



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**DISTRIBUCIÓN, CONDICIONES DE DEPOSITACIÓN, GEOQUÍMICA Y FUENTE DE EMISIÓN DE LA IGNIMBRITA LAUCA, ALTIPLANO DE CHILE, PERÚ Y BOLIVIA**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

**RODRIGO ESTEBAN ESPINOZA REYES**

PROFESOR GUÍA:  
EDMUNDO POLANCO VALENZUELA

PROFESOR CO-GUÍA:  
ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
MIGUEL ÁNGEL PARADA  
JOSÉ ANTONIO NARANJO

SANTIAGO DE CHILE  
2021

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL  
TÍTULO DE GEÓLOGO  
POR: **RODRIGO ESTEBAN ESPINOZA REYES**  
FECHA: 2021  
PROF. GUÍA: Dr. EDMUNDO POLANCO VALENZUELA

## **DISTRIBUCIÓN, CONDICIONES DE DEPOSITACIÓN, GEOQUÍMICA Y FUENTE DE EMISIÓN DE LA IGNIMBRITA LAUCA, ALTIPLANO DE CHILE, PERÚ Y BOLIVIA**

La Ignimbrita Lauca es un depósito de corrientes de densidad piroclástica que se extiende por el Altiplano y atraviesa las fronteras entre Chile, Perú y Bolivia a ca. 18°S en la Zona Volcánica Central en el área del Oroclino Boliviano. Mediante el estudio de imágenes satelitales e información adquirida para el levantamiento de la Carta Geológica Putre, publicada el 2018 por el Servicio Nacional de Geología y Minería, se describe la petrografía, analiza la geoquímica, evalúa la geocronología y establece la distribución y volumen de la unidad y se presenta una propuesta sobre su fuente de emisión.

La Ignimbrita Lauca se considera equivalente a la Ignimbrita Pérez, en Bolivia, y a la Toba Pachía y Volcánicos Sennca en Perú. Es la más reciente de las ignimbritas cenozoicas en el área de estudio. Se originó por un único evento eruptivo entre 2,7 y 2,9 Ma en el Plioceno Superior. Es una unidad característica de un ambiente de magmatismo calcoalcalino y se estima que su fuente petrogenética primaria estaría asociada a profundidades corticales de ca. 64 km, lugar donde se habría fraccionado granate. Un segundo proceso de desequilibrio y diferenciación, a profundidades someras, estaría relacionado a cristalización y fraccionamiento de plagioclasa.

Corresponde a un depósito piroclástico de composición riolítica compuesto por una unidad de oleada basal, de extensión local, y dos unidades de flujo posteriores estratigráfica y petrográficamente diferenciadas. Los depósitos alcanzan espesores mínimos de 10 m y máximos de aproximadamente 100 m, considerándose como representativo un promedio 30 m. Sus afloramientos actuales cartografiados presentan una superficie cercana a 3.500 km<sup>2</sup> y se estima que su área original es de cerca de 30.000 km<sup>2</sup>. Es una ignimbrita de baja razón de aspecto (1:6.500) gracias a que sus unidades de flujo se transportaron distancias máximas conocidas de 180 km. Esta extensa distribución estaría asociada al aumento de energía cinética en las corrientes piroclásticas cuando estas se movilizaron a través de las elevadas pendientes que caracterizan el viaje entre la Cordillera Occidental y la costa chilena.

El volumen total *bulk* original de la unidad es ca. 800 km<sup>3</sup> y *Dense Rock Equivalent* (DRE) de 600 km<sup>3</sup>, presumiblemente asociado a un evento eruptivo formador de caldera de colapso. Antecedentes de esta estructura se encontrarían en el Altiplano boliviano, al norte del Nevado Sajama. Estaría delimitada por un escarpe semielíptico y plutones cuaternarios. Se propone que se trate de una caldera tipo *downsag*, cuyas dimensiones serían de ca. 25x35 km<sup>2</sup>, sobre la que se han depositado niveles aluviales y volcánicos cuaternarios. Sin embargo, lo anterior no resulta concluyente ante la inexistencia de evidencia geomorfológica y de una subsidencia consistente con el volumen emitido. Una hipótesis alternativa, para el origen de la unidad, es que esta se trate de una ignimbrita tipo escudo, cuyo diámetro mayor es de 90 km, formada por niveles piroclásticos que mantengan suavemente (<5°) en torno a un centro aparentemente coronado por volcanismo emitido posteriormente a la extrusión de la Ignimbrita Lauca.

*“¡Para que termine esta realidad brutal se requiere un profesional comprometido con el cambio social!” Salvador Allende, 1972*

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Servicio Nacional de Geología y Minería por proponer este trabajo de Memoria de Título, permitirme elaborarlo, y colaborar para ello con fotografías, libretas de terreno, secciones delgadas, microscopía electrónica de barrido, análisis químicos y la invaluable oportunidad de aportar al conocimiento geológico del país realizando esta contribución para la Subdirección Nacional de Geología.

Agradezco al Dr. Edmundo Polanco, profesor guía de este trabajo, por dirigirlo hacia estándares de prolijidad y calidad sustantivos y por su soporte y compañía durante el proceso. A José Antonio Naranjo, por incorporar una perspectiva profundamente experimentada y científica sobre los grandes problemas del medio natural que habitamos. A los profesores Miguel Ángel Parada y Ángelo Castruccio por su orientación como parte de la Comisión de Título.

Agradezco al Dr. Gerhard Wörner por interesarse en mi trabajo y aportar información y su mirada experta sobre la Zona Volcánica Central de los Andes. También a Darío Hübner por su disponibilidad permanente a ayudar. A muchos otros geocientistas maestros y entusiastas de conversaciones y chacharas científicas.

Agradezco a mi madre y abuela, base fundamental de mi vida, por su apoyo, confianza y esperanzas puestas en mí. Agradezco a mi padre, guía y compañero de muchos sueños. Agradezco a mi hermano, junto a él, llevamos la energía de nuestros abuelos. Agradezco a Carla por mostrarme un camino y acompañarme a recorrerlo, mirando juntos hacia el futuro.

Agradezco la oportunidad de conocer, ser parte y aportar a la constitución de un grupo humano tan rico como quienes nos conocimos estudiando la carrera de geología. Compañeras y compañeros de tantas noches, juegos y salidas a terreno. Hemos compartido sudor, rocas, risas y la mirada esperanzada de una geología viva en armonía con la acción del ser humano. También agradezco a todos y todas con quienes pude relacionarme como Profesor Auxiliar, por permitirme la oportunidad de observar colectivamente la Tierra a través de un microscopio.

Agradezco a la organización estudiantil y a todos quienes conocí en ella, personas de una rica diversidad y humanidad, que me han dado la perspectiva de lo que significa luchar por una sociedad justa, digna e igualitaria. Voluntad inextinguible que se mantendrá para toda la vida.

Agradezco a mis amigos José, Gabriel e Ignacio por acompañarme y estar conmigo aún en los momentos más difíciles.

Escribí este trabajo durante tiempos compungidos. Una pandemia azota al mundo sin periclitarse. El pueblo chileno desborda las calles exigiendo dignidad y se mantiene contumaz en su lucha. Miles lloran a los muertos dejados por el paroxismo de la injusticia. Detrás de la testera la sociedad ebulle en su inevitable transformación y el planeta, en cada rotación, evidencia la prognosis de un futuro inevitable.

## TABLA DE CONTENIDO

<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
1.1. Formulación del problema.....	1
1.2. Hipótesis de trabajo .....	2
1.3. Objetivos .....	2
1.3.1. Objetivo General .....	2
1.3.2. Objetivos Específicos.....	2
1.4. Localización Geográfica y accesos .....	3
1.5. Metodologías.....	5
1.5.1 Estratigrafía, petrografía y mecanismos de deposición .....	5
1.5.2. Geocronología .....	5
1.5.3. Geoquímica de roca total, elementos trazas y química mineral.....	6
1.5.4. Distribución, espesor, volumen y fuente de emisión .....	6
<b>2. MARCO TEÓRICO</b> .....	<b>7</b>
2.1. Corrientes de densidad piroclástica .....	7
2.1. Calderas de colapso .....	10
2.2. Ignimbritas tipo escudo .....	11
<b>3. CONTEXTO GEOLÓGICO</b> .....	<b>14</b>
3.1. Marco Geográfico.....	14
3.1.1. Geografía de la zona .....	14
3.1.2. Clima.....	16
3.1.3. Hidrografía .....	17
3.2. Marco Geológico .....	17
3.2.1. Contexto Geodinámico .....	17
3.2.2. Evolución .....	21
3.2.3. Magmatismo y volcanismo en la Zona Volcánica Central.....	22
3.2.4. Geología de la zona de estudio .....	23
3.2.5. Ignimbrita Lauca .....	25

<b>4. RESULTADOS .....</b>	<b>32</b>
4.1. Distribución, área, volumen y fuente de emisión.....	32
4.1.1. Distribución y área .....	32
4.1.2. Espesor y volumen del depósito .....	39
4.1.3. Fuente de emisión .....	43
4.2. Estratigrafía y petrografía.....	45
4.2.1. Sector Copaquilla.....	45
4.2.2. Sector coronel Alcérreca.....	49
4.2.3. Sector Cuenca Lauca .....	62
4.2.4. Síntesis .....	66
4.3. Geoquímica de Elementos Mayores .....	68
4.3. Geoquímica de Elementos menores y traza .....	73
4.4. Química Mineral y Petrografía SEM.....	79
4.4.1. Feldespato .....	80
4.4.2. Óxidos de Fe-Ti .....	81
4.5.4. Biotita.....	82
4.5. Dataciones radiométricas.....	83
<b>5. ANÁLISIS.....</b>	<b>87</b>
5.1. Caracterización geoquímica.....	87
5.2. Estratigrafía y mecanismos de transporte.....	91
5.3. Fuente de emisión.....	94
<b>6. CONCLUSIONES .....</b>	<b>100</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA .....</b>	<b>102</b>
<b>ANEXOS .....</b>	<b>108</b>
A. Mapas Complementarios .....	109
B. Tablas Complementarias.....	112
C. Descripciones Petrográficas.....	116

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b> Área de afloramientos actuales de ignimbrita Lauca .....	36
<b>Tabla 2.</b> Espesores característicos de los afloramientos de la Ignimbrita Lauca .....	42
<b>Tabla 3.</b> Columnas estratigráficas levantadas en sector Coronel Alcérreca. ....	49
<b>Tabla 4.</b> Muestras de la Ignimbrita Lauca consideradas para el estudio. ....	69
<b>Tabla 5.</b> Índice Fésico de muestras de Ignimbrita Lauca. ....	71
<b>Tabla 6.</b> Muestras de Ignimbrita Lauca normalizadas al MORB. ....	74
<b>Tabla 7.</b> Razones de REE de muestras de Ignimbrita Lauca .....	75
<b>Tabla 8.</b> Óxidos de Fe-Ti analizados por SEM.....	81
<b>Tabla 9.</b> Recopilación de edades radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y U-Pb .....	86
<b>Tabla 10.</b> Comparativa de Ignimbritas tipo escudo e ignimbritas del área de estudio....	99

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Mapa de ubicación y accesos al área de estudio .....	4
<b>Figura 2.</b> Unidad de flujo estándar.....	8
<b>Figura 3.</b> Sección transversal de los patrones de depositación de una Corriente de densidad piroclástica a través de los valles.....	9
<b>Figura 4.</b> Calderas de colapso tipo Graben y sus subtipos. ....	10
<b>Figura 5.</b> Complejos tipo escudo .....	13
<b>Figura 6.</b> Mapa de Unidades Geomorfológicas consideradas para el área de estudio.....	15
<b>Figura 7.</b> Fenómenos estacionales de viento y lluvia en el Altiplano.....	16
<b>Figura 8.</b> Contexto geodinámico de la Cordillera de los Andes .....	20
<b>Figura 9.</b> Mapa de afloramientos actuales de la ignimbrita Lauca.....	36
<b>Figura 10.</b> Mapa de afloramientos actuales de la ignimbrita Lauca sobrepuesto a unidades geomorfológicas del área de estudio. ....	35
<b>Figura 11.</b> Perspectiva afloramientos en localidad de Alcérreca. ....	37
<b>Figura 12.</b> Dunas formadas producto de meteorización eólica de Ignimbrita Lauca. ....	37
<b>Figura 13.</b> Extensión original inferida de los depósitos de la ignimbrita Lauca.....	38
<b>Figura 14.</b> Espesores calculados para los afloramientos actuales de la ignimbrita Lauca mediante el software Google Earth Pro.....	41
<b>Figura 15.</b> Posibles estructuras de caldera en mapa de relieve y sombras.....	44
<b>Figura 16.</b> Fotografías afloramiento ignimbrita Lauca en sector Copaquilla .....	46
<b>Figura 17.</b> Nivel 4 definido en la Figura 16. Depósito macizo color gris rosáceo.....	47
<b>Figura 18.</b> Acercamiento a nivel 4 definido para afloramientos de ignimbrita Lauca en el sector Copaquilla.....	48
<b>Figura 19.</b> Acercamiento a nivel 3 .....	48
<b>Figura 20.</b> Estructuras laminadas en el techo del nivel 4 definido .....	49
<b>Figura 21.</b> Columna estratigráfica sector Copaquilla. ....	50
<b>Figura 22.</b> Fotografía de lugar columna 1 de sector Coronel Alcérreca. ....	51
<b>Figura 23.</b> Afloramientos en zona de columna 1 de sector Coronel Alcérreca. ....	52
<b>Figura 24.</b> Diversos productos piroclásticos juveniles tamaño bloque.....	52

