km <sup>3</sup> )	COMPLEJO/ CALDERA	GRADO DE ALUMINOSIDAD	Li (ppm)	
				Li ROCA	Li MI
<b>TOBAS HIDEAWAY PARK (USA)</b> <sup>1,2,3</sup>	45	Complejo intrusivo Red Mountain	Peraluminoso	50	5.894
<b>TOBAS SPOR MOUNTAINS (USA)</b> <sup>1,4</sup>	10	Complejo volcánico Spor Mountain	Peraluminoso	60-137	3.750
<b>TOBAS LONG RIDGE (USA)</b> <sup>2</sup>				—	1.482
<b>TOBAS WHITE-HORSE CREEK (USA)</b> <sup>2</sup>	> 1.000	Complejo volcánico McDermitt	Peralcalino	—	1.315
<b>TOBAS OREGON CANYON (USA)</b> <sup>2</sup>				—	1.301
<b>TOBAS TROUT CREEK (USA)</b> <sup>2</sup>				—	1.076
<b>TOBAS HUCKLEBERRY RIDGE (USA)</b> <sup>2,15</sup>	2.450	Campo volcánico Yellowstone	Alcalino	23-59	1.191
<b>TOBAS TAYLOR CREEK (USA)</b> <sup>1,5</sup>	56	Complejo volcánico Taylor Creek	Metaluminoso a peraluminoso débil	25-49	700
<b>TOBAS MEADOW SOLDIER (USA)</b> <sup>2,12</sup>	65	Complejo caldera High Rock	Peralcalino	—	425
<b>TOBAS TALA (México)</b> <sup>2,13</sup>	20	Caldera La Primavera	Peralcalino débil a metaluminoso	—	389
<b>TOBAS PINE GROVE (USA)</b> <sup>1,6</sup>	15-25	Complejo intrusivo Pine Grove	—	22	180
<b>TOBAS UPPER BANDELIER (USA)</b> <sup>1,8</sup>	600	Caldera Valles	—	35-102	132
<b>TEFRAS CERRO TOLEDO (USA)</b> <sup>1,7</sup>	< 1	Caldera Toledo	—	13-100	38-127
<b>LAVAS PANTALLERIA (Italia)</b> <sup>2,14</sup>	0,82	Isla volcánica Sicilia	Fuertemente Peralcalino	—	100
<b>TOBAS BISHOP (USA)</b> <sup>1</sup>	600	Caldera Long Valley	—	21-37	74
<b>IGNIMBRITA ATANA (Chile)</b> <sup>9,10,11</sup>	> 1.600	Caldera La Pacana	Metaluminoso a peraluminoso débil	50*	477
<b>IGNIMBRITA CAJÓN (Chile)</b> <sup>11</sup>	80-100	Complejo volcánico Puricó	Metaluminoso a peraluminoso débil	30*	142

1) Hofstra y otros (2013), 2) Benson y otros (2017), 3) Mercer y otros (2015), 4) Lindsay (1982), 5) Knesel y otros (1999), 6) Keith y otros (1986) 7) Stix y Layne (1996), 8) Heiken y otros (1990), 9) de Silva (1989a), 10) Lindsay y otros (2001b), 11) Schmitt (2001), 12) Coble y Mahood (2016) 13) Mahood (1981), 14) Mahood y Hildreth (1986), 15) Christiansen (2001).

**Tabla 4.4.** Contenidos de Li reportados en aguas que circulan por el área de drenaje de algunas quebradas en la cordillera Occidental. Ubicación de quebradas en Figura 4.5 en Anexo. 1) Ide y Kunasz (1989), 2) Cofré (2018).

<b>QUEBRADAS</b>	<b>OBSERVACIONES</b>	<b>Li (ppm)</b>
<b>RÍO SAN PEDRO</b>	Río Salado, Grande y San Pedro	< 1 <sup>1</sup>
	Río Salado	0,04 <sup>2</sup>
	Río Grande	0,4 <sup>2</sup>
	Vado de Putana	0,7 <sup>2</sup>
<b>RÍO VILAMA</b>	Río Puripica, Puritama y Vilama	3 <sup>1</sup>
<b>HÓNAR</b>	Río Toconao	0,1 <sup>2</sup>
<b>AGUAS BLANCAS</b>	Próximo a Pozo 6	1,6 <sup>1</sup>
<b>CAMAR</b>	Próximo al poblado de Camar	1,5 <sup>1</sup>
<b>ALGARROBILLA</b>	Próximo a quebrada Socaire	0,3 <sup>1</sup>
	Manantial en Socaire	0,9 <sup>1</sup>
<b>PEINE</b>	Próximo a Pozo 2	0,7 <sup>1</sup>
<b>TARAJNE</b>	Medición en pozo (Tilomonte)	1,7 <sup>1</sup>
	Río Tilomonte	1,9 <sup>2</sup>
	Lago Miñiques	2,6 <sup>2</sup>
<b>CALLEJÓN TILOPOZO</b>	Medición en pozo. Próximo a Pozo 1	6,4 <sup>1</sup>
<b>TUCÚCARO</b>	Medición en aluvios	6,3 <sup>1</sup>

**Tabla 4.5.** Detalle de las muestras e intervalos en donde fueron identificadas fases huésped de Li en DRX. Los valores más bajos reflejan una mejor correlación entre *peaks* teóricos y los obtenidos experimentalmente.

MINERAL	INTERVALOS DE FASES			
	0 – 50	51 – 100	101 – 150	151 – 200
<b>POLILITIONITA</b> Filosilicato	Atana <sup>J2R1-J5R1</sup> Cajón <sup>E3R1</sup> Puripicar Chaxas Tucúcaro Pelón Tuina Pozo 9	Patao <sup>E1R1</sup> Cajón <sup>J6R1</sup> Pozo 10 Pozo 6	—	Tuyajto <sup>E4R1</sup> Tatio
<b>LITOWODGENITA</b> Óxido	—	Cajón <sup>E3R1-J6R1</sup> Atana <sup>J2R1-J5R1</sup> Tuyajto <sup>E4R1-G2R1</sup> Toconao Puripicar Chaxas	Patao <sup>E1R1-F2R1</sup>	Patao <sup>G4R1</sup>
<b>TRIFILITA</b> Fosfato	—	Atana <sup>H1R1</sup> Patao <sup>E1R1</sup> Puripicar Tatio	Atana <sup>J5R1</sup> Cajón <sup>E3R1</sup> Tucúcaro	Atana <sup>J2R1</sup> Patao <sup>F2R1</sup> Cajón <sup>J6R1</sup> Toconao Pozo 10
<b>PETALITA</b> Tectosilicato	Tuyajto <sup>E4R1</sup> Toconao	Patao <sup>F2R1</sup> Tuyajto <sup>G2R1</sup> Chaxas	Tucúcaro	Atana <sup>J2R1</sup> Cajón <sup>E3R1</sup>
<b>DIOMIGNITA</b> Borato	—	Patao <sup>F2R1</sup> Atana <sup>H1R1</sup>	Toconao	Patao <sup>G4R1</sup>
<b>TAINIOLITA</b> Filosilicato	Tuina	Pozo 10	Patao <sup>E1R1</sup> Pozo 9 Pozo 6	—
<b>TRILITIONITA</b> Filosilicato	Tuina Pozo 10	Pozo 9	Lejia	—
<b>LITOMARSTURITA</b> Inosilicato	—	Pozo 9 Pozo 6 Lejia	—	Tuina
<b>CRILITIONITA</b> Haluro	Pozo 1	—	Tebinquiche	Baltinache

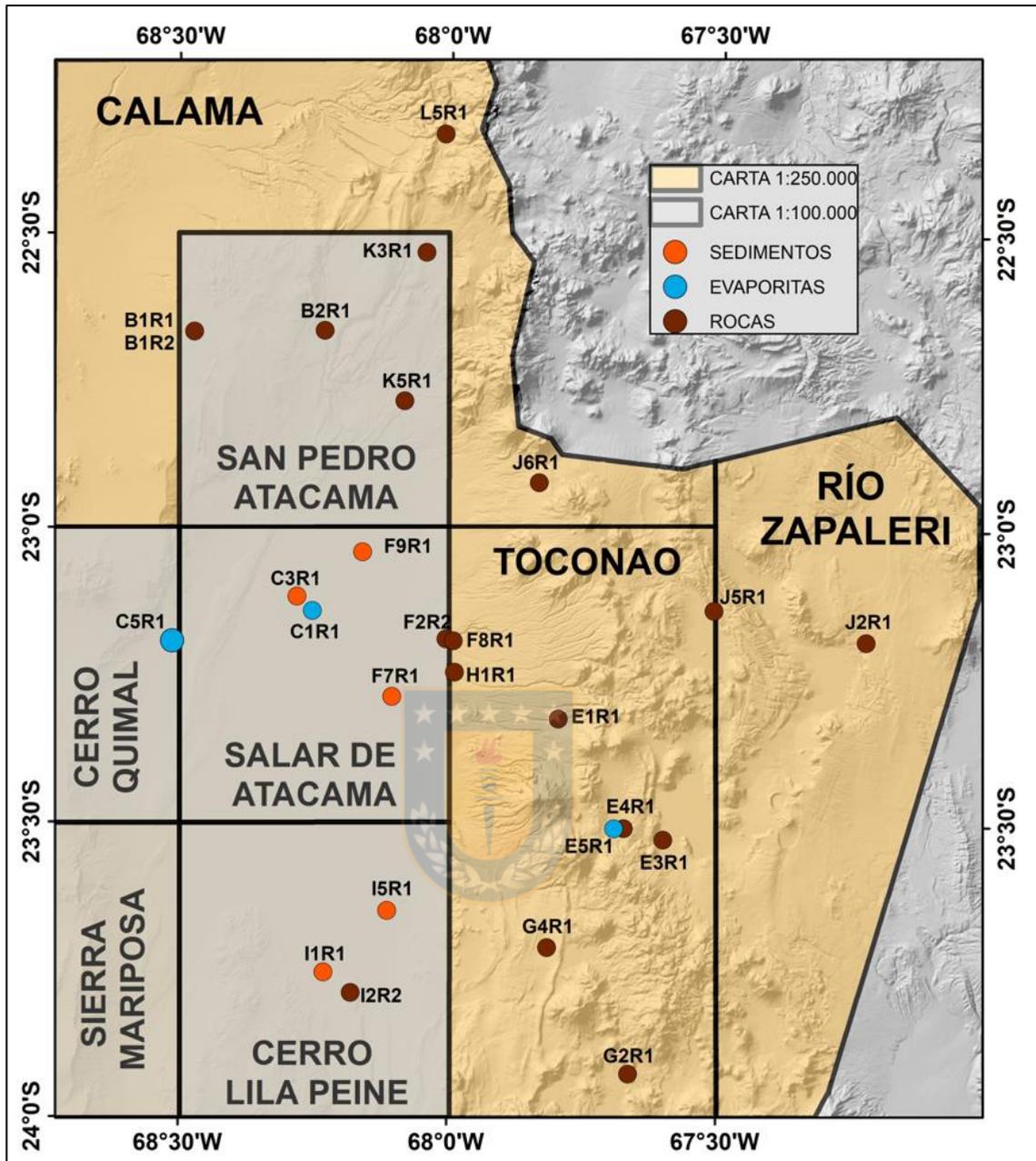
**Tabla 4.6.** Génesis de las fases huésped de Li con mayor probabilidad de cristalizar en el área de estudio y sus respectivas fórmulas (Anthony y otros, 2001).

MINERAL	FÓRMULA	GÉNESIS
<b>POLLITIONITA</b> Filosilicato	$\text{KLi}_2\text{Al}(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{F},\text{OH})_2$	Segregaciones irregulares y vetillas. Etapa tardía y de reemplazo metasomático. Pegmatitas.
<b>TAINIOLITA</b> Filosilicato	$\text{KLiMg}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F}_2$	Etapa tardía en pegmatitas sieníticas de nefelina.
<b>ZABUYELITA</b> Carbonato	$\text{Li}_2\text{CO}_3$	Incorporado en halita, precipitando en los márgenes de lagos salinos ricos en Li (lago Zabuye, China).
<b>HECTORITA</b> Filosilicato	$\text{Na}_{0.3}(\text{Mg},\text{Li})_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Grupo de la Esmectita. Alteración de tobas y cenizas con alto contenido vítreo, relacionado con actividad de tipo <i>hot springs</i> (California, USA).
<b>SWINEFORDITA</b> Filosilicato	$\text{Li}_{0.5}(\text{Al},\text{Li},\text{Mg})_2(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2 \times n\text{H}_2\text{O}$	Grupo de la Esmectita. Depositado de aguas subterráneas, zonas de fractura o reemplazando a espodúmena (pegmatitas Li-Sn).
<b>DIOMIGNITA</b> Borato	$\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$	Abundante en inclusiones fluidas hospedadas en espodúmena. Pegmatitas graníticas.
<b>COOKEITA</b> Filosilicato	$\text{LiAl}_4(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$	Grupo de la clorita. Etapa tardía de alteración hidrotermal de minerales que contienen Li en pegmatitas (lepidolita). Origen hidrotermal en venillas.
<b>BOROCOOKEITA</b> Filosilicato	$\text{LiAl}_4(\text{Si}_3\text{B})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$	Grupo de la clorita. Etapas tardías en pegmatitas miarolíticas ricas en turmalina. Análogo enriquecido en B de cookeita.
<b>ULEXITA</b> Borato	$\text{NaCaB}_5\text{O}_6(\text{OH})_6 \times 5\text{H}_2\text{O}$	Típico de playa o depósitos salobres en regiones áridas. Asociado a calcita, yeso, halita, colemanita, bórax, siendo comunes en depósitos sedimentarios.
<b>GIBBSITA</b> Hidróxido	$\text{Al}(\text{OH})_3$	Producto de meteorización en minerales aluminosos (lateritas, bauxitas). Ambiente hidrotermal de baja T° o metamórfico. Paragénesis con diásporo o caolinita.

# **ANEXO 2**

## **FIGURAS**

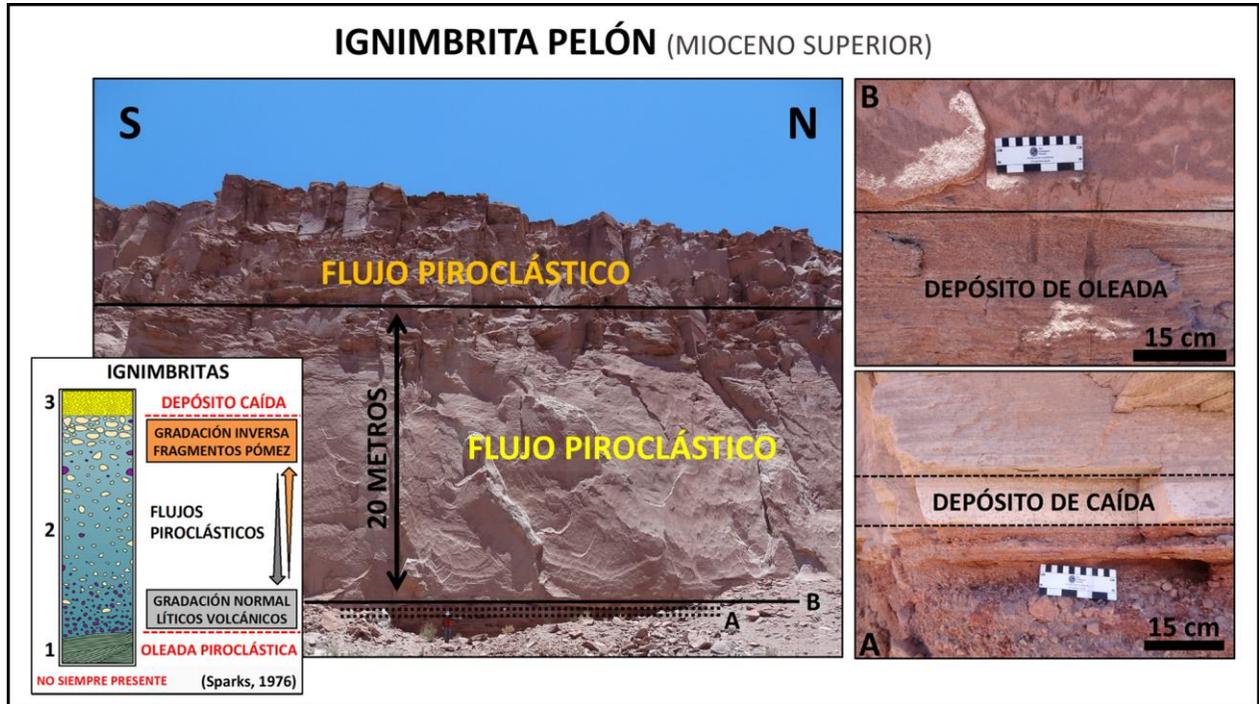




**Figura 1.1.** Mapa de validación de la información considerando las cartas geológicas de Chile a escala 1:100.000 (Cerro Quimal (Basso y Mpodozis, 2012); Sierra Mariposa (Cortés, 2012); Cerro Lila-Peine (Niemeyer, 2013); Salar de Atacama (Becerra y otros, 2014); San Pedro de Atacama (Henríquez y otros, 2014)) y 1:250.000 (Toconao (Ramírez y Gardeweg, 1982), Calama (Marinovic y Lahsen, 1984), Río Zapalero (Gardeweg y Ramírez, 1985)) realizadas en la zona.

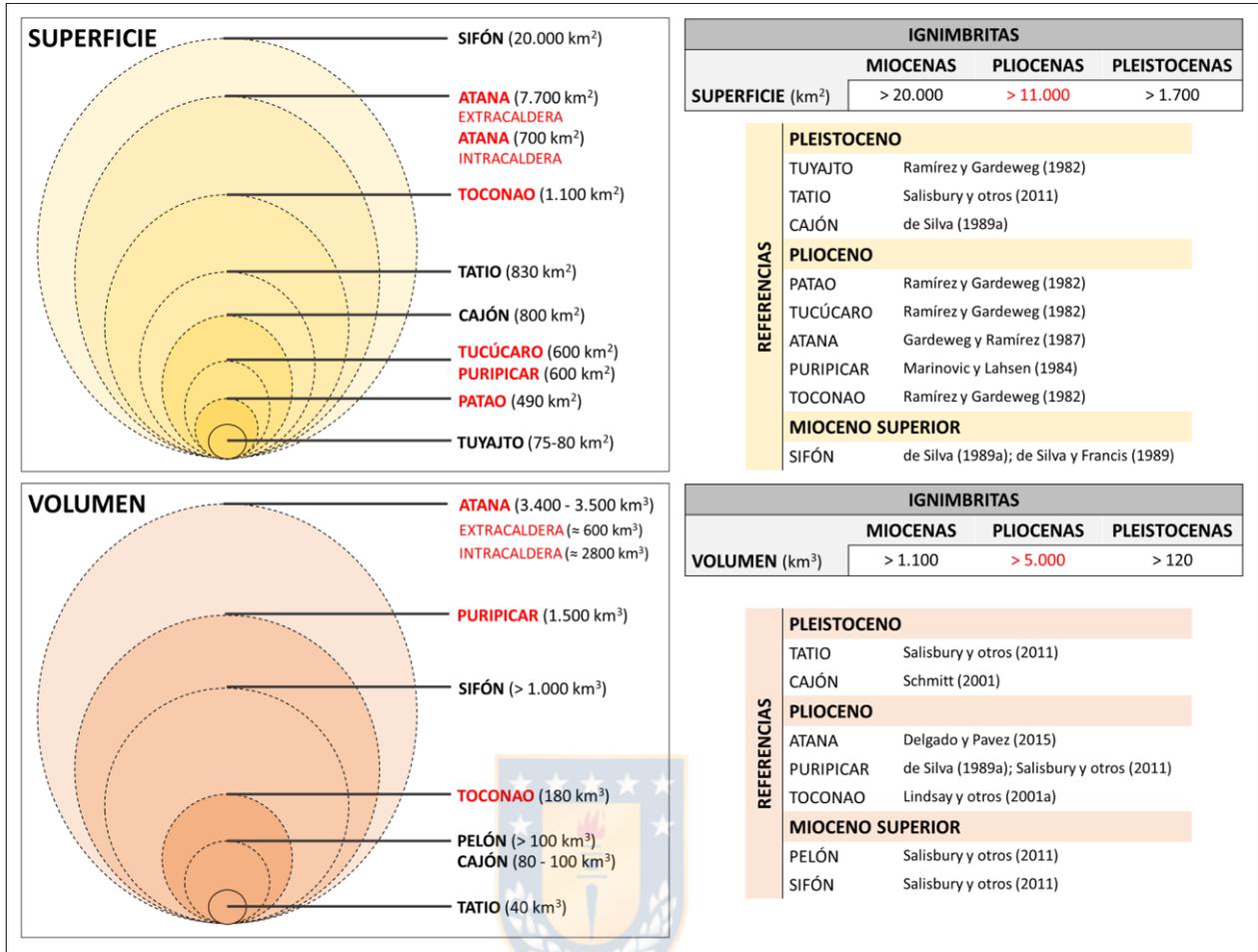


**Figura 1.2.** Herramientas utilizadas en el tratamiento de las muestras, previo al análisis de DRX y geoquímica. A) Horno industrial para secado de muestras. B) Mortero de ágata para chancado o conminución de las partículas. C) Criba o tamiz de malla #270 (0,053 mm). D) Pila de mallas utilizadas para la separación granulométrica de las partículas.

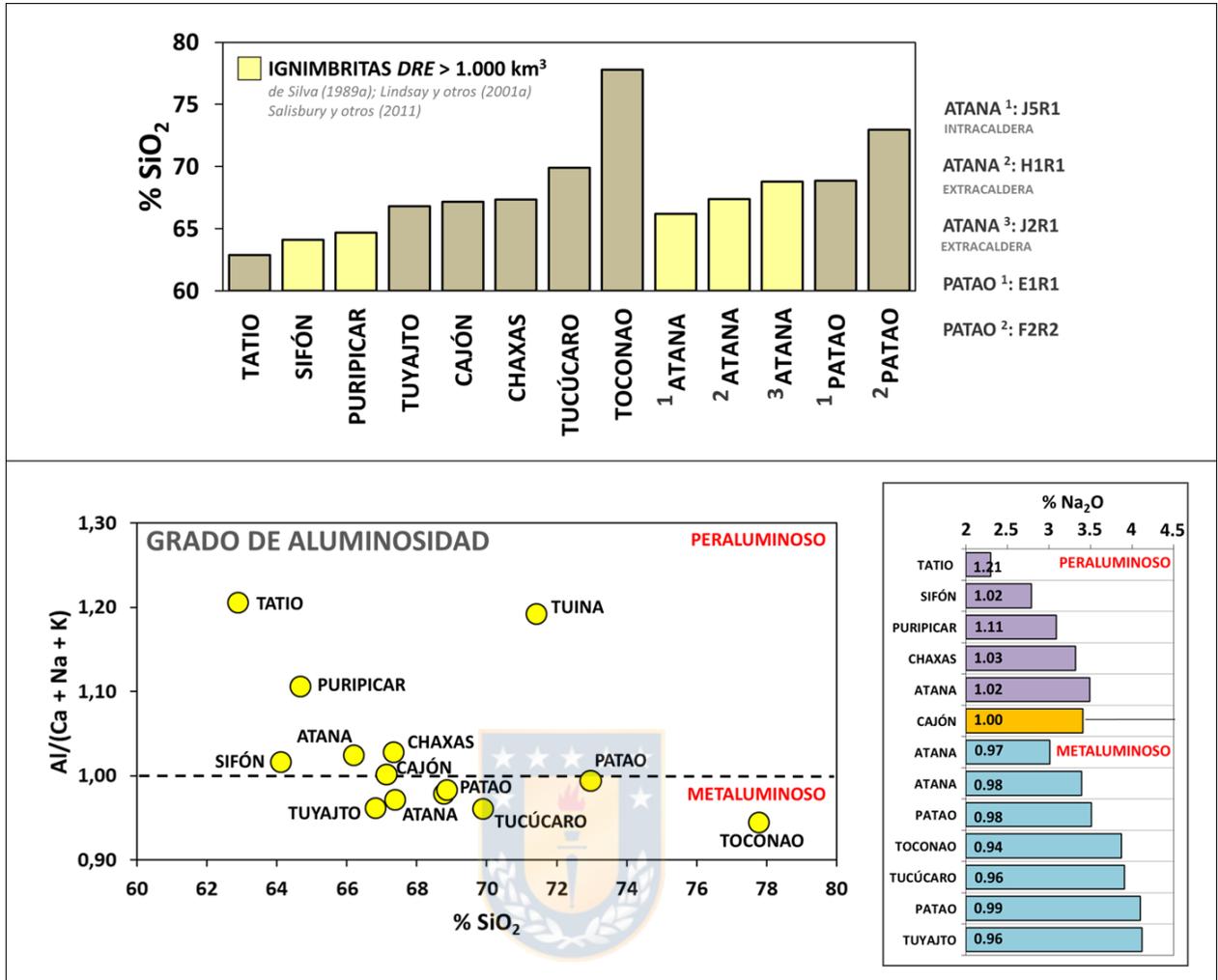


**Figura 3.1.** Secuencia piroclástica descrita en la ignimbrita Pelón, reconociéndose depósitos de caída, oleada y potentes flujos piroclásticos.

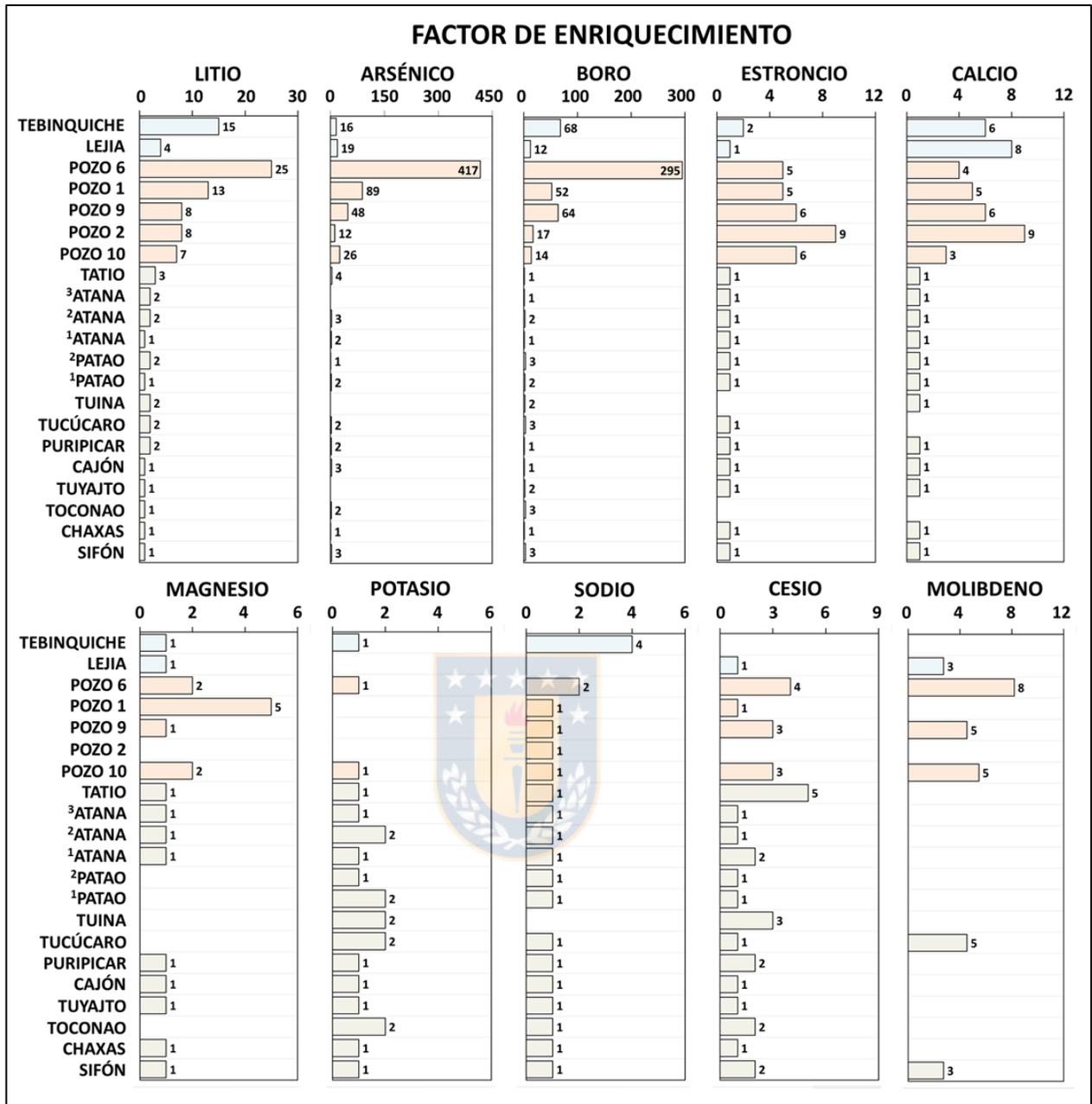




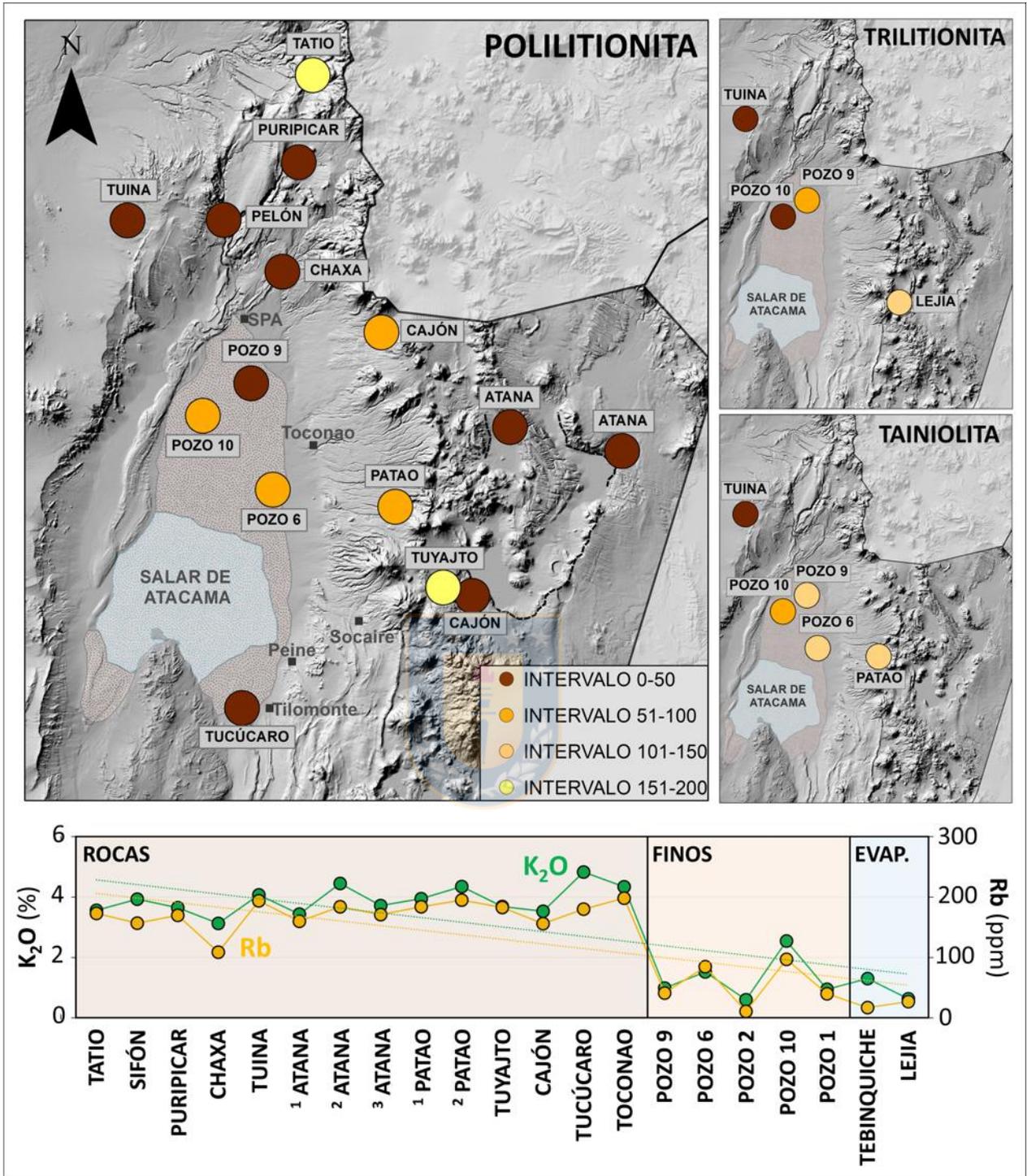
**Figura 4.1.** Superficies y volúmenes reportados para las ignimbritas de la cordillera Occidental. Las secuencias pliocenas son las más voluminosas del área de estudio, principalmente las asociadas con el colapso de grandes calderas (Atana, Puripicar).