<b>Figura 25.</b> Columna 1 sector Coronel Alcérreca.....	53
<b>Figura 26.</b> Microfotografías de sección delgada de muestra PE-77 .....	54
<b>Figura 27.</b> Fotografía de los afloramientos columna 2 del sector Coronel Alcérreca.....	55
<b>Figura 28.</b> Fotografías de acercamiento a perspectiva de Figura 18.....	56
<b>Figura 29.</b> Columna 2 sector Coronel Alcérreca.....	57
<b>Figura 30.</b> Microfotografías de sección delgada de muestra PE-78. ....	58
<b>Figura 31.</b> Fotografías de afloramiento de columna 3 sector Coronel Alcérreca. ....	59
<b>Figura 32.</b> Fotografías afloramientos de columna 3 sector Coronel Alcérreca. ....	60
<b>Figura 33.</b> Microfotografías de sección delgada de muestra PE-29. ....	61
<b>Figura 34.</b> Columna 3 sector Coronel Alcérreca.....	62
<b>Figura 35.</b> Columna sector Cuenca Lauca. ....	64
<b>Figura 36.</b> Microfotografía de secciones delgadas de las muestras PE-75 A (izquierda) y PE-75 B (derecha).....	65
<b>Figura 37.</b> Columna generalizada para afloramientos de la Ignimbrita Lauca .....	67
<b>Figura 38.</b> Diagrama de álcalis totales vs sílice (Diagrama TAS).....	70
<b>Figura 39.</b> Diagrama de contenido de sílice contra K <sub>2</sub> O .....	71
<b>Figura 40.</b> Diagrama de saturación de alúmina de Shand.....	72
<b>Figura 41.</b> Diagrama TAS para ignimbritas presentes en el área de estudio .....	73
<b>Figura 42.</b> Diagrama de elementos incompatibles normalizados al MORB.....	75
<b>Figura 43.</b> Diagrama de tierras raras normalizado a condrito propuesto por Evensen et al. (1978) .....	76
<b>Figura 44. Arriba:</b> Gráfico (La/Yb) <sub>N</sub> vs Espesor cortical (km). <b>Abajo:</b> Gráfico Sr/Y vs Espesor cortical (km).....	77
<b>Figura 45.</b> Gráfico (La/Yb) <sub>N</sub> vs Espesor cortical (km) para ignimbritas. ....	76
<b>Figura 46.</b> Imágenes SEM de muestra PE-75A.....	79
<b>Figura 47.</b> Plagioclasas analizadas mediante SEM.....	80
<b>Figura 48.</b> Diagrama ternario de clasificación de feldespatos para cristales muestreados en pómez de la ignimbrita Lauca.....	81
<b>Figura 49.</b> Diagrama ternario Al, M <sup>+2</sup> , Si.....	82
<b>Figura 50.</b> Diagrama bidimensional de la razón Si vs Fe/(Fe+Mg) .....	82
<b>Figura 51.</b> Porción de circones seleccionados de muestra PE-76.....	84
<b>Figura 52.</b> Edades radiométricas para Ignimbrita Lauca. ....	85
<b>Figura 53.</b> Selección edades radiométricas vs Edad (Ma) ± error .....	86
<b>Figura 54.</b> Relación La/Yb en función de SiO <sub>2</sub> (% en peso) de muestras de estudio ....	89
<b>Figura 55.</b> Relaciones de tierras raras en función de SiO <sub>2</sub> (% en peso) .....	89
<b>Figura 56.</b> Aproximación al área de la Caldera 1.....	96
<b>Figura 57.</b> Imagen satelital del área de fuente de emisión de Ignimbrita Lauca.....	98

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. Formulación del problema

El Altiplano chileno es una zona geográfica de difícil acceso, baja densidad poblacional y de adversas condiciones climáticas para los asentamientos humanos que existen en el lugar. Lo anterior ha determinado que la disponibilidad de información geológica y de estudios al respecto, sea comparativamente menor, en términos de su desarrollo en cuanto a tectónica, magmatismo y petrología, que en otras zonas geográficas del país.

El extremo norte de Chile se ubica en la Zona Volcánica Central (ZVC), la que se caracteriza por su relativa abundancia de eventos y productos dacíticos a riolíticos durante el Cenozoico y por la explosividad, magnitudes y carácter destructivo de la actividad volcánica. Sin embargo, las erupciones históricas son escasas en el área (Clavero y Sparks, 2005). La zona de estudio corresponde a la porción sur del Oroclinal boliviano donde este se orienta N-S. Allí el espesor cortical supera los 65 km bajo el Altiplano (Charrier *et al.*, 2013).

El levantamiento cartográfico realizado por Arcos *et al.* (2018) para la Carta Geológica Putre, elaborada por el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) consistió en toma de muestras, descripción de afloramientos, dataciones radiométricas y análisis químicos. Como parte de la estratigrafía del área, se estudiaron los depósitos de la Ignimbrita Lauca que se emplazan en ella.

La Ignimbrita Lauca es un depósito característico de la era cenozoica que se emplaza en el territorio correspondiente a la Región de Arica y Parinacota en Chile, y posee una extensión de alcance regional que se extiende por los dominios de la alta cordillera, precordillera y depresión central hasta ca. 19°S en territorio chileno y posee un área mínima de 2.000 km<sup>2</sup>. Marca la actual superficie de erosión y no se conoce su volumen total ni fuente (Arcos *et al.*, 2018). Ha sido descrita como un depósito de flujo piroclástico de composición riodacítica con grados variables de soldamiento y consolidación. Corresponde petrográficamente a una toba leve a moderadamente soldada, vítrea, de cristales, pómez y líticos.

Muestra, en general, una superficie plana y espesores variables debido a que se encuentra depositada sobre un paleorrelieve irregular correspondiente a unidades más antiguas (Polanco *et al.*, 2015). Se han medido potencias de 40 a 80 m, sin embargo, en el resto del área de la Hoja Arica puede alcanzar 150 m (García *et al.*, 2004). Para la Carta Putre ha sido reconocida como producto de un único gran evento durante el Plioceno Superior, ca. 3,0 – 2,6 Ma (Arcos *et al.*, 2018).

Se han identificado afloramientos correspondientes a la Ignimbrita Lauca en las Cartas Putre, Lago Chungará y Visviri-Villa Industrial, sin embargo, debido a su importante extensión es que se estima que sus depósitos se distribuyen hacia el sur de Perú y el oeste de Bolivia, país donde ha sido identificada como la Ignimbrita Pérez (Polanco *et al.*, 2015).

La ignimbrita Lauca es una unidad informal debido a que no cuenta con una columna estratigráfica definida en una localidad tipo con base y techo establecido, que permita reconocer de manera detallada las variaciones verticales de sus unidades de flujo. Por otra parte, la extensión total de este depósito y su distribución no se conoce como tampoco se cuenta con una caracterización acabada sobre los procesos volcánicos que le dieron origen y permitieron su depositación. Finalmente, la fuente de esta unidad no ha sido identificada, constituyendo una de las principales preguntas abiertas al respecto.

En este estudio se busca aportar al conocimiento geológico de la zona por medio de realizar una caracterización petrográfica, geoquímica, geocronológica de la Ignimbrita Lauca y estimar su distribución total. Se pretende consolidar un estudio de detalle de esta unidad, integrando e incorporando la información disponible, teniendo en consideración los datos de las cartografías de SERNAGEOMIN como estudios de otras fuentes. Además, se espera establecer el lugar de origen o la fuente de emisión del depósito como conclusión de lo anterior.

## **1.2. Hipótesis de trabajo**

La ignimbrita Lauca corresponde a un depósito característico del volcanismo de arco de la Zona Volcánica Centro (ZVC) durante el Cenozoico y fue depositado por un único evento. Su distribución se extiende desde el norte de Chile hasta el oeste de Bolivia en el altiplano, lugar donde se encuentra su fuente de emisión.

## **1.3. Objetivos**

### **1.3.1. Objetivo General**

Establecer la distribución, condiciones de deposición, geoquímica y fuente de la unidad informal Ignimbrita Lauca.

### **1.3.2. Objetivos Específicos**

1. Describir petrografía, mineralogía y mecanismos de depositación asociados al evento eruptivo que da origen a la Ignimbrita Lauca.
2. Analizar la geoquímica de la Ignimbrita Lauca.
3. Evaluar la identificación geocronológica de la unidad por medio de comparar los valores radiométricos obtenidos.
4. Establecer la distribución, área de afloramientos actuales y total inferida, volumen y fuente de emisión de la Ignimbrita Lauca.

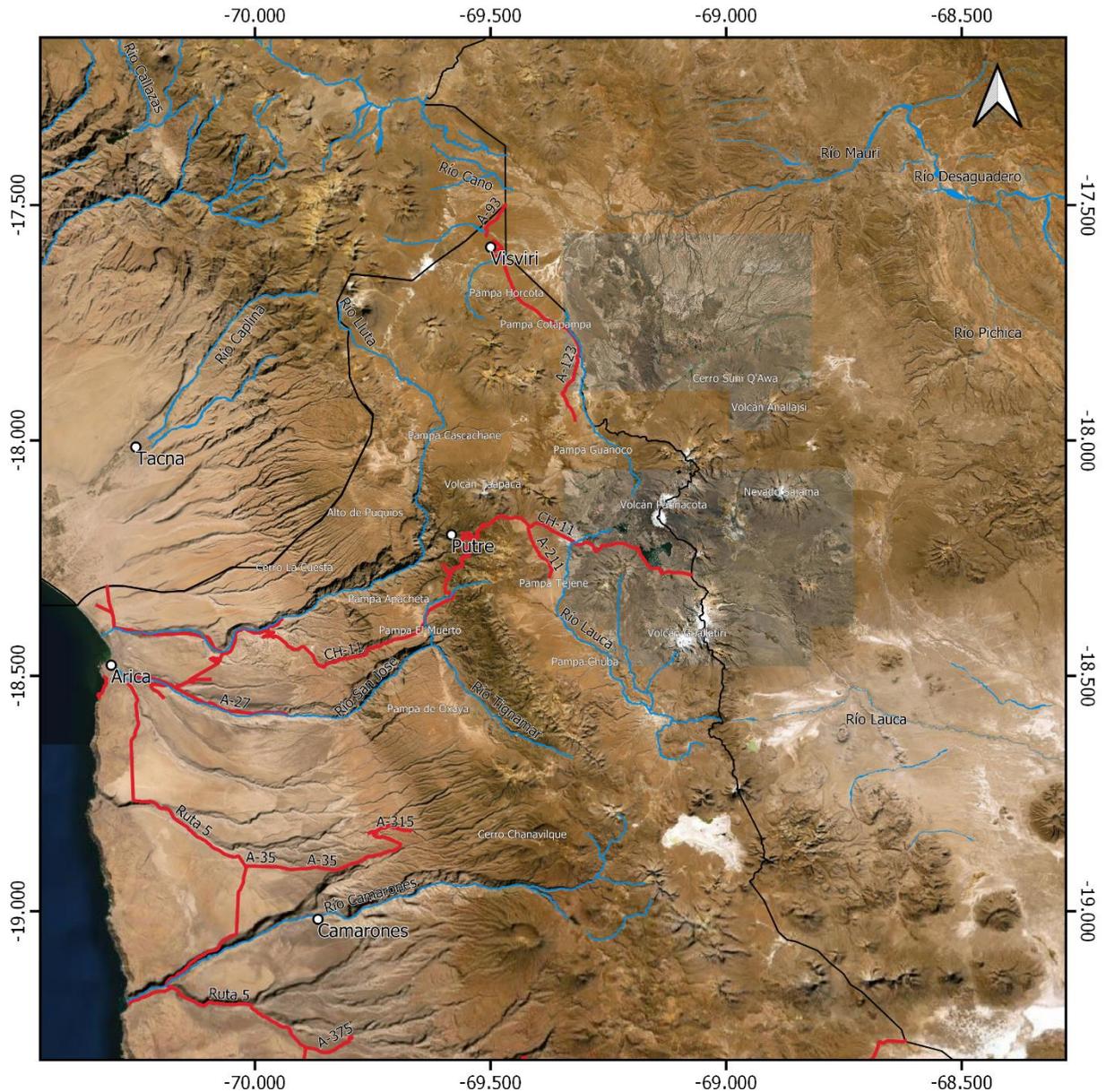
## 1.4. Localización Geográfica y accesos

La zona de estudio para este trabajo se encuentra en el extremo norte de Chile, Región de Arica y Parinacota. Limita al sur con la Región de Tarapacá, al norte con Perú, al este con Bolivia y al oeste con el océano Pacífico. La zona de estudio se despliega potencialmente por el Altiplano de Bolivia más allá de la frontera con Chile y hacia el sur de Perú. Esta área coincide, en parte, con los cuadrángulos definidos por SERNAGEOMIN para las Cartas Putre (Arcos *et al.*, 2018) y Lago Chungará (Clavero *et al.*, 2018), las que se han tomado como punto de partida.

El área correspondiente a la Carta Putre se extiende entre las latitudes 18°00' y 18°30'S y las longitudes 70°00' y 69°30'O. Se ubica a menos de 100 km al NE de la ciudad de Arica, Capital Regional. Comprende una superficie total de 2.445 km<sup>2</sup>. Aproximadamente un 14% del área corresponde a zonas de patrimonio ambiental protegidas, siendo la mayoría parte del Parque Nacional Lauca y en menor proporción parte del Monumento Natural Quebrada de Cardones (Arcos *et al.*, 2018).

El cuadrángulo de la Carta Lago Chungará limita al oeste con la Carta Putre, ubicándose igualmente entre los paralelos 18°00' y 18°30'S y más al este de esta, entre el meridiano 69°30'O y la frontera con Bolivia. Comprende una superficie aproximada de 2530 km<sup>2</sup>, encontrándose un 45% dentro del Parque Nacional Lauca y un 30% en la Reserva Nacional Las Vicuñas (Clavero *et al.*, 2018).

El acceso principal al área se realiza por medio de la ruta internacional CH-11 que une las ciudades de Arica en Chile con La Paz en Bolivia y que cruza la frontera por el paso internacional Tambo Quemado también conocido como Paso internacional Chungará-Tambo Quemado (Figura 1. Mapa de ubicación y accesos al área de estudio de este trabajo, la que se extiende más allá del límite fronterizo entre Chile, Perú y Bolivia.. Dentro del cuadrángulo de la Carta Putre se ubica la ciudad homónima, capital de la Provincia de Parinacota. Este es el centro urbano más poblado y núcleo económico del altiplano en este lugar (García *et al.*, 2004). Las vías secundarias más relevantes son la ruta A-93, que nace al este a algunos kilómetros de las Lagunas de Cotacotani y alcanza la localidad de Parinacota llegando posteriormente hasta Visviri (García *et al.*, 2012), y la ruta A-23 que inicia hacia el norte a partir del camino internacional al E de Putre. Este camino se acerca a los Nevados de Putre y el volcán Taapaca y llega a la localidad de Coronel Alcérreca, antigua estación del ferrocarril Arica-La Paz (Arcos *et al.*, 2018). Hacia el sur la ruta CH-11 se desvía por la vía A-201 desde la localidad de Zapahuira, al oeste de Putre, y alcanza las localidades de Ancuta, Misituni, Choquelimpie y Guallatiri (Clavero *et al.*, 2018).



**Simbología**

- Centro Poblado
- Río
- Ruta de pavimento
- Límite internacional



**Figura 1.** Mapa de ubicación y accesos al área de estudio de este trabajo, la que se extiende más allá del límite fronterizo entre Chile, Perú y Bolivia.

## 1.5. Metodologías

### 1.5.1 Estratigrafía, petrografía y mecanismos de deposición

Se realiza una revisión de las libretas de terreno del geólogo Dr. Edmundo Polanco Valenzuela, correspondientes a las campañas realizadas por SERNAGEOMIN para la cartografía de la Carta Putre, considerando datos registrados y fotografías de los afloramientos de la ignimbrita Lauca. Con esta información se han caracterizado los afloramientos de la ignimbrita Lauca en los diferentes puntos de estudio.

Para estudiar la estratigrafía de la unidad, se construyen columnas en diversos puntos de muestreo y se complementan con la descripción, por medio de microscopio petrográfico, de 16 secciones delgadas correspondientes a rocas recolectadas en dichas campañas de terreno y se relacionan estas con la estratigrafía de los lugares donde se levantaron las columnas. Lo anterior se complementará con una recopilación de información al respecto en la Carta Lago Chungará (Clavero *et al.*, 2018) y Hoja Arica (García *et al.*, 2004).

La dinámica de los flujos que dieron origen a la unidad y los mecanismos de depositación se infieren de las características petrográficas tanto de los afloramientos, a nivel de columna estratigráfica, como de las relaciones texturales a escala de sección delgada. Se busca realizar una interpretación de aquello, con esta información, teniendo en consideración su naturaleza volcánica y piroclástica, como la disposición de fragmentos juveniles y líticos, granulometría, entre otros parámetros.

### 1.5.2. Geocronología

Las rocas recolectadas para el levantamiento de información de la Carta Putre fueron estudiadas por medio de los métodos radiométricos U-Pb en circones y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en vidrio en los laboratorios de la Universidad de Tasmania y de SERNAGEOMIN respectivamente, con el objetivo de conocer su edad de formación.

Considerando el método U-Pb, como un indicador de procesos ígneos magmáticos, y Ar/Ar, para temperaturas de enfriamiento post solidificación, se realizará una comparación entre los valores obtenidos por ambas metodologías, estableciendo concordancias y discordancias para evaluar la definición propuesta actualmente. Además, se considerarán también los datos levantados para la Carta Lago Chungará (Clavero *et al.*, 2018) y Hoja Arica (García *et al.*, 2004).

El estudio completo de la geocronología de la unidad se realiza por medio de la recopilación de todas las edades radiométricas disponibles en la literatura, ya sean estas correspondientes a los métodos U-Pb y Ar/Ar, como también K-Ar en distintas fases minerales. Esta compilación, se usa para establecer el valor más adecuado para la edad de formación de la Ignimbrita Lauca tomando en consideración las ventajas y falencias de cada método.

### **1.5.3. Geoquímica de roca total, elementos trazas y química mineral**

Para la realización de los análisis químicos de muestras de rocas de la Ignimbrita Lauca se compiló la información de las Cartas Putre (Arcos *et al.*, 2018), Lago Chungará (Clavero *et al.*, 2018) y de la Hoja Arica (García *et al.*, 2004). Además, se cuenta con análisis multielemento inéditos, realizados para la Carta Putre pero no considerados en la publicación final.

Los Análisis Químicos de Roca Total (AQRT) para elementos mayores se realizaron mediante espectrometría de fluorescencia de rayos X. Para elementos trazas se utilizó las técnicas ICP-MS e ICP-OES, incluyendo las tierras raras en las muestras. Estos valores se estudiaron mediante diversos gráficos de clasificación geoquímica, siendo los principales el diagrama de Álcalis total en función de sílice, el diagrama de Pearce (1983) de elementos incompatibles normalizados al MORB (*Mid Ocean Ridge Basalt*) y el diagrama de Evensen *et al.* (1978), que expone la composición de tierras raras de las rocas en relación con un condrito.

Para estudiar la química de las fases minerales, se cuenta con imágenes de Microscopio electrónico de barrido (SEM) de secciones delgadas de las rocas de la unidad y valores composicionales de dichos cristales. Teniendo en cuenta el carácter semicualitativo de los datos obtenidos por SEM, se han reconocido y clasificado las fases feldespato (plagioclasa y sanidina), biotita, cuarzo y óxidos de Fe-Ti.

### **1.5.4. Distribución, espesor, volumen y fuente de emisión**

Se realiza un mapeo de la unidad Ignimbrita Lauca por medio de una recopilación de las cartografías disponibles, construyendo con esto un mapa unificado por medio del *software* QGIS. De esta manera se calcula el área total de los polígonos para establecer un valor para la superficie de los afloramientos actuales. Con esta información, se dibuja una envolvente buscando representar la distribución original de la unidad, antes de la erosión y volcanismo posterior, y con esto un valor para su superficie inicial.

Por medio del uso del *Software Google Earth Pro* y QGIS se realiza un cálculo de valores de espesor de los afloramientos de la unidad expuestos en las diversas quebradas, valles y cauces que la atraviesan. Para esto se asume que la incisión de estos flujos de agua afecta principalmente a la Ignimbrita Lauca debido a que se trata de un depósito poco consolidado de edad pliocena. Con esta información se estima el espesor de los depósitos y se calcula, con ello, un valor para el volumen actual y original de la unidad.

Con el propósito de conocer la fuente de emisión, se considera de acuerdo con los antecedentes, que la Ignimbrita Lauca proviene de un evento eruptivo formador de caldera. Se elabora un mapa de relieve y sombras para reconocer estructuras escarpadas en el área de estudio que puedan corresponder a calderas o remanentes de rasgos geomorfológicos de este tipo. Se evalúa la pertinencia de cada una de ellas como la fuente de emisión de la unidad.

## 2. MARCO TEÓRICO

### 2.1. Corrientes de densidad piroclástica

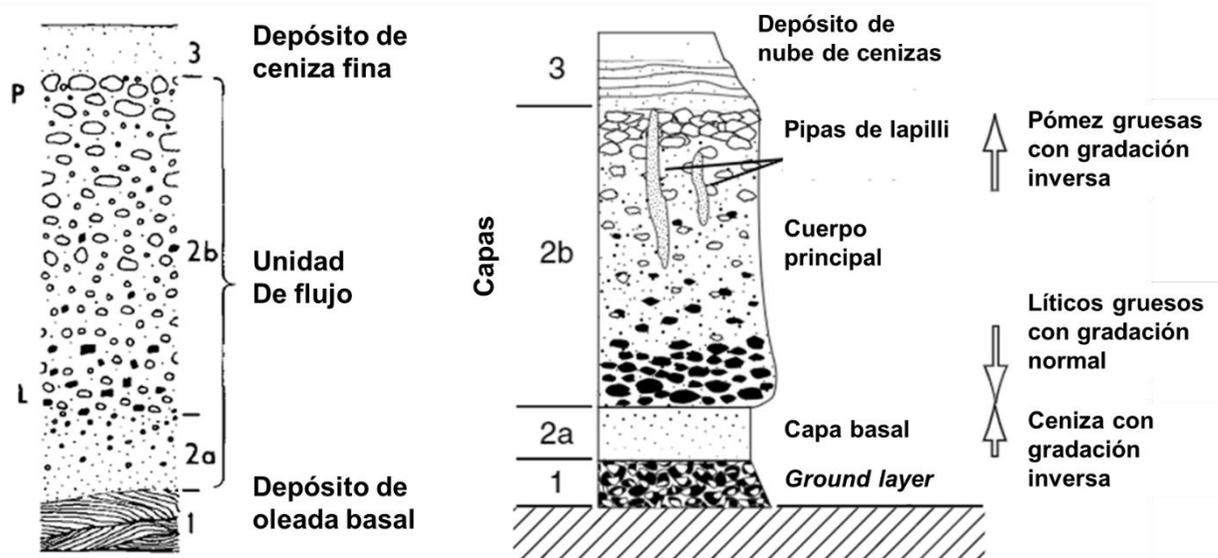
Sparks *et al.* (1973) definió las ignimbritas como rocas piroclásticas compuestas principalmente por material volcánico juvenil, como pómez y escoria, que muestran evidencia de flujo en los mecanismos que le dan origen. El término flujo piroclástico describe el flujo en movimiento e ignimbrita la roca resultante, que puede estar o no soldada. De forma generalizada los flujos piroclásticos han sido definidos como Corrientes de densidad piroclástica (Brown y Andrews, 2015).

Se han reconocido dos miembros extremos en la Corrientes de densidad piroclástica de acuerdo con sus características texturales y depósitos, los flujos y las oleadas piroclásticas. Las oleadas piroclásticas son corrientes de suspensión diluidas en las que las partículas se movilizan en régimen turbulento y mantienen la geografía (Druitt, 1998). Los flujos piroclásticos normalmente se presentan mal seleccionados y potentes en los bajos topográficos. Estas características se atribuyen a corrientes altamente concentradas. Según Druitt (1998) los flujos piroclásticos que contienen pómez como principal constituyente son llamadas ignimbritas.

Las ignimbritas pueden presentarse como cuerpos homogéneos o exhibir variaciones verticales dentro de los depósitos en tres elementos: grado de soldamiento, subdivisiones dentro de las unidades de flujo y laminaciones relacionadas a variaciones en el tamaño de grano (Sparks *et al.*, 1973).

Para describir mejor los mecanismos de depositación y los depósitos resultantes de una corriente de densidad piroclástica, Sparks *et al.* (1973) y Freundt *et al.* (2000) han desarrollado el concepto de unidad de flujo estándar (Figura 2).

La capa 2, subdivida en 2a y 2b (Figura 2), representa una unidad de flujo (Sparks *et al.*, 1973) o cuerpo principal de la ignimbrita (Freundt *et al.*, 2000). Esta unidad no depende del tamaño o la composición de los piroclastos ni del grado de soldadura. Sin embargo, niveles altos de soldamiento pueden dificultar la distinción entre ambas. 2b constituye el cuerpo de la unidad de flujo y constituye el 90% del volumen *bulk* del depósito. Es relativamente homogéneo, mal seleccionado y en él coexisten piroclastos de tamaño ceniza y bloque (Sparks *et al.*, 1973). En general, las pómez aumentan su tamaño hacia el techo de la subunidad, alcanzando un 10% del espesor de la unidad, mientras que los fragmentos líticos lo hacen hacia la base desarrollando gradación inversa y una potencia que comúnmente no supera los 2 m (Freundt *et al.*, 2000). La capa 2a es más fina que 2b y se presenta en la base de todas las unidades de flujo. Puede mostrar espesores de algunos centímetros hasta superiores a un metro y mostrar, ocasionalmente, gradación inversa hacia el techo de la subunidad. A diferencia de 2b, no muestra grandes fragmentos pumíceos y líticos de tamaño bloque (Freundt *et al.*, 2000).



**Figura 2.** Unidad de flujo estándar. **Izquierda:** modificado de Sparks et al. (1973). **Derecha:** modificado de Freundt et al. (2000).

La capa 1 no supera un espesor de algunos centímetros y subyace la capa 2 en contanto abrupto o gradacional. Muestra fluctaciones de espesor y puede mostrarse bien laminada y con laminación cruzada de bajo ángulo. Constituye una unidad de oleada piroclástica basal que por su naturaleza de flujo turbulento, debido a la alta energía expansiva del aire, se distribuye más extensamente sobre el terreno que los flujos piroclásticos que se confinan en los valles (Sparks *et al.*, 1973; Brown y Andrews, 2015).