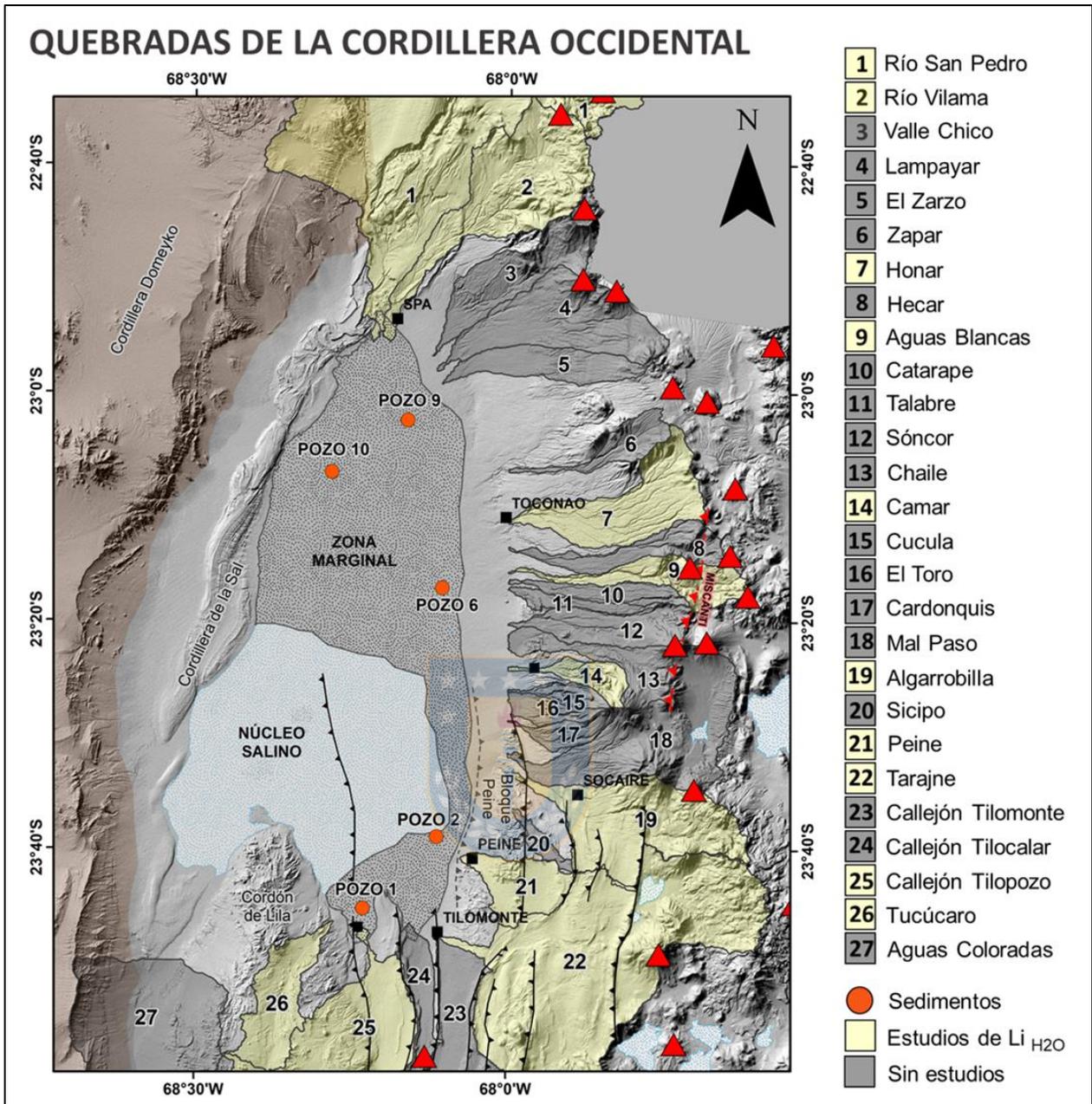
**Figura 4.2.** Contenido de SiO<sub>2</sub> y grado de aluminosidad de ignimbritas en el área de estudio. Al comparar el grado de aluminosidad con los contenidos de Na<sub>2</sub>O, las secuencias que presentan altas concentraciones de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y bajas en Na<sub>2</sub>O, en general coinciden con incrementos en los contenidos de Li, siendo observado en las muestras Tuina (40 ppm), Puripicar (40 ppm) y Tatio (80 ppm).



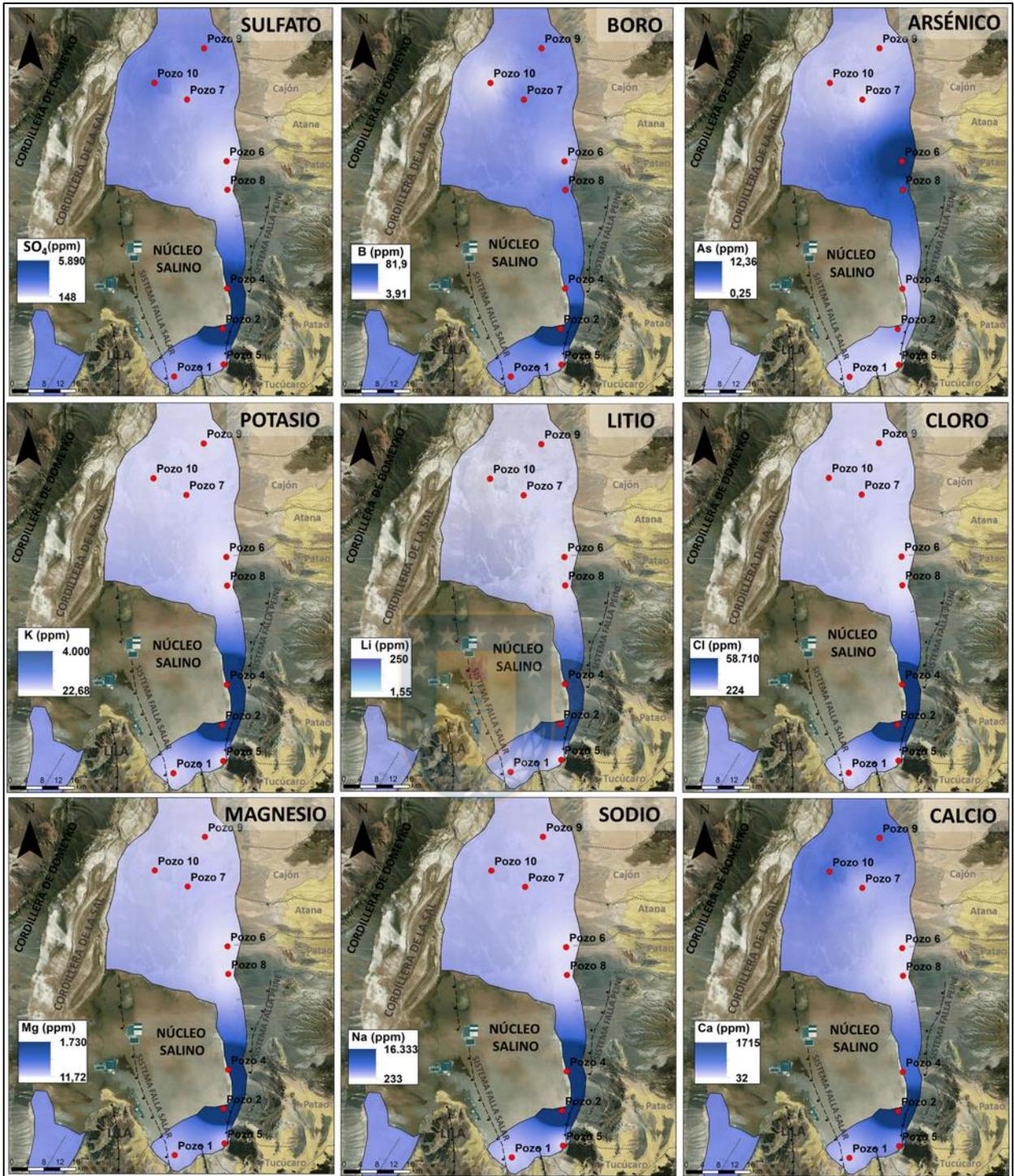
**Figura 4.3.** Factores de enriquecimiento obtenidos al comparar la concentración de elementos medidos en las rocas, sedimentos y evaporitas, con la media de la corteza superior (Rudnick y Gao, 2004). Números idénticos a Figura 4.2 en Anexo.



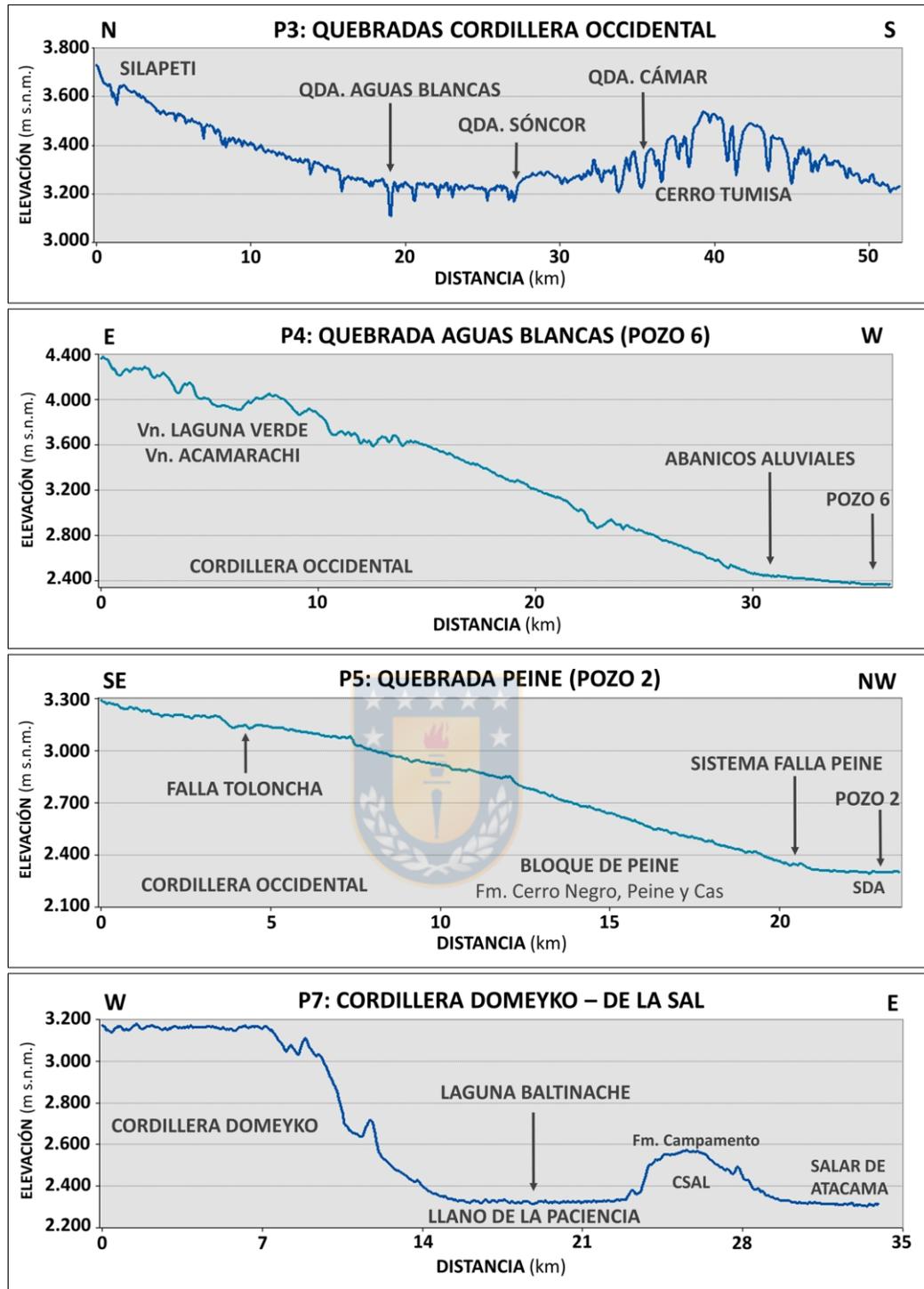
**Figura 4.4.** Ubicación de muestras donde se reconocen micas como potenciales fases huésped de Li en DRX, detallándose el intervalo en el cual fue identificado. El gráfico K<sub>2</sub>O y Rb muestra un comportamiento similar entre éstos para el área de estudio, los que podrían tener un origen en común asociado a filosilicatos o arcillas con altos contenidos de K<sub>2</sub>O. Números idénticos a Figura 4.2 en Anexo.



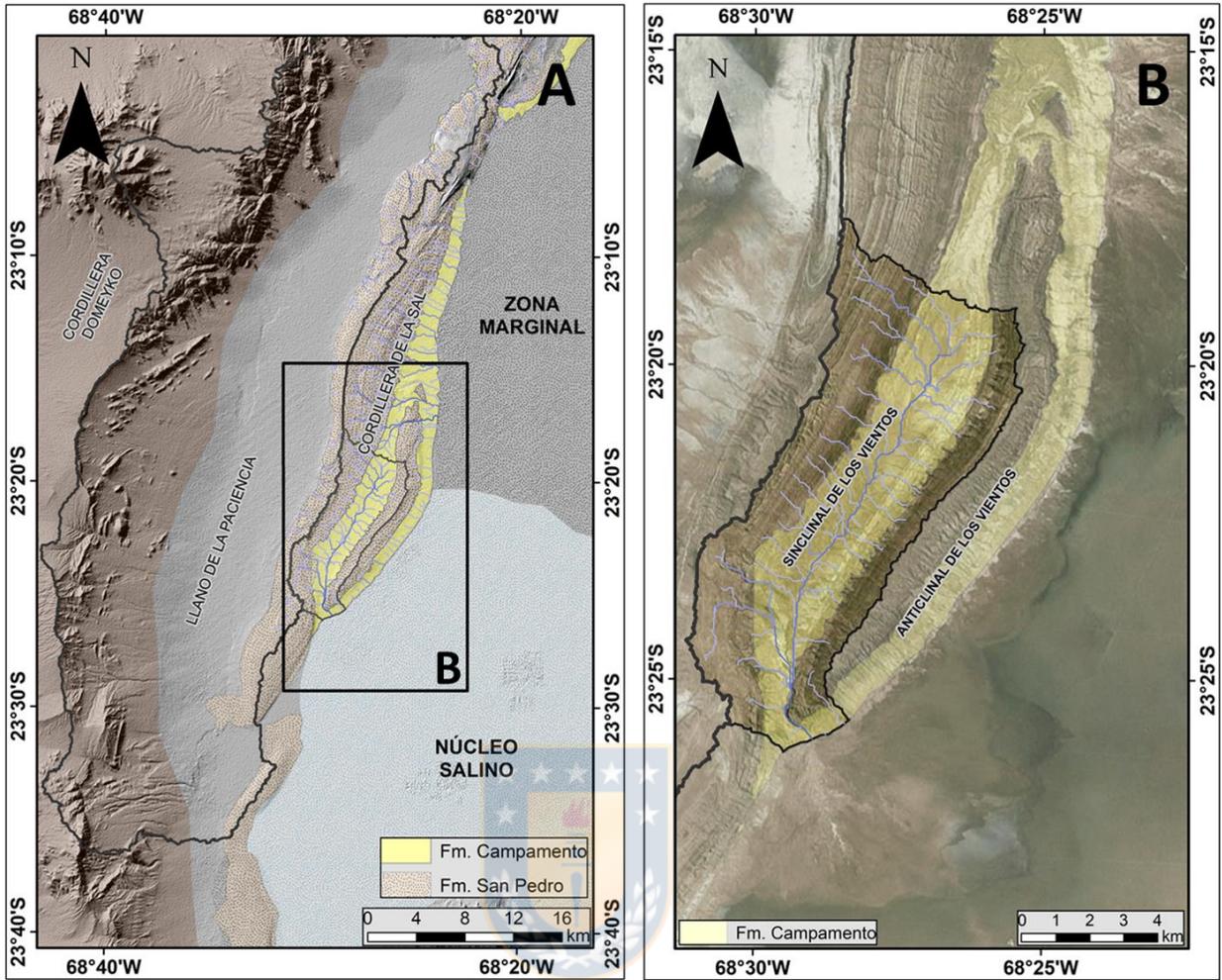
**Figura 4.5.** Mapa de las principales quebradas de la cordillera Occidental en los alrededores al salar de Atacama (Ramírez y Gardeweg, 1982; Niemeyer, 2013; Becerra y otros, 2014; Henríquez y otros, 2014). Las quebradas con tonos amarillos registran estudios de Li en aguas que descargan dentro del salar. Detalles en Tabla 4.4 en Anexo. Trazas de fallas obtenidas de Aron y otros (2008).



**Figura 4.6.** Mapas de isocontenido de elementos y aniones medidos en aguas de la zona marginal del salar de Atacama (Cofré, 2018). Con excepción del arsénico, se reconoce una gran acumulación de estas especies en las adyacencias al Bloque de Peine (pozos 2 y 4). Trazas de fallas obtenidas de Aron y otros (2008).

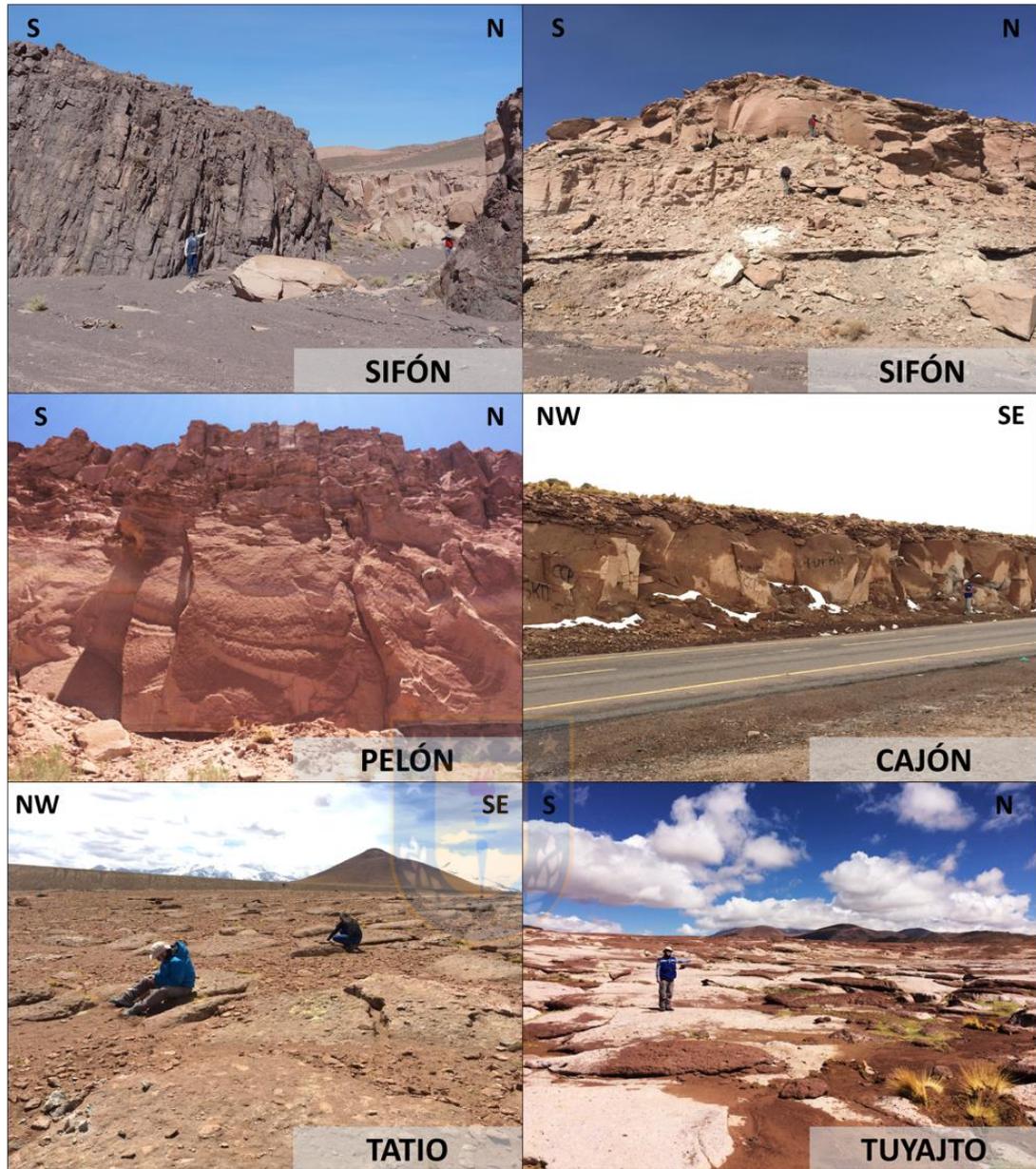


**Figura 4.7.** Perfiles de la zona sur del área de estudio que evidencian un importante gradiente entre zonas cordilleranas (cordillera de la Sal, Domeyko y Occidental) y cuencas adyacentes (llano de la Paciencia, salar de Atacama). Traza de perfiles en Figura 4.19 en Discusión.



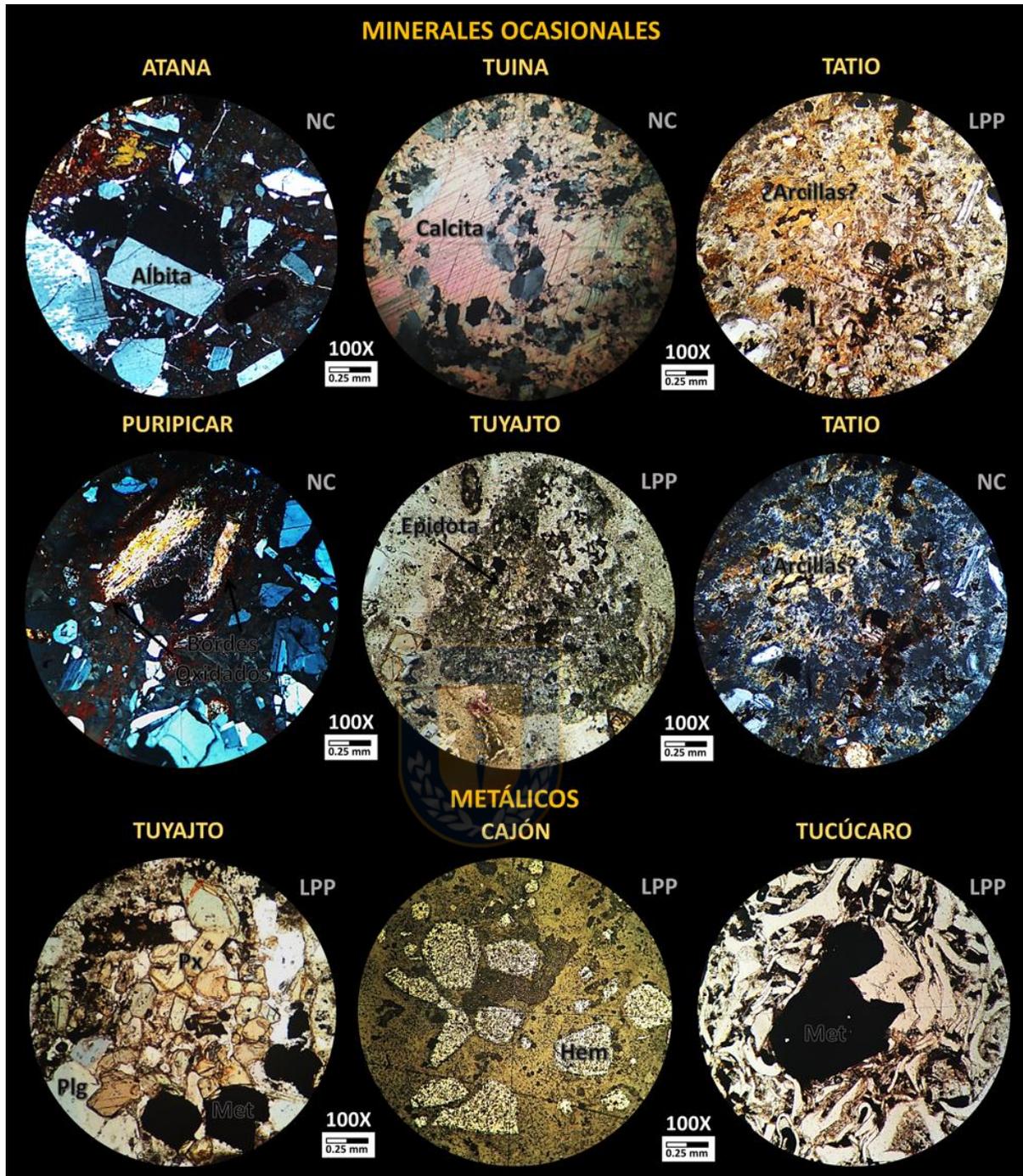
**Figura 4.8.** Modelo hidrológico de la cordillera de la Sal (CSAL). a) Flujos que circulan por la CSAL descargan principalmente en el salar de Atacama, erodando a las formaciones Campamento y San Pedro. b) El sinclinal de los Vientos, conformado mayoritariamente por la Formación Campamento, limita hacia el este con el anticlinal de los Vientos (Becerra y otros, 2014), lo cual determina un flujo de aguas en sentido NE-SW y una consecuente descarga en el núcleo del salar.

**ANEXO 3**  
**FOTOGRAFÍAS**

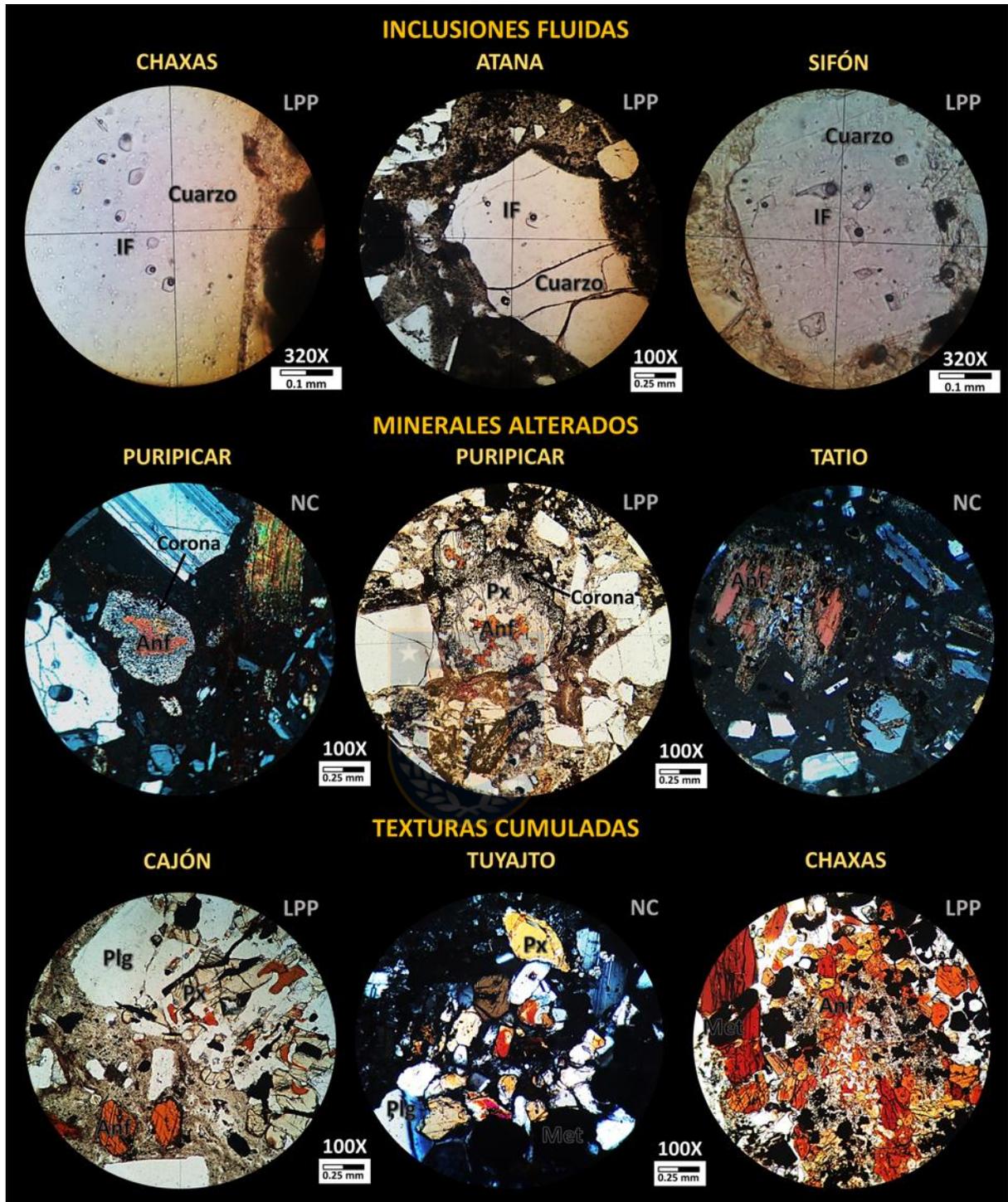


**Fotografía 3.1.** Afloramientos de ignimbritas miocenas y pleistocenas descritas en terreno.

**ANEXO 4**  
**FOTOMICROGRAFÍAS**



**Fotomicrografía 3.1** Secciones transparentes de minerales localmente reconocidos al microscopio, como también de metálicos (Met). Px: piroxenos, Plg: plagioclasa, Hem: hematita. LPP: Luz polarizada plana, NC: Nícoles cruzados.

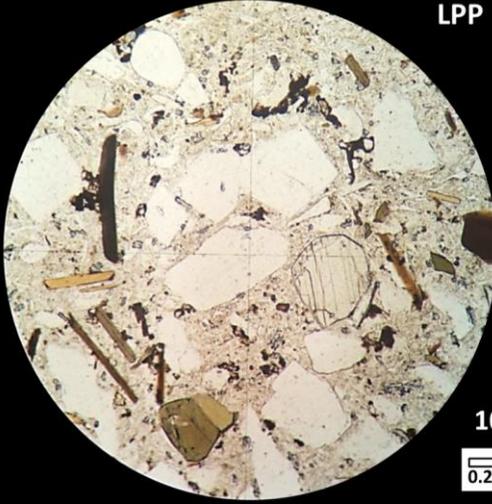
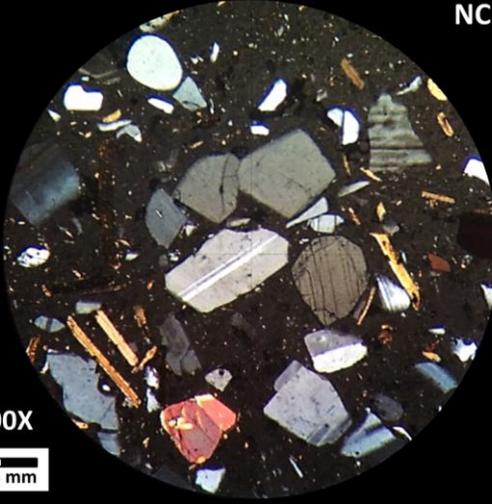


**Fotomicrografía 3.2** Secciones transparentes de inclusiones fluidas hospedadas en cuarzo, coronas de reacción en minerales máficos y texturas cumulas conformadas por piroxenos (Px), anfíboles (Anf), plagioclasa (Plg) y metálicos (Met). IF: inclusiones fluidas. LPP: Luz polarizada plana, NC: Nícoles cruzados.