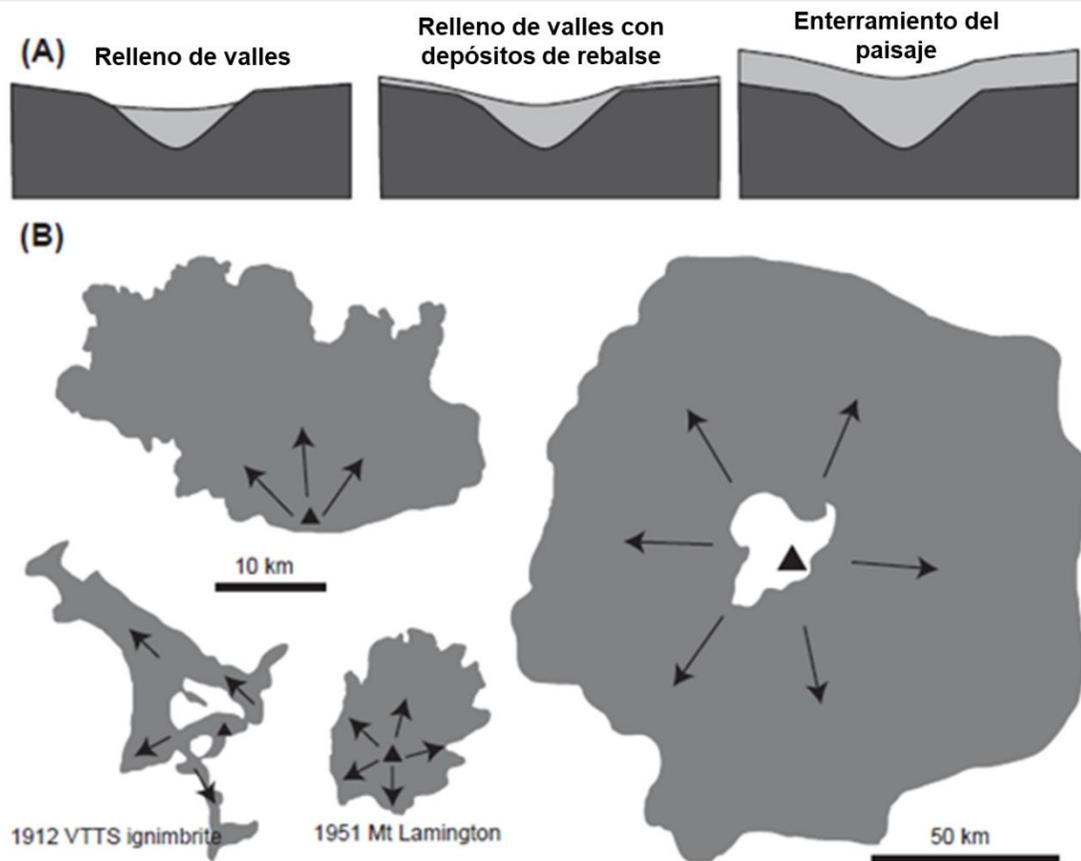
La capa 3 normalmente es un depósito de ceniza fina a muy fina que sobreyace la capa 2 y constituye el techo de la unidad de flujo estándar, por lo que está sujeta a erosión (Sparks *et al.*, 1973). Se interpreta como un depósito de caída de ceniza debido a elutriación desde la parte alta de una columna eruptiva, oleada o flujo piroclástico. Comúnmente se presenta empobrecido en cristales y líticos, a diferencia del nivel inferior (Freundt *et al.*, 2000). Las nubes co-ignimbritas que acompañan a las corrientes de densidad piroclástica serían el origen de la capa 3 (Brown y Andrews, 2015).

En el caso de que distintas corrientes de densidad piroclástica se superpongan, cada una de ellas presentará un espesor característico dentro del cual se desarrollarán los niveles anteriormente expuestos, sin importar la potencia (Sparks *et al.*, 1973).

Las Corrientes de densidad piroclástica están fuertemente influenciadas por el terreno y la topografía en su emplazamiento y depositación (Brown y Andrews, 2015). En la Figura 3.A se presenta la manera en que los valles existentes, al momentos de emisión del flujo, influyen en la morfología del depósito. Las ignimbritas son más gruesas en los valles y depresiones y disminuyen su espesor en terrenos altos.

Las ignimbritas tiendes a ser macizas y mal seleccionadas en los valles, mientras que las que se despositan en las zonas altas del relieve o remontan obstáculos presentan estratificación o laminación paralela y cruzada. Por otra parte, depósitos que alcanzan

potencias de varios metros en el fondo de los valles pueden reducirse a algunos centímetros hacia los bordes (Brown y Andres, 2015).



**Figura 3. A.** Sección transversal de los patrones de deposición de una Corriente de densidad piroclástica a través de los valles. **B.** Distribución esquemática de Corrientes de densidad piroclásticas de erupciones históricas y prehistóricas. Modificado de Brown y Andrews (2015).

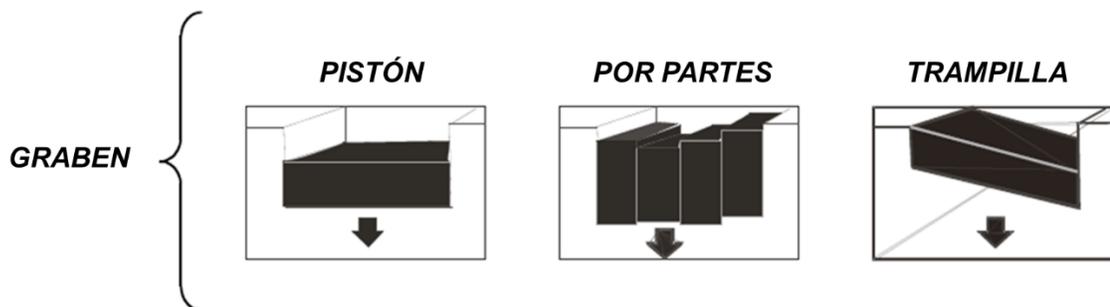
A escala regional, las Corrientes de densidad piroclástica aceleran a favor de las pendientes pronunciadas, como en los flancos de un volcán, ganando energía y aumentando su poder erosivo y de transporte. Al disminuir la inclinación del terreno, se favorece la deposición aunque pueden extenderse a pesar de los cambios regionales de pendiente (Brown y Andrews, 2015). Normalmente las oleadas piroclásticas son más energéticas y fluidizadas, por lo que pueden remontar obstáculos sobrepasando los límites de las quebradas, a diferencia de los flujos piroclástico (Sparks *et al.*, 1973).

## 2.1. Calderas de colapso

Aguirre-Díaz (2008), describe que una caldera de colapso es una estructura volcánica que se forma durante el colapso de un bloque cortical sobre reservorios magmáticos someros. Durante el desplome es común la emisión de flujos piroclásticos, el emplazamiento posterior de conos y domos de lava y la formación de una depresión de morfología circular, oval, rectangular, entre otras. El diámetro de la caldera aumenta con el volumen de la Corriente de densidad piroclástica asociada (Branney y Kokelaar, 2002).

Las calderas de *graben* son estructuras de colapso volcano-tectónico asociadas a ignimbritas de gran volumen y amplia extensión. Estos flujos se emiten por aberturas fisurales a través de fallas maestras de un graben y fallas intragaben que favorecen el colapso del bloque cortical. Los depósitos de caída están prácticamente ausentes (Lipman, 1997; Aguirre-Díaz, 2008).

Lipman (1997) define tres tipos principales de colapso: Pistón, Trampilla (*Trap-door* en inglés) y Por partes (*Piece-meal* en inglés). Esta clasificación representan extremos, sin embargo, la evidencia geológica muestra que las morfologías existentes son más complejas y una combinación entre ellos (Figura 4).



**Figura 4.** Calderas de colapso tipo Graben y sus subtipos: Pistón, Trampilla y Por Partes. Extraído de Díaz-Aguirre (2008).

El reservorio magmático subyacente se preserva como plutones o batolitos que se exponen en calderas erodadas. Estos plutones comúnmente se emplazan a solo algunos kilómetros de la superficie y afloran entre el relleno syneruptivo de la caldera (Lipman, 1997). En el caso de las calderas de trampilla los plutones se sitúan a través del lado más hundido, sugiriendo que la máxima subdidencia se asocia a la porción más somera de la cámara magmática. Las calderas mayores a 20 km de diámetro deben necesariamente posicionarse por sobre cámaras magmáticas de escala batolítica y de forma tabular (Lipman, 1997).

La subsidencia de las calderas de trampilla estarían definidas por un anillo de falla parcial o truncado y un segmento de bisagra que delimita un colapso incompleto del bloque cortical. La facie intracaldera es pobre en líticos en el área de la bisagra y aumenta su espesor hacia el área colapsada, donde está caracterizada por un brecha de colapso con matriz de tamaño ceniza (Lipman, 1997).

Un segundo tipo importante de caldera de colapso son las tipo *downsag* o de “hundimiento”. Ort (1993) describe que estas calderas presentan una deformación hacia

abajo que limita una depresión de gran diámetro, sin fallas anulares o estructuras que la delimiten. Variadas ignimbritas tipo escudo han sido asociadas a este tipo de estructuras debido a que se observa que el, comúnmente, gran volumen de corrientes piroclásticas emitidas están relacionadas a poco o ningún colapso o subsidencia.

## 2.2 Ignimbritas tipo escudo

De Lipman (1997); Francis et al. (1984); Salisbury et al. (2010); Ort (1993); Baker (1981)

Entre los complejos volcánicos cenozoicos de los Andes Centrales, se emplazan depósitos piroclásticos tobáceos de gran volumen que buzan suavemente en torno a un centro. Este punto está coronado por la presencia de un complejo de domos de lava, sin evidencia o rasgos geomorfológicos que indiquen la presencia de una caldera de colapso estructuralmente delimitada o resurgencia. Estas estructuras han sido caracterizadas como ignimbritas tipo “escudo”. Se ha propuesto que reflejan erupciones desde reservorios magmáticos profundos.

Un ejemplo de este tipo de ignimbritas es el Complejo escudo Cerro Purico (Figura 5.A), ubicado al norte del Salar de Atacama en la frontera entre Chile y Bolivia. Este centro volcánico de 1,3 Ma de antigüedad está compuesto por una sucesión de dos ignimbritas. Estos depósitos, se emplazan de manera aproximadamente circular con un diámetro cercano a 25 km, suavemente inclinadas y cubiertas por un complejo de domos y lavas dacíticas y andesíticas, alcanzando una altura de 5.800 m.

En primer lugar, se presenta la Ignimbrita Toconao de composición riolítica, seguida de un intervalo erosivo en el contacto con la ignimbrita Purico de 80 a 100 km<sup>3</sup> de volumen y 1500 km<sup>2</sup> de superficie, que le sobreyace. 0,4 km<sup>3</sup> adicionales se han caracterizado como depósitos de caída de piroclastos en el área. La ignimbrita Purico se expone con 250 m de espesor, disminuyendo su potencia hacia el este.

La Ignimbrita Purico se ha subdividido en tres unidades de flujo. Se ha caracterizado su segmento inferior como ignimbritas de Purico inferior, compuesto a su vez, por una unidad inferior heterogénea determinada por una oleada de base, una capa de fragmentos pumíceos y una unidad superior volumétricamente más grande. La Ignimbrita Purico inferior alcanza, en conjunto, un espesor máximo de 80 m y se extiende por 800 km<sup>2</sup>. La Ignimbrita Purico superior, es un depósito más denso y moderada a fuertemente soldado hacia la cumbre del complejo. Se han observado seis unidades de flujo con textura eutaxítica (fiammes).

Sobre estos niveles piroclásticos se emplazan lavas andesíticas a dacíticas y un complejo de domos. Estos depósitos están fuertemente meteorizados por alteración fumarólica e hidrotermal y se encuentran cubiertos por depósitos de morrena. Luego del emplazamiento, las ignimbritas fueron erosionadas por acción fluvial, formando una red de drenaje radial en torno a la fuente. No se observa erosión eólica importante, lo que se asocia a la edad relativamente joven de la unidad. La Ignimbrita Toconao, también se ha interpretado como originada en la Caldera La Pacana, no siendo por tanto parte del complejo Purico.

Otro ejemplo de ignimbrita tipo escudo es el Complejo Laguna Colorada (Figura 5.C) de 1,9-1,7 Ma. Esta ignimbrita de composición dacítica, tiene un diámetro de aproximadamente 40 km y se ubica entre la Caldera Pastos Grandes y la Caldera Guacha. La Ignimbrita Laguna Colorada incluye 2 m de depósitos de caída pliniana en su base y al menos dos delgadas capas de 10 cm intercaladas en el resto de la secuencia. Está sobreyacida por extensas coladas de lava y carece de una estructura de colapso evidente. Observaciones en otros centros de este tipo sugieren que las lavas se restringen a una depresión o hundimiento poco profundo en el centro de la plataforma. Se ha calculado un área de extensión cercana a 1.100 km<sup>2</sup>.