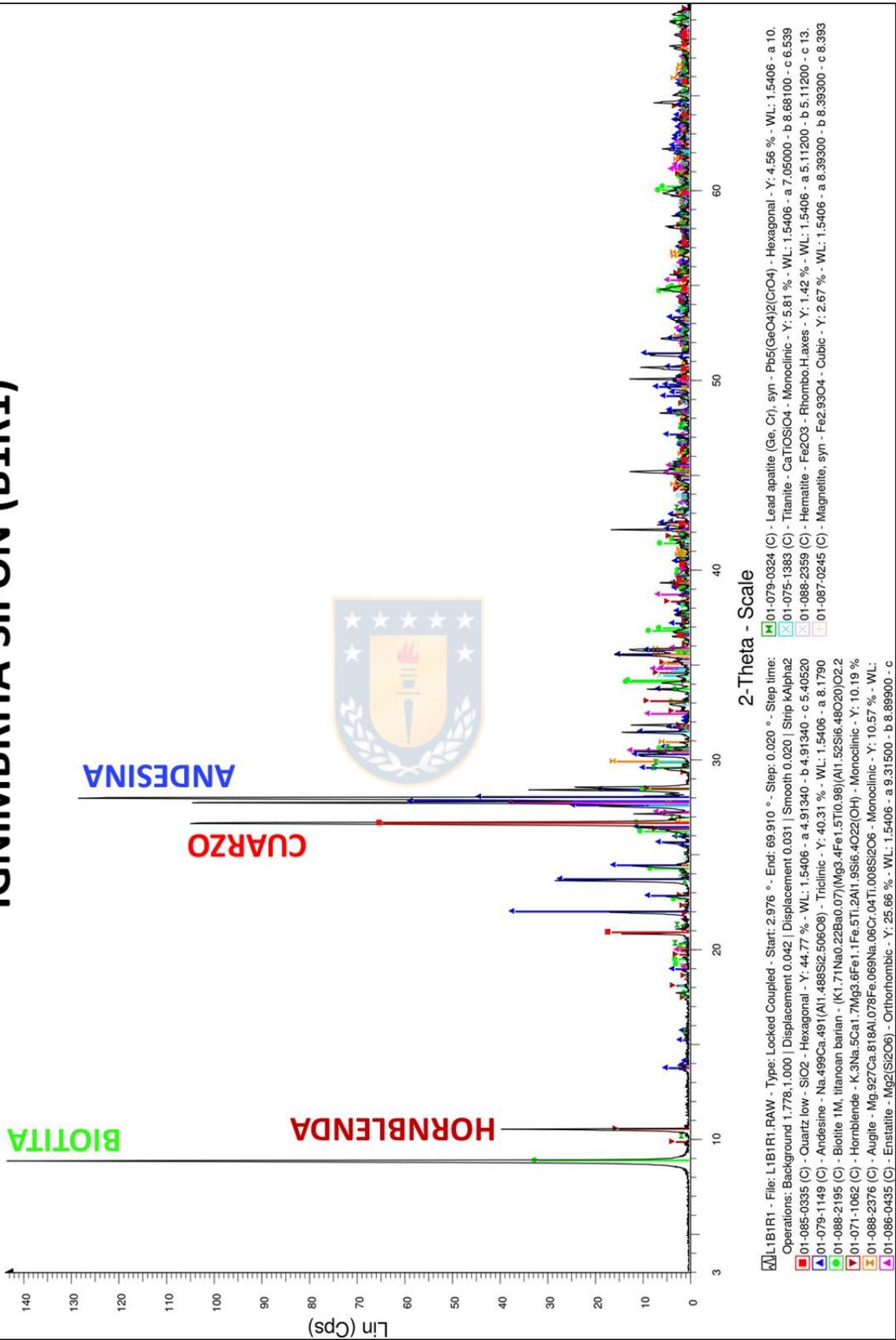
**ANEXO 5**  
**MUESTRAS**

MUESTRAS	COORDENADAS		TIPO DE ANÁLISIS		TIPO	
	Norte	Este	DRX	Geoquímica		
B1R1	SIFÓN	7493275	554136	Si	Si	Roca
B1R2	TUINA	7493275	554136	Si	Si	Roca
B2R1	PELÓN	7493387	578858	Si	–	Roca
E1R1	PATAO	7420306	622930	Si	Si	Roca
E3R1	CAJÓN	7397562	642707	Si	Si	Roca
E4R1	TUYAJTO	7399707	635253	Si	–	Roca
F2R2	PATAO	7435400	601714	Si	Si	Roca
F8R1	TOCONAO	7435041	603062	Si	Si	Roca
G2R1	TUYAJTO	7353664	636052	Si	Si	Roca
G4R1	PATAO	7377351	620733	Si	–	Roca
H1R1	ATANA	7429146	603290	Si	Si	Roca
I2R2	TUCÚCARO	7368960	583564	Si	Si	Roca
J2R1	ATANA	7434486	681199	Si	Si	Roca
J5R1	ATANA	7440580	652411	Si	Si	Roca
J6R1	CAJÓN	7464753	619370	Si	–	Roca
K3R1	PURIPICAR	7508069	598127	Si	Si	Roca
K5R1	CHAXAS	7480164	593925	Si	Si	Roca
L5R1	TATIO	7530279	601724	Si	Si	Roca
C3R1	POZO 10	7443461	573503	Si	Si	Sedimentos
F7R1	POZO 6	7424609	591458	Si	Si	Sedimentos
F9R1	POZO 9	7451771	585904	Si	Si	Sedimentos
I1R1	POZO 1	7372843	578427	Si	Si	Sedimentos
I5R1	POZO 2	7384354	590459	Si	Si	Sedimentos
C1R1	TEBINQUICHE	7440750	576416	Si	Si	Evaporita
E5R1	LEJIA	7399662	633432	Si	Si	Evaporita
C5R1	BALTINACHE	7435149	549921	Si	–	Evaporita

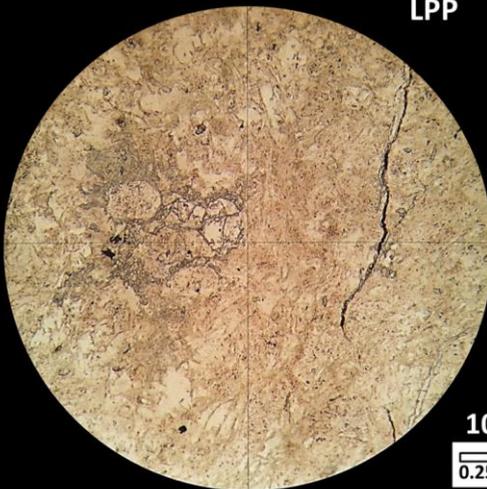
B1R1 - IGNIMBRITA SIFÓN					
					
<b>COORDENADAS</b>	7.493.275 m N / 554.136 m E 19S - WGS 84				
<b>LOCALIDAD</b>	50 km al sureste de Calama, aldeaña a la ruta que conecta Calama con San Pedro de Atacama				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Pardo claro		<b>ALTERADA</b>	Pardo terroso oscuro
<b>GRADO DE ALTERACIÓN</b>	Bajo a moderado		<b>PESO ESPECÍFICO</b>	Moderado	
<b>ESTRUCTURAS PRIMARIAS</b>	Filosilicatos se encuentran ligeramente orientados			<b>FÁBRICA</b>	Matriz soportada
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	3	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966)	
Bomba	0	Ceniza	97	<b>TOBA</b>	
Bloques					
COMPOSICIÓN					
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>
Biotita	6	Volcánicos	5	Masivo	50
Cuarzo	24	<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)			
Plagioclasa	13				
Anfibol	2				
<b>TOBA VÍTREA DE CRISTALES</b>					
<b>OBSERVACIONES</b>	Roca débilmente magnética, con biotita en sección basal y orientada. Líticos volcánicos de composición andesítica, disgregable al tacto al someterle presión. La roca presenta una porosidad importante, debido a la rápida absorción de agua				

<b>B1R1 - IGNIMBRITA SIFÓN</b>			
			
LPP		NC	
100X			
<b>COORDENADAS</b>	<b>7.493.275 m N / 554.136 m E 19S - WGS 84</b>		
<b>LOCALIDAD</b>	50 km al sureste de Calama, aledaña a la ruta que conecta Calama con San Pedro de Atacama		
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Pardo claro	<b>ALTERADA</b> Pardo terroso oscuro
<b>ESTRUCTURAS</b>	Algunos líticos se encuentran alargados, con esquirlas aplastadas y orientadas según el flujo		
<b>INCLUSIONES FLUIDAS</b>	Cuarzo, bifásicas del tipo I (Nash, 1976)		<b>TEXTURA</b> Vitroclástica
<b>PIROCLASTOS (%)</b>	Lapilli	3	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966) <b>TOBA</b>
Bomba Bloques	0 Ceniza	97	
<b>COMPOSICIÓN</b>			
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>
Cuarzo	11	Andesita	1
Biotita	4		
Plagioclasa	13		
Anfibol	7		
Clinopiroxeno	1		
Ortopiroxeno	2		
		<b>METÁLICOS</b>	
		Escaso contenido metálico y de tamaño pequeño, con martitización incipiente a moderada. Sin evidencia de metálicos como superficie de alteración en minerales ferromagnesianos	
<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)		<b>TOBA VÍTREA DE CRISTALES</b>	
<b>OBSERVACIONES.</b> Cuarzo con textura de embahiamiento, vidrio color muy claro y minerales accesorios como esfeno, apatito en plagioclasa y ortopiroxeno. Pómez grande con desvitrificación, además de fenocristales de plagioclasa y biotita			

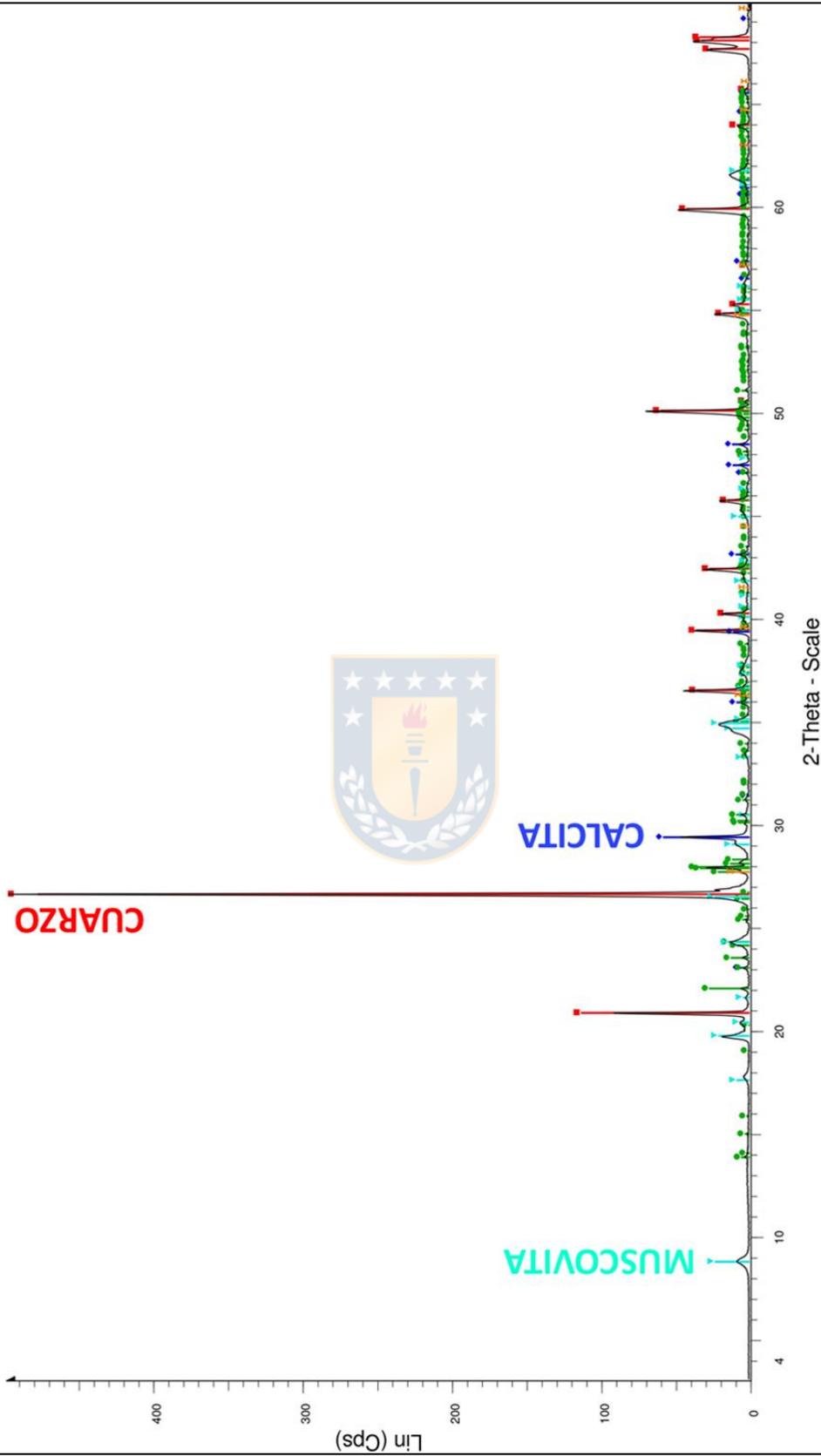
# IGNIMBRITA SIFÓN (B1R1)



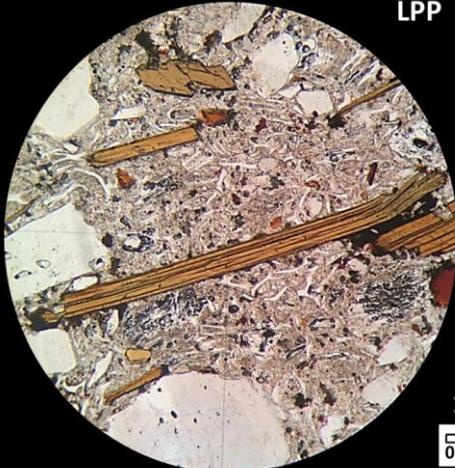
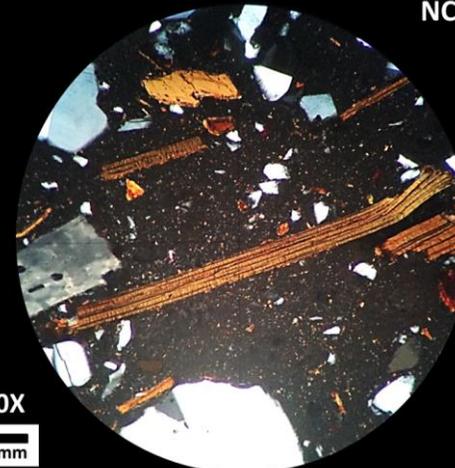
B1R2 - FORMACIÓN TUINA					
					
<b>COORDENADAS</b>	7.493.275 m N / 554.136 m E 19S - WGS 84				
<b>LOCALIDAD</b>	50 km al sureste de Calama, aldeaña a la ruta que conecta Calama con San Pedro de Atacama				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Indefinida por alteración		<b>ALTERADA</b>	Verdosa anaranjada
<b>GRADO DE ALTERACIÓN</b>	Moderado a pervasivo			<b>PESO ESPECÍFICO</b>	Moderado a alto
<b>ESTRUCTURAS PRIMARIAS</b>	No se reconocen estructuras primarias			<b>FÁBRICA</b>	No aplica
<b>PIROCLASTOS (%)</b>	Lapilli		—	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966)	
Bomba	—	Ceniza	—	<b>NO APLICA</b>	
Bloques					
COMPOSICIÓN					
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>
Plagioclasa	5	—	—	—	—
Calcita	20	<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)			
Clorita	71				
Manganeso	4				
<b>NO APLICA</b>					
<b>OBSERVACIONES</b>	Roca con alteración a clorita en la masa fundamental y fenocristales de plagioclasa a calcita. Posible alteración propilítica y la roca se torna compacta, muy dura y competente al martillar. Difícil obtención de la muestra en terreno.				

B1R2 - FORMACIÓN TUINA					
<b>LPP</b>		<b>NC</b>			
					
<b>100X</b>					
<b>COORDENADAS</b>	<b>7.493.275 m N / 554.136 m E 19S - WGS 84</b>				
<b>LOCALIDAD</b>	50 km al sureste de Calama, aledaña a la ruta que conecta Calama con San Pedro de Atacama				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	No se distingue		<b>ALTERADA</b>	Verdosa anaranjada
<b>ESTRUCTURAS</b>	No se observa estructura por obliteración de textura original. Posiblemente recristalización de cuarzo (poligonales)				
<b>INCLUSIONES FLUIDAS</b>	No se observan por el grado de alteración de la roca en general			<b>TEXTURA</b>	Obliterada
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	—	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966)	
Bomba	—	Ceniza	—	—	
Bloques	—		—		
COMPOSICIÓN					
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>
Cuarzo	50	—	—	—	—
Calcita	24				
Plagioclasa	14				
Clorita	12				
		<b>METÁLICOS</b>			
		Escaso contenido metálico y de pequeño tamaño (difícil determinación). Cristales limpios que crecen al observar en nícoles cruzados, presuntos rutilos con reflejos internos			
<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)		—			
<b>OBSERVACIONES.</b> Roca sin aspecto de ser piroclástica, escasos metálicos y no cuenta con presencia de vidrio, ni de líticos. Minerales accesorios como zircón y cuarzo con aspecto poligonal, en forma de mosaico (posible desvitrificación).					

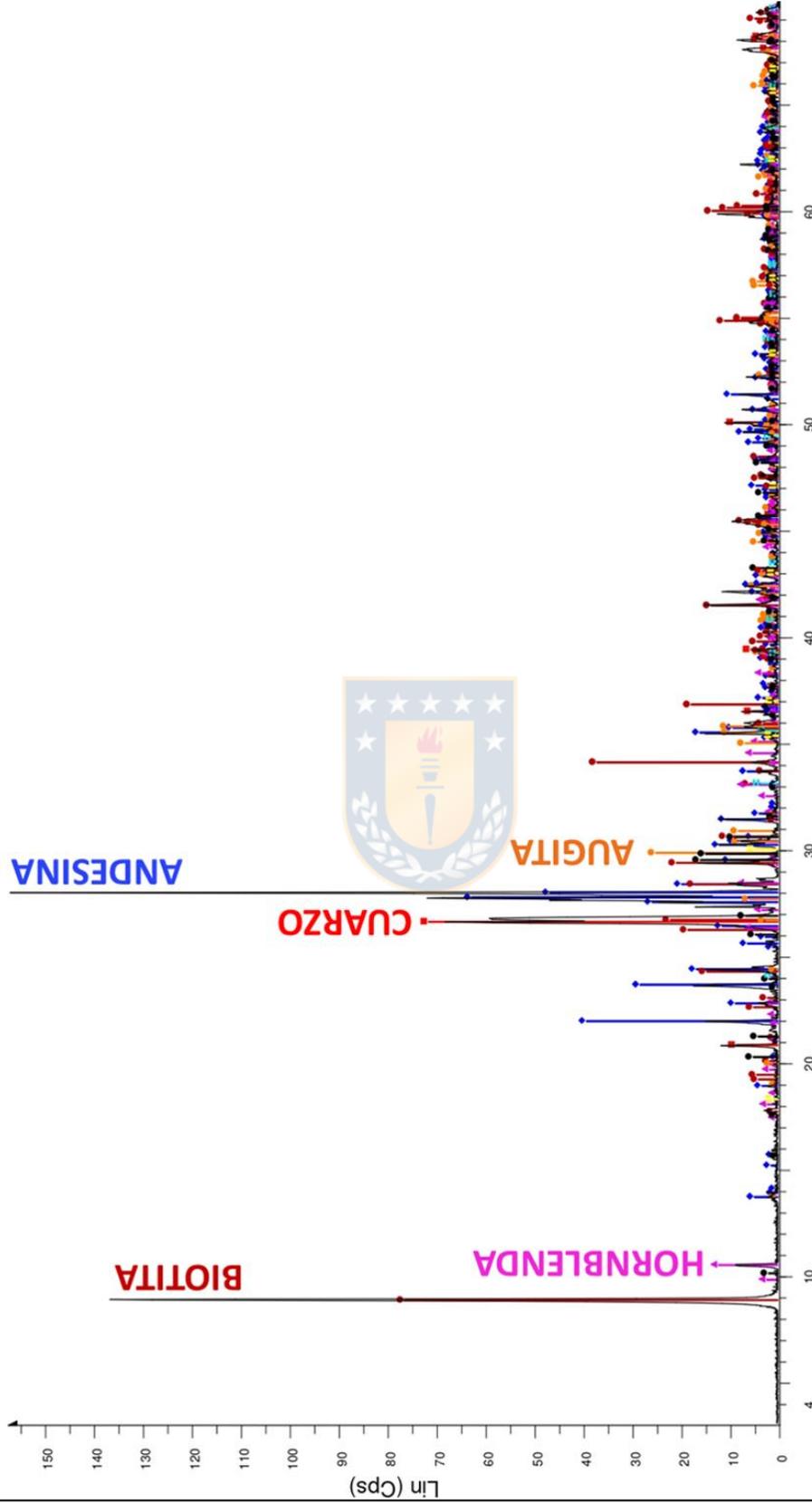
# FORMACIÓN TUINA (B1R2)



B2R1 - IGNIMBRITA PELÓN						
						
<b>COORDENADAS</b>		7.493.387 m N / 578.858 m E 19S - WGS 84				
<b>LOCALIDAD</b>		Aproximadamente 30 km al norte de San Pedro de Atacama, a un costado del río Salado				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>		<b>FRESCA</b>	Gris parduzco	<b>ALTERADA</b>	Pardo rojizo	
<b>GRADO DE ALTERACIÓN</b>		Moderado		<b>PESO ESPECÍFICO</b>	Moderado	
<b>ESTRUCTURAS PRIMARIAS</b>		Filosilicatos y fragmentos de pómez orientados según dirección del flujo			<b>FÁBRICA</b>	Matriz soportada
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	10	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966)		
Bomba	0	Ceniza	90	<b>TOBA</b>		
Bloques						
COMPOSICIÓN						
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>	
Plagioclasa	13	Volcánicos	4	Masivo	61	
Biotita	8			Pómez	4	
Cuarzo	10	<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)				
<b>TOBA VÍTREA DE CRISTALES</b>						
<b>OBSERVACIONES</b>	Muestras ubicadas en la proximidad de Yerbas Buenas, a un costado del río Salado de ancho medio metro. Afloramiento de potencia 30 a 35 m, donde se reconoce una secuencia ignimbrítica. Micas con sección basal y moderadamente oxidadas. La roca es disgregable fácilmente al tacto.					

B2R1 - IGNIMBRITA PELÓN					
				100X 0.25 mm	
<b>COORDENADAS</b>	7.493.387 m N / 578.858 m E 19S - WGS 84				
<b>LOCALIDAD</b>	Aproximadamente 30 km al norte de San Pedro de Atacama, a un costado del río Salado				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Gris parduzco		<b>ALTERADA</b>	Pardo rojizo
<b>ESTRUCTURAS</b>	Filosilicatos presentan orientación y localmente deformados. Esquirlas existentes rodean a los cristales, deformándose en torno a éstos				
<b>INCLUSIONES FLUIDAS</b>	Cuarzo bifásicas tipo I (Nash, 1976)			<b>TEXTURA</b>	Vitroclástica
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	10	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966)	
Bomba	0	Ceniza	90	<b>TOBA</b>	
Bloques					
COMPOSICIÓN					
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>
Cuarzo	11	—	—	Esquirlas	24
Biotita	6			Pómez	18
Plagioclasa	9			Vidrio fino	30
Anfíbol	1	<b>METÁLICOS</b>			
Clinopiroxeno	1	Hematita de color grisáceo y formas redondeadas, además de fuerte anisotropía. Metálicos asociados a biotitas en líticos de pómez. Ligera martitización de cristales de magnetita			
<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)				<b>TOBA VÍTREA</b>	
<b>OBSERVACIONES.</b> Cristales rotos de plagioclasa zonadas y cuarzo, con minerales accesorios como apatito en plagioclasa. Pómez localmente aplastadas y con burbujas. Vidrio color café claro.					

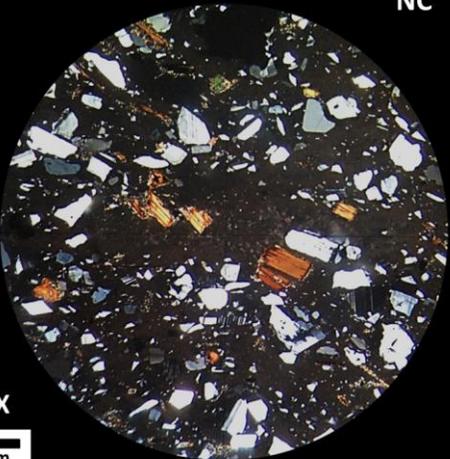
# IGNIMBRITA PELÓN (B2R1)



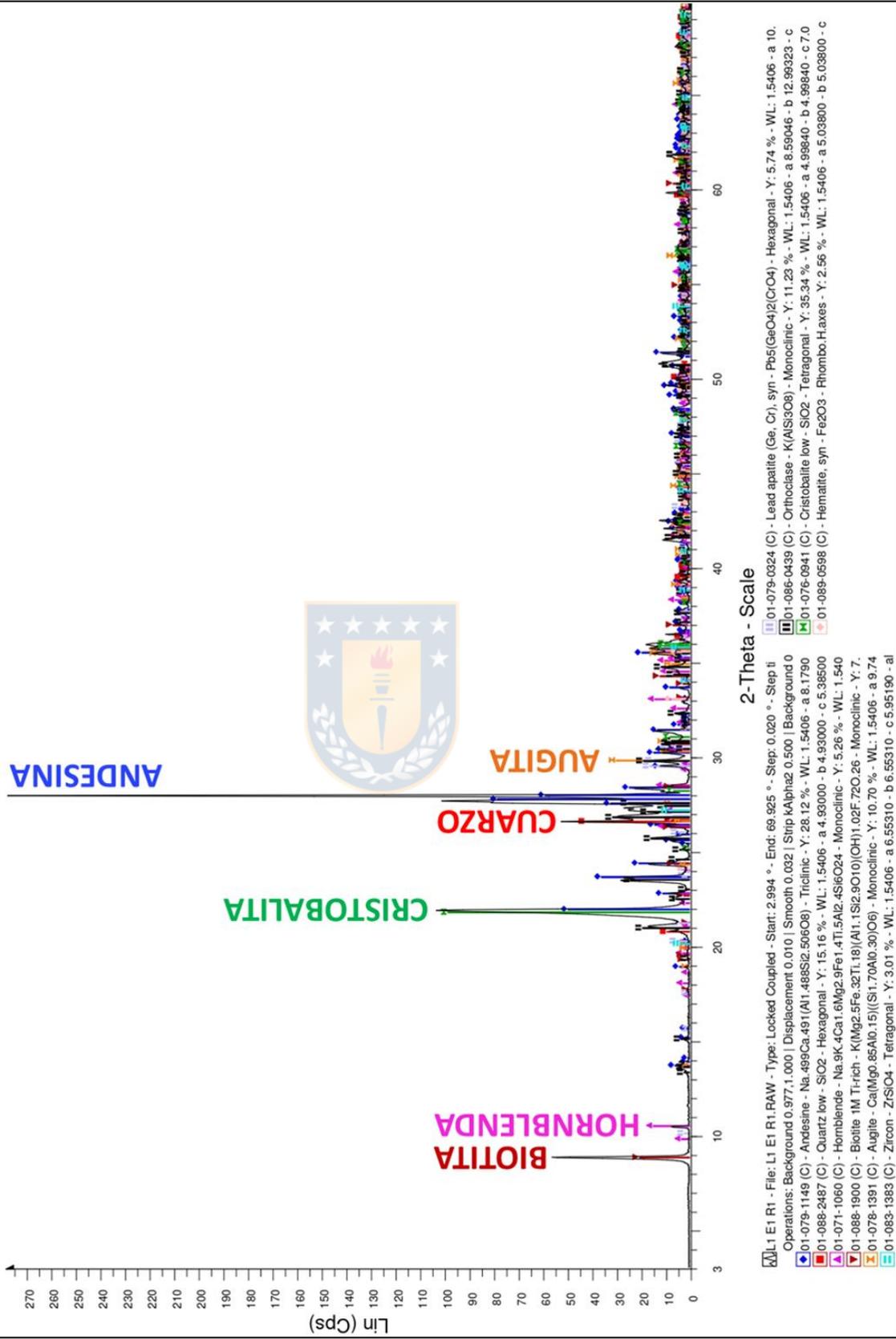
L1 B2 R1 - File: L1 B2 R1.RAW - Type: Locked Coupled - Start: 3.024 ° - End: 69.949 ° - Step: 0.020 ° - Step li  
 Operations: Background 6.3101.000 | Displacement -0.042 | Displacement -0.052 | Smooth 0.020 | Strip kAlpha  
 01-085-0798 (C) - Quartz - SiO2 - Hexagonal - Y: 45.42 % - WL: 1.5406 - a 4.914600 - b 4.914600 - c 5.405000 - al  
 01-079-1148 (C) - Andesine - Na<sub>4</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub> - Triclinic - Y: 39.79 % - WL: 1.5406 - a 8.1790  
 01-088-2192 (C) - Biollite 1M, titanocyan barian - (K<sub>1</sub>.8Na<sub>0.15</sub>Ba<sub>0.05</sub>)Mg<sub>3</sub>26Fe<sub>2</sub>Ti<sub>10</sub>74(AI<sub>2</sub>5Si<sub>5</sub>O<sub>20</sub>)O<sub>1</sub>85(O  
 01-071-1062 (C) - Hornblende - K<sub>3</sub>Na<sub>5</sub>Ca<sub>1</sub>7Mg<sub>3</sub>6Fe<sub>1</sub>11Fe<sub>5</sub>Ti<sub>2</sub>Al<sub>1</sub>9Si<sub>6</sub>4O<sub>22</sub>(OH) - Monoclinic - Y: 7.68 % -  
 01-088-2376 (C) - Augite - Mg<sub>92</sub>Ca<sub>81</sub>Al<sub>107</sub>Fe<sub>069</sub>Na<sub>06</sub>Cr<sub>04</sub>Ti<sub>008</sub>Si<sub>206</sub> - Monoclinic - Y: 15.85 % - WL:  
 01-079-0324 (C) - Lead apatite (Ge, Cr), syn - Pb<sub>5</sub>(GeO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(CrO<sub>4</sub>) - Hexagonal - Y: 10.06 % - WL: 1.5406 - a 10

2-Theta - Scale

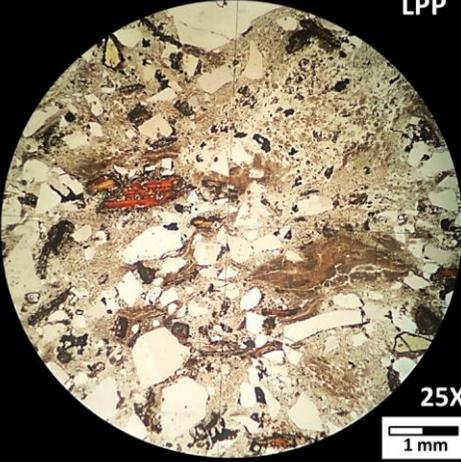
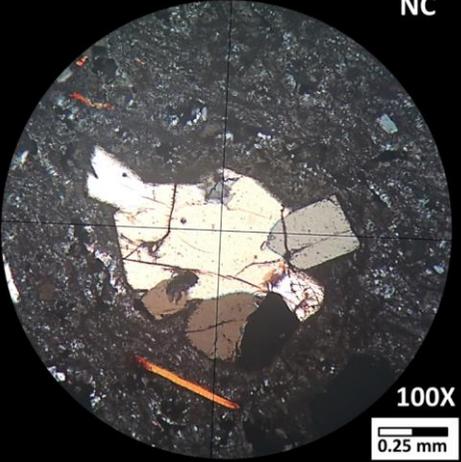
E1R1 - IGNIMBRITA PATAO					
					
<b>COORDENADAS</b>	7.420.306 m N / 622.930 m E 19S - WGS 84				
<b>LOCALIDAD</b>	Camino a laguna Lejía, aproximadamente 8 km al noroeste del volcán Láscar y cercana a la quebrada Talabre				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Rosáceo con tonos grises	<b>ALTERADA</b>	Pardo rosáceo	
<b>GRADO DE ALTERACIÓN</b>	Incipiente		<b>PESO ESPECÍFICO</b>	Moderado a bajo	
<b>ESTRUCTURAS PRIMARIAS</b>	Filosilicatos y anfíbolos se encuentran orientados según sentido del flujo		<b>FÁBRICA</b>	Matriz soportada	
<b>PIROCLASTOS (%)</b>	Lapilli	5	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966)		
Bomba Bloques	0	Ceniza	95	<b>TOBA</b>	
COMPOSICIÓN					
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>
Plagioclasa	15	Volcánicos	1	Masivo	58
Cuarzo	10			Pómez	3
Biotita	8	<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)			
Anfíbol	5	<b>TOBA VÍTREA DE CRISTALES</b>			
<b>OBSERVACIONES</b>	Filosilicatos presentan cristales tanto alargados, como en sección basal, de escaso contenido lítico y plagioclasas de tonalidades blancas grisáceas. Se observan ojos de cuarzo, con fragmentos de pómez aplastados con leve orientación. En afloramiento, se aprecian vetillas de calcita ± epidota.				

<b>E1R1 - IGNIMBRITA PATAO</b>					
<b>LPP</b>		<b>NC</b>			
					
<b>25X</b>					
<b>COORDENADAS</b>	<b>7.420.306 m N / 622.930 m E 19S - WGS 84</b>				
<b>LOCALIDAD</b>	Camino a laguna Lejia, aproximadamente 8 km al noroeste del volcán Láscar				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Rosáceo con tonos grises	<b>ALTERADA</b> Pardo grisáceo		
<b>ESTRUCTURAS</b>	Flujo, con esquirlas y fragmentos de pómez, orientados y deformados, además de cristales de biotita orientados				
<b>INCLUSIONES FLUIDAS</b>	En cuarzo, con escasos patrones definidos y aleatorias		<b>TEXTURA</b> Vitroclástica		
<b>PIROCLASTOS (%)</b>	Lapilli	5	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966) <b>TOBA</b>		
Bomba Bloques	0	Ceniza 95			
<b>COMPOSICIÓN</b>					
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>
Cuarzo	8	Andesita	1	Esquirlas	18
Biotita	4			Pómez	9
Plagioclasa	19			Vidrio Fino	37
Anfíbol	3	<b>METÁLICOS</b>			
Clinopiroxeno	1	Escaso contenido metálico, con evidencias de martitización leve en cristales de Magnetita. Hematita en bordes de cristales de biotita			
<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)			<b>TOBA VÍTREA DE CRISTALES</b>		
<b>OBSERVACIONES.</b> Evidencia de cristales rotos y perforados. Fragmentos de pómez desvitrificadas en forma de abanico y esquirlas de textura axiolítica. Los minerales accesorios observados son zircón, apatito dentro de cuarzo y esfeno.					