Cerro Panizos (Figura 5.B), es un centro volcánico definido por Baker (1981) como una ignimbrita tipo escudo, aproximadamente circular, de cerca de 40 km de diámetro con una elevación máxima de 4.700 m. Se han detallado tres niveles de ignimbritas que alcanzan hasta 300 m de espesor y mantean radialmente con una suave pendiente de 3°. Estas ignimbritas se han emplazado espaciadas en el tiempo y alcanzan un volumen mayor a 500 km<sup>3</sup>. Ort (1993) ha observado una leve depresión de 15 km de diámetro hacia el conducto de emisión de la unidad de enfriamiento inferior. Este hundimiento ha sido interpretado como una caldera de tipo *downsag*. Esta estructura habría sido inundada por magmatismo resurgente representado en coladas de lava. Un anillo de conos dacíticos representaría el margen del colapso de la unidad de enfriamiento superior. La subsidencia máxima observada para esta caldera (335 km<sup>3</sup>) no es suficiente para explicar el volumen total de corrientes piroclásticas eruptadas (652 km<sup>3</sup> DRE).

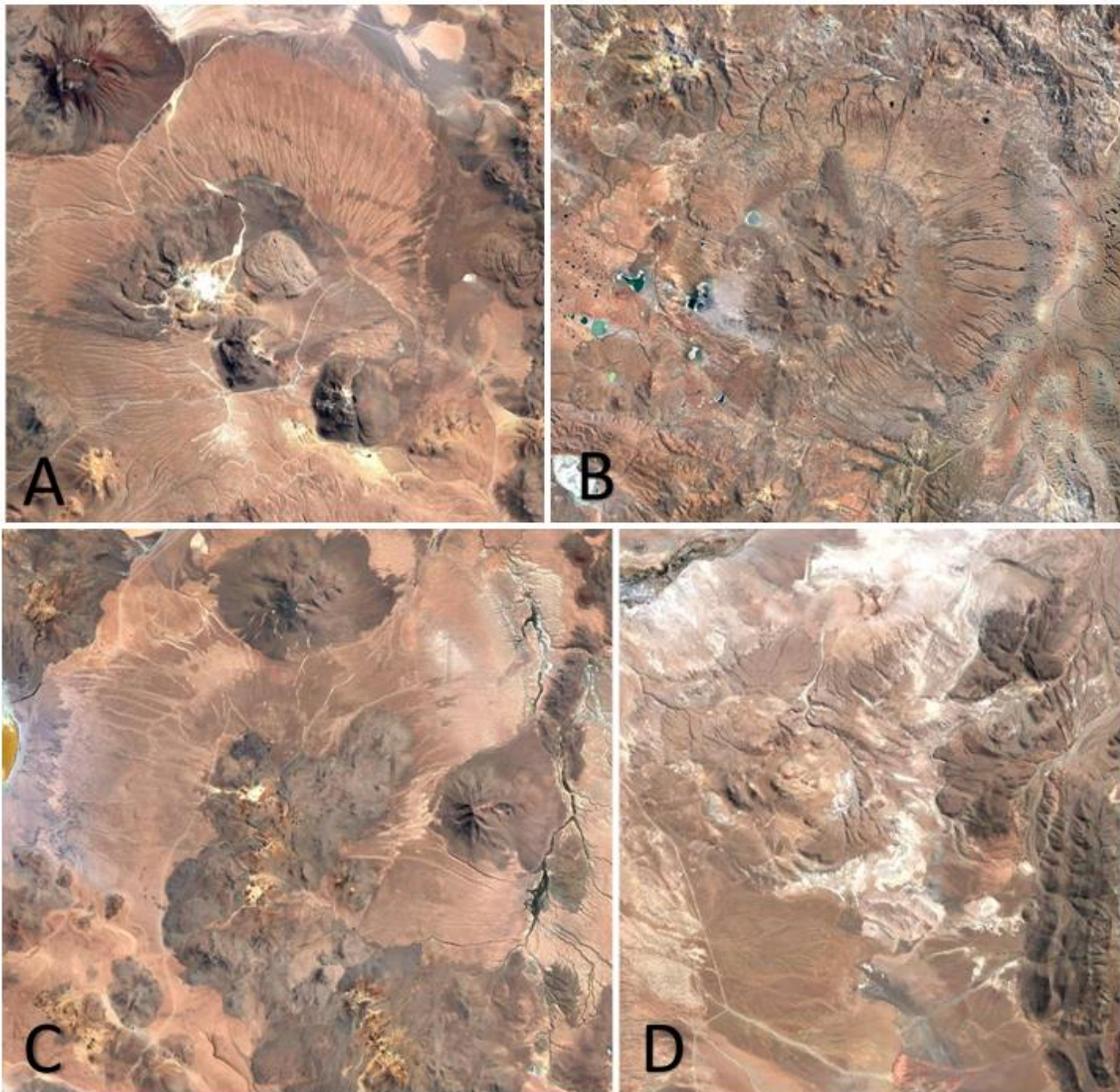
La Ignimbrita Alota (Figura 5.D) es un escudo riolítico también conocido como Cerro Jovina dentro de la cuenca Alota. Es una ignimbrita levemente inclinada (4-6%) en cuyo centro geométrico se emplazan flujos de lava estratigráficamente sobrepuestos. La incisión alrededor de las lavas y domos centrales evidencia un engrosamiento proximal de la secuencia piroclástica. Esto sugiere una estructura tipo *sag* sobre la cual se asume está depositada. Se ha calculado un volumen cercano a 20 km<sup>3</sup> DRE para esta ignimbrita.

Una característica estratigráfica relevante de este tipo de estructuras es la escasa presencia de litofacies ricas en líticos en los depósitos de corrientes de densidad piroclástica. Estos depósitos, cuando están relacionados a calderas de colapso, se tratan de niveles masivos a pobremente estratificados de líticos tamaño lapilli a bloque y menor presencia de juveniles pumíceos. Normalmente son pobres en material fino y se muestran clasto soportados. Los bloques líticos son angulares a subredondeados y se presume que esta población de clastos proviene de la erosión del conducto de emisión, como también de la fragmentación del techo de la caldera o recogidas por las corrientes durante el transporte. Ejemplo de estos niveles ricos en líticos son *lag breccias*, asociadas al colapso de una columna de eruptiva dominada por el gas. Por lo tanto, son depósitos co-ignimbrita. Están levemente estratificados y se presume que se mueven bajo un régimen turbulento gracias al engrosamiento que muestran en los valles y la falta de estructuras de impacto. Estas brechas se muestran empobrecidas en material fino y se ha interpretado que se forman durante el climax de la erupción, especialmente al momento del inicio del colapso de caldera.

En síntesis, las ignimbritas tipo escudo corresponden a una sucesión de depósitos de una a varias ignimbritas, asociadas a unidades de corriente de densidad piroclástica sobrepuestas, que se extienden en torno a un área circular a semicircular. La estructura se dispone de forma radial en torno a un centro con un suave manto (<5° generalmente),

que corresponde a su zona más elevada y se encuentra coronada por un complejo de domos y coladas de lava. No se observan calderas de colapso asociadas y pueden presentar niveles de caída de piroclastos de poco espesor, ya sea en la base o intercalados.

La aparente ausencia de ignimbritas de escudo en el hemisferio norte sugieren que esta hipótesis estaría determinada por la inaccesibilidad a los inhóspitos lugares donde se encuentran en los Andes Centrales y la falta de información in situ consistente (Lipman, 1997).



**Figura 5.** A. Complejo en escudo Purico. B. Complejo Cerro Panizos C. Complejo Laguna Colorada. D. Ignimbrita Alota (Complejo Cerro Jovina).

## 3. CONTEXTO GEOLÓGICO

### 3.1. Marco Geográfico

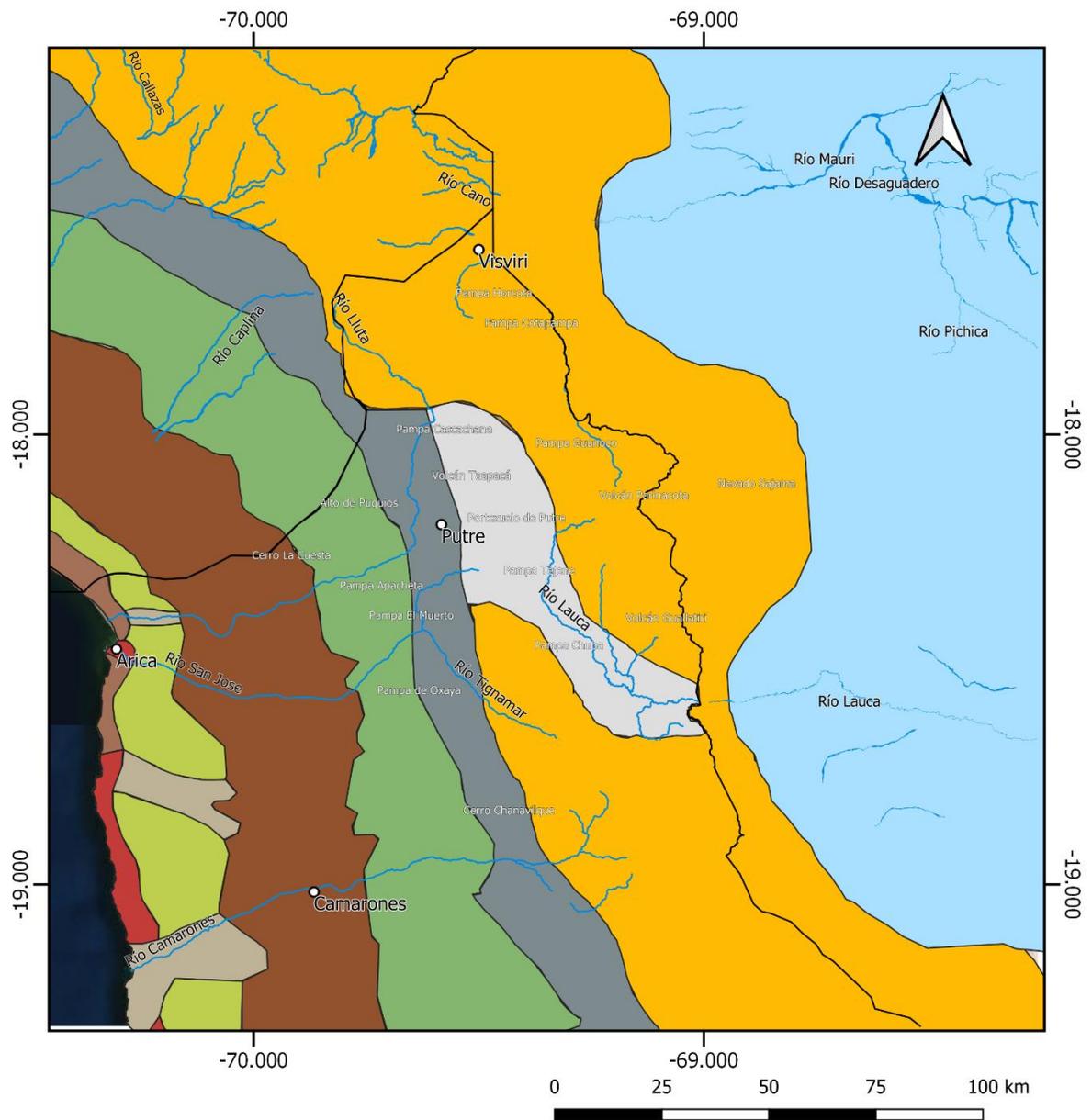
#### 3.1.1. Geografía de la zona

La geografía en la zona de estudio está determinada por la existencia de una serie de unidades morfoestructurales orientadas preferentemente norte-sur y alineadas de manera paralela a la fosa de Atacama (Figura 6). Estas unidades, de oeste a este, son las siguientes: Planicie litoral y Farellón costero, Cordillera de la Costa, Depresión Central, Precordillera y Cordillera de los Andes. Esta última se puede subdividir en Cordillera Occidental, Altiplano y Cordillera Oriental (Naranjo y Paskoff, 1985; Charrier *et al.*, 2007).

La Depresión Central en el área se extiende como una pampa desértica, acotada entre los 600 m de altura al oeste y los 1500 m al este (Börgel, 1983). Esta pampa se encuentra mejor preservada en términos geomorfológicos al norte del río Lluta, lugar donde se observa un relieve plano e inclinado levemente hacia el oeste con curvas de nivel espaciadas entre 0,8 a 1,1 km, cortado por las quebradas Honda y Malos Nombres que drenan la pampa hacia el oeste. El Depresión Central al sur del río Lluta se encuentra fuertemente afectado por remociones en masa de este cauce y de la quebrada Cardones que han producido agradación de depósitos aluviales bajo la cota 1.500 m (Arcos *et al.*, 2018).

La Precordillera o Precordillera del río Lauca corresponde al área de antearco y puede ser subdividida en dos secciones: la zona occidental o unidad de pediplanos inclinados, entre las cotas 1500 y 3000 m, y la zona oriental o precordillera del río Lauca por sobre los 3000 m y hasta 4800 m de altura aproximadamente (Charrier *et al.*, 2007). El relieve precordillerano se encuentra geológicamente controlado por una faja plegada y corrida de vergencia oeste que al norte del río Lluta se expresa como la Flexura de Huayllas. Al sur y sureste del río se desarrolla como una serie de fallas inversas y cabalgamientos llamados fallas Chapiquiña-Belén, Copaquilla-Tignámar y Socoroma-Zapahuira y pliegues asociados de rumbo aproximado norte-sur. La estructura más al oeste corresponde al Anticlinal Oxaya y la Falla Ausipar (Muñoz & Charrier, 1996; Arcos *et al.*, 2018). La subunidad de pediplanos inclinados se expresa al norte del río Lluta en la ladera oeste de la Flexura de Huayllas entre las cotas 1500 y 3.000 m. Estos pedimentos se encuentran labrados sobre depósitos de la Ignimbrita Lauca (Arcos *et al.*, 2018).

La Cordillera Occidental, en el área de estudio, está representada por los Complejos volcánicos Taapaca, que se encuentra activo y alcanza 5800 m.s.n.m. (Clavero y Sparks, 2015), y Vilañuñumani-Chantacollo, emplazado al SSE de Putre, donde alcanza 4903 m.s.n.m en el cerro Padre Jiguata y 5152 m.s.n.m. en la cumbre conocida como volcán Pujullani (Clavero *et al.*, 2018).



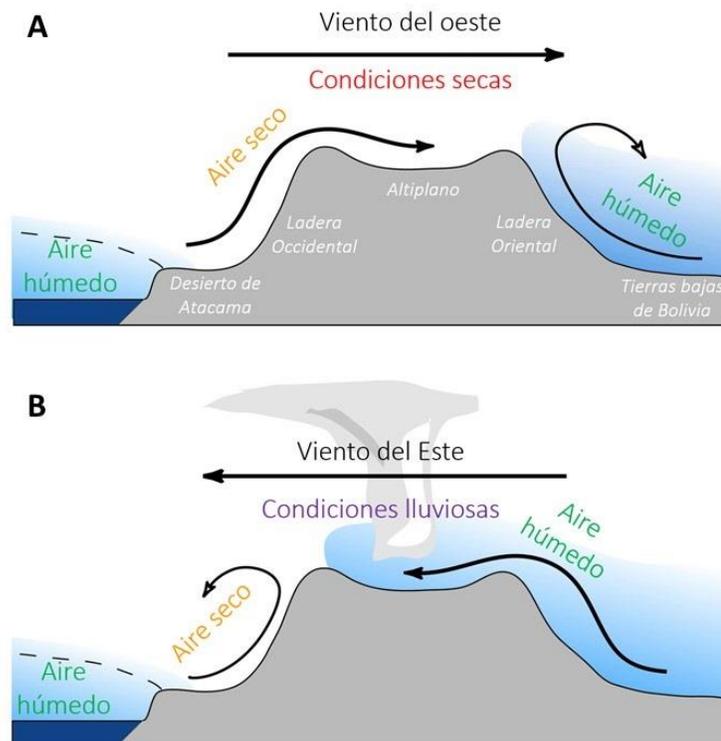
Simbología		Leyenda	
—	Limite internacional	<b>Unidades Geomorfológicas</b>	
—	Río	Farellón Costero	Pediplanos y piedemonte
○	Centro poblado	Planicie costera	Precordillera
		Llanos aluviales	Cuenca Lauca
		Cordillera de la Costa	Cordillera Occidental
			Altiplano
			Pampas intermedias

Figura 6. Mapa de Unidades Geomorfológicas consideradas para el área de estudio.

### 3.1.2. Clima

El principal elemento que determina el clima en el área de estudio es la altura respecto al nivel del mar. Entre las cotas 1000 y 2000 el clima se clasifica como desértico interior que se caracteriza por su extrema aridez, la que no supera los 0 mm anuales de precipitaciones. Las temperaturas medias son de 18°C y los días son comúnmente despejados con humedades promedio de 50% (MOP-DGA, 1987). Sobre los 2000 m.s.n.m. el clima es desértico marginal de altura o árido muy frío con una temperatura promedio anual de 10°C (Fuenzalida, 1965). El fenómeno de lluvias estivales conocido como “Invierno altiplánico” precipita entre 50 y 100 mm anuales sobre el área (DGF, 2007). Ya sobre los 3000 m.s.n.m. en la zona de la Precordillera y la Cordillera Occidental se desarrolla un clima de estepa de altura o clima frío de tundra de altura (Fuenzalida, 1965). Debido a la altura las temperaturas mínimas durante el invierno bajan más allá de los -15°C y las precipitaciones aumentan hasta los 300 mm producto del “invierno altiplánico” (DGF, 2007), proceso que se detalla en la Figura 7.

Estos fenómenos de intensas precipitaciones son los principales alimentadores de los cauces de agua superficial y subterráneos. La aridez extrema en la Depresión Central contrasta con la vegetación que se desarrolla por sobre los 3000 m.s.n.m. y en el Altiplano (DGF, 2007). El clima árido a hiperárido del desierto de Atacama se ha desarrollado desde el Mioceno Medio en el área (García *et al.*, 2004).



**Figura 7.** Fenómenos estacionales de viento y lluvia en el Altiplano. **Arriba:** Invierno. **Abajo:** Verano. Modificado por Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR<sup>2</sup>) de Garreaud *et al.* (2003).

### 3.1.3. Hidrografía

Las principales cuencas hidrográficas en el área de la Carta Putre son las cuencas del río Lluta y del río Azapa. Esos son de carácter exorreico desembocando y encontrando su nivel de equilibrio en el océano Pacífico. Ambos ríos muestran importantes variaciones de escorrentía relacionadas al fenómeno del “invierno altiplánico” (DGA, 2016; Arcos *et al.*, 2018).

La cuenca del río Lluta se emplaza al norte del área, abarca un área de 3437 km<sup>2</sup> y su cauce alcanza 117 km (DGA, 2016). Por otra parte, al sur del área de estudio se desarrolla el río Azapa también conocido como río San José, que determina una cuenca que se encuentra por completo en la Región de Arica y Parinacota con un área de 3194 km<sup>2</sup> y cauce total de unos 78 km (Niemeyer, 1980, DGA, 2016). Este río aporta aguas para el riego del valle de Azapa y desemboca en la ciudad de Arica. Su origen se encuentra en la confluencia de los ríos Seco y Tignámar. Allí, en la localidad de Ausipar, el río Azapa se conoce como río Livilcar que fluye, con régimen permanente, hasta la localidad de Putre donde cambia de nombre (Arcos *et al.*, 2018).

En la zona este del área del estudio se desarrolla la cuenca del río Lauca. Este cauce superficial nace en las lagunas Cotacotani, que se encuentran a 4350 m.s.n.m. y a 4 km al noroeste del lago Chungará. El principal rasgo geográfico de las lagunas de Cotacotani es el gran número de islotes que presentan, estos están compuestos por lavas relacionadas al vulcanismo del área. Las lagunas tienen una superficie aproximada de 6 km<sup>2</sup> y desaguan a través del río Lauca al lago Coipasa en Bolivia (Iturra, 2016). La Cuenca del río Lauca, cubre territorio chileno y boliviano cruzando la frontera y 2350 km<sup>2</sup> pertenecen a Chile. Además, la cuenca Lauca pertenece al sistema endorreico Titicaca-Desaguadero-Poopó-Salar de Coipasa (Iturra, 2016).

## 3.2. Marco Geológico

### 3.2.1. Contexto Geodinámico

La Cordillera de Los Andes es el principal cordón montañoso de América y se extiende por aproximadamente 7.500 km con orientación preferentemente norte sur. Esta se ubica a 250 km en promedio al oriente de la costa oeste de Sudamérica. Esta orogenia se ha formado como consecuencia del margen tectónico convergente activo determinado por la subducción de las Placas de Nazca y Antártica bajo la Placa Sudamericana (Stern, 2004).

El Arco Volcánico Andino, relacionado a la subducción, está compuesto por más de 200 estratovolcanes emplazados a lo largo de la cadena montañosa de Los Andes. El margen convergente activo se relaciona con el vulcanismo por medio del proceso denominado Deshidratación del *slab*. La actividad magmática se produce por sobre el plano de Wadani-Benioff (Stern, 2004; Stern *et al.*, 2007), debido a que la litósfera oceánica subductada o *slab* se deshidrata al exponerse a altas presiones relacionadas a la subducción y libera fluidos que se incorporan al manto por sobre ella. La incorporación

de estos volátiles disminuye el punto de fusión del manto astenosférico que le sobreyace. Estos fundidos magmáticos son de composición principalmente basáltica y derivan de la fusión parcial de lherzolitas mantélicas (Thorpe, 1984).

En el contexto andino la evolución de estos magmas es particularmente compleja y se ha caracterizado con la sigla MASH (*Melting, assimilation, storage and hibridization*) que da cuenta de la incorporación de porciones de la corteza continental tanto por adhesión de esta durante la convergencia de placas, por medio de erosión por subducción, como también por asimilación cortical en los magmas derivados del manto (Stern, 2004; Parada *et al.*, 2007). Por otra parte, estos magmas cuentan con largos períodos de almacenamiento y estacionamiento a profundidades subcorticales en la discontinuidad sísmica que se conoce como Discontinuidad de Mohorovic, donde además sufren mezcla gracias a la constante inyección de magmas más profundos. La interacción de estos factores, el comportamiento de la placa subductante y del espesor de la corteza en los diferentes segmentos de la Cordillera de los Andes determina el tipo de volcanismo predominante (Giese *et al.*, 1999; Stern *et al.*, 2007)

El volcanismo a través de la Cordillera de los Andes inicia en el Cerro Bravo en Colombia (5°N) y finaliza en las islas Cook (55°S). Este ha sido subdividido en cuatro zonas de norte a sur llamadas Zonas Volcánicas Andinas (Stern, 2004). La Zona Volcánica de los Andes del Norte (ZVAN), Centrales (ZVAC) y del sur (ZVAS) se emplazan en un contexto de subducción determinado por la convergencia entre las Placa de Nazca y Sudamericana. En el límite sur, la Zona Volcánica de los Andes Australes (ZVAA) se emplaza gracias a la subducción de la Placa Antártica bajo la Sudamericana (Stern, 2004).

La Zona Volcánica Central (ZVC) se encuentra acotada entre los 14°S y los 27°S (Figura 8), esta se divide en dos porciones, norte y sur. La primera está determinada por los Andes Centrales Norte que se emplazan en Perú y la segunda porción por los Andes Central Sur dispuestos en el norte de Chile y Argentina. La macroestructura tectónica que separa ambos dominios es el Oroclino Boliviano (Stern, 2004).

La geometría y dinámica de la ZVC están estrechamente relacionadas a la tectónica de la región. El límite norte está determinado por la presencia de una zona sin actividad volcánica tectónicamente caracterizada por el *ridge* de Nazca que produce el segmento de subducción plana peruana y el límite sur por el *ridge* de Juan Fernández, cuyo régimen produce el segmento de subducción plana Pampeana (Stern *et al.*, 2007). Estas zonas de *ridge* están compuesta de relieve montañoso y volcánico producido por puntos calientes en la placa oceánica subductante. Estas estructuras reducen la densidad de la placa teniendo un efecto de disminución del ángulo de subducción en el lugar donde infrayacen a la placa continental. Este fenómeno evita que se produzca el proceso de deshidratación del *slab* y por ende la adhesión de estos componentes a la litósfera que le sobreyace, evitando de esta manera que disminuya el punto de fusión de esta y anulando, por lo tanto, la posibilidad de que se produzca volcanismo relacionado a la subducción (Parada *et al.*, 2007; Stern *et al.*, 2007).

En la ZVC la Placa de Nazca subduce bajo la Placa Sudamericana con un ángulo en torno a 25° a 90 km de profundidad y desciende en total hasta profundidades mayores a 400 km, excepto en las zonas de subducción plana donde el ángulo es de 5° a 10° con tasas de convergencia de 7 a 9 cm/año (Stern *et al.*, 2007). La oblicuidad del ángulo de

convergencia entre placas varía desde 0° u ortogonal a la latitud de Arica (18°S) hasta 24°O en el extremo sur de la ZVC (Stern *et al.*, 2007). El arco volcánico activo de la ZVC se encuentra entre 120 y 150 km por sobre el plano de Wadati-Benioff definido por el *slab* subductante y entre 260 a 340 km al este de la fosa de Atacama o trench de Perú-Chile (Stern, 2004).

El clima en el lugar y la hiperaridez que lo caracteriza impiden la formación de importantes cauces de agua superficial y por lo tanto la erosión resulta sustantivamente menor. Lo anterior implica que el aporte de sedimentos desde el continente a la fosa oceánica es bajo, lo que se ha mantenido así desde el Mioceno. Por lo tanto, el margen entre placas resulta ser un contacto erosivo más que acrecionario (Stern, 2004). Debido a lo anterior, la lubricación de la loza subductante es baja, lo que sumado a las relativamente altas tasas de subducción en el lugar y un alto acoplamiento entre placas, produce una deformación relevante caracterizada por acortamiento y engrosamiento de la corteza continental, la que alcanza entre 60 y 65 km de espesor en la ZVC y más de 70 km bajo las montañas andinas (Beck *et al.*, 1996).

Los importantes niveles de erosión por subducción sobre el margen continental del norte Chile determinó un desplazamiento de cerca de 250 km hacia el este del Arco Volcánico desde el Jurásico hasta el Cenozoico (Stern, 2004). Las tasas de erosión por subducción dependen del ángulo de subducción, la cantidad de sedimentos aportados a la fosa y la subducción de estructuras como *ridges* en la placa oceánica (Stern *et al.*, 2007). En el norte de Chile la placa subductante lo hace con un bajo ángulo y el aporte de sedimentos a la fosa es sustantivamente bajo, la combinación de ambos elementos hace que la erosión por subducción alcance niveles relevantes. Se ha estimado que las tasas alcanzan 40 km<sup>3</sup> de corteza por millón de años por kilómetro de fosa, lo que es igual a remover 250 km de una corteza de 40 km en los últimos 25 millones de años de convergencia ortogonal. Esto es semejante a erosionar un equivalente a 4% del total de la plaza oceánica infrayacente (Von Huene y Ranero, 2003; Stern *et al.*, 2007).