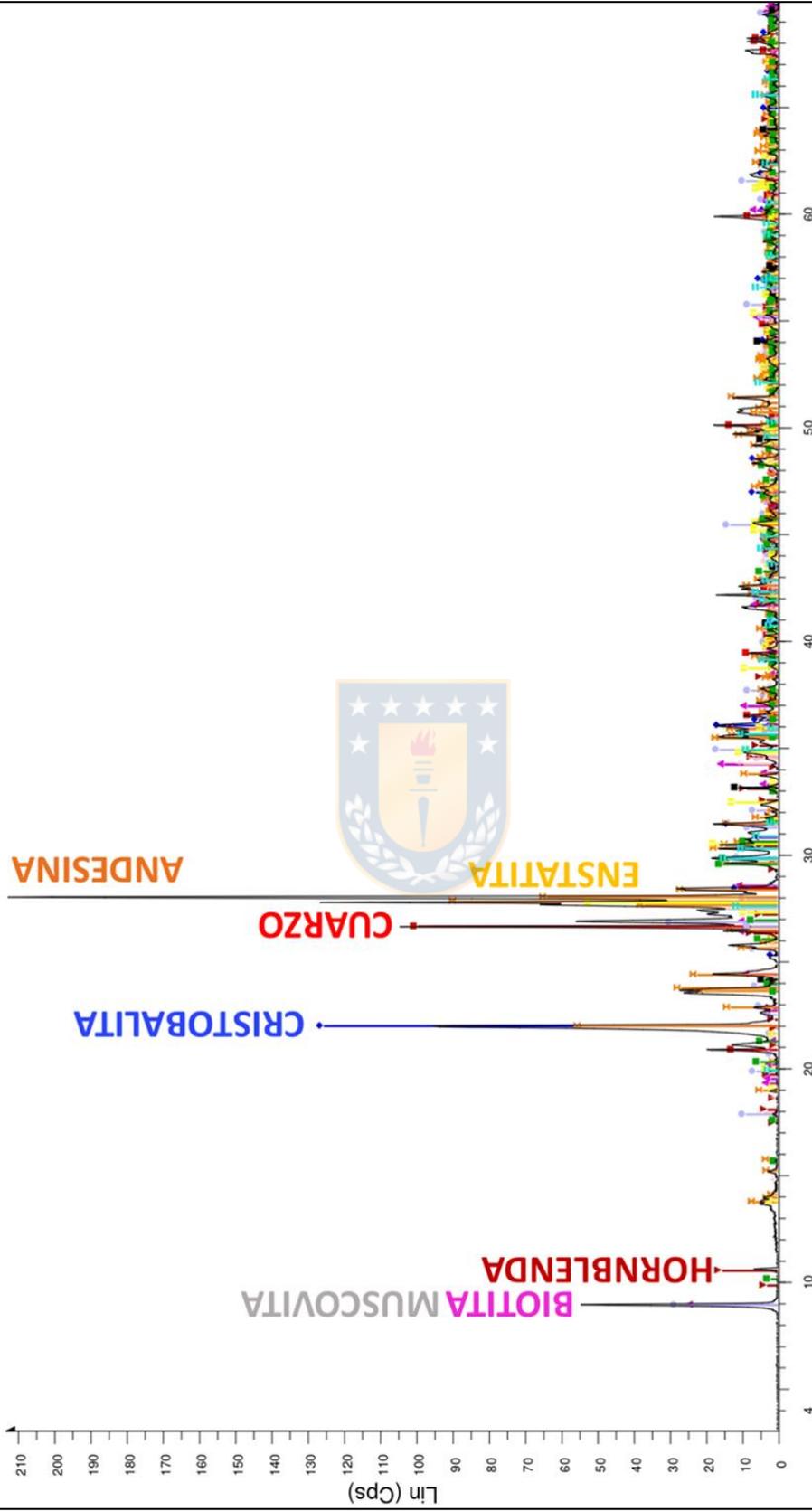
# IGNIMBRITA PATAO (E1R1)



E3R1 - IGNIMBRITA CAJÓN						
						
<b>COORDENADAS</b>		7.397.562 m N / 642.707 m E 19S - WGS 84				
<b>LOCALIDAD</b>		Cercanías de salar de Aguas Calientes, aproximadamente a 10 km al este de laguna Lejía				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>		<b>FRESCA</b>	Grisáceo con tonos rosados	<b>ALTERADA</b>	Pardo anaranjado con tonalidades amarillentas	
<b>GRADO DE ALTERACIÓN</b>		Moderado		<b>PESO ESPECÍFICO</b>	Moderado a bajo	
<b>ESTRUCTURAS PRIMARIAS</b>		Fragmentos de pómez alargados y orientados, como también las micas			<b>FÁBRICA</b>	Matriz soportada
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	22	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966)		
Bomba	0	Ceniza	78	<b>TOBA</b>		
Bloques						
COMPOSICIÓN						
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>	
Plagioclasa	25	Volcánicos	3	Masivo	42	
Cuarzo	15			Pómez	10	
Biotita	4	<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)				
Anfíbol	1	<b>TOBA VÍTREA DE CRISTALES</b>				
<b>OBSERVACIONES</b>	Roca de composición ácida, con ojos de cuarzo. Algunas biotitas se encuentran oxidadas y los fragmentos de pómez con presencia de cristales, además de mala selección. La roca es de fácil disgregación al tacto.					

<b>E3R1 - IGNIMBRITA CAJÓN</b>			
			
<b>COORDENADAS</b>	<b>7.397.562 m N / 642.707 m E 19S - WGS 84</b>		
<b>LOCALIDAD</b>	Cercanías de salar de Aguas Calientes, aproximadamente a 10 km al este de laguna Lejía		
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Grisáceo con tonos rosados	<b>ALTERADA</b> Pardo anaranjado, con tonalidades amarillentas
<b>ESTRUCTURAS</b>	Flujo, con esquirlas y filosilicatos orientados en la matriz		
<b>INCLUSIONES FLUIDAS</b>	Presentes en minerales translúcidos, como cuarzo		<b>TEXTURA</b> Vitroclástica
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	22
Bomba	0	Ceniza	78
Bloques			
<b>COMPOSICIÓN</b>			
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>
Cuarzo	17	Andesita	2
Biotita	5		
Plagioclasa	22		
Anfibol	3	<b>METÁLICOS</b>	
Clinopiroxeno		Hematita dispersa en la matriz desvitrificada y en bordes de minerales máficos. En general, presentan formas bastante redondeadas. Localmente se observa martitización en magnetita.	
Ortopiroxeno	1		
<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL (Schmidt, 1981)</b>		<b>TOBA VÍTREA DE CRISTALES</b>	
<b>OBSERVACIONES.</b> Cuarzo con embahiamiento local y cristales rotos o perforados. Esquirlas y matriz vítrea desvitrificadas con formas plumosas. Accesorios como esfeno y apatito en plagioclasa, con pómez desvitrificada en forma de esferulitas.			

# IGNIMBRITA CAJÓN (E3R1)



2-Theta - Scale

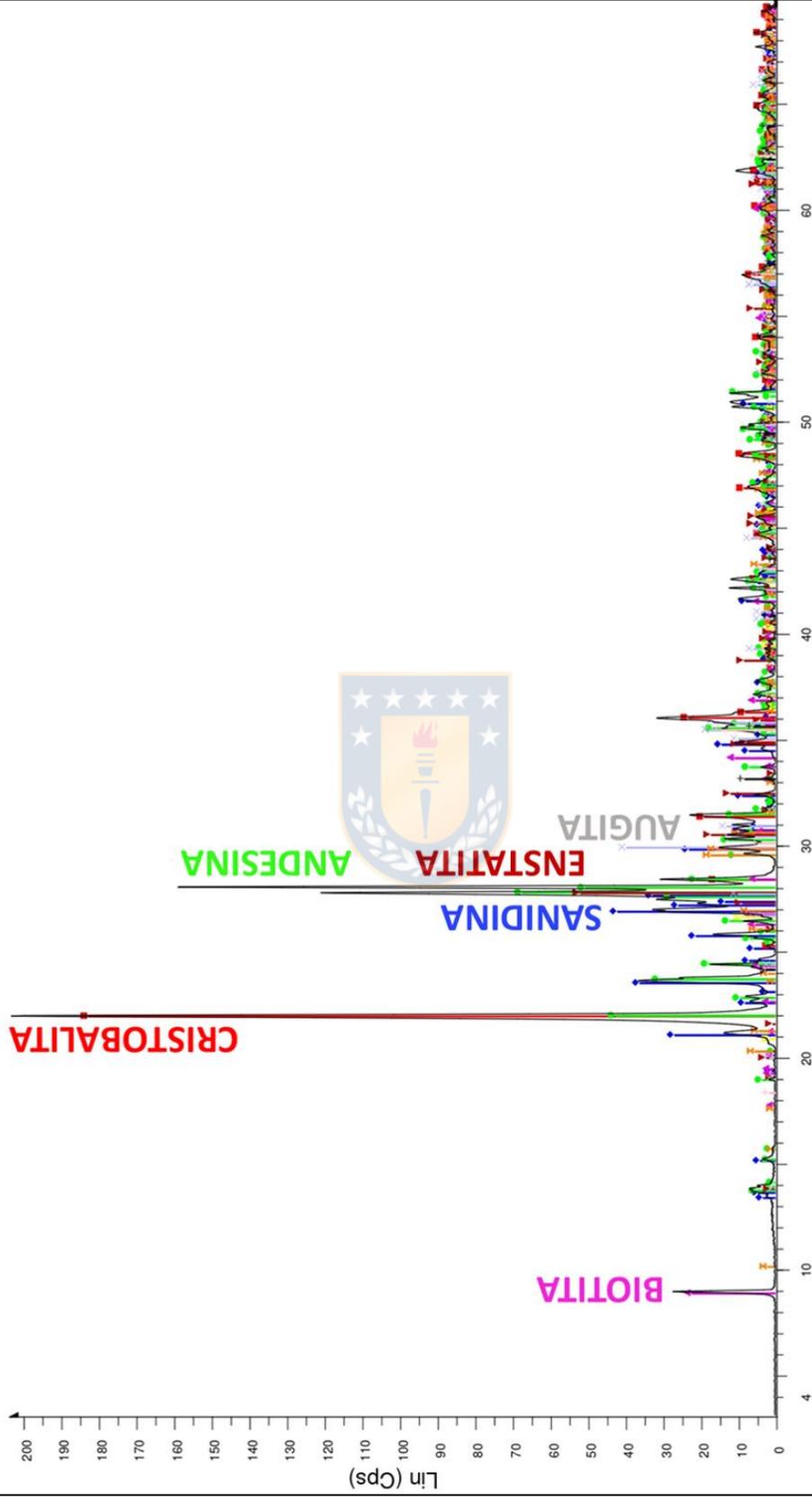
- 01-083-1938 (C) - Andesina - Na0.622Ca0.368Al1.29Si2.71O8 - Triclinic - Y: 41.60 % - WL: 1.5406 - a: 8.17800
- 01-071-1062 (C) - Hornblenda - K.3Na.5Ca1.7Mg3.6Fe1.1Fe.5Ti.2Al1.9Si6.4O22(OH) - Monoclinic - Y: 7.15 % - WL: 1.5406 - a: 5.19000 - b: 16.10000 - c: 10.10000 - beta: 90.00000
- 00-006-0263 (I) - Muscovite-2M1 - KAl2(Si3Al)O10(OH)F2 - Monoclinic - Y: 13.57 % - WL: 1.5406 - a: 5.19000 - b: 16.10000 - c: 10.10000 - beta: 90.00000
- 01-088-2191 (C) - Biotite 1M, titanian - (K1.88Na0.12)(Mg4.67Fe0.5Ti1.83)(Al2.12Si5.89O20)O2F2 - Monoclinic - Y: 56.87 % - WL: 1.5406 - a: 4.97800 - b: 4.97800 - c: 10.10000 - beta: 90.00000
- 01-082-1403 (C) - Cristobalite beta, syn - SiO2 - Tetragonal - Y: 56.87 % - WL: 1.5406 - a: 4.97800 - b: 4.97800 - c: 10.10000 - beta: 90.00000
- 01-085-0798 (C) - Quartz - SiO2 - Hexagonal - Y: 46.69 % - WL: 1.5406 - a: 4.91400 - b: 4.91400 - c: 5.40500 - a1: 120.00000
- 01-087-0253 (C) - Titanite - CaTi(SiO4)O - Monoclinic - Y: 6.67 % - WL: 1.5406 - a: 7.06710 - b: 8.71680 - c: 6.56
- 01-087-1166 (C) - Hematite - Fe2O3 - Rhombo.H.axes - Y: 5.01 % - WL: 1.5406 - a: 5.03530 - b: 5.03530 - c: 13.00000 - alpha: 120.00000
- 01-079-0324 (C) - Lead apatite (Ge, Cr), syn - Pb5(GeO4)2(CrO4) - Hexagonal - Y: 7.06 % - WL: 1.5406 - a: 10.00000 - c: 10.00000
- 00-024-0203 (I) - Augite - Ca(Mg,Fe)Si2O6 - Monoclinic - Y: 6.47 % - WL: 1.5406 - a: 9.75500 - b: 8.92800 - c: 5.20000 - beta: 90.00000
- 01-086-0434 (C) - Enstatite - Mg2(Si2O6) - Orthorhombic - Y: 24.03 % - WL: 1.5406 - a: 9.30600 - b: 8.88600 - c: 6.56



E4R1 - IGNIMBRITA TUYAJTO					
					
<b>COORDENADAS</b>	7.399.707 m N / 635.253 m E 19S - WGS 84				
<b>LOCALIDAD</b>	Aproximadamente 2 km al este de laguna Lejia en la ruta B-357				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Pardo rojizo	<b>ALTERADA</b>	Pardo grisáceo	
<b>GRADO DE ALTERACIÓN</b>	Moderado a incipiente		<b>PESO ESPECÍFICO</b>	Moderado	
<b>ESTRUCTURAS PRIMARIAS</b>	Filosilicatos ligeramente orientados según dirección del flujo		<b>FÁBRICA</b>	Matriz soportada	
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	5	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966)	
Bomba Bloques	0	Ceniza	95		
<b>COMPOSICIÓN</b>					
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>
Plagioclasa	15	Volcánicos	2	Masivo	76
Cuarzo	1			Pómez	1
Biotita	3	<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)			
Piroxeno	2	<b>TOBA VÍTREA</b>			
<b>OBSERVACIONES</b>	Fragmentos de pómez con cristales y abundantes fenocristales de plagioclasa. Bajo grado de soldamiento, con biotitas que se encuentran moderadamente oxidadas. La muestra se obtiene cerca de 50 m del camino y se observa lajamiento en este afloramiento y es adyacente a unidades andesíticas.				

E4R1 - IGNIMBRITA TUYAJTO					
					
LPP		NC			
25X		1 mm			
<b>COORDENADAS</b>	7.399.707 m N / 635.253 m E 19S - WGS 84				
<b>LOCALIDAD</b>	Aproximadamente 2 km al este de laguna Lejia en la ruta B-357				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Pardo rojizo	<b>ALTERADA</b>	Pardo grisáceo	
<b>ESTRUCTURAS</b>	Flujo, con esquirlas orientadas rodeando cristales. Los filosilicatos no presentan alguna orientación preferencial				
<b>INCLUSIONES FLUIDAS</b>	En plagioclasa, bifásica tipo I (Nash, 1976) y primaria, en torno a zonación del cristal			<b>TEXTURA</b>	Vitroclástica
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	5	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966) <b>TOBA</b>	
Bomba Bloques	0	Ceniza	95		
COMPOSICIÓN					
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>
Plagioclasa	18	Andesita	1	Esquirlas	44
Biotita	3			Vidrio fino	30
Cuarzo	2				
Ortopiroxeno	1	<b>METÁLICOS</b>			
Clinopiroxeno	1	Hematitas con formas redondeadas y bordes oxidados (goethita - limonita). Martitización leve a moderada.			
<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)			<b>TOBA VÍTREA</b>		
<b>OBSERVACIONES.</b> Algunos cristales se encuentran rotos y en los minerales accesorios se distingue zircón. Localmente, se evidencia relleno de calcita en fracturas y poros, además de clorita. Esquirlas y pómez desvitrificadas en forma de mosaico.					

# IGNIMBRITA TUYAJTO (E4R1)



[X] L1E4R1 - File: L1E4R1.RAW - Type: Locked Coupled - Start: 3.071 ° - End: 69.988 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 01-078-1392 (C) - Augite - Ca(Mg0.70Al0.30)(Si1.70Al0.30)O6 - Monoclinic - Y: 19.42 % - WL: 1.5406 - a 9.71  
 Operations: Displacement -0.125 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 0.977-1.000 | Import  
 [D] 01-075-1191 (C) - Sandine, syn - K(AlSi3O8) - Monoclinic - Y: 20.62 % - WL: 1.5406 - a 8.56420 - b 13.09000 -  
 [B] 01-076-0935 (C) - Cristobalite low - SiO2 - Tetragonal - Y: 89.80 % - WL: 1.5406 - a 4.97870 - b 4.97870 - c 6.9  
 [G] 01-079-1149 (C) - Andesine - Na49Ca49(Al1.488Si2.506O8) - Triclinic - Y: 33.07 % - WL: 1.5406 - a 8.1790  
 [V] 01-088-2192 (C) - Biotite 1M, titanium barian - (K1.8Na0.15Ba0.05)(Mg3.26Fe2T10.74)(Al2.5Si5.5O20)O1.85(O  
 [M] 01-086-0494 (C) - Enstatite - Mg2(Si2O6) - Orthorhombic - Y: 25.44 % - WL: 1.5406 - a 9.30600 - b 8.88600 - c  
 [H] 01-087-2096 (C) - Quartz - SiO2 - Hexagonal - Y: 4.41 % - WL: 1.5406 - a 4.91270 - b 4.91270 - c 5.40450 - alp



ANDESINA

ENSTATITA

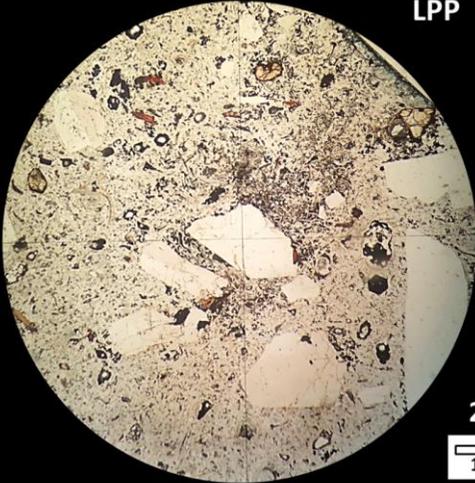
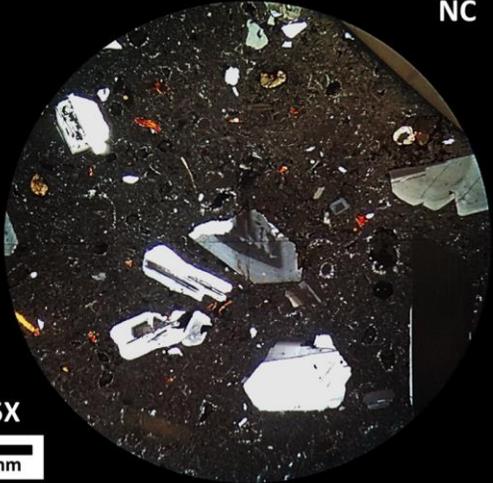
SANDININA

AUGITA

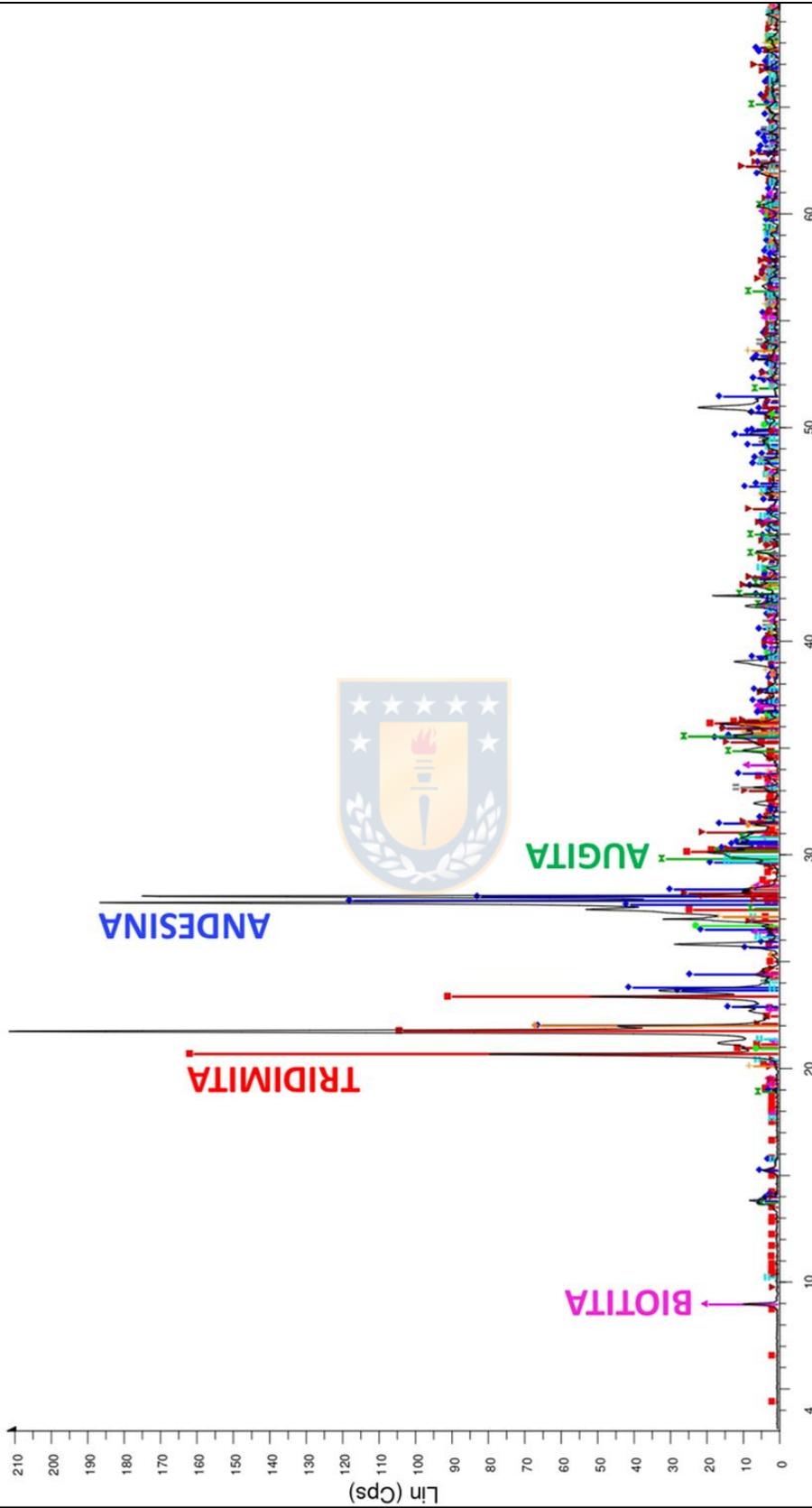
CRISTOBALITA

BIODITA

F2R2 - IGNIMBRITA PATAO						
						
<b>COORDENADAS</b>		7.435.400 m N / 601.714 m E 19S - WGS 84				
<b>LOCALIDAD</b>		Próximo al pueblo de Toconao, salar de Atacama				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>		<b>FRESCA</b>	Gris blanquecino	<b>ALTERADA</b>	Pardo anaranjado terroso	
<b>GRADO DE ALTERACIÓN</b>		Moderado		<b>PESO ESPECÍFICO</b>	Moderado	
<b>ESTRUCTURAS PRIMARIAS</b>		No presenta en general, sino más bien disposición aleatoria de componentes			<b>FÁBRICA</b>	Matriz soportada
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	10	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966)		
Bomba	0	Ceniza	90	<b>TOBA</b>		
Bloques						
COMPOSICIÓN						
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>	
Plagioclasa	15	Volcánicos	1	Masivo	76	
Biotita	4			Pómez	1	
Cuarzo	3	<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)				
<b>TOBA VÍTREA</b>						
<b>OBSERVACIONES</b>		Roca con escasos minerales y líticos. Las biotitas poseen sección basal y se tornan oxidadas. Alteración supérgena moderada de color pardo rojizo y de difícil disgregación al tacto.				

F2R2 - IGNIMBRITA PATAO			
			
LPP		NC	
25X		1 mm	
<b>COORDENADAS</b>	7.435.400 m N / 601.714 m E 19S - WGS 84		
<b>LOCALIDAD</b>	Próximo al pueblo de Toconao, salar de Atacama		
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Gris blanquecino	<b>ALTERADA</b> Pardo anaranjado terroso
<b>ESTRUCTURAS</b>	Aspecto fluidal y caótico, con esquirlas soldadas y desvitrificadas		
<b>INCLUSIONES FLUIDAS</b>	Abundantes en cuarzo y plagioclasa, del tipo bifásica rica en fase fluida		<b>TEXTURA</b> Vitroclástica
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	10
Bomba	0	Ceniza	90
Bloques			
<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL (Fisher, 1966)</b>			
<b>TOBA</b>			
<b>COMPOSICIÓN</b>			
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>
Plagioclasa	10	Andesita	1
Biotita	2		
Ortopiroxeno	2		
Cuarzo	1		
Clinopiroxeno	± 1		
		<b>METÁLICOS</b>	
		Hematita en la matriz y rellenando espacios, además de magnetita que exhibe martitización. En general, los cristales se observan con formas redondeadas	
<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL (Schmidt, 1981)</b>		<b>TOBA VÍTREA</b>	
<b>OBSERVACIONES.</b> Esquirlas se observan claramente y se disponen desvitrificadas, al igual que numerosas pómez. Como minerales accesorios se reconocen inclusiones de apatito en plagioclasa.			

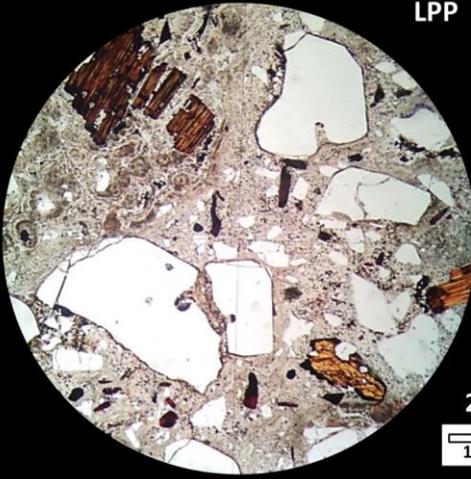
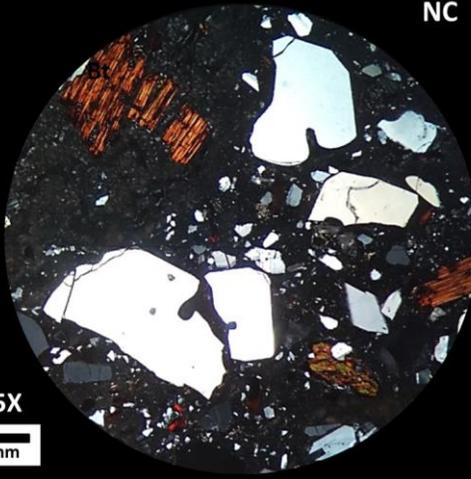
# IGNIMBRITA PATAO (F2R2)



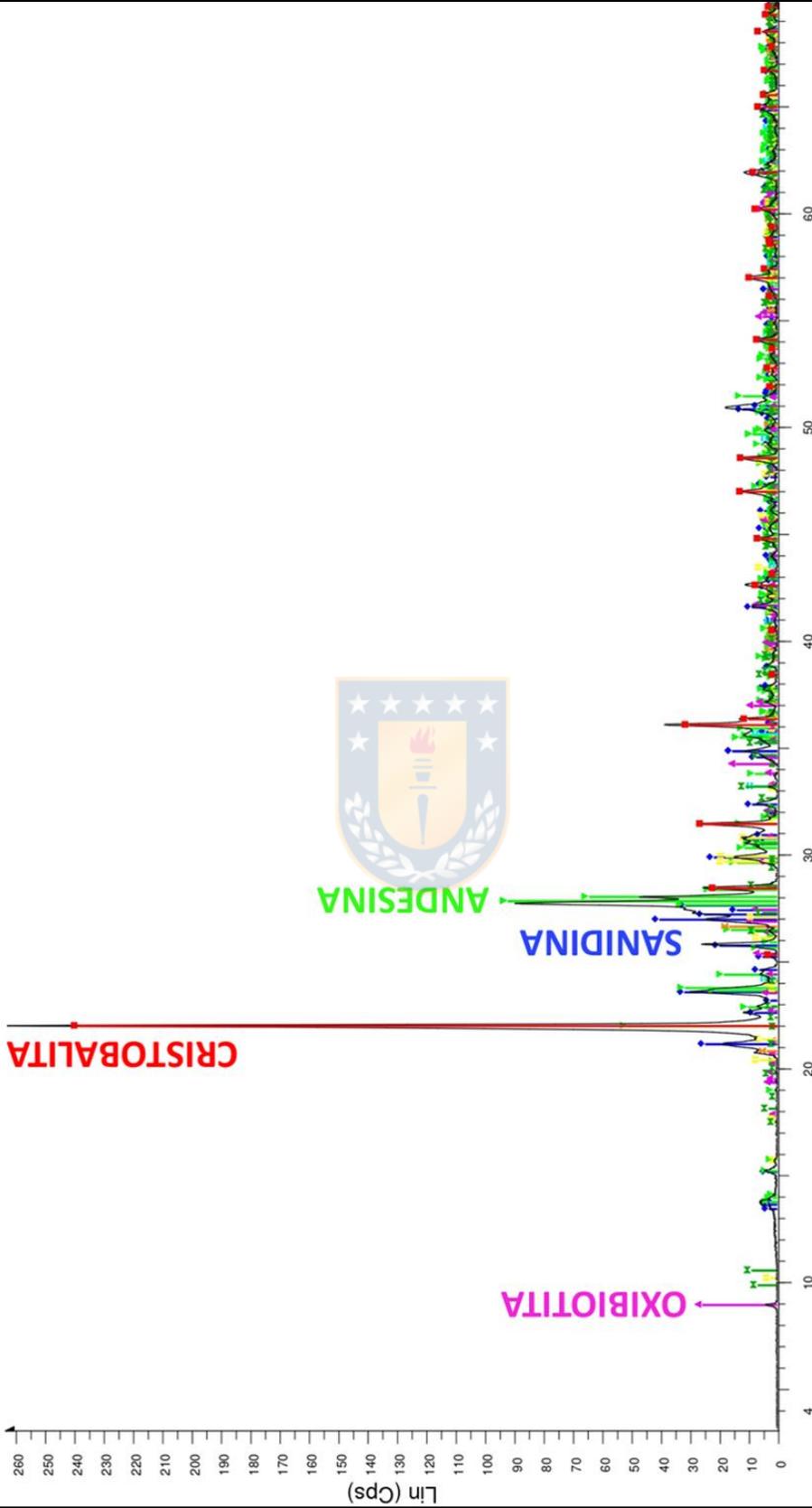
2-Theta - Scale

- 01-071-0261 (C) - Tridymite - SiO<sub>2</sub> - Triclinic - Y: 75.79 % - WL: 1.5406 - a 9.93200 - b 17.21600 - c 81.86400 -  
■ 01-083-1939 (C) - Andesine - Na<sub>0.685</sub>Ca<sub>0.347</sub>Al<sub>1.465</sub>Si<sub>2.540</sub>O<sub>8</sub> - Triclinic - Y: 55.07 % - WL: 1.5406 - a 8.17800 -  
■ 01-085-0930 (C) - Quartz - SiO<sub>2</sub> - Hexagonal - Y: 9.98 % - WL: 1.5406 - a 4.91100 - b 4.91100 - c 5.40700 - alp  
■ 01-088-1901 (C) - Biotite 1M Ti-rich - K(Mg<sub>1.76</sub>Fe<sub>7.71</sub>Al<sub>1.08</sub>Si<sub>2.92</sub>O<sub>10</sub>)(OH)<sub>4</sub>F<sub>56</sub>O - Monoclinic - Y: 8.86  
■ 01-088-1911 (C) - Enstatite ferroan - (Mg<sub>1.562</sub>Fe<sub>0.438</sub>)Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub> - Orthorhombic - Y: 11.44 % - WL: 1.5406 - a 18.2  
■ 00-024-0201 (I) - Augite - Ca(Fe,Mg)Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub> - Monoclinic - Y: 14.41 % - WL: 1.5406 - a 9.78500 - b 8.96500 - c 5.
- 01-076-0935 (C) - Cristobalite low - SiO<sub>2</sub> - Tetragonal - Y: 30.90 % - WL: 1.5406 - a 4.97870 - b 4.97870 - c 6.9  
■ 01-089-0596 (C) - Hematite, syn - Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - Rhombo.H.axes - Y: 4.74 % - WL: 1.5406 - a 5.03700 - b 5.03700 - c  
■ 01-079-0323 (C) - Lead apatite (Ge), syn - Pb<sub>5</sub>(GeO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(SO<sub>4</sub>) - Hexagonal - Y: 5.94 % - WL: 1.5406 - a 10.0580  
■ 01-083-1376 (C) - Zircon - ZrSiO<sub>4</sub> - Tetragonal - Y: 7.04 % - WL: 1.5406 - a 6.58490 - b 6.58490 - c 5.96930 - al
- File: L\F2R2.RAW - Type: Locked Coupled - Start: 3.030 ° - End: 69.954 ° - Step: 0.020 ° - Step time:  
 Operations: Displacement -0.052 | Smooth 0.032 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.00  
 Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.00

F8R1 - IGNIMBRITA TOCONAO					
					
<b>COORDENADAS</b>	7.435.041 m N / 603.062 m E 19S - WGS 84				
<b>LOCALIDAD</b>	Aledaña al poblado de Toconao en el sitio arqueológico valle del Jeré, salar de Atacama				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Gris blanquecino	<b>ALTERADA</b>	Pardo anaranjado	
<b>GRADO DE ALTERACIÓN</b>	Moderado a bajo		<b>PESO ESPECÍFICO</b>	Moderado	
<b>ESTRUCTURAS PRIMARIAS</b>	Pómez levemente alargadas y orientadas según dirección del flujo			<b>FÁBRICA</b>	Matriz soportada
<b>PIROCLASTOS (%)</b>	Lapilli		27	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966)	
Bomba Bloques	0	Ceniza	73	<b>TOBA DE LAPILLI</b>	
COMPOSICIÓN					
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>
Cuarzo	5	Toba	4	Masivo	70
Plagioclasa	2	Volcánicos	2	Pómez	16
Biotita	1	<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)			
<b>TOBA VÍTREA</b>					
<b>OBSERVACIONES</b>	Roca porosa de grano fino, con rápida absorción de agua. Matriz alterada a arcilla de forma incipiente y cristales de biotita oxidados. Roca dura al martillar, con líticos pequeños de composición andesítica y pómez con aspecto fibroso. Uso de esta roca para la construcción en Toconao.				

F8R1 - IGNIMBRITA TOCONAO						
				25X 		
<b>COORDENADAS</b>		7.435.041 m N / 603.062 m E 19S - WGS 84				
<b>LOCALIDAD</b>		Aledaña al poblado de Toconao en el valle del Jeré, salar de Atacama				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>		<b>FRESCA</b>	Gris blanquecino	<b>ALTERADA</b>	Pardo anaranjado	
<b>ESTRUCTURAS</b>		Flujo, con fragmentos de pómez alargados y aplastados, orientados en una misma dirección				
<b>INCLUSIONES FLUIDAS</b>		Pocas en cuarzo, bifásica tipo I (Nash, 1976)			<b>TEXTURA</b>	Vitroclástica
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	27	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966)		
Bomba	0	Ceniza	73	<b>TOBA DE LAPILLI</b>		
Bloques						
COMPOSICIÓN						
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>	
Cuarzo	12	—	—	Vidrio fino	33	
Biotita	4			Pómez	22	
Plagioclasa	10			Esquirlas	18	
Anfíbol	1	<b>METÁLICOS</b>				
Escaso contenido metálico, con hematita de cristales bien desarrollados, alargados y aciculares, dispersos en la matriz. Se observa martitización en algunos granos						
<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)				<b>TOBA VÍTREA</b>		
<b>OBSERVACIONES.</b> Cristales de cuarzo presentan embahiamiento y los fragmentos pómez exhiben desvitrificación en forma de abanico. Se observan esquirlas y apatito en plagioclasa, como mineral accesorio. Pómez con minerales y esquirlas.						

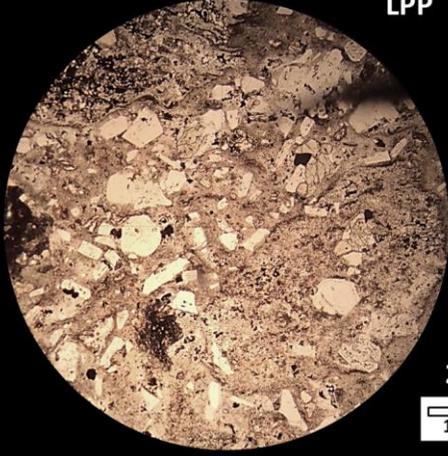
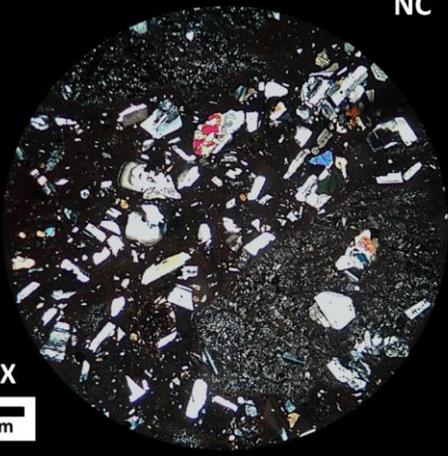
# IGNIMBRITA TOCONAO (F8R1)



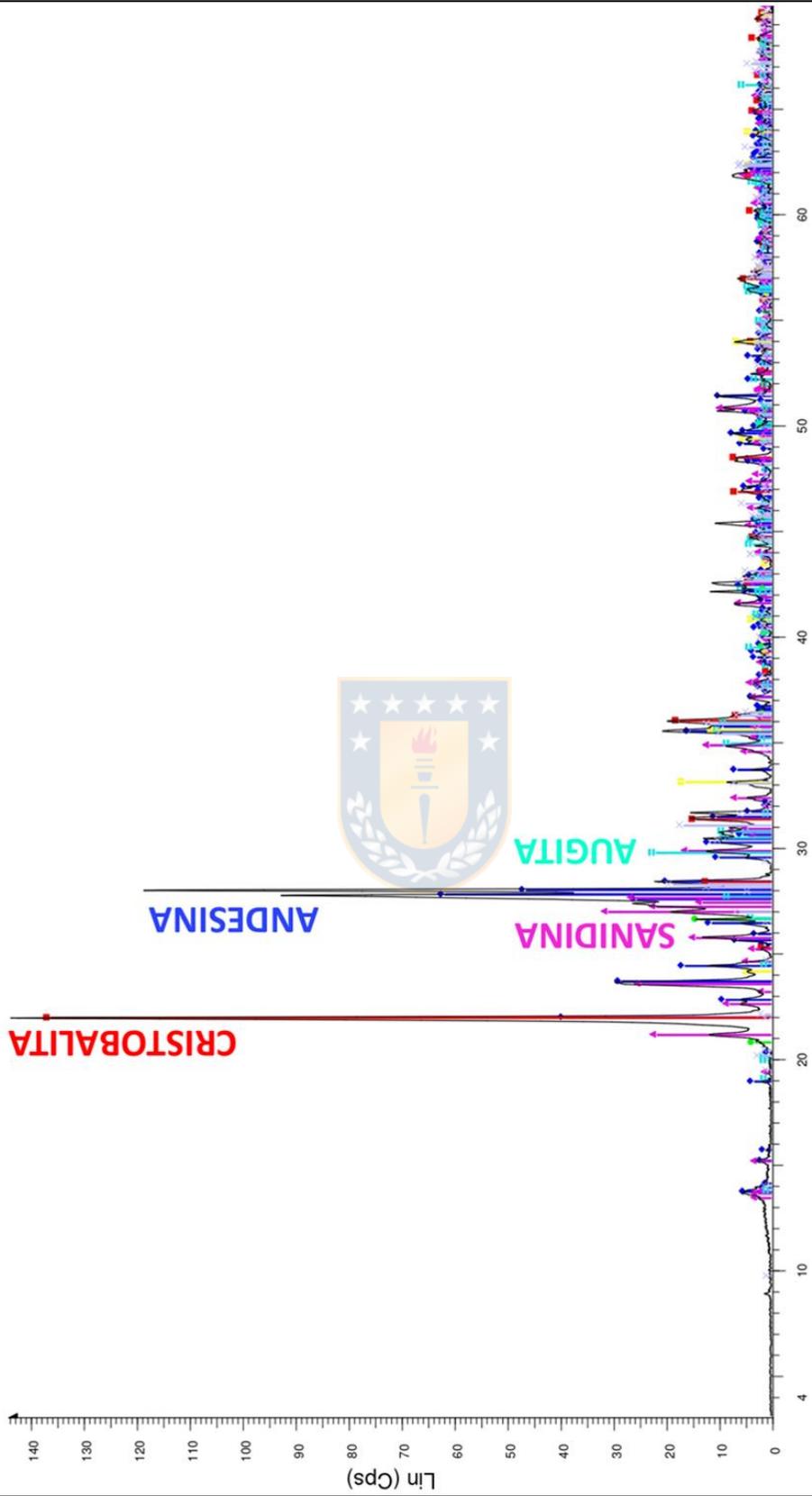
2-Theta - Scale

**[XRD]** L1 F8 R1 - File: L1 F8 R1.RAW - Type: Locked Coupled - Start: 3.059 ° - End: 69.978 ° - Step: 0.020 ° - Step II  
 Operations: Displacement -0.104 | Displacement -0.073 | Smooth 0.032 | Strip KAlpha2 0.500 | Background 0.97  
 [Red] 01-082-1403 (C) - Cristobalite beta, syn - SiO2 - Tetragonal - Y: 90.62 % - WL: 1.5406 - a 4.97800 - b 4.97800 -  
 [Blue] 01-071-1544 (C) - Sanidine low - KAlSi3O8 - Monoclinic - Y: 15.24 % - WL: 1.5406 - a 6.53900 - b 13.01500 - c  
 [Green] 01-083-1939 (C) - Andesine - Na0.685Ca0.347Al1.46Si2.54O8 - Triclinic - Y: 34.90 % - WL: 1.5406 - a 8.17800  
 [Purple] 01-088-2070 (C) - Oxibiotite 2M1 - K(Mg0.612Fe0.2Al0.188)(Mg0.513Al0.023Fe0.296Ti0.168)2(Si2.84Al1 - Mo  
 [Orange] 01-088-2487 (C) - Quartz low - SiO2 - Hexagonal - Y: 6.17 % - WL: 1.5406 - a 4.93000 - b 4.93000 - c 5.38500 -  
 [Yellow] 01-079-0323 (C) - Lead apatite (Ge), syn - Pb5(GeO4)2(SO4) - Hexagonal - Y: 6.81 % - WL: 1.5406 - a 10.0580

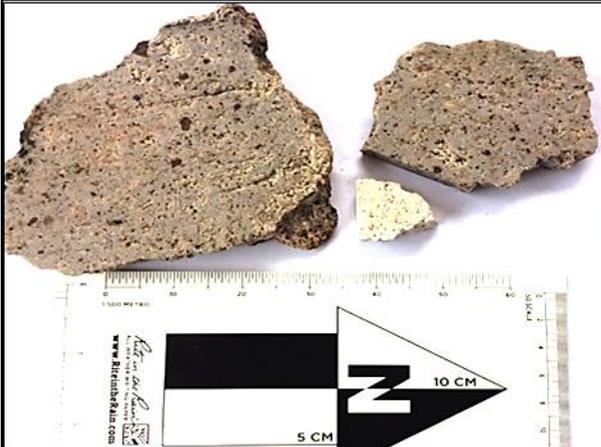
G2R1 - IGNIMBRITA TUYAJTO						
						
<b>COORDENADAS</b>		7.353.664 m N / 636.052 m E 19S - WGS 84				
<b>LOCALIDAD</b>		Camino al paso internacional Sico por ruta 27 CH, aledaño al salar de Aguas Calientes				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>		<b>FRESCA</b>	Rojizo rosáceo claro	<b>ALTERADA</b>	Rojizo	
<b>GRADO DE ALTERACIÓN</b>		Bajo, poco contraste entre superficie alterada y fresca		<b>PESO ESPECÍFICO</b>	Moderado a bajo	
<b>ESTRUCTURAS PRIMARIAS</b>		Pómez alargadas y orientadas según sentido de flujo. Volcánicos angulosos			<b>FÁBRICA</b>	Matriz soportada
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	30	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966)		
Bomba	0	Ceniza	70	<b>TOBA DE LAPILLI</b>		
<b>COMPOSICIÓN</b>						
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>	
Plagioclasa	6	Volcánicos	13	Masivo	61	
Biotita	2			Pómez	15	
Anfíbol	2	<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)				
Cuarzo	1	<b>TOBA VÍTREA</b>				
<b>OBSERVACIONES</b>	Importante contenido de líticos volcánicos (andesíticos) con ligero magnetismo y pómez. Cristales muy pequeños en la matriz y epidotización local en alguna pómez. Roca dura al utilizar el martillo. Líticos mayormente tamaño lapilli y la roca resulta de difícil disgregación al tacto.					

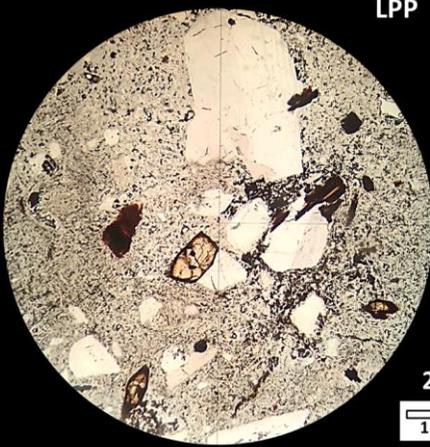
G2R1 - IGNIMBRITA TUYAJTO					
				25X 1 mm	
<b>COORDENADAS</b>	7.353.664 m N / 636.052 m E 19S - WGS 84				
<b>LOCALIDAD</b>	Camino al paso internacional Sico por ruta 27 CH, aledaño al salar de Aguas Calientes				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Rojizo rosáceo claro	<b>ALTERADA</b>	Rojizo	
<b>ESTRUCTURAS</b>	Localmente de flujo, con fragmentos de pómez alargados y elongados				
<b>INCLUSIONES FLUIDAS</b>	En plagioclasas, bifásicas tipo I (Nash, 1976)			<b>TEXTURA</b>	Vitroclástica
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	30	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966) <b>TOBA DE LAPILLI</b>	
Bomba Bloques	0	Ceniza	70		
COMPOSICIÓN					
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>
Plagioclasa	15	Andesita	9	Vidrio fino	32
Ortopiroxeno	4	Otros (ígneos)	4	Pómez	32
Clinopiroxeno	3	<b>METÁLICOS</b> Hematita espacialmente asociada con ortopiroxeno o cúmulos de cristales. También bordeando minerales máficos y líticos oxidados. No se observa martitización			
Cuarzo	1				
<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)				<b>TOBA VÍTREA</b>	
<b>OBSERVACIONES.</b> Fragmentos de pómez desvitrificados, con aspecto plumoso y de esferulitas. La roca casi no presenta biotita o anfíbol, con una matriz de aspecto oxidado. Minerales accesorios de apatito en plagioclasa, escaso cuarzo y cristales rotos.					

# IGNIMBRITA TUYAJTO (G2R1)

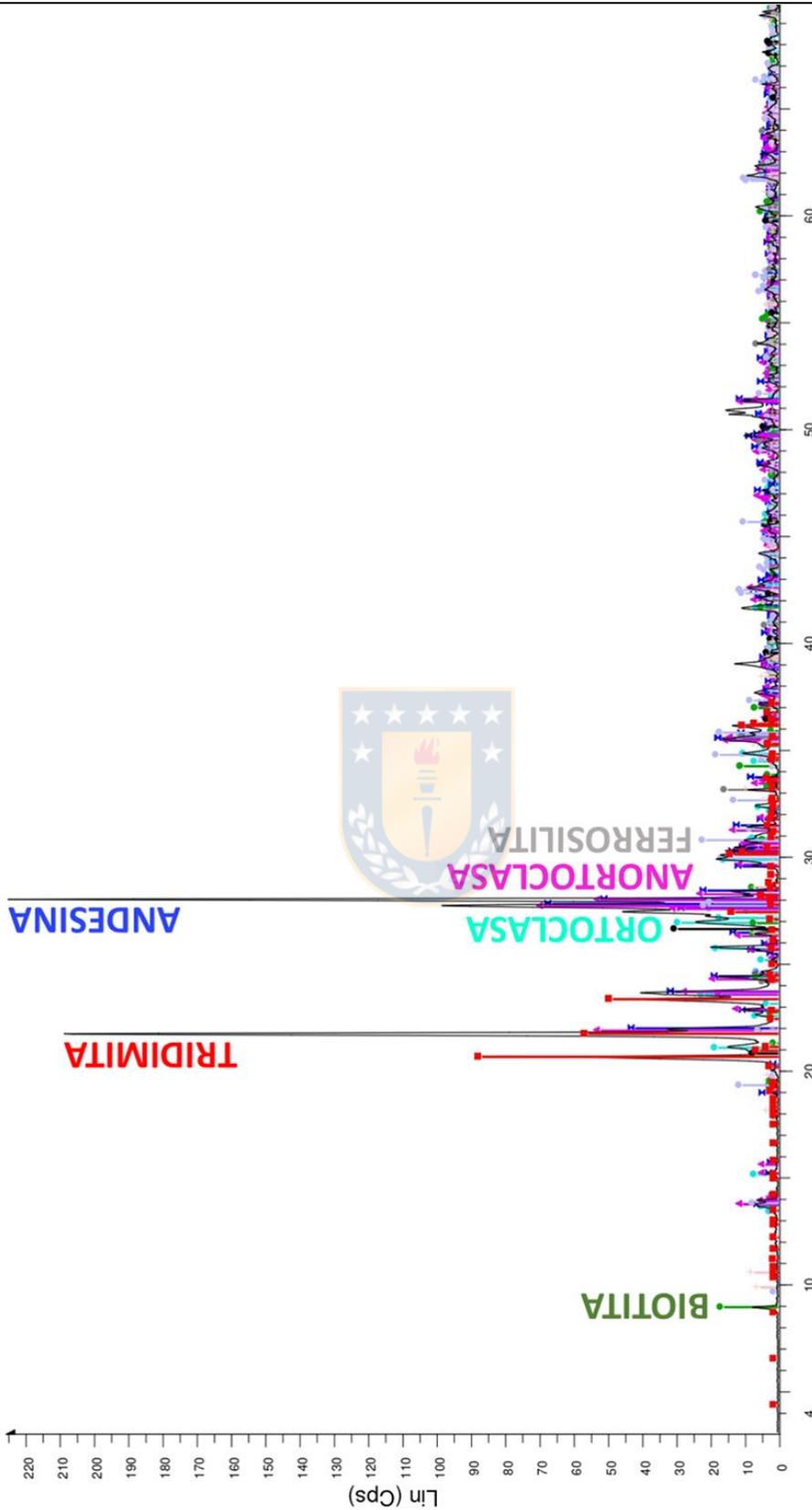


L1G2R1 - File: L1G2R1.RAW - Type: Locked Coupled - Start: 3.042 ° - End: 69.964 ° - Step: 0.020 ° - Step time  
 Operations: Displacement -0.073 | Smooth 0.020 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 0.977 | 1.00  
 01-079-1149 (C) - Andesine - Na<sub>2</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub> - Triclinic - Y: 42.80 % - WL: 1.5406 - a 8.1790  
 01-076-0935 (C) - Cristobalite low - SiO<sub>2</sub> - Tetragonal - Y: 94.61 % - WL: 1.5406 - a 4.97870 - b 4.97870 - c 6.9  
 01-088-2487 (C) - Quartz low - SiO<sub>2</sub> - Hexagonal - Y: 9.37 % - WL: 1.5406 - a 4.93000 - b 4.93000 - c 5.38500 -  
 01-086-0682 (C) - Sanidine - (K<sub>0.831</sub>Na<sub>0.169</sub>)AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> - Monoclinic - Y: 21.32 % - WL: 1.5406 - a 8.53100 - b  
 01-076-0544 (C) - Augite - Ca<sub>0.61</sub>Mg<sub>0.76</sub>Fe<sub>0.49</sub>(SiO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> - Monoclinic - Y: 15.06 % - WL: 1.5406 - a 9.72600 - b  
 01-089-0596 (C) - Hematite, syn - Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - Rhombo. H.axes - Y: 11.21 % - WL: 1.5406 - a 5.03700 - b 5.03700 -

<b>G4R1 - IGNIMBRITA PATAO</b>					
					
<b>COORDENADAS</b>	<b>7.377.351 m N / 620.733 m E 19S - WGS 84</b>				
<b>LOCALIDAD</b>	5 km al oeste de la laguna Miscanti, próximo a ruta 23 CH que conduce al paso internacional Sico				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Grisáceo claro	<b>ALTERADA</b>	Café terroso	
<b>GRADO DE ALTERACIÓN</b>	Incipiente a moderado		<b>PESO ESPECÍFICO</b>	Moderado	
<b>ESTRUCTURAS PRIMARIAS</b>	Filosilicatos sin orientación preferencial y pómez ligeramente deformadas		<b>FÁBRICA</b>	Matriz soportada	
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	10	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966)  <b>TOBA</b>	
Bomba Bloques	0	Ceniza	90		
<b>COMPOSICIÓN</b>					
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>
Plagioclasa	25	Volcánicos	3	Masivo	50
Cuarzo	8			Pómez	9
Biotita	4	<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)			
Anfíbol	1	<b>TOBA VÍTREA DE CRISTALES</b>			
<b>OBSERVACIONES</b>	Biotitas se encuentran oxidadas y localmente exhiben sección basal. Plagioclasas tabulares y de tonalidades verdosas, además de cuarzo anhedral con formas redondeadas. Roca de difícil disgregación al tacto.				

G4R1 - IGNIMBRITA PATAO					
				25X 1 mm	
<b>COORDENADAS</b>	7.377.351 m N / 620.733 m E 19S - WGS 84				
<b>LOCALIDAD</b>	5 km al oeste de la laguna Miscanti, próximo a ruta 23 CH que conduce al paso internacional Sico				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Grisáceo claro		<b>ALTERADA</b>	Café terroso
<b>ESTRUCTURAS</b>	Disposición caótica con aspecto fluidal y fragmentos de pómez alargados de manera incipiente				
<b>INCLUSIONES FLUIDAS</b>	Escasas y bifásicas tipo I (Nash, 1976). Patrón lineal en cristal de cuarzo.			<b>TEXTURA</b>	Vitroclástica
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	10	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966)	
Bomba Bloques	0	Ceniza	90	<b>TOBA</b>	
COMPOSICIÓN					
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>
Plagioclasa	19	—	—	Esquirlas	50
Cuarzo	2			Vidrio fino	15
Ortopiroxeno	2			Pómez	10
Anfíbol	1	<b>METÁLICOS</b>			
Biotita	1	Hematita con formas alargadas y algo tabulares, presentes en los bordes de los cristales de anfíbol. Se observan coronas de reacción en minerales máficos de goethita/limonita.			
<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)				<b>TOBA VÍTREA</b>	
<b>OBSERVACIONES.</b> Gran cantidad de material vítreo en comparación con cristales. Se distinguen esquirlas con un importante grado de desvitricación de aspecto lamelar y esferulítico. Cristales rotos de plagioclasa y vidrio de color muy claro.					

# IGNIMBRITA PATAO (G4R1)

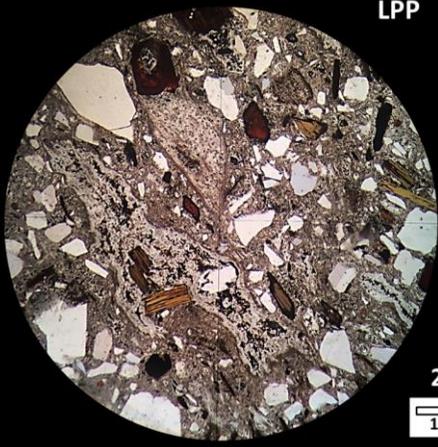
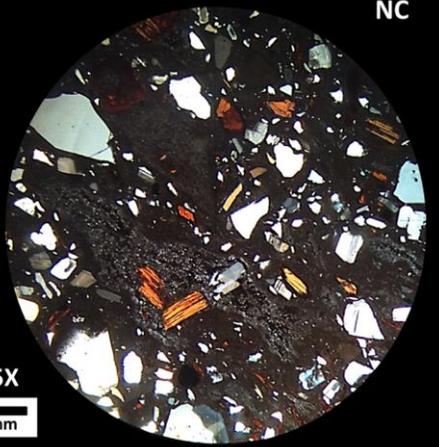


File: L1G4R1.RAW - Type: Locked Coupled - Start: 3.018 ° - End: 69.944 ° - Step: 0.020 ° - Step time 01-088-2487 (C) - Quartz low - SiO2 - Hexagonal - Y: 12.91 % - WL: 1.5406 - a 4.93000 - b 4.93000 - c 5.38500  
Operations: Background 1.202, 1.000 | Smooth 0.032 | Displacement -0.031 | Smooth 0.044 | Strip kAlpha2 0.50  
01-071-0261 (C) - Tridymite - SiO2 - Tridimite - Y: 38.33 % - WL: 1.5406 - a 9.93200 - b 17.21600 - c 81.86400 -  
01-075-1190 (C) - Orthoclase - K(AlSi3)O8 - Monoclinic - Y: 12.46 % - WL: 1.5406 - a 8.56160 - b 12.99620 - c  
01-079-1149 (C) - Andesine - Na499Ca491(Al1488Si2506O8) - Triclinic - Y: 29.25 % - WL: 1.5406 - a 8.1790  
01-075-1634 (C) - Anorthoclase - (Na0.85K0.14)(AlSi3O8) - Triclinic - Y: 30.33 % - WL: 1.5406 - a 8.21680 - b 1  
01-088-2191 (C) - Biotite 1M, titanian - (K1.88Na0.12)(Mg4.67Fe0.51Ti.63)(Al2.12Si5.88O20)O2F2 - Monoclinic  
01-088-1918 (C) - Ferrosillite magnesian - (Mg465Fe1.535)Si2O6 - Orthorhombic - Y: 9.25 % - WL: 1.5406 - a 1

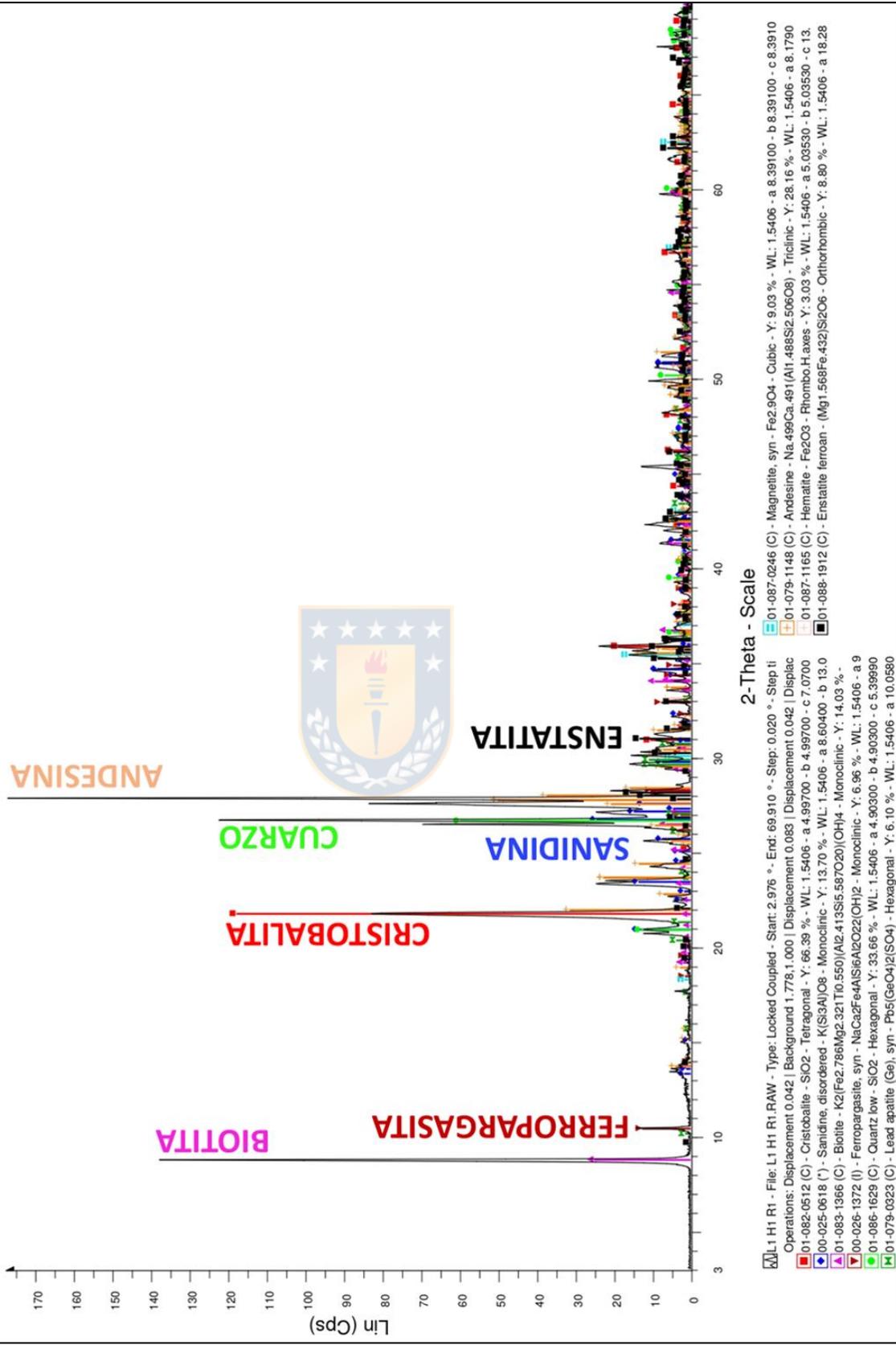


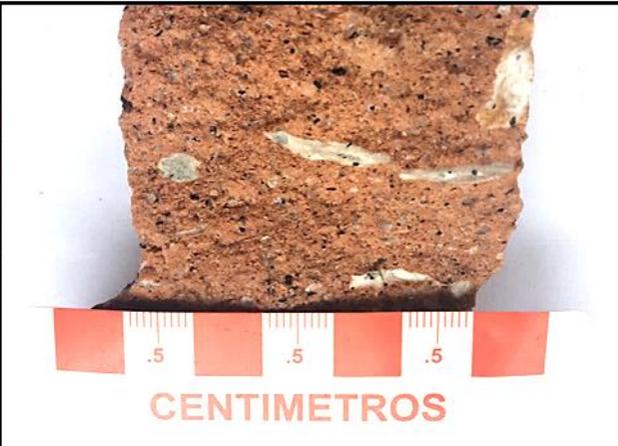
ANORTOCLASA  
ORTOCLASA  
TRIDIMITA  
ANDESINA  
BIOTITA

H1R1 - IGNIMBRITA ATANA						
						
<b>COORDENADAS</b>		7.429.146 m N / 603.290 m E 19S - WGS 84				
<b>LOCALIDAD</b>		7 km al sur de Toconao en el salar de Atacama				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>		<b>FRESCA</b>	Gris rosáceo	<b>ALTERADA</b>	Pardo rosáceo (aspecto terroso)	
<b>GRADO DE ALTERACIÓN</b>		Incipiente		<b>PESO ESPECÍFICO</b>	Moderado a bajo	
<b>ESTRUCTURAS PRIMARIAS</b>		Minerales máficos y pómez moderadamente orientadas por el flujo			<b>FÁBRICA</b>	Matriz soportada
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	5	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966)		
Bomba	0	Ceniza	95	<b>TOBA</b>		
Bloques						
COMPOSICIÓN						
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>	
Plagioclasa	15	Volcánicos	1	Masivo	58	
Cuarzo	13			Pómez	5	
Biotita	5	<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)				
Anfíbol	3	<b>TOBA VÍTREA DE CRISTALES</b>				
<b>OBSERVACIONES</b>	Fragmentos de pómez con cristales de cuarzo, plagioclasa y biotitas, de tamaño considerable (tipo lapilli) y otras solo vítreas. Anfíboles prismáticos alargados. Líticos volcánicos oxidados de tonalidades rojizas terrosas y la roca es de difícil disgregación al tacto.					

H1R1 - IGNIMBRITA ATANA					
				25X 1 mm	
<b>COORDENADAS</b>	7.429.146 m N / 603.290 m E 19S - WGS 84				
<b>LOCALIDAD</b>	7 km al sur de Toconao en el salar de Atacama				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Gris rosáceo		<b>ALTERADA</b>	Pardo rosáceo y aspecto terroso
<b>ESTRUCTURAS</b>	Flujo, con filosilicatos y fragmentos de pómez alargados según una orientación preferencial				
<b>INCLUSIONES FLUIDAS</b>	Numerosas en cuarzo			<b>TEXTURA</b>	Vitroclástica
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	5	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966) <b>TOBA</b>	
Bomba Bloques	0	Ceniza	95		
COMPOSICIÓN					
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>
Cuarzo	14	—	—	Vidrio fino	30
Plagioclasa	11			Pómez	25
Biotita	5			Esquirlas	10
Anfíbol	4	<b>METÁLICOS</b>			
Ortopiroxeno	1	Cristales bien formados, de hábitos definidos y con propiedades ópticas notorias. Martitización muy pervasiva, reemplazando hematita por magnetita (ambiente oxidante).			
<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)			<b>TOBA VÍTREA DE CRISTALES</b>		
<b>OBSERVACIONES.</b> Líticos de pómez y esquirlas se encuentran desvitrificados. Minerales con cristales rotos localmente y cuarzo con embahiamiento. Minerales accesorios como zircón y plagioclasas con inclusiones de apatito.					