Aproximadamente 1.100 volcanes o estructuras similares han sido identificadas en la ZVC. Las condiciones de hiperaridez consolidadas en el Pleistoceno han evitado que la erosión afecte de manera sustantiva a estos edificios, por lo que es común que muchos de ellos se conserven desde tiempos anteriores (Stern *et al.*, 2007).

El volcanismo Pleistoceno-Holoceno de la ZVC forma una cadena continua entre el volcán Tacora en el extremo sur de Perú (17,5°S) hasta el Complejo volcánico Nevado Ojos del Salado (27°S) en la Región de Atacama, Chile (Stern, 2004). Buena parte de estos centros volcánicos definen la frontera entre Chile y Bolivia, mas otros como el volcán Taapaca se encuentran íntegramente en territorio chileno. Geográficamente estos centros se encuentran en el límite del Altiplano, región morfotectónica que se desarrolla desde los 15° hasta los 23°S (Clavero *et al.*, 2018). Este *plateau* se alza hasta alturas entre 3.700 y 4.200 m s.n.m., delimitado por el oeste por la Cordillera Oeste y por el oriente por la Cordillera Este, relieves que pueden sobrepasar los 6.000 m (García *et al.*, 2004).



**Figura 8.** Contexto geodinámico de la Cordillera de los Andes y las zonas volcánicas norte, centro y sur. Se indica Zona Volcánica Central y *ridges* de Nazca y Juan Fernández. Modificado de (Stern et al., 2007).

### 3.2.2. Evolución

La evolución de los Andes está estrechamente relacionada a la dinámica del margen convergente entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana en el área correspondiente a la ZVC, el que ha determinado varios periodos de compresión y extensión. Al sur del Oroclino Boliviano se ha establecido que durante el período Jurásico se inicia una nueva subducción luego de una pausa o bien que esta se ha mantenido activa pero variable desde el Paleozoico (Charrier *et al.*, 2007; Stern *et al.*, 2007). En el Cretácico temprano inicia la subducción tipo chilena producto de un aumento en la producción de corteza oceánica que aumentó el grado de acoplamiento entre placas y favoreció una interacción de bajo ángulo entre ellas. Esta aceleración de la subducción implicó la aplicación de esfuerzos compresivos sobre la placa continental generando la Fase Peruana de la Orogenia Andina caracterizada por un importante alzamiento, engrosamiento cortical y aumento de la tasa de erosión relacionada a este desequilibrio. La somerización del ángulo también supuso una migración del arco volcánico hacia el este, siendo un rasgo distintivo la edificación de la cordillera de Domeyko en la Precordillera de la Región de Antofagasta (Charrier *et al.*, 2007).

Posteriormente, durante el Eoceno medio sucedió un nuevo período compresivo conocido como Fase Incaica. Durante este momento el arco volcánico migró hasta su posición actual, alzándose fuertemente la corteza y aumentando las tasas de erosión (Charrier *et al.*, 2007). El arco volcánico se ha mantenido en el mismo lugar desde esta fase desarrollándose las unidades morfoestructurales que caracterizan el área. Durante este evento es que se formaron los grandes pórfidos cupríferos y mineralizaciones relacionadas del Norte Grande chileno (Stern *et al.*, 2007).

Luego, en el Oligoceno tardío la Placa de Farallón se rompe formando las Placas de Cocos y de Nazca. Este evento produce una aceleración en el movimiento de la tectónica oceánica en cerca de tres veces la tasa de convergencia con la placa continental (Charrier *et al.*, 2007).

A partir del límite Oligoceno-Mioceno el *ridge* de Juan Fernández habría comenzado a migrar hacia el sur, avanzando desde su posición en 27°S hace 20 Ma hasta su posición actual a los 33°S, alcanzándola hace 10 Ma (Stern *et al.*, 2007). Este movimiento podría estar relacionado con la formación del Complejo Volcánico Altiplano-Puna (APVC) entre los 21° y 24°S y un proceso de *flare-up* durante el Mioceno. Este evento se caracterizó por un aumento rápido de la producción y acumulación de magma aparejado de importantes cantidades de fusión parcial de la corteza, lo que facilitó la ocurrencia de grandes erupciones explosivas, extensas calderas y potentes ignimbritas debido al flujo calórico (Parada *et al.*, 2007). La migración del *ridge* además habría producido un aumento del ángulo de subducción, descomprimiendo el manto astenosférico sobreyacente facilitando la fusión y producción de magmas (Parada *et al.*, 2007). Se ha postulado la ocurrencia de delaminación cortical en la sección inferior de esta capa, aumentando de esta manera el aporte cortical al magmatismo y la fusión parcial del manto hidratado (Kay y Coira, 2009). La formación de ignimbritas se extiende desde el Mioceno Inferior hasta el Pleistoceno Inferior. Al norte de los 21°S la Formación Oxaya se emplazó entre 23 y 18 Ma (Worner *et al.*, 2000).

A partir del paleógeno tardío comienza a desarrollarse la última fase del ciclo andino alcanzando la Cordillera su morfología actual. La topografía actual es resultado de la última fase compresiva del Ciclo Andino conocida como Fase Quechua del Plioceno tardío (Charrier *et al.*, 2007). Este episodio de compresión es el resultado de un aumento de la tasa de convergencia en la subducción, proceso que comenzó hace aproximadamente 27 Ma, lo que favoreció la producción de grandes volúmenes de magma de composiciones variables (Stern *et al.*, 2007). El desarrollo de acortamiento y engrosamiento cortical se relaciona a procesos de *underplating* e hidratación de la litósfera bajo la Cordillera Oeste (Kay y Coira, 2009). Las tasas de erosión por subducción y la disminución del ángulo de subducción causaron la migración del arco hasta su posición actual. Grandes cantidades de magmas riolíticos comenzaron a erupcionar hace 27 Ma, la mayoría asociados a grandes calderas formando el extenso *plateau* ignimbrítico del Altiplano. Durante el Mioceno se formaron importantes estratovolcanes de composición andesítica a dacítica. La actividad magmática incrementó fuertemente hace 10 Ma y en el Mioceno tardío y Plioceno nuevos estratovolcanes se edificaron junto a ignimbritas de gran volumen como la Ignimbrita Lauca (Parada *et al.*, 2007).

El arco volcánico actual de la ZVC se ha desarrollado desde el Pleistoceno hasta la actualidad. Los magmas que participan en el volcanismo reciente cuentan con composiciones equivalentes al volcanismo del Mioceno y Plioceno (García *et al.*, 2004).

### **3.2.3. Magmatismo y volcanismo en la Zona Volcánica Central**

En la ZVC la actividad volcánica desde el Mioceno a la actualidad ha favorecido la edificación de estratovolcanes, volcanes monogenéticos, domos y potentes ignimbritas. Los estratovolcanes son los edificios volcánicos más altos, superando los 2.000 m desde la base. Estos están compuestos principalmente por flujos de lava andesítica y depósitos piroclásticos de diverso tipo como corrientes de densidad piroclástica o avalanchas volcánicas producidas por colapso del edificio principal (Parada *et al.*, 2007).

La topografía del área correspondiente a la ZVC está cubierta mayormente por ignimbritas constituyendo la provincia ignimbrítica cenozoica más grande el mundo (Wörner *et al.*, 2000). Al norte de los 21°S esta tiene edades generalmente cercanas al Mioceno temprano, alcanzando edades más recientes hacia el sur. La fuente de estos depósitos comúnmente son calderas localizadas en la zona de trasarco alineadas en la misma dirección del arco volcánico actual (Wörner *et al.*, 2000; Parada *et al.*, 2007). Bajo el arco volcánico, en el límite corteza-manto se desarrolla un importante segmento transicional caracterizado por hidratación del manto, *underplating* magmático y fusión parcial (Parada *et al.*, 2007, Kay y Coira., 2009). Además, estudios sísmicos han identificado una zona de baja velocidad de onda en sectores intermedios de la corteza interpretada como una zona de fusión parcial. La composición de la corteza es félsica a 50 km aumentando su carácter máfico a mayor profundidad (Parada *et al.*, 2007).

El volcanismo de los estratovolcanes varía de composiciones andesítico-basálticas a riolíticas, encontrándose comúnmente eventos de composición andesítica y dacítica. Estas rocas exhiben textura porfídica, siendo la plagioclasa el fenocristal principal. En andesitas basálticas además se presenta olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno como cristales mayores y anfíbol en andesitas (Parada *et al.*, 2007). En el

caso de los domos de composición dacítica a riolítica, estos presentan un desarrollo mayor de textura porfídica con fenocristales de anfíbol, biotita, feldespato potásico, plagioclasa y escaso cuarzo y piroxeno. Estas rocas muestran comúnmente texturas de desequilibrio como desarrollo de sieve en plagioclasas (Parada *et al.*, 2007).

En la ZVC generalmente las rocas muestran una signatura calcoalcalina con cantidades medias de K. Las concentraciones de K<sub>2</sub>O y SiO<sub>2</sub> aumentan en desmedro de TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO<sub>3</sub> y CaO. Por otra parte, las rocas muestran enriquecimientos relativos de elementos incompatibles, alta razón <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr y baja razón <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd, lo que es indicativo de altas tasas de contaminación cortical (Stern, 2004). Muestran, además, incremento en las razones de La/Yb lo que indica que la contaminación ocurrió a niveles profundos de la corteza donde el granate es estable (Hildreth y Moorbath, 1988; Wörner *et al.*, 2008). A estas profundidades, los magmas derivados del manto evolucionan por contaminación y cristalización fraccionada hasta composiciones andesítico-basálticas, que gracias a su menor densidad permite que los fundidos puedan ascender hacia niveles más someros en la corteza conformando reservorios magmáticos que se recargan constantemente y alcanzan estratificaciones composicionales (Parada *et al.*, 2007).

De acuerdo con la composición isotópica de los magmas se han identificado dos tipos de diferenciaciones magmáticas. En primer lugar, un proceso de diferenciación magmática en sistema cerrado que, si bien muestra una alta variedad en la composición de elementos mayores, las variaciones en la composición isotópica de Sr, Nd y Pb es menor. Ejemplo de esto son los volcanes Nevados de Payachata y San Pedro San Pablo. En segundo lugar, los procesos de diferenciación magmática en sistemas abiertos cuya composición isotópica varía con la evolución. Esto ha sido interpretado como producto de asimilación cortical y cristalización fraccionada (Parada *et al.*, 2007).

La cristalización fraccionada y la mezcla de magmas son procesos esenciales en el origen de dacitas a partir de andesitas basálticas. Texturas de desequilibrio los evidencian como reabsorciones en plagioclasa y patrones de zonación inversos o de mayor complejidad (Parada *et al.*, 2007).

#### **3.2.4. Geología de la zona de estudio**

En el área comprendida entre las regiones de Arica y Parinacota y de Tarapacá (18° a 20°S) las unidades morfoestructurales que se presentan de oeste a este son: Las planicies litorales y el farellón costero, la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Precordillera de Antearco y el Altiplano. El flanco oeste del Altiplano corresponde a la Precordillera y al este de esta se emplaza el arco volcánico actual o Cordillera Oeste en la sección oeste del Altiplano (Charrier *et al.*, 2007). Los depósitos Cenozoico se desarrollan mayormente en la Depresión Central en la Precordillera y el Altiplano (García *et al.*, 2004).

El alzamiento del Altiplano está fuertemente relacionado al desarrollo de dos sistemas de fallas inversas y cabalgamientos. De oeste a este, en primer lugar, se desarrolla un sistema de fallas inversas y cabalgamientos orientados N-S a NNW-SSE de alto ángulo y vergencia al oeste que se emplaza a través de la Precordillera conocido como *West-vergent thrust-fault system* (WTS). Más al este en la Cordillera Oeste se

desarrolla un sistema de vergencia este conocido como *East-vergent thrust system* (ETS) (Muñoz y Charrier, 1996; Naranjo y Paskoff, 1985; Charrier *et al.*, 2007).

En la Depresión Central se desarrollan sucesiones horizontales de depósitos sedimentarios y volcanoclásticos continentales que alcanzan espesores mayores a 1500 m, formados desde el Oligoceno al Holoceno. Litológicamente corresponden a conglomerados y areniscas aluviales y fluviales que varían hacia conglomerados aluviales hacia arriba en la secuencia, los que disminuyen su tamaño de clastos hacia el oeste (García *et al.*, 2004). Localmente han sido identificados como representativos de ambientes lacustre y de playa. Los depósitos se acuñan hacia el oeste superponiéndose a rocas mesozoicas de la Cordillera de la Costa en su zona más lejana (García *et al.*, 2004; Charrier *et al.*, 2007).

En la zona de la Precordillera de Antearco, el WTS está formado por dos conjuntos de fallas inversas y cabalgamientos. Por una parte, el Cabalgamiento de Ausipar marca el límite entre la Depresión Central y la Precordillera y en el extremo este de la Precordillera el Sistema de Cabalgamientos de Belén está compuesto por los cabalgamientos de Copaquilla-Belén, Cerros Lagunas-Belén-Tignamar y Copaquilla Tignamar de este a oeste (Charrier *et al.*, 2013). Este sistema de fallas inversas y cabalgamientos emplazan el Complejo Metamórfico de Belén del Paleozoico temprano sobre depósitos cenozoicos. Esta actividad ha producido depósitos sintectónicos como la Formación Joracane (18 a 16 Ma) y la Formación Huaylas (11,7 a 10,7 Ma) (García *et al.*, 2004; Charrier *et al.*, 2007; Clavero *et al.*, 2018).