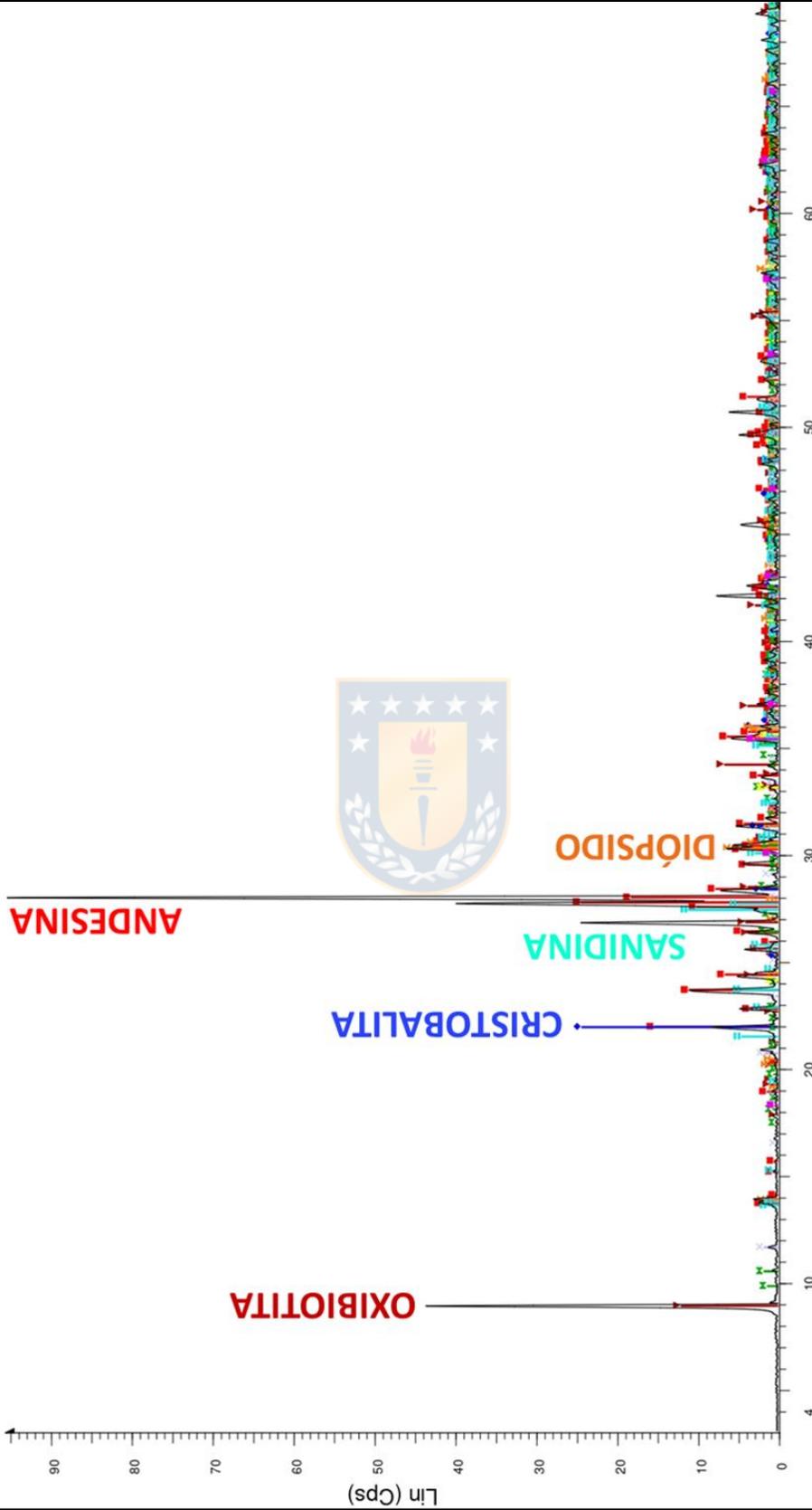
# IGNIMBRITA ATANA (H1R1)



I2R2 - IGNIMBRITA TUCÚCARO						
						
<b>COORDENADAS</b>		7.368.960 m N / 583.564 m E 19S - WGS 84				
<b>LOCALIDAD</b>		Próximo a la localidad de Tilomonte, al sur del salar de Atacama				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>		<b>FRESCA</b>	Rojiza rosácea	<b>ALTERADA</b>	Pardo rojizo	
<b>GRADO DE ALTERACIÓN</b>		Moderado		<b>PESO ESPECÍFICO</b>	Moderado a bajo	
<b>ESTRUCTURAS PRIMARIAS</b>		Fragmentos de pómez alargadas y orientadas según el sentido del flujo			<b>FÁBRICA</b>	Matriz soportada
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	5	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966)		
Bomba	0	Ceniza	95	<b>TOBA</b>		
Bloques						
COMPOSICIÓN						
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>	
Plagioclasa	20	Volcánicos	2	Masivo	66	
Biotita	6			Pómez	5	
Anfíbol	1	<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)				
<b>TOBA VÍTREA</b>						
<b>OBSERVACIONES</b>		Fragmentos de pómez exclusivamente conformados por vidrio, de color blanco. Los filosilicatos se observan en su sección basal, con formas hexagonales. Roca difícil de disgregar al tacto y se torna compacta.				

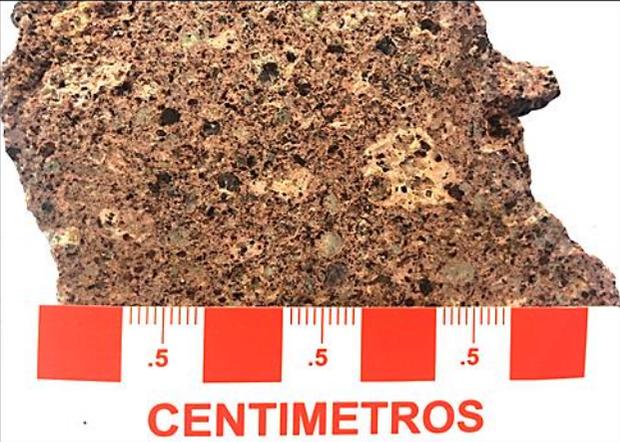
I2R2 - IGNIMBRITA TUCÚCARO			
			
<b>LPP</b>		<b>NC</b>	
<b>25X</b>			
<b>COORDENADAS</b>	<b>7.368.960 m N / 583.564 m E 19S - WGS 84</b>		
<b>LOCALIDAD</b>	Próximo a la localidad de Tilomonte, al sur del salar de Atacama		
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Rojiza rosácea	<b>ALTERADA</b> Pardo rojizo
<b>ESTRUCTURAS</b>	Flujo, con biotitas levemente deformadas y orientadas		
<b>INCLUSIONES FLUIDAS</b>	No se distinguen		<b>TEXTURA</b> Vitroclástica
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	5
Bomba	0	Ceniza	95
Bloques			
<b>COMPOSICIÓN</b>			
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>
Plagioclasa	21	—	—
Biotita	4		
Anfibol	1		
		<b>METÁLICOS</b>	
		Contenido importante de metálicos, con cristales de hematita y magnetita. Evidencia de martitización incipiente y se asocian con plagioclasa en forma de englobamiento.	
<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)		<b>TOBA VÍTREA</b>	
<b>OBSERVACIONES.</b> Existencia de cristales rotos y vidrio de color café claro. La matriz posee un aspecto de burbujas, con numerosas esquirlas. Las biotitas se observan perforadas, lo que podría evidenciar procesos violentos para su formación.			

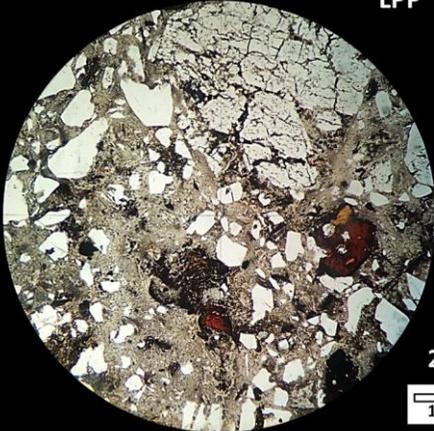
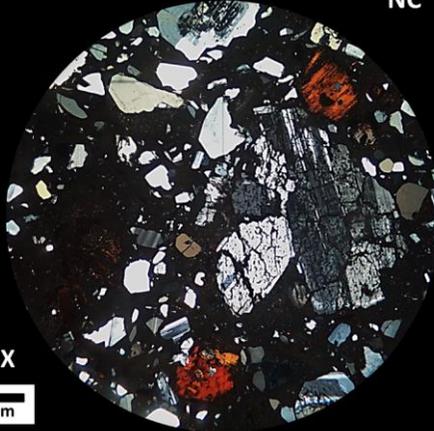
# IGNIMBRITA TUCÚCARO (I2R2)



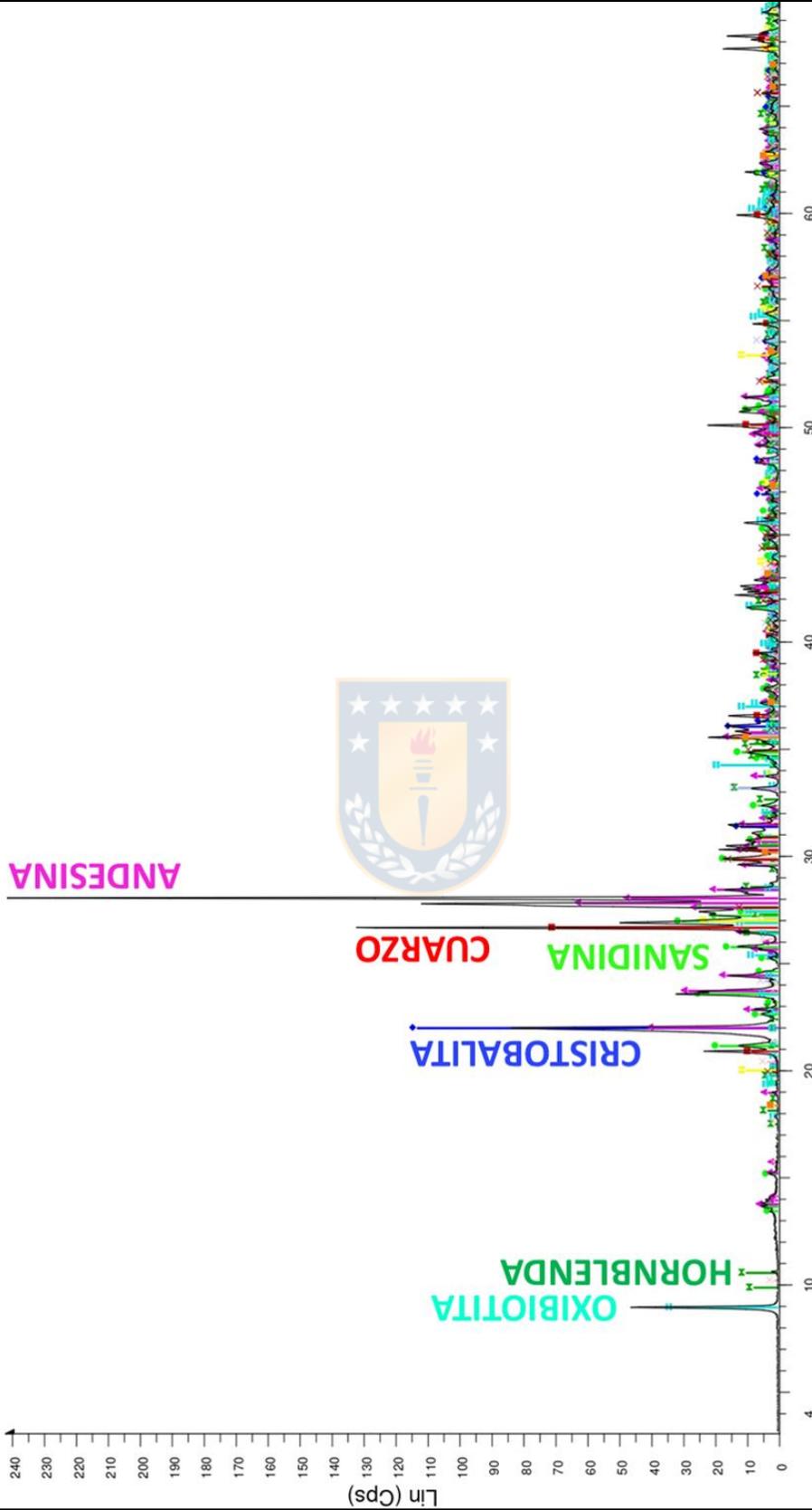
## 2-Theta - Scale

**ML I2R2** - File: L112R2.RAW - Type: Locked Coupled - Start: 3.024 ° - End: 69.949 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 1  
 Operations: Displacement -0.042 | Displacement 0.156 | Displacement 0.000 | Displacement 0.187 | Displacement  
 01-079-1148 (C) - Andesine - Na<sub>4</sub>99Ca<sub>4</sub>91(Al<sub>1</sub>488Si<sub>2</sub>506O<sub>8</sub>) - Triclinic - Y: 25.47 % - WL: 1.5406 - a 8.1790  
 01-076-0935 (C) - Cristobalite low - SiO<sub>2</sub> - Tetragonal - Y: 25.37 % - WL: 1.5406 - a 4.97870 - b 4.97870 - c 6.9  
 01-088-2069 (C) - Oxybiotite 1M - KMg<sub>1</sub>64Fe<sub>87</sub>Al<sub>1</sub>39Ti<sub>0</sub>34Si<sub>2</sub>84O<sub>11</sub>5F<sub>0</sub>16(OH)<sub>0</sub>3 - Monoclinic - Y: 12.43  
 01-083-1820 (C) - Diopside - CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> - Monoclinic - Y: 5.96 % - WL: 1.5406 - a 9.63000 - b 8.78500 - c 5.18  
 01-087-0611 (C) - Pargasitic hornblende - (Na,K)0.72(Ca,Fe)2(Mg,Fe,Al)5(Si,Al)8O<sub>22</sub>(OH)<sub>2</sub> - Monoclinic - Y: 2.1  
 01-087-1165 (C) - Hematite - Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - Rhombo. H axes - Y: 1.63 % - WL: 1.5406 - a 5.03530 - b 5.03530 - c 13.

<b>J2R1 - IGNIMBRITA ATANA</b>			
			
<b>COORDENADAS</b>	<b>7.434.486 m N / 681.199 m E 19S - WGS 84</b>		
<b>LOCALIDAD</b>	20 km al noroeste de la frontera con Argentina. Ruta internacional 27 CH con dirección al paso Jama		
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Rosado grisáceo	<b>ALTERADA</b> Pardo terroso
<b>GRADO DE ALTERACIÓN</b>	Moderado		<b>PESO ESPECÍFICO</b> Moderado a bajo
<b>ESTRUCTURAS PRIMARIAS</b>	Pómez levemente alargada según sentido de flujo. Mica sin orden definido		<b>FÁBRICA</b> Matriz soportada
<b>PIROCLASTOS (%)</b>	Lapilli	20	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966) <b>TOBA</b>
Bomba Bloques	0 Ceniza	80	
<b>COMPOSICIÓN</b>			
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>
Plagioclasa	18	—	Masivo 47
Cuarzo	13		Pómez 16
Biotita	6	<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981) <b>TOBA VÍTREA DE CRISTALES</b>	
<b>OBSERVACIONES</b>	Plagioclasas presentan tonalidades verdosas, filosilicatos oxidados con forma basal hexagonal y cuarzo translúcido. Fragmentos de pómez con numerosos cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. Roca compacta, de difícil disgregación al tacto.		

<b>J2R1 - IGNIMBRITA ATANA</b>				
		<b>LPP</b>		
		<b>25X</b>		
<b>COORDENADAS</b>		<b>7.434.486 m N / 681.199 m E 19S - WGS 84</b>		
<b>LOCALIDAD</b>		20 km al noroeste de la frontera con Argentina. Ruta internacional 27 CH con dirección al paso Jama		
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>		<b>FRESCA</b> Rosado grisáceo	<b>ALTERADA</b> Pardo terroso	
<b>ESTRUCTURAS</b>		No se observan estructuras claras, más bien disposición aleatoria de componentes		
<b>INCLUSIONES FLUIDAS</b>		Se observan en minerales translúcidos como cuarzo y plagioclasa		<b>TEXTURA</b> Vitroclástica
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	20	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966) <b>TOBA</b>
Bomba Bloques	0	Ceniza	80	
<b>COMPOSICIÓN</b>				
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b> <b>%</b>
Cuarzo	22	—	—	Pómez 32
Plagioclasa	19			Vidrio fino 20
Biotita	4			
Anfíbol	2	<b>METÁLICOS</b>		
Clinopiroxeno	1	Importante contenido metálico, pero de difícil observación debido a su pequeño tamaño. La hematita se dispone bordeando a minerales ferromagnesianos (ambiente oxidante).		
<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)			<b>TOBA VÍTREA DE CRISTALES</b>	
<b>OBSERVACIONES.</b> Fragmentos de pómez desvitrificados, con cristales de plagioclasa, biotita y zircón. Minerales accesorios en la matriz de apatito en plagioclasa y zircón. Cuarzo con embahiamiento y en general, cristales rotos o perforados.				

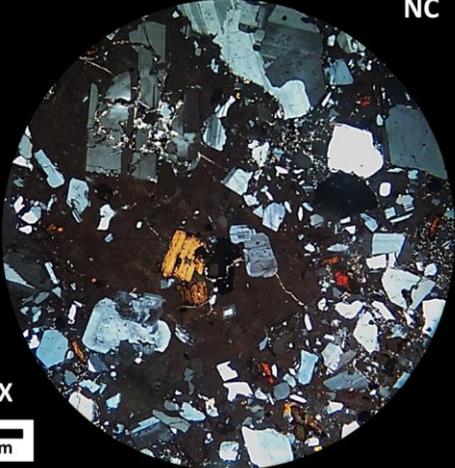
# IGNIMBRITA ATANA (J2R1)



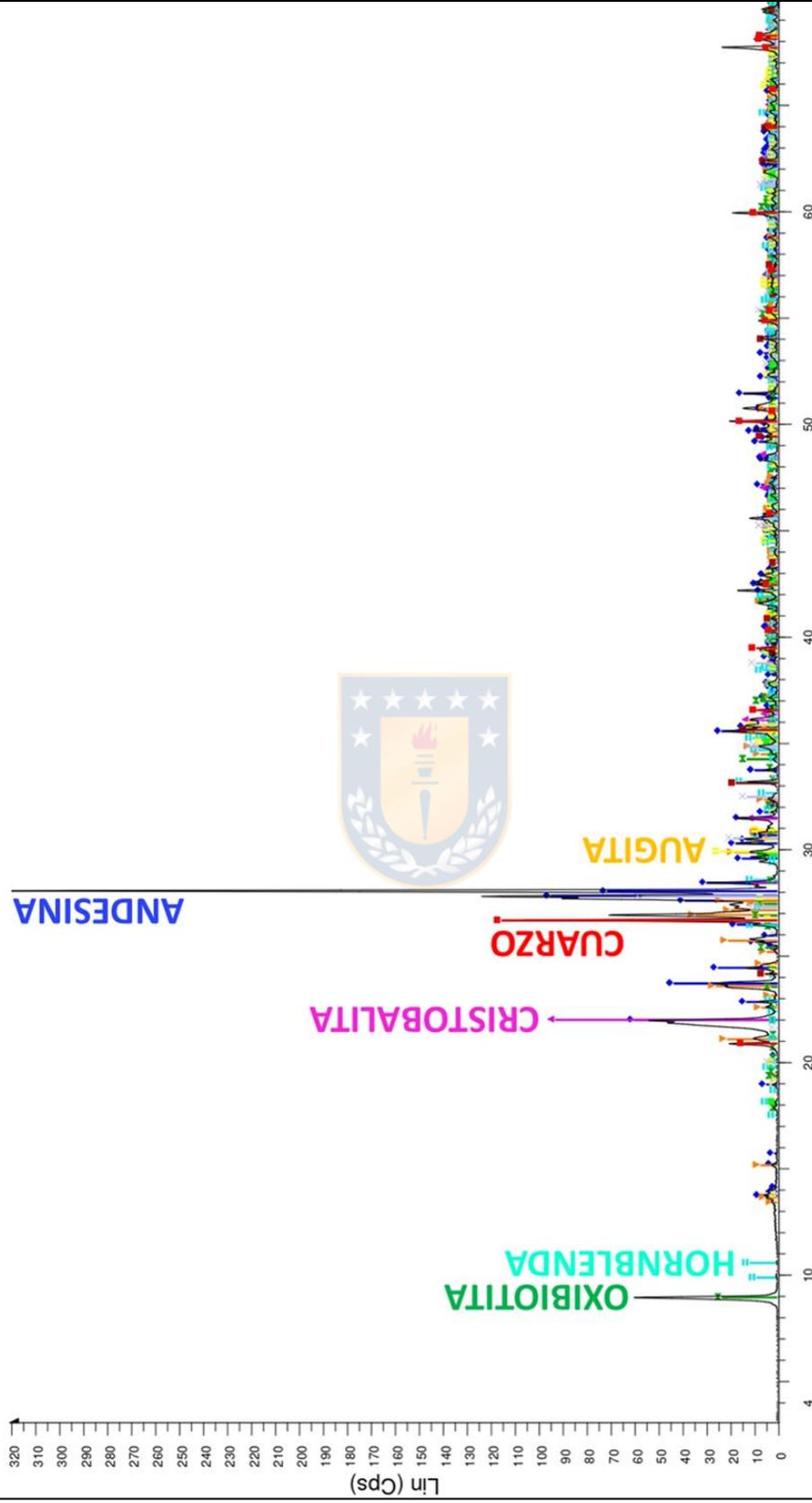
## 2-Theta - Scale

**File:** L1J2R1.RAW - Type: Locked Coupled - Start: 3.059 ° - End: 69.978 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 0.010 s  
**Operations:** Displacement -0.104 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 0.977 | 1.000 | Import  
**Legend:**  
■ 01-071-1544 (C) - Sanidine low - KAIS308 - Monoclinic - Y: 12.42 ° - WL: 1.5406 - a 8.53900 - b 13.01500 - c 01-076-0935 (C) - Cristobalite low - SiO2 - Tetragonal - Y: 46.75 ° - WL: 1.5406 - a 4.97870 - b 4.97870 - c 6.9  
■ 01-085-0798 (C) - Quartz - SiO2 - Hexagonal - Y: 28.72 ° - WL: 1.5406 - a 4.91400 - b 4.91400 - c 5.40500 - al  
■ 01-079-1149 (C) - Andesine - Na.499Ca.491(Al1.488Si2.506O8) - Triclinic - Y: 25.37 ° - WL: 1.5406 - a 8.1790  
■ 01-087-0611 (C) - Pargasitic hornblende - (Na,K)0.72(Ca,Fe)2(Mg,Fe,Al)5(Si,Al)8O22(OH)2 - Monoclinic - Y: 5.0  
■ 01-088-2070 (C) - Oxybiotite 2M1 - K(Mg0.612Fe0.2Al0.188)Mg0.513Al0.023Fe0.296Ti0.1682(Si2.84Al1 - Mo  
■ 01-079-0323 (C) - Lead apatite (Ge), syn - Pb5(GeO4)2(SO4) - Hexagonal - Y: 4.27 ° - WL: 1.5406 - a 10.0580  
■ 01-081-0589 (C) - Zircon - Zr(SiO4) - Tetragonal - Y: 9.08 ° - WL: 1.5406 - a 6.60800 - b 6.60800 - c 6.00200 -  
■ 00-024-0203 (I) - Augite - Ca(Mg,Fe)Si2O6 - Monoclinic - Y: 5.89 ° - WL: 1.5406 - a 9.75500 - b 8.92800 - c 5.2  
■ 01-087-1164 (C) - Hematite - Fe2O3 - Rhombo.H.axes - Y: 5.28 ° - WL: 1.5406 - a 5.03530 - b 5.03530 - c 13.  
■ 01-088-0315 (C) - Magnetite, syn - Fe3O4 - Cubic - Y: 3.55 ° - WL: 1.5406 - a 8.37500 - b 8.37500 - c 8.37500

<b>J5R1 - IGNIMBRITA ATANA</b>					
					
<b>COORDENADAS</b>	<b>7.440.580 m N / 652.411 m E 19S - WGS 84</b>				
<b>LOCALIDAD</b>	7 km al norte del salar de Pujsa en ruta internacional 27 CH, camino al paso fronterizo Jama				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Pardo rojizo	<b>ALTERADA</b>	Pardo anaranjado	
<b>GRADO DE ALTERACIÓN</b>	Incipiente		<b>PESO ESPECÍFICO</b>	Moderado	
<b>ESTRUCTURAS PRIMARIAS</b>	Orientación leve de filosilicatos (pequeños cristales)		<b>FÁBRICA</b>	Matriz soportada	
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	30	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966)  <b>TOBA DE LAPILLI</b>	
Bomba	0	Ceniza	70		
Bloques					
<b>COMPOSICIÓN</b>					
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>
Plagioclasa	32	Volcánicos	3	Masivo	42
Cuarzo	15			Pómez	2
Biotita	6	<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL (Schmidt, 1981)</b>			
<b>TOBA DE CRISTALES</b>					
<b>OBSERVACIONES</b>	Micas moderadamente oxidadas, con sección basal y alargada. Plagioclasa con tonalidades verdosas. La roca es compacta, dura al martillar y sin disgregación al tacto.				

<b>J5R1 - IGNIMBRITA ATANA</b>					
		<b>LPP</b>			
		<b>25X</b>			
<b>COORDENADAS</b>	<b>7.440.580 m N / 652.411 m E 19S - WGS 84</b>				
<b>LOCALIDAD</b>	7 km al norte del salar de Pujsa en ruta internacional 27 CH, camino al paso fronterizo Jama				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Pardo rojizo	<b>ALTERADA</b>	Pardo anaranjado	
<b>ESTRUCTURAS</b>	Minerales máficos se disponen aleatoriamente, sin indicios de flujo				
<b>INCLUSIONES FLUIDAS</b>	Primarias en plagioclasa, orientadas según la zonación del cristal		<b>TEXTURA</b>	Vitroclástica	
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	30	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966) <b>TOBA DE LAPILLI</b>	
Bomba Bloques	0	Ceniza	70		
<b>COMPOSICIÓN</b>					
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>
Plagioclasa	26	—	—	Vidrio fino	39
Cuarzo	23			Pómez	1
Biotita	7				
Anfíbol	3				
Ortopiroxeno	1	<b>METÁLICOS</b> Hematita con formas redondeadas y de tamaños variados. También en bordes oxidados de minerales máficos, además de escasos cristales de magnetita, que presentan martitización leve.			
Clinopiroxeno					
<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)			<b>TOBA DE CRISTALES</b>		
<b>OBSERVACIONES.</b> Importante cantidad de cristales rotos o perforados. Masa vítrea se observa desvitrificada en forma de abanicos o esferulitas. Cuarzo con embahiamiento y minerales accesorios como esfeno y zircón.					

# IGNIMBRITA ATANA (J5R1)



## 2-Theta - Scale

[X] L1J5R1 - File: L1J5R1.RAW - Type: Locked Coupled - Start: 3.059 ° - End: 69.978 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 01:08:2376 (C) - Augite - Mg<sub>0.927</sub>Ca<sub>0.818</sub>Al<sub>0.78</sub>Fe<sub>0.69</sub>Na<sub>0.06</sub>Cr<sub>0.04</sub>Ti<sub>0.08</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub> - Monoclinic - Y: 7.48 % - WL: 1.5406 - a 9.30600 - b 8.86600 - c 01-085-0798 (C) - Quartz - SiO<sub>2</sub> - Hexagonal - Y: 35.99 % - WL: 1.5406 - a 4.91400 - b 4.91400 - c 5.40500 - al 01-079-1149 (C) - Andesine - Na<sub>0.499</sub>Ca<sub>0.491</sub>(Al<sub>1.488</sub>Si<sub>2.506</sub>O<sub>8</sub>) - Triclinic - Y: 29.57 % - WL: 1.5406 - a 8.1790 01-082-1403 (C) - Cristobalite beta, syn - SiO<sub>2</sub> - Tetragonal - Y: 28.98 % - WL: 1.5406 - a 4.97800 - b 4.97800 - 01-075-1190 (C) - Orthoclase - K[AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>] - Monoclinic - Y: 10.62 % - WL: 1.5406 - a 8.56160 - b 12.99620 - c 01-088-2070 (C) - Oxybiotite 2M1 - K[Mg<sub>0.612</sub>Fe<sub>0.240</sub>.2Al<sub>0.188</sub>](Mg<sub>0.513</sub>Al<sub>0.023</sub>Fe<sub>0.296</sub>Ti<sub>0.168</sub>)<sub>2</sub>(Si<sub>2.84</sub>Al<sub>1.16</sub>) - Mo 01-087-0611 (C) - Pargasitic hornblende - (Na,K)<sub>0.72</sub>Ca<sub>0.02</sub>Fe<sub>2</sub>(Mg,Fe,Al)<sub>5</sub>(Si,Al)<sub>8</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2</sub> - Monoclinic - Y: 4.4



ANDESINA

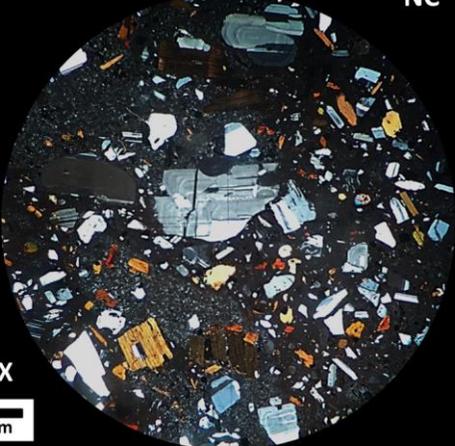
OXIBIOTITA  
HORNBLENDA

CRISTOBALITA

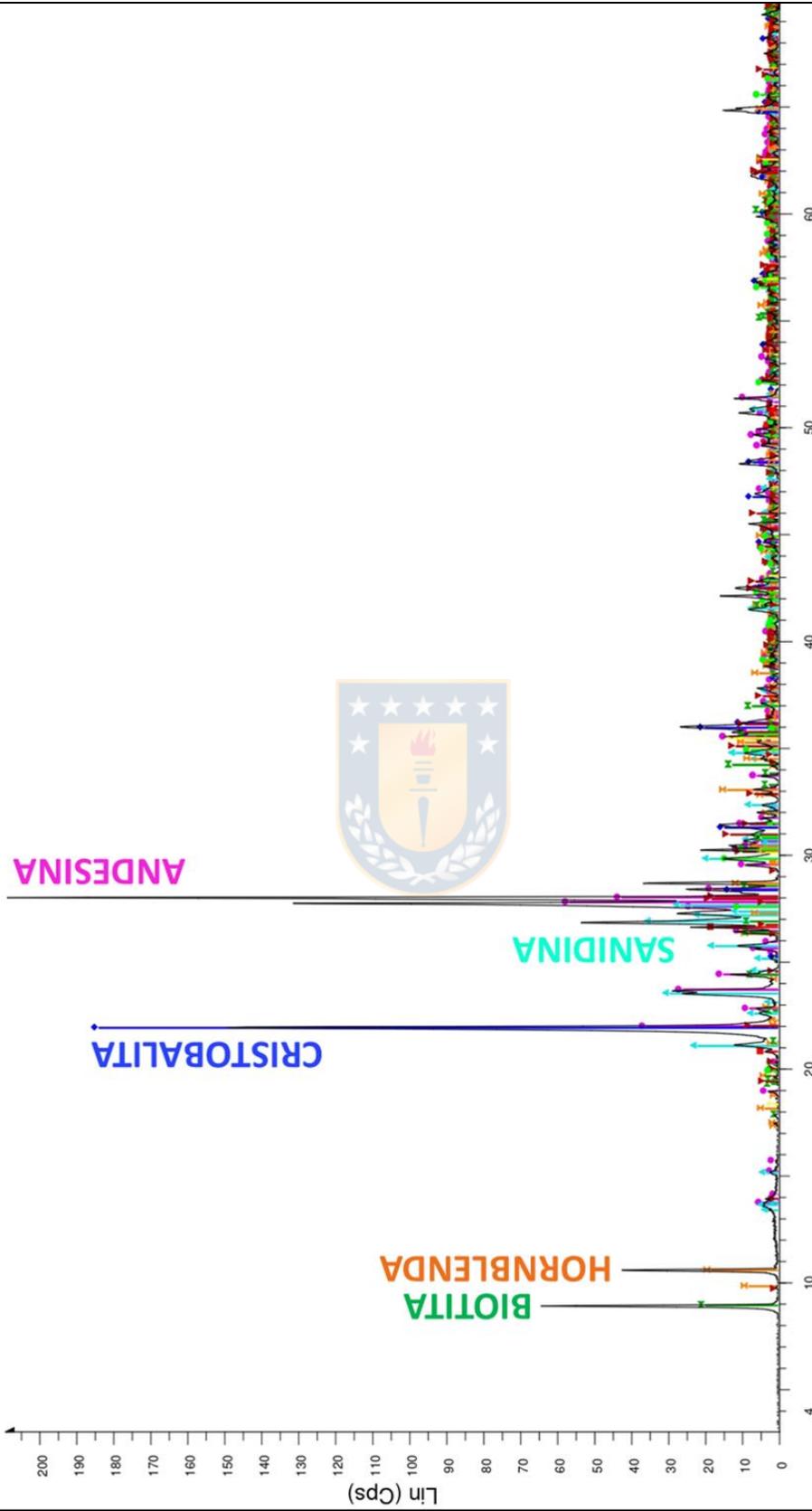
CUARZO

AUGITA

J6R1 - IGNIMBRITA CAJÓN					
					
CENTIMETROS			CENTIMETROS		
<b>COORDENADAS</b>	7.464.753 m N / 619.370 m E 19S - WGS 84				
<b>LOCALIDAD</b>	12 km al sur de los volcanes Juriques y Licancabur. En ruta internacional 27 CH, hacia el paso fronterizo Jama				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Pardo rosáceo	<b>ALTERADA</b>	Pardo terroso	
<b>GRADO DE ALTERACIÓN</b>	Incipiente		<b>PESO ESPECÍFICO</b>	Moderado a bajo	
<b>ESTRUCTURAS PRIMARIAS</b>	Filosilicatos levemente orientados según el flujo			<b>FÁBRICA</b>	Matriz soportada
<b>PIROCLASTOS (%)</b>	Lapilli	5	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966)		
Bomba Bloques	0	Ceniza			
<b>COMPOSICIÓN</b>					
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>
Plagioclasa	18	Volcánicos	3	Masivo	57
Cuarzo	8			Pómez	10
Biotita	4	<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)			
<b>TOBA VÍTREA DE CRISTALES</b>					
<b>OBSERVACIONES</b>	Fragmentos de pómez con cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. Los minerales máficos son de difícil determinación, debido a que se desintegran los cristales al aplicar el rayador. Biotitas se observan en su sección basal. Roca disgregable al tacto sin mucha dificultad.				

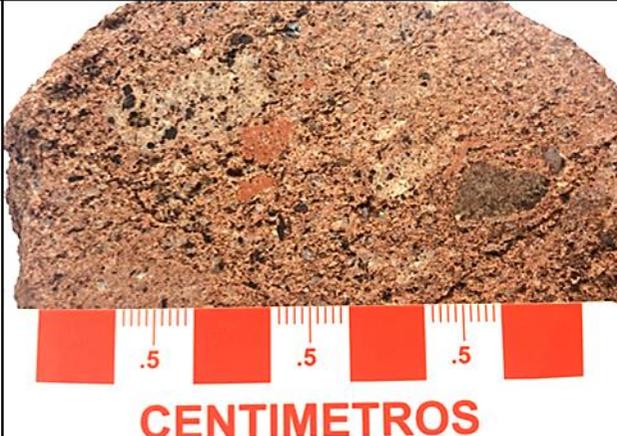
<b>J6R1 - IGNIMBRITA CAJÓN</b>					
<b>LPP</b>		<b>NC</b>			
					
<b>25X</b>					
<b>COORDENADAS</b>	<b>7.464.753 m N / 619.370 m E 19S - WGS 84</b>				
<b>LOCALIDAD</b>	12 km al sur de los volcanes Juriques y Licancabur. En ruta internacional 27 CH, hacia el paso fronterizo Jama				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Pardo rosáceo		<b>ALTERADA</b>	Pardo terroso
<b>ESTRUCTURAS</b>	Flujo, con líticos de pómez levemente deformado y alargado				
<b>INCLUSIONES FLUIDAS</b>	En cuarzo y plagioclasa, con patrones lineales en el sentido de la zonación			<b>TEXTURA</b>	Vitroclástica
<b>PIROCLASTOS (%)</b>	Lapilli		5		<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966)
Bomba	0	Ceniza	95		<b>TOBA</b>
Bloques					
<b>COMPOSICIÓN</b>					
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>
Plagioclasa	25	Andesita	1	Pómez	39
Anfíbol	7			Vidrio fino	15
Cuarzo	5				
Biotita	5				
Ortopiroxeno	2	<b>METÁLICOS</b>			
Clinopiroxeno	1	En la matriz y asociados localmente a minerales máficos, con cristales de magnetita con formas redondeados. Localmente se distingue martitización en algunos granos.			
<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)	<b>TOBA VÍTREA DE CRISTALES</b>				
<b>OBSERVACIONES.</b> Minerales accesorios como apatito en cristales de plagioclasa. Vidrio de color café claro y pómez desvitrificadas, con formas radiales y de esferulitas. Cuarzo con embahiamiento y cristales localmente rotos.					

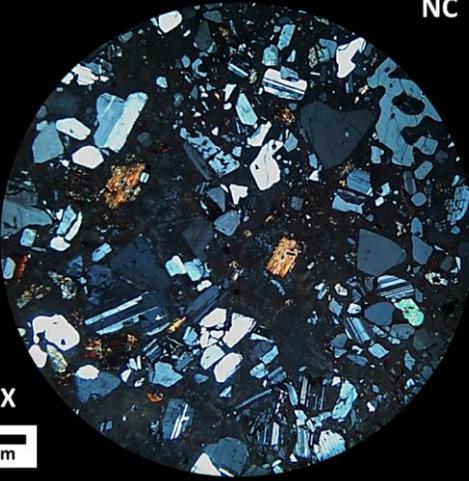
# IGNIMBRITA CAJÓN (J6R1)



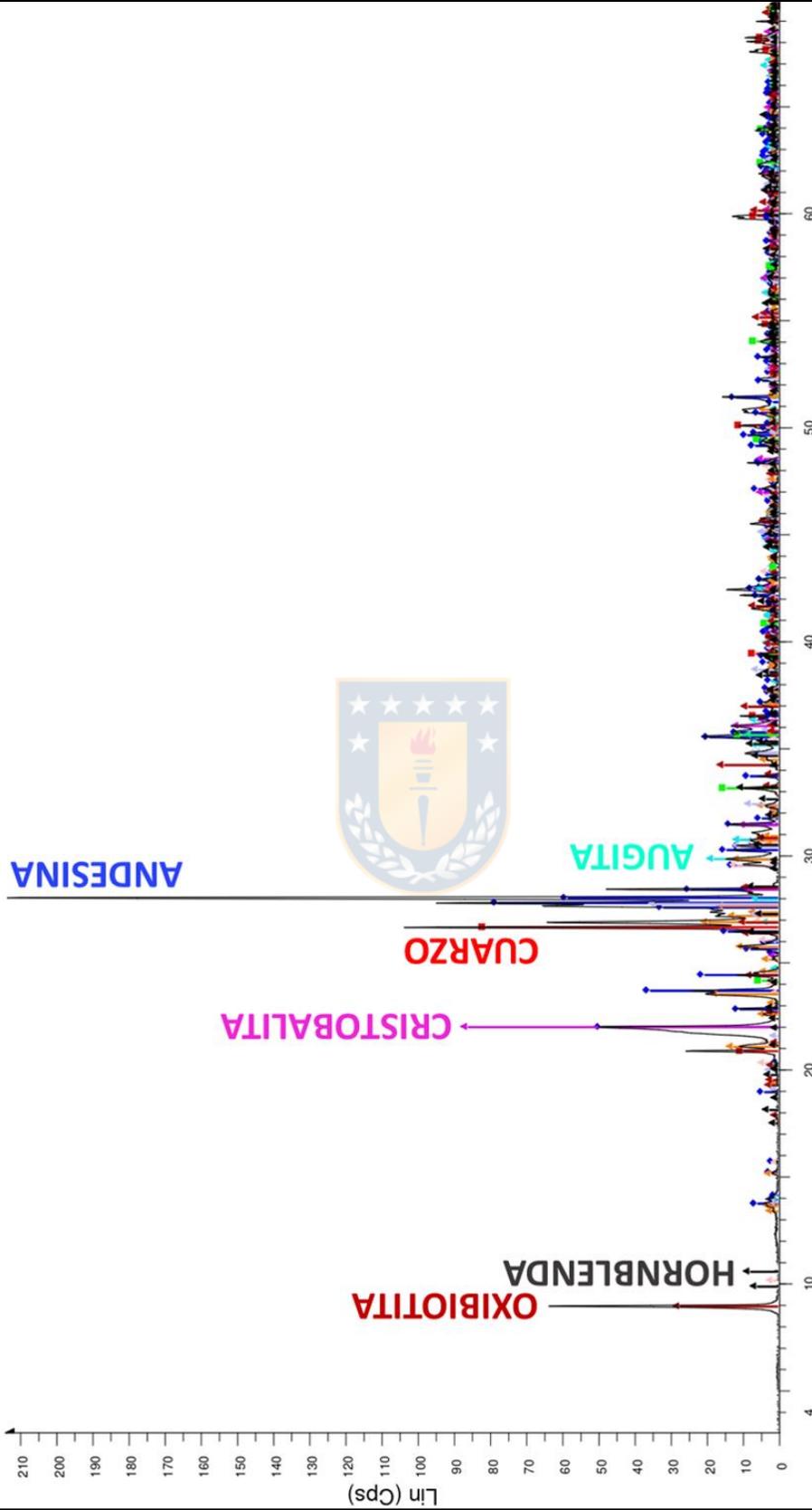
2-Theta - Scale

File: L1\_J6 R1\_RAW - Type: Locked Coupled - Start: 3.024 ° - End: 69.949 ° - Step: 0.020 ° - Step tim  
 Operations: Displacement -0.042 | Smooth 0.044 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 0.977 | 1.000 | Impor  
 [01-079-1149 (C) - Andesine - Na<sub>4</sub>99Ca<sub>4</sub>91(Al<sub>1</sub>488Si<sub>2</sub>506O8) - Triclinic - Y: 27.02 % - WL: 1.5406 - a 8.1790  
 [01-075-1191 (C) - Sanidine, syn - K(AlSi<sub>3</sub>O8) - Monoclinic - Y: 16.38 % - WL: 1.5406 - a 8.56420 - b 13.03000 -  
 [01-085-2487 (C) - Quartz low - SiO<sub>2</sub> - Hexagonal - Y: 8.20 % - WL: 1.5406 - a 4.93000 - b 4.93000 - c 5.38500 -  
 [01-077-1317 (C) - Cristobalite low, syn - SiO<sub>2</sub> - Tetragonal - Y: 86.01 % - WL: 1.5406 - a 4.98770 - b 4.98770 -  
 [01-081-0502 (C) - Magnesiohomblande ferrous - (Na<sub>0.35</sub>K<sub>0.08</sub>)Na<sub>0.09</sub>Ca<sub>1.60</sub>Fe<sub>0.31</sub>(Fe<sub>1.04</sub>Fe<sub>0.33</sub>Mg<sub>3</sub>.16Ti  
 [01-085-2191 (C) - Biotite TiM, titanoo - (K<sub>1.88</sub>Na<sub>0.12</sub>)Mg<sub>4.67</sub>Fe<sub>0.51</sub>Ti<sub>3</sub>(Al<sub>2</sub>12Si<sub>6</sub>88O20)O2F<sub>2</sub> - Monoclinic

<b>K3R1 - IGNIMBRITA PURIPICAR</b>			
			
<b>COORDENADAS</b>	7.508.069 m N / 598.127 m E 19S - WGS 84		
<b>LOCALIDAD</b>	30 km al sur-suroeste del complejo geotermal géiser de El Tatio		
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Rosáceo a rojizo	<b>ALTERADA</b> Pardo terroso
<b>GRADO DE ALTERACIÓN</b>	Moderado		<b>PESO ESPECÍFICO</b> Moderado
<b>ESTRUCTURAS PRIMARIAS</b>	Pómez alargada según dirección de flujo y filossilicatos levemente orientados		<b>FÁBRICA</b> Matriz soportada
<b>PIROCLASTOS (%)</b>	Lapilli	5	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966) <b>TOBA</b>
Bomba Bloques	0 Ceniza	95	
<b>COMPOSICIÓN</b>			
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>
Plagioclasa	25	Volcánicos	2
Cuarzo	10		
Biotita	4		
Anfíbol	3		
		<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)	
		<b>TOBA VÍTREA DE CRISTALES</b>	
<b>OBSERVACIONES</b>	Tanto líticos volcánicos, como filossilicatos se encuentran oxidados. Pómez presentan cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol. La roca se torna compacta, con difícil disgregación al tacto. La muestra es obtenida en el Vado de Putana.		

K3R1 - IGNIMBRITA PURIPICAR					
<b>LPP</b>		<b>NC</b>			
					
<b>25X</b>					
<b>COORDENADAS</b>	7.508.069 m N / 598.127 m E 19S - WGS 84				
<b>LOCALIDAD</b>	30 km al sur-suroeste del complejo geotermal géiser de El Tatio				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Rosáceo a rojizo	<b>ALTERADA</b>	Pardo terroso	
<b>ESTRUCTURAS</b>	Flujo, con una orientación leve de filosilicatos				
<b>INCLUSIONES FLUIDAS</b>	Plagioclasa, del tipo primaria coincidiendo con la zonación de cristales			<b>TEXTURA</b>	Vitroclástica
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	5	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966)	
Bomba	0	Ceniza	95		
Bloques				<b>TOBA</b>	
COMPOSICIÓN					
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>
Cuarzo	26	—	—	Vidrio fino	39
Plagioclasa	21			Pómez	1
Biotita	11	<b>METÁLICOS</b>			
Anfíbol	2				
Ortopiroxeno	1				
Clinopiroxeno		Cristales de hematita en los bordes de biotita, generando un aspecto de pseudomorfismo.			
<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)			<b>TOBA DE CRISTALES</b>		
<b>OBSERVACIONES.</b> Cuarzo con embahiamiento, pequeños cristales de piroxeno y minerales accesorios como zircón y apatito en plagioclasas. Los cristales se observan rotos, reemplazados por sílice. El vidrio y pómez poseen desvitrificación (esferulitas).					

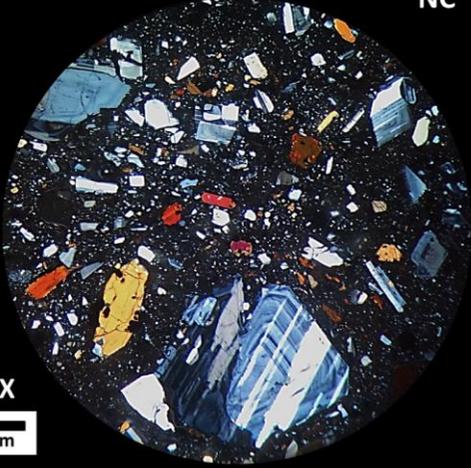
# IGNIMBRITA PURIPICAR (K3R1)



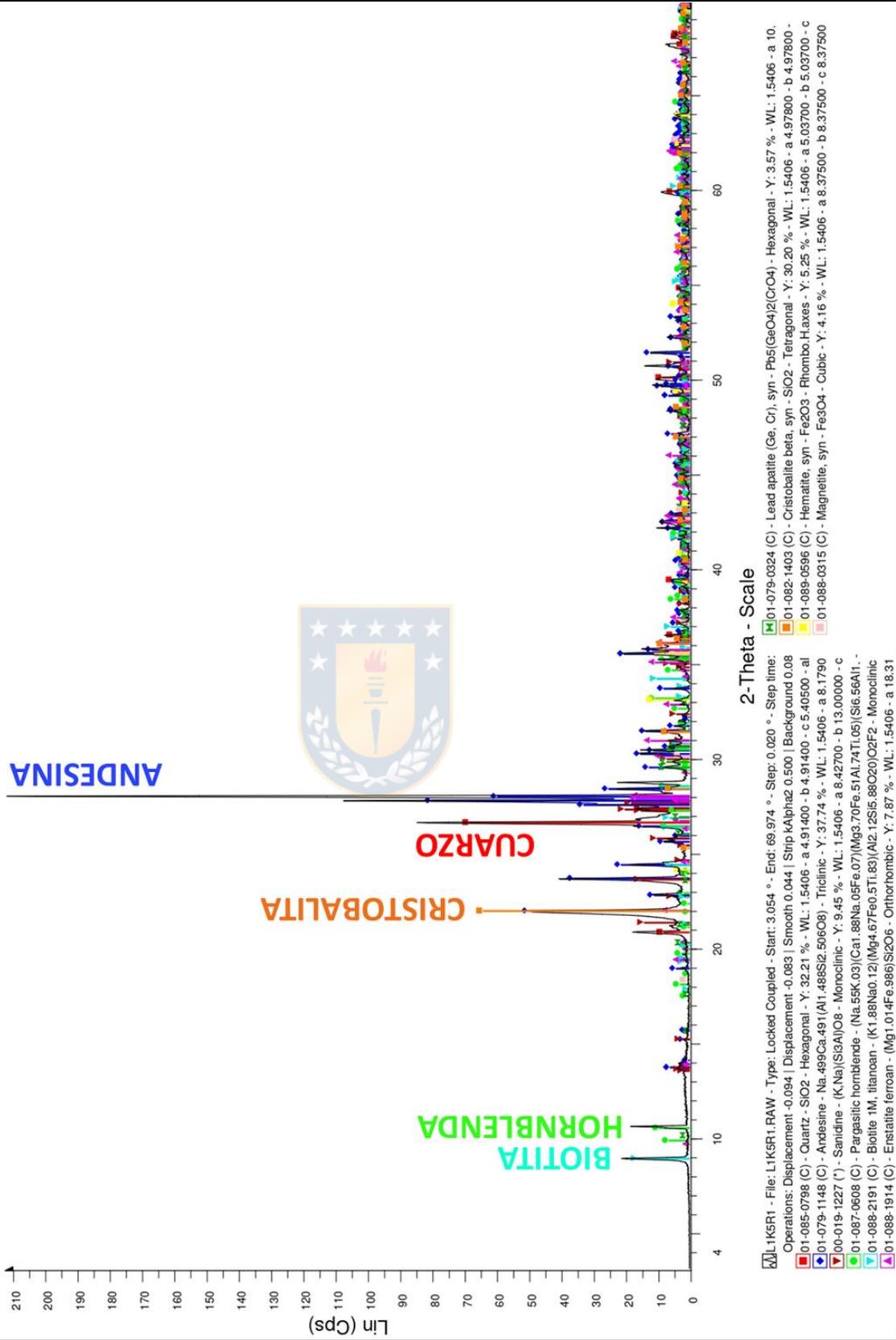
2-Theta - Scale

**ML K3R1** - File: L1 K3 R1.RAW - Type: Locked Coupled - Start: 3.042 ° - End: 69.964 ° - Step: 0.020 ° - Step lim  
 Operations: Displacement -0.073 | Smooth 0.044 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 0.977 | 1.000 | Import  
 [ ] 01-085-0798 (C) - Quartz - SiO2 - Hexagonal - Y: 37.80 % - WL: 1.5406 - a 4.91400 - b 4.91400 - c 5.40500 - al  
 [ ] 01-079-1149 (C) - Andesine - Na<sub>499</sub>Ca<sub>491</sub>(Al<sub>1488</sub>Si<sub>2506</sub>O<sub>8</sub>) - Triclinic - Y: 36.27 % - WL: 1.5406 - a 8.1790  
 [ ] 01-079-0324 (C) - Lead apatite (Ge, Cr), syn - Pb<sub>5</sub>(GeO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(CrO<sub>4</sub>) - Hexagonal - Y: 5.36 % - WL: 1.5406 - a 10  
 [ ] 01-082-1227 (C) - Augite, syn - (Ca<sub>0.774</sub>Na<sub>0.226</sub>)Mg<sub>0.901</sub>Fe<sub>0.099</sub>(Fe<sub>0.011</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>) - Monoclinic - Y: 8.33 % -  
 [ ] 01-075-1191 (C) - Sanidine, syn - K(AlSi<sub>3</sub>)O<sub>8</sub> - Monoclinic - Y: 9.09 % - WL: 1.5406 - a 8.56420 - b 13.03000 - c  
 [ ] 01-086-0435 (C) - Enstatite - Mg<sub>2</sub>(Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>) - Orthorhombic - Y: 15.85 % - WL: 1.5406 - a 9.31500 - b 8.89900 - c  
 [ ] 01-082-1403 (C) - Cristobalite beta, syn - SiO<sub>2</sub> - Tetragonal - Y: 40.19 % - WL: 1.5406 - a 4.97800 - b 4.97800 -  
 [ ] 01-087-0611 (C) - Pargasitic hornblende - (Na,K)<sub>0.72</sub>(Ca,Fe)<sub>2</sub>(Mg,Fe,Al)<sub>5</sub>(Si,Al)<sub>8</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2</sub> - Monoclinic - Y: 4.4  
 [ ] 01-088-2069 (C) - Oxybiotite 1M - KMg<sub>1.64</sub>Fe<sub>0.87</sub>Al<sub>1.39</sub>Ti<sub>0.34</sub>Si<sub>2.84</sub>O<sub>11.5</sub>F<sub>0.16</sub>(OH)<sub>0.3</sub> - Monoclinic - Y: 12.69  
 [ ] 01-087-1166 (C) - Hematite - Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - Rhombo.H.axes - Y: 6.66 % - WL: 1.5406 - a 5.03530 - b 5.03530 - c 13.

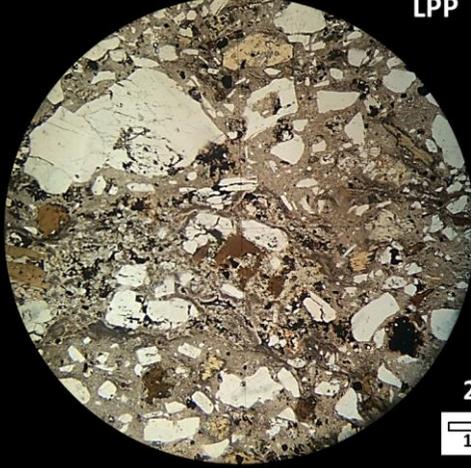
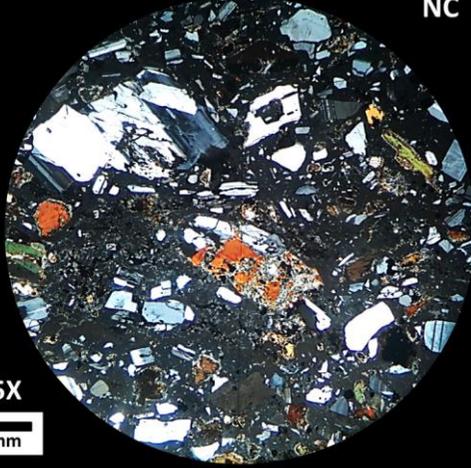
K5R1 - IGNIMBRITA CHAXAS			
			
<b>COORDENADAS</b>	7.480.164 m N / 593.925 m E 19S - WGS 84		
<b>LOCALIDAD</b>	20 km al noreste de San Pedro de Atacama en camino hacia el complejo geotermal géiseres de El Tatio		
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Rosado grisáceo	<b>ALTERADA</b> Pardo rojizo, con aspecto terroso
<b>GRADO DE ALTERACIÓN</b>	Moderado	<b>PESO ESPECÍFICO</b>	Moderado
<b>ESTRUCTURAS PRIMARIAS</b>	Fragmentos de pómez levemente alargados		<b>FÁBRICA</b> Matriz soportada
<b>PIROCLASTOS (%)</b>	Lapilli	30	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966) <b>TOBA DE LAPILLI</b>
Bomba Bloques	0	Ceniza 70	
COMPOSICIÓN			
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>
Plagioclasa	20	Volcánicos	2
Biotita	3		Masivo 59
Anfíbol	2		Pómez 12
Cuarzo	2	<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)	
		<b>TOBA VÍTREA</b>	
<b>OBSERVACIONES</b>	Pómez poseen minerales como plagioclasa, biotita, anfíbol y poco cuarzo, de un gran tamaño (aproximado entre 30 a 70 cm). Escaso redondeamiento de líticos y fácil de disgregar al tacto.		

<b>K5R1 - IGNIMBRITA CHAXAS</b>			
<b>LPP</b>		<b>NC</b>	
			
<b>25X</b>			
<b>COORDENADAS</b>	<b>7.480.164 m N / 593.925 m E 19S - WGS 84</b>		
<b>LOCALIDAD</b>	20 km al noreste de San Pedro de Atacama en camino hacia el complejo geotermal géiseres de El Tatio		
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Rosado grisáceo	<b>ALTERADA</b> Pardo rojizo, con aspecto terroso
<b>ESTRUCTURAS</b>	Líticos con aspecto fluidal transparente		
<b>INCLUSIONES FLUIDAS</b>	En plagioclasa y cuarzo. Dispuesta en zonación de algunos cristales		<b>TEXTURA</b> Vitroclástica
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	30
Bomba	0	Ceniza	70
Bloques			
<b>COMPOSICIÓN</b>			
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>
Plagioclasa	20	Tobas	20
Ortopiroxeno	6	Andesita	± 1
Anfíbol	5		
Biotita	2	<b>METÁLICOS</b>	
Cuarzo	2	Minerales metálicos se observan de formas redondeadas, con cristales de hematita y magnetita dispersas en la matriz. Se define localmente martitización.	
<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)		<b>TOBA VÍTREA DE CRISTALES</b>	
<b>OBSERVACIONES.</b> Roca con importante contenido de piroxeno y anfíbol, en comparación a biotitas, con cristales perforados y deformados. Minerales accesorios como apatito en plagioclasa. Vidrio presenta color café.			

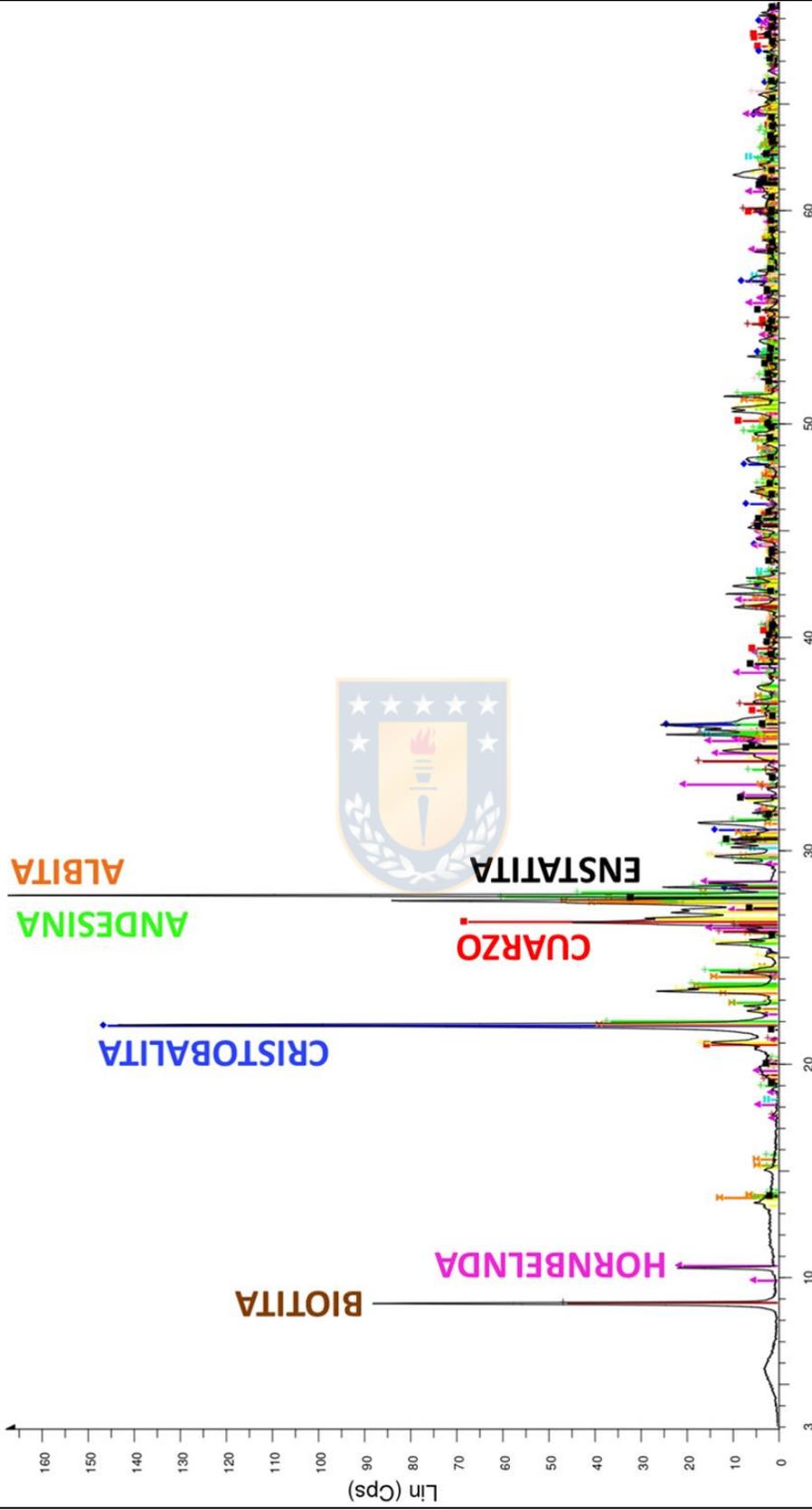
# IGNIMBRITA CHAXAS (K5R1)



L5R1 - IGNIMBRITA TATIO					
					
<b>COORDENADAS</b>	7.530.279 m N / 601.724 m E 19S - WGS 84				
<b>LOCALIDAD</b>	Campo geotermal géiseres de El Tatio				
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Grisáceo amarillenta	<b>ALTERADA</b>	Pardo anaranjado	
<b>GRADO DE ALTERACIÓN</b>	Moderado		<b>PESO ESPECÍFICO</b>	Moderado	
<b>ESTRUCTURAS PRIMARIAS</b>	Pómez alargada y deformada. Micas y líticos oxidados se disponen orientados		<b>FÁBRICA</b>	Matriz soportada	
<b>PIROCLASTOS (%)</b>	Lapilli	25	<b>CLASIFICACIÓN TEXTURAL</b> (Fisher, 1966)		
Bomba Bloques	0	Ceniza	75	<b>TOBA DE LAPILLI</b>	
COMPOSICIÓN					
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>	<b>VIDRIO</b>	<b>%</b>
Plagioclasa	21	Volcánicas	2	Masivo	54
Cuarzo	6			Pómez	10
Anfíbol	4	<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)			
Biotita	3	<b>TOBA VÍTREA DE CRISTALES</b>			
<b>OBSERVACIONES</b>	Plagioclasa con aspecto tabular y cuarzo anhedral. Pómez con porosidades y anfíboles con cristales prismáticos sin sección basal.				

L5R1 - IGNIMBRITA TATIO			
			
LPP		NC	
25X			
<b>COORDENADAS</b>	7.530.279 m N / 601.724 m E 19S - WGS 84		
<b>LOCALIDAD</b>	Campo geotermal géiseres de El Tatio		
<b>COLOR EN SUPERFICIE</b>	<b>FRESCA</b>	Grisáceo amarillenta	<b>ALTERADA</b> Pardo anaranjado
<b>ESTRUCTURAS</b>	Se reconocen estructuras de flujo, con líticos de pómez alargada y aplastada		
<b>INCLUSIONES FLUIDAS</b>	En cuarzo y plagioclasa del tipo bifásica, primarias en zonación de feldespatos		<b>TEXTURA</b> Vitroclástica
<b>PIROCLASTOS (%)</b>		Lapilli	25
Bomba	0	Ceniza	75
Bloques			
<b>COMPOSICIÓN</b>			
<b>CRISTALES</b>	<b>%</b>	<b>LÍTICOS</b>	<b>%</b>
Plagioclasa	20	Andesita	6
Anfibol	7		
Biotita	3		
Cuarzo	2		
Ortopiroxeno	2		
Clinopiroxeno	1		
		<b>METÁLICOS</b>	
		Importante contenido metálico, identificándose hematita en bordes de minerales máficos y escasas magnetitas (martitización pervasiva). Halo local de limonita/goethita.	
<b>CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL</b> (Schmidt, 1981)		<b>TOBA VÍTREA DE CRISTALES</b>	
<b>OBSERVACIONES.</b> Minerales accesorios como apatito en las plagioclasas, cuarzo con embahiamiento. Algunos cristales se encuentran rotos o perforados. Pómez se encuentran desvitrificadas, con aspecto de esferulitas. Vidrio color café claro.			

# IGNIMBRITA TATIO (L5R1)

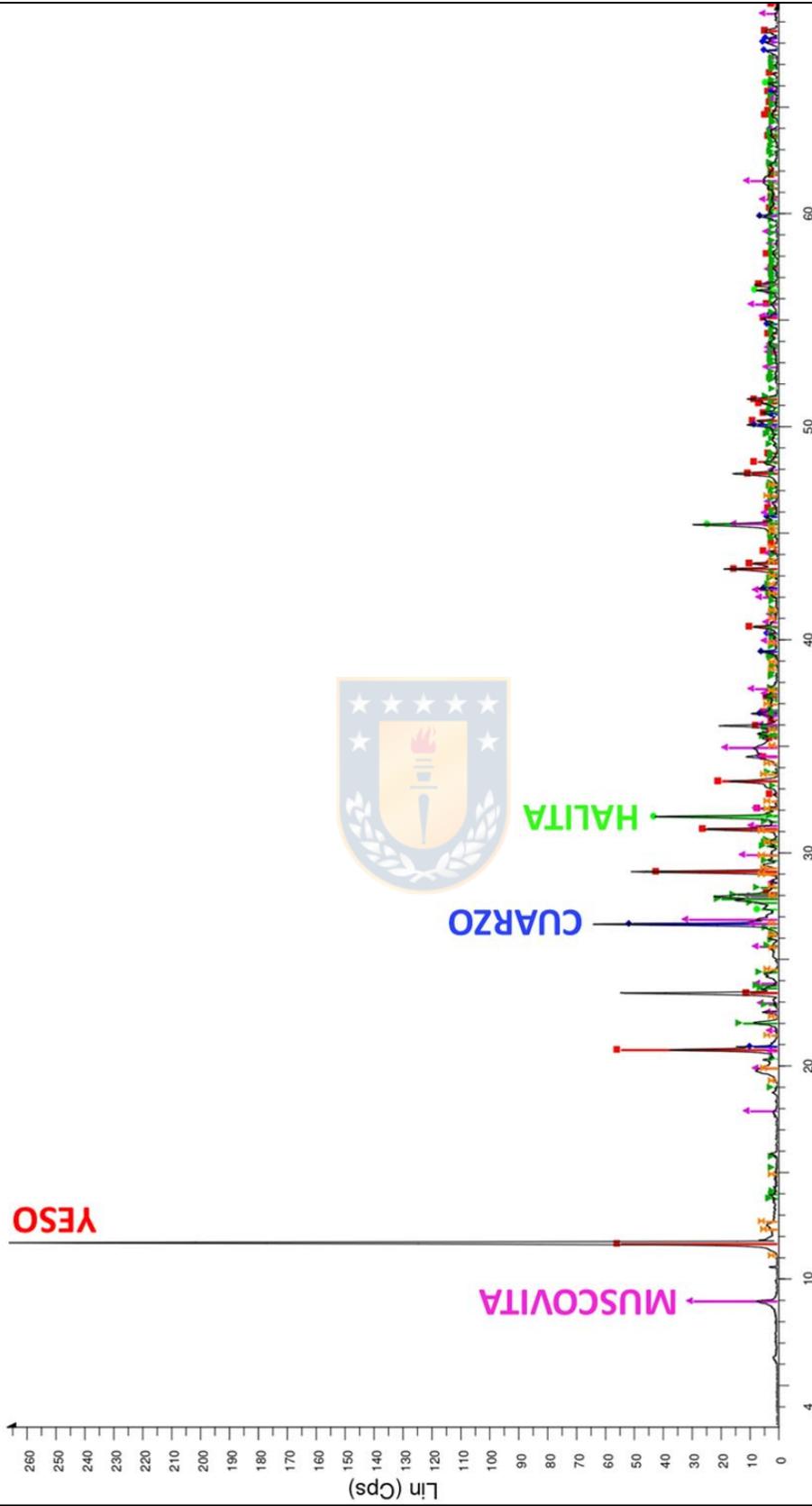


## 2-Theta - Scale

- 01-082-0512 (C) - Cristobalite - SiO2 - Tetragonal - Y: 86.99 % - WL: 1.5406 - a 4.99700 - b 4.99700 - c 7.0700  
■ 01-071-1060 (C) - Hornblende - Na9K4Ca16Mg29Fe14Ti5Al24Si6O24 - Monoclinic - Y: 12.25 % - WL: 1.54  
■ 01-083-1609 (C) - Albite high - Na(AlSi3O8) - Triclinic - Y: 27.10 % - WL: 1.5406 - a 8.23400 - b 12.95500 - c 7.  
■ 01-073-6603 (C) - Hematite, syn - Fe2O3 - Rhombo.H axes - Y: 9.46 % - WL: 1.5406 - a 5.03420 - b 5.03420 - c  
■ 01-087-0246 (C) - Magnetite, syn - Fe29O4 - Cubic - Y: 8.55 % - WL: 1.5406 - a 8.39100 - b 8.39100 - c 8.3910  
■ 01-083-1938 (C) - Andesine - Na0.622Ca0.368Al1.28Si2.71O8 - Triclinic - Y: 35.32 % - WL: 1.5406 - a 8.17800  
■ 01-088-2302 (C) - Quartz - SiO2 - Hexagonal - Y: 40.09 % - WL: 1.5406 - a 4.91239 - b 4.91239 - c 5.40385 - a l  
■ 01-080-2109 (C) - Sanidine high - K(AlSi3O8) - Monoclinic - Y: 15.59 % - WL: 1.5406 - a 8.60600 - b 13.01700 -  
■ 00-024-0203 (I) - Augite - Ca(Mg,Fe)Si2O6 - Monoclinic - Y: 7.95 % - WL: 1.5406 - a 9.75500 - b 8.92800 - c 5.2  
■ 01-086-0434 (C) - Enstatite - Mg2(Si2O6) - Orthorhombic - Y: 18.47 % - WL: 1.5406 - a 9.30600 - b 8.88600 - c



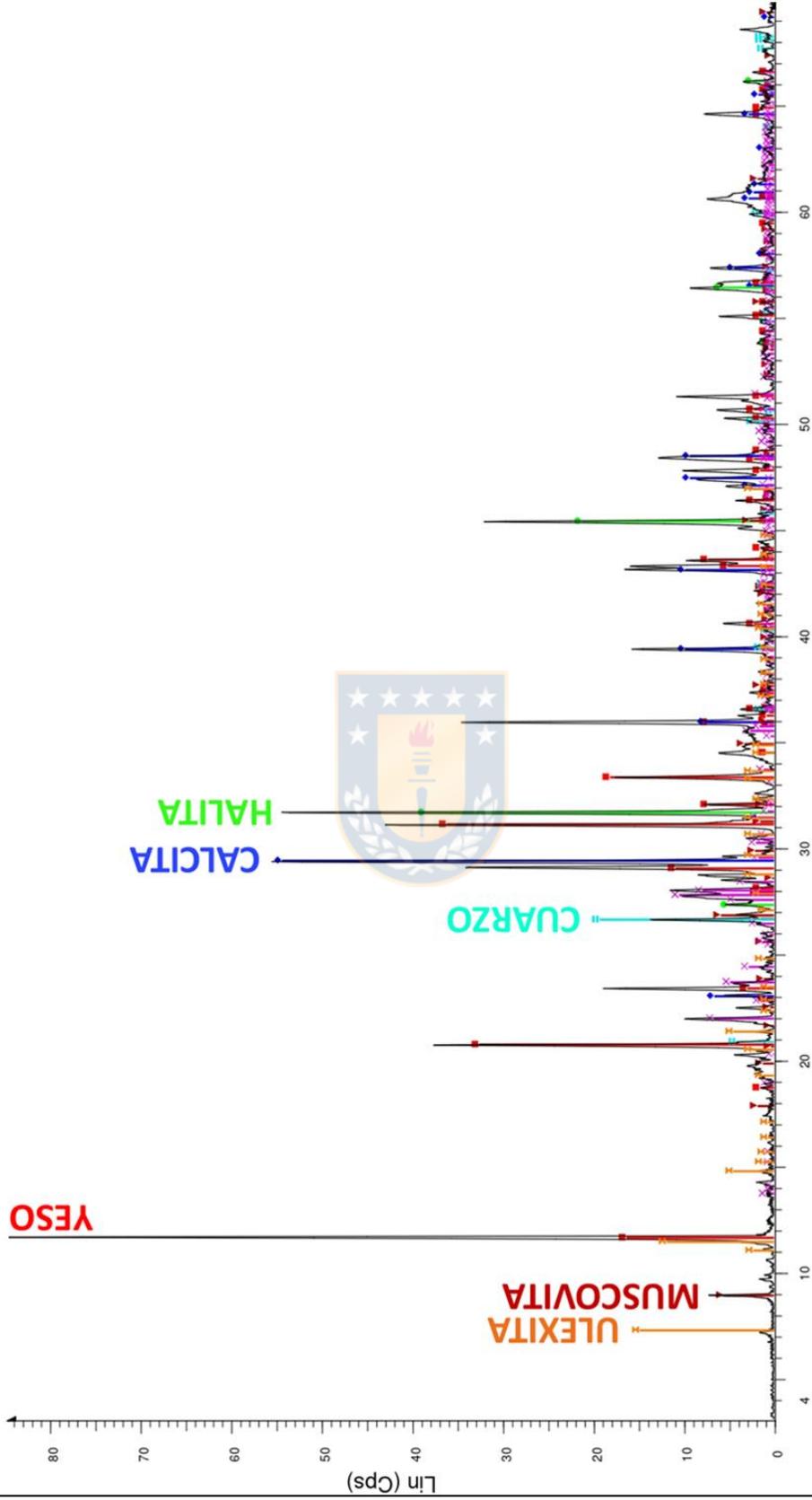
# POZO 10 (C3R1)



2-Theta - Scale

**KL1\_C3R1** - File: L1C3R1.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.042 ° - End: 69.964 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 141. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 22 s - 2-Theta: 3.042 ° - Theta: 1.500 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 m  
 Operations: Displacement -0.073 | Smooth 0.032 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 0.977 | 1.000 | Impor  
 [00-033-0311 (°)] - Gypsum, syn - CaSO4·2H2O - Monoclinic - Y: 20.25 % - WL: 1.5406 - a 6.29450 - b 15.20790 - c 5.67760 - alpha 90.000 - beta 114.090 - gamma 90.000 - beta 114.090 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/c (15) - 4 - 495.371 - I/Ic PDF 1.8 - F3  
 [00-046-1045 (°)] - Quartz, syn - SiO2 - Hexagonal - Y: 18.70 % - WL: 1.5406 - a 4.91344 - b 4.91344 - c 5.40524 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P321 (154) - 3 - 113.010 - I/Ic PDF 3.4 - F30=539(0.0018,  
 [00-005-0628 (°)] - Halite, syn - NaCl - Cubic - Y: 15.45 % - WL: 1.5406 - a 5.64020 - b 5.64020 - c 5.64020 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Face-centered - Fm-3m (225) - 4 - 179.425 - I/Ic PDF 4.4 - F17= 93(0.0108,1  
 [00-005-0263 (l)] - Muscovite-2M1 - KAl2(Si3Al)O10(OH)F2 - Monoclinic - Y: 11.40 % - WL: 1.5406 - a 5.19000 - b 9.03000 - c 20.05000 - alpha 90.000 - beta 95.770 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/c (15) - 4 - 934.896 - F30=  
 [01-083-1938 (C)] - Andesine - Na0.622Ca0.368Al1.29Si2.71O8 - Triclinic - Y: 7.16 % - WL: 1.5406 - a 8.17800 - b 12.86500 - c 7.10900 - alpha 93.530 - beta 116.210 - gamma 89.920 - Base-centered - C-1 (0) - 4 - 669.485 - I/Ic PD  
 [00-050-1613 (l)] - Elyite - Cu+2Pb4(SO4)(OH)8 - Monoclinic - Y: 1.45 % - WL: 1.5406 - a 14.24400 - b 11.53600 - c 14.65600 - alpha 90.000 - beta 100.450 - gamma 90.000 - Primitive - P21/c (14) - 8 - 2368.31 - F30= 210.0630,217

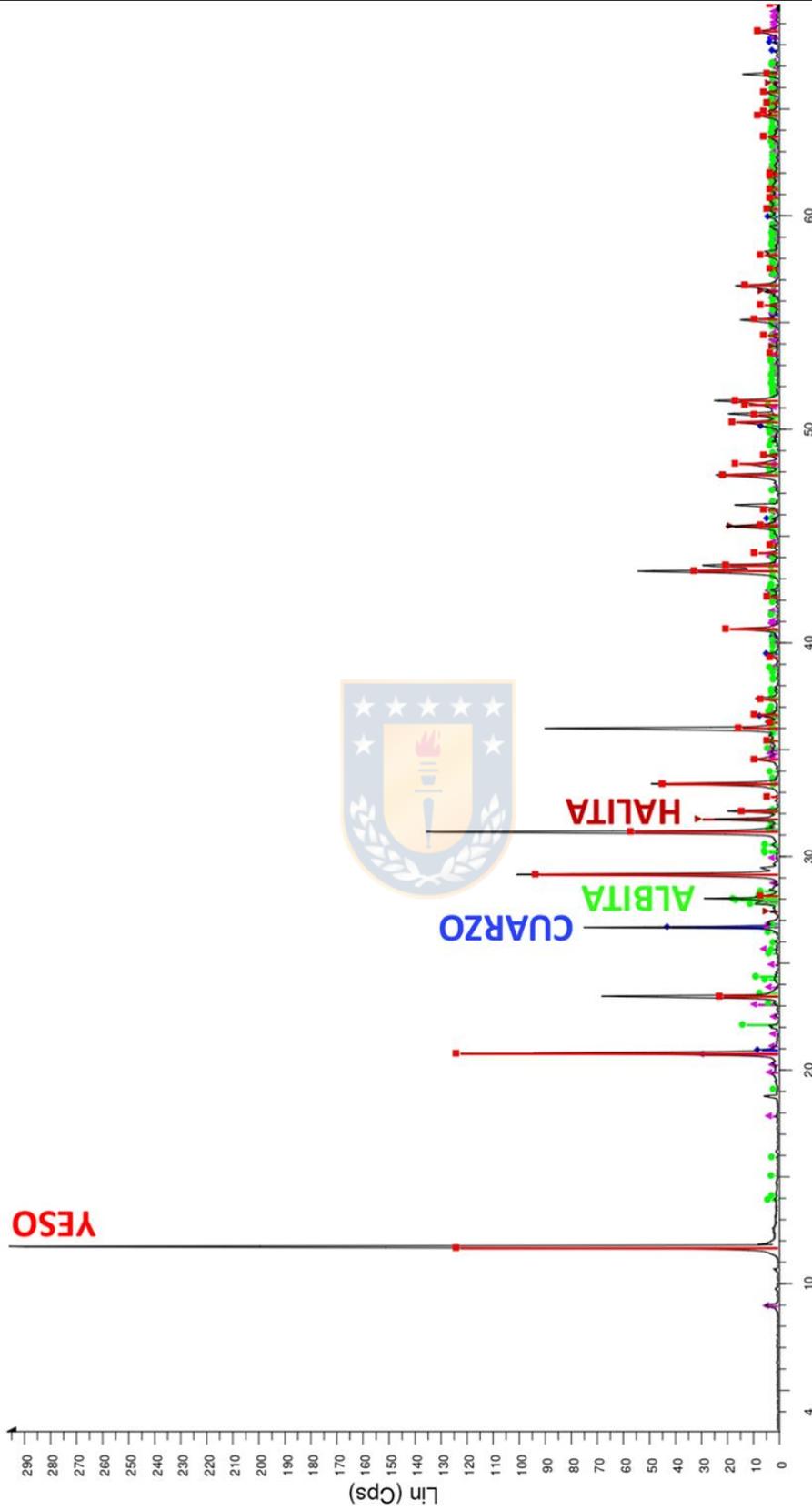
# POZO 6 (F7R1)



Operations: Background 2.138,1.000 | Background 1.445,1.000 | Displacement -0.083 | Smooth 0.020 | Strip kAl  
01-079-1149 (C) - Andesine - Na499Ca491(Al1488Si2506O8) - Y: 12.29 %

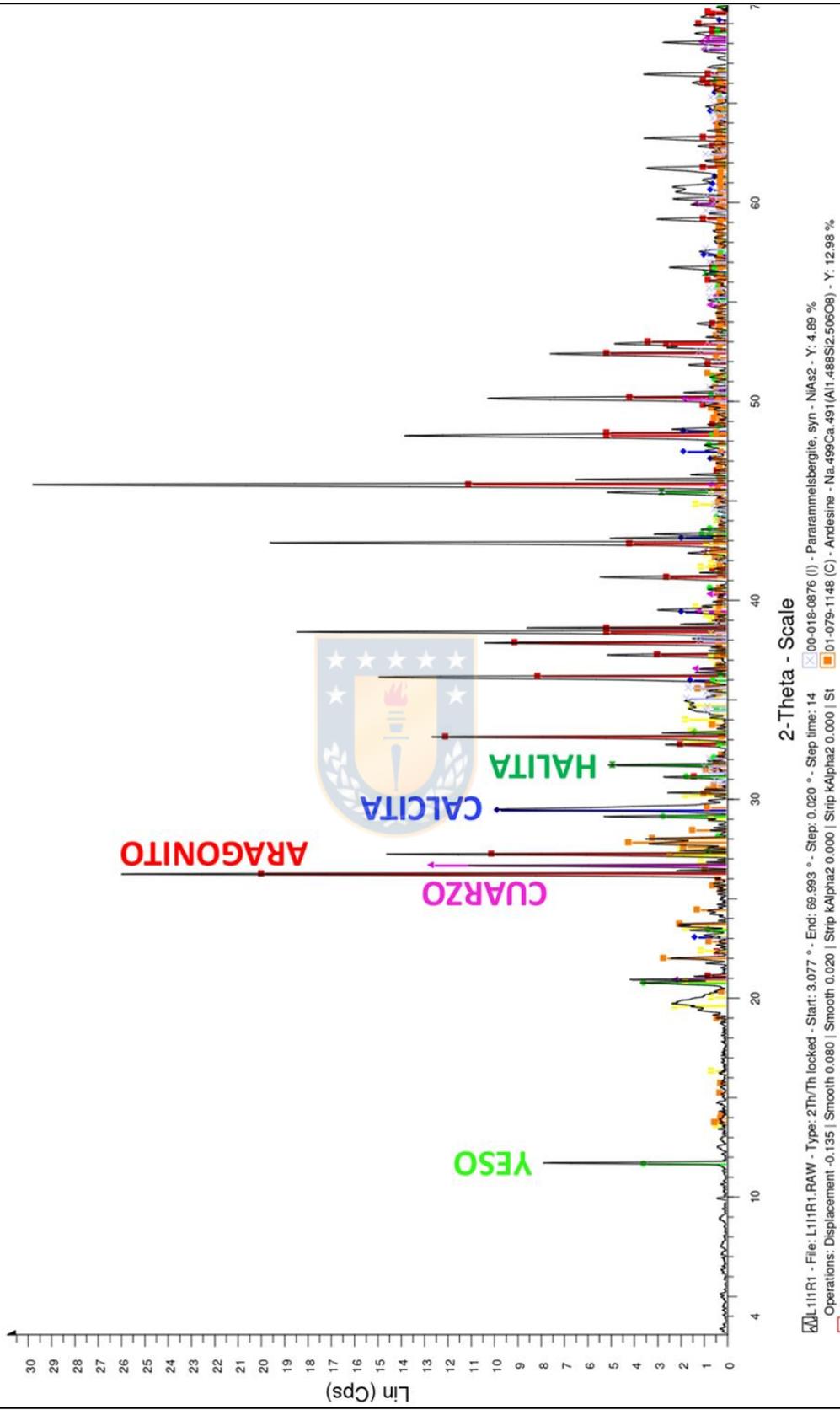


# POZO 9 (F9R1)

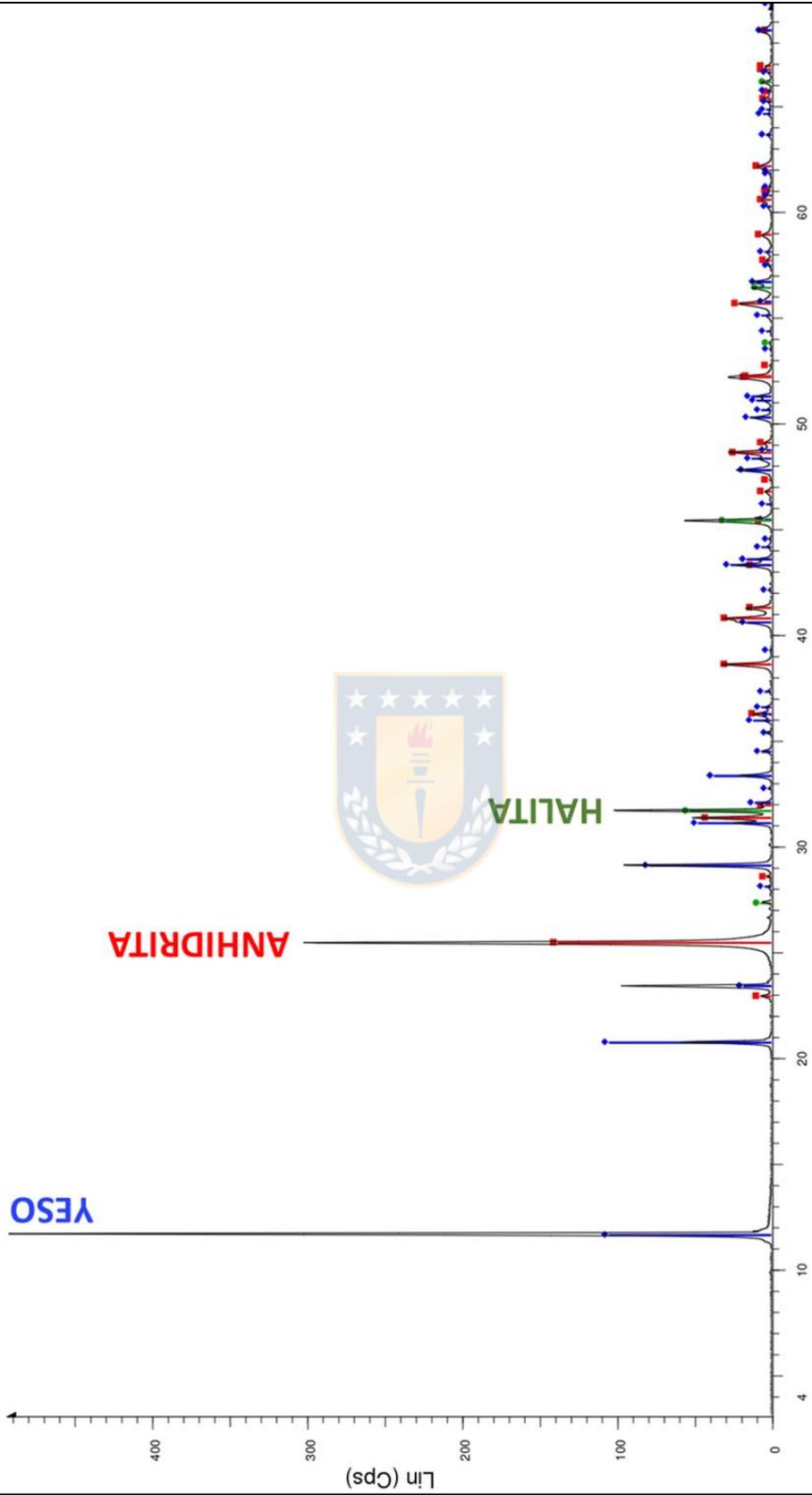


L\F9R1 - File: L\F9R1.RAW - Type: Locked Coupled - Start: 3.066 ° - End: 69.983 ° - Step: 0.020 ° - Time Started: 21 s - 2-Theta: 3.066 ° - Theta: 1.500 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0  
Operations: Displacement -0.115 | Smooth 0.020 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 0.977 | Import  
00-033-0311 (\*) - Gypsum, syn - CaSO4.2H2O - Monoclinic - Y: 41.21 % - WL: 1.5406 - a: 6.28460 - b: 15.20790 - c: 5.67760 - alpha 90.000 - beta 114.090 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/c (15) - 4 - 495.371 - I/Ic PDF 1.8 - S-  
01-079-1906 (C) - Quartz - SiO2 - Hexagonal - Y: 13.80 % - WL: 1.5406 - a: 4.91340 - b: 4.91340 - c: 5.40520 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3121 (152) - 3 - 113.007 - I/Ic PDF 4.8 - S-O 7.5 % - F27=10  
01-075-0948 (C) - Muscovite 2M1 - KAlSi3O10(OH)2 - Monoclinic - Y: 9.42 % - WL: 1.5406 - a: 5.18000 - b: 9.02000 - c: 20.04000 - alpha 90.000 - beta 95.500 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/c (15) - 4 - 932.030 - I/Ic PDF 2,  
01-080-1094 (C) - Albite low - Na(AlSi3O8) - Triclinic - Y: 5.25 % - WL: 1.5406 - a: 8.13700 - b: 12.78500 - c: 7.15630 - alpha 94.260 - beta 116.600 - gamma 87.710 - Base-centered - C-1 (0) - 4 - 664.008 - I/Ic PDF 0.6 - S-Q 21.1 % -  
01-075-0306 (C) - Halite - NaCl - Cubic - Y: 9.75 % - WL: 1.5406 - a: 5.64000 - b: 5.64000 - c: 5.64000 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Face-centered - Fm-3m (225) - 4 - 179.406 - I/Ic PDF 4.7 - S-O 5.3 % - F9=1000(

# POZO 1 (I1R1)



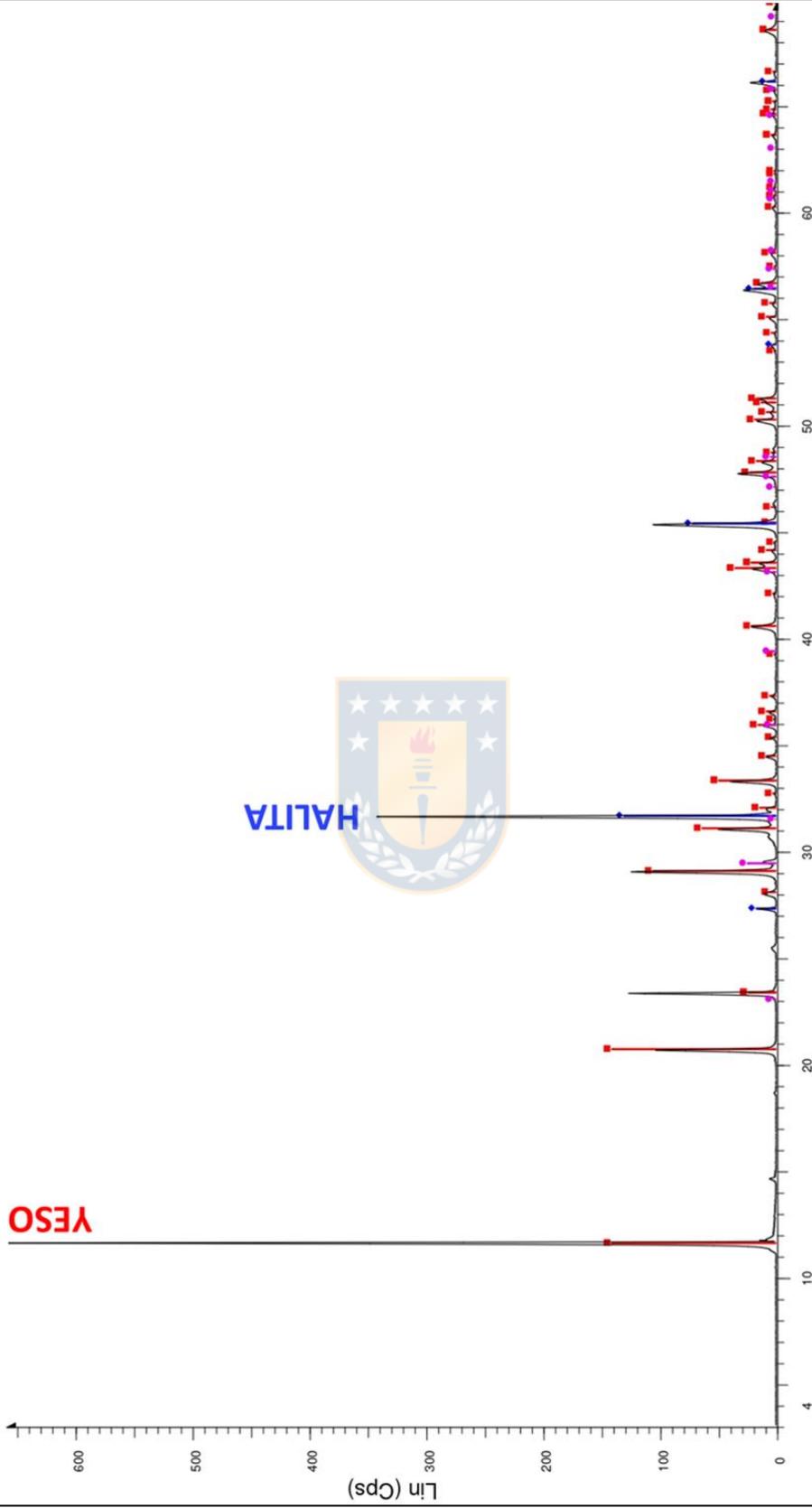
# POZO 2 (I5R1)



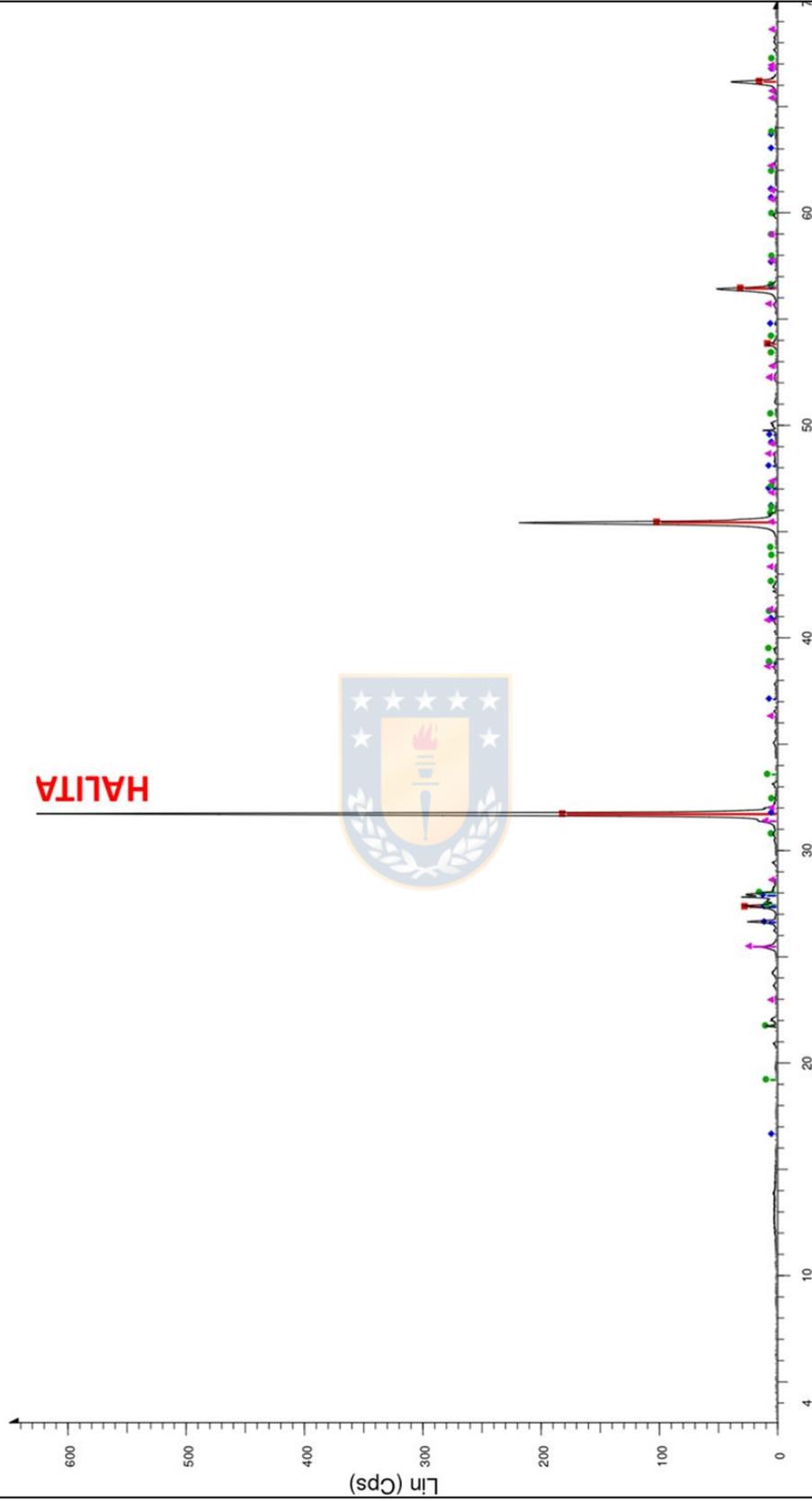
2-Theta - Scale

File: L15R1.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.066 ° - End: 69.983 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 141. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 21 s - 2-Theta: 3.066 ° - Theta: 1.500 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 mm  
Operations: Displacement -0.115 | Smooth 0.032 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 0.977 | 1.000 | Import  
Legend: ■ 00-037-1496 (\*) - Anhydrite, syn - CaSO4 - Orthorhombic - Y: 27.97 % - WL: 1.5406 - a 6.99330 - b 7.00170 - c 6.24110 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Base-centered - Bmmb (63) - 4 - 305.595 - F30= 98(0.0066,46  
■ 00-033-0311 (\*) - Gypsum, syn - CaSO4·2H2O - Monoclinic - Y: 21.24 % - WL: 1.5406 - a 6.28450 - b 15.20790 - c 5.67760 - alpha 90.000 - beta 114.090 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/c (15) - 4 - 495.371 - I/c PDF 1.8 - F3  
■ 00-005-0628 (\*) - Halite, syn - NaCl - Cubic - Y: 10.67 % - WL: 1.5406 - a 5.64020 - b 5.64020 - c 5.64020 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Face-centered - Fm-3m (225) - 4 - 179.425 - I/c PDF 4.4 - F17= 93(0.0108,1

# EVAPORITA TEBINQUICHE (C1R1)



# EVAPORITA BALTINACHE (C5R1)



## 2-Theta - Scale

[M] L1C5R1 - File: L1C5R1.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.077 ° - End: 69.993 ° - Step: 0.020 ° - Time Started: 22 s - 2:Theta: 3.077 ° - Theta: 1.500 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 m  
 Operations: Displacement -0.135 | Smooth 0.020 | Strip xAlpha2 0.500 | Background 0.977,1.000 | Import  
 [00-005-0628 (\*)] - Halite, syn - NaCl - Cubic - Y: 27.34 % - WL: 1.5406 - a 5.64020 - b 5.64020 - c 5.64020 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Face-centered - Fm-3m (225) - 4 - 179.425 - I/Ic PDF 4.4 - F17= 93(0.0108,1  
 [00-027-1075 (I)] - Cesium Iodate - Cs3IO5 - Orthorhombic - Y: 1.17 % - WL: 1.5406 - a 9.27900 - b 9.67600 - c 8.80800 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Primitive - Pbcn (52) - 4 - 790.814 - F23= 3(0.0360,219)  
 [00-028-0588 (I)] - Lithium Rubidium Sulfate - RbLiSO4 - Orthorhombic - Y: 1.64 % - WL: 1.5406 - a 9.24400 - b 5.34500 - c 8.74900 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Primitive - Pc21m (33) - 4 - 431.984 - F26= 7(0.035  
 [00-037-1496 (\*)] - Anhydrite, syn - CaSO4 - Orthorhombic - Y: 3.05 % - WL: 1.5406 - a 6.99330 - b 7.00170 - c 6.24110 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Base-centered - Bmmb (63) - 4 - 305.595 - F30= 98(0.066,46)

# EVAPORITA LEJIA (E5R1)