En la sección oeste del Altiplano se desarrolla contemporáneamente el ETS representado por el Sistema de Cabalgamientos de Chucal. El efecto combinado de las vergencias opuestas de los sistemas WTS y ETS permite el ascenso de un bloque entre ellos conocido como *ridge* de Chapiquiña-Belén (Charrier *et al.*, 2007; Charrier *et al.*, 2013). Este bloque alzado continúa hacia el sur representando por la Sierra de Moreno en la Región de Antofagasta y por la Cordillera de Domeyko más al sur (Charrier *et al.*, 2007).

En la Región de Arica y Parinacota la sucesión estratigráfica de la Depresión Central, cuyos afloramientos se separan de los de la Precordillera por el Cabalgamiento de Ausipar, ha sido subdividida en tres unidades principales, siendo estas de más antigua a reciente la Formación Azapa del Oligoceno medio, la Formación Oxaya, cuyos 100 m de espesor aproximado fueron depositados entre el Oligoceno tardío y Mioceno medio, y la Formación El Diablo del Mioceno medio que alcanza hasta 250 m (García *et al.*, 2004).

La Depresión Central se relaciona con la Precordillera por medio de una serie de bloques que se cabalgan hacia el oeste. Al este de la falla Ausipar, sobreyaciendo a la Formación Livilcar del Jurásico temprano se expone la Formación Oxaya que alcanza un espesor cercano a 1.000 m de ignimbritas soldadas formada por flujos dacíticos a riolíticos (García *et al.*, 2004). Forma además el extenso anticlinal de Oxaya en el bloque colgante de los Cabalgamientos de Ausipar (García *et al.*, 1999).

Al este del Sistema de Cabalgamientos de Belén, la Formación Lupica aflora como un bloque alzado sobreyaciendo al Complejo Metamórfico de Belén y los Estratos de Quichoco. Se han identificado edades equivalentes para la Formación Lupica y la Formación Oxaya (García *et al.*, 2004; Clavero *et al.*, 2018). Esta secuencia de depósitos de toba e ignimbritas con intercalaciones volcanoclásticas y lacustres se habría

desarrollado en un ambiente de arco muy activo caracterizado por estratovolcanes y calderas de colapso del Oligoceno tardío al Mioceno medio en el dominio de la Cordillera Oeste (García *et al.*, 2000).

La Formación el Diablo aflora únicamente en la sección más al oeste de la Precordillera puesto que más al este se ha erosionado prácticamente por completo (García *et al.*, 2004). Más al este, sobreyaciendo el flanco de manteo hacia el este del Anticlinal de Oxaya se muestra la Formación Zapahuira del Mioceno Medio, representativa de antiguos eventos volcánicos andesíticos en la zona. Las gravas de la Formación Huaylas se asocian a procesos sintectónicos del Cabalgamiento Copaquilla-Tignámar y sobreyace a las Formaciones Oxaya y Zapahuira (García *et al.*, 2004; Charrier *et al.*, 2007).

En la región del Altiplano, en la Cordillera Oeste, la actividad del *ridge* de Chapiquiña-Belén permitió el desarrolló un sistema de cabalgamientos vergente hacia el este (Clavero *et al.*, 2018). Este proceso comenzó durante el Mioceno temprano y se estima que se extendió hasta el Plioceno o incluso hasta la actualidad (Charrier *et al.*, 2007). Esta deformación ha producido el desarrollo de discordancias localizadas mayormente en el limbo este del Anticlinal de Chucal. Estas estructuras compresivas del Cenozoico tardío controlan la orientación norte-sur del relieve actual. La Formación Lauca del Mioceno tardío al Plioceno se ha identificado como parte de un ambiente lacustre que se extiende hacia el este hacia Bolivia. Estos afloramientos solo se encuentran deformados en su zona más occidental cerca del Anticlinal de Chucal (García *et al.*, 2004; Clavero *et al.*, 2018).

La Ignimbrita Lauca del Plioceno superior se dispone por sobre la porción media de la formación Lauca en la Cuenca Lauca. Correlaciones con la Ignimbrita Pérez definida en la parte Boliviana del Altiplano sugiere que este evento es de grandes y extensas proporciones (García *et al.*, 2004; Stern *et al.*, 2007). Junto a este evento se exponen depósitos relacionados a la actividad del arco volcánico, principalmente sucesiones volcánicas de composición basáltica a andesítica, depósitos laháricos e ignimbritas que se disponen en el este de la Precordillera y al oeste del Altiplano (Stern *et al.*, 2007).

Las Formaciones Azapa, Oxaya y Huaylas emplazadas en el extremo norte de Chile se han correlacionado como equivalentes a las Formaciones Moquegua inferior y Huaylillas y las Unidades Calientes respectivamente que afloran al sur de Perú. La Ignimbrita Lauca se correlaciona hacia el sur de Perú con la Ignimbrita Pachía (García *et al.*, 2004; Acosta *et al.*, 2011).

### **3.2.5. Ignimbrita Lauca**

#### **3.2.5.1. Definición, distribución y relaciones estratigráficas**

La Ignimbrita Lauca fue definida inicialmente de manera informal por Kott *et al.* (1995) en la cuenca Lauca como una extensa ignimbrita distribuida por el altiplano en la Región de Arica y Parinacota en Chile cuyos afloramientos se extienden hacia el sur de Perú y el área occidental del altiplano boliviano (Arcos *et al.*, 2018; Clavero *et al.*, 2018). García *et al.* (2004) la definió formalmente como un depósito de flujo piroclástico, de

colores rosado, gris y pardo rojizo que se extiende por la Alta Cordillera, Precordillera y Depresión Central hasta ca. 19°S en territorio chileno, con un área mínima de 2000 km<sup>2</sup> en la Hoja Arica. Corresponde a una toba leve a moderadamente soldada, vítrea, de cristales, pómez y líticos.

En el área de la Carta Putre se expone en importantes afloramientos, principalmente en las pampas Blanca, Alcérreca y Cascachane al norte del área hasta el límite con Perú. Al oeste del área de estudio aflora al norte del río Lluta desde el cordón San Martín y las estaciones Central y Pampa Ossa del ferrocarril Arica-La Paz y continúa hasta más allá del límite fronterizo. Al sur del río Lluta los afloramientos se encuentran medianamente preservados y pierden extensión. Se exponen en la zona media de la quebrada Tambo y al sur de la quebrada Diablo Norte en el extremo suroeste y las quebradas Cardones y pampa Cana por el sureste (Arcos *et al.*, 2018). En el área de la carta Lago Chungará se observan importantes afloramientos al norte de esta en la Pampa Guanoco y más al sur siguiendo el cauce del Río Lauca en las pampas Tejene y Chuba (Clavero *et al.*, 2018). Hacia el poblado de Visviri la ignimbrita Lauca aflora al oeste de la frontera de Chile y Bolivia principalmente en las pampas Cotapampa y Horcota (García *et al.*, 2012).

La ignimbrita Lauca se dispone en discordancia de erosión o angular sobre las formaciones Oxaya (Mio), Lupica (OMI) y Huaylas (Mmsh); los estratos Capaquilla-Tignámar (Mmsct), Estratos de Huamachuco, Estratos de Condoriri; Volcanes del Mioceno inferior (Miv), y volcanes del Mioceno Medio-Mioceno Superior (Mmsv), como también sobre los intrusivos del Mioceno Inferior-Mioceno Medio (Mimg). Asimismo, está parcialmente cubierta por depósitos de avalancha y flujo de detritos del complejo volcánico Taapaca (PIHvt) y se intercala en la unidad Depósitos Aluviales del Plioceno-Pleistoceno (PPla) (Arcos *et al.*, 2018). Se intercala también en la sección superior de los depósitos sedimentarios de la Formación Lauca (Gröpper *et al.* 1991) e infrayace depósitos sedimentarios de la Formación Visviri y otros del Pleistoceno-Holoceno de tipo glacial, aluvial y coluvial (Clavero *et al.*, 2018).

La Formación Lauca rellena la cuenca Lauca (18°15'–18°40'S/69°30'-69°05'O) por una secuencia de cerca de 120 m sedimentos clásticos y volcanoclásticos de origen lacustre y aluvial datados en el Mioceno, Plioceno y Pleistoceno. En este lugar la ignimbrita Lauca ha sido datada en 2,6±0,2 Ma por K-Ar en feldespatos por Horn *et al.* (1992). Los sedimentos sobre y bajo la ignimbrita Lauca indican una topografía baja dentro de la cuenca. Antes del emplazamiento del depósito la sedimentación era predominantemente de tipo lacustre y lacustre marginal. Luego de la deposición de esta capa puede observarse un maar volcánico de composición riolítica en la zona sur de la cuenca. La ignimbrita se cubrió después de un período de no deposición y erosión parcial por capas extensas de arena gruesa y gravas de origen aluvial/fluvial mientras que los depósitos lacustres son escasos y se restringen a la zona sur de la cuenca (Kott *et al.*, 1995).

Estos depósitos piroclásticos relacionados a magmatismo *syn*-sedimentación son útiles como horizontes marcadores. La posición actual de la ignimbrita indicada por este horizonte evidencia que en la zona norte de la cuenca se encuentra aproximadamente 175 m más alto que en la zona sur. La subcuenca norte y sur de la cuenca Lauca se encuentran separadas por un basamento alzado sobre el cual la Ignimbrita Lauca sigue hacia el sur. Esto explicaría las diferencias de altitud de los depósitos de norte a sur y no

alguna deformación de relevancia en durante los últimos 6 Ma (Kott *et al.*, 1995).

### 3.2.5.2. Litología, unidades y espesor

La Ignimbrita Lauca se presenta con una superficie plana y espesores variables ya que está depositada sobre un paleorrelieve irregular labrado en rocas y depósitos más antiguos. Según García *et al.* (2004), cuando está intercalada en la Formación Lauca alcanza un espesor de hasta 40 m, sin embargo, en el resto del área de la Hoja Arica puede alcanzar 150 m. En el sector noroeste, en las pampas Cascachane y Alcérreca, la Ignimbrita Lauca alcanza hasta 30 m de potencia (Arcos *et al.*, 2018). Al este, en el área de la Carta Lago Chungará, muestra espesores menores de 2 a 3 m hasta más de 25 m (Clavero *et al.*, 2018). Al noreste, en el área de la Carta Visviri-Villa Industrial abarca un área aproximada de 350 km<sup>2</sup> y presenta un espesor promedio menor a 80 m (García *et al.*, 2012).

Los afloramientos corresponden a una toba rosa, gris y pardo rojizo, leve a moderadamente soldada, presentando variados grados de compactación, de ceniza, y lapilli, vítrea y cristalina con proporciones variables de pómez (<40 cm de diámetro) y líticos. Se dispone principalmente como solo una unidad de flujo, sin embargo, localmente expone niveles de oleada basal, observándose hasta tres en el sector de Alcérreca (García *et al.*, 2012, Arcos *et al.*, 2018). La matriz de la toba es vítrea cinerítica, con esquirlas y variados grados de vesicularidad. Se encuentra parcialmente alterada a esmectita. Localmente en la precordillera se expone un depósito piroclástico de caída bien seleccionado, de espesor regular menor a 5 cm, con pómez tamaño ceniza gruesa a lapilli fino (<1 cm) sobre el que se observan los niveles de oleada. Bajo este depósito se dispone muy localmente material vegetal carbonizado (García *et al.*, 2012).

La ignimbrita presenta cristales de cuarzo, plagioclasa, sanidina, biotita y cantidades ocasionales de anfíbol, magnetita y óxidos de Fe-Ti. El cuarzo se presenta generalmente “ahumado” y en menor proporción bipiramidal y con bordes absorbidos. Las pómez son de aspecto fibroso y predominan hacia arriba en el depósito. En su facie oriental proximal pueden alcanzar incluso 50 cm y en algunos sectores las pómez se muestran ligeramente orientadas y levemente elongadas por aplastamiento y soldamiento de la matriz (García *et al.*, 2004; Arcos *et al.*, 2018). Estos fragmentos son amarillentos y presentan textura vesicular, microvesicular y pseudoperlítica con microcristales de óxidos de Fe-Ti entre las fibras. Además, se distinguen cantidades pequeñas y variables de fenocristales de plagioclasa, biotita (oxidada) y cuarzo (Polanco *et al.*, 2015).

Los fragmentos líticos son de color rojizo y pardo y se presentan en cantidades menores, angulosos, de diámetro menor a 10 cm y de origen volcánico con composiciones andesítica a riolítica y texturas porfídicas a afaníticas (García *et al.*, 2004; Clavero *et al.*, 2018). Al sur de los 19°S, los líticos presentan un diámetro menor a 5 cm, componen hasta un 15% del depósito y son angulosos y escasos (García y Fuentes, 2012).

En las pampas Cascachane y Alcérreca, donde se dispone sobre las formaciones Oxaya, los Estratos Copaquilla-Tignámar y depósitos aluviales del Plioceno-Pleistoceno, alcanza 30 m de espesor y presenta fiammes pardas de hasta 2 cm. En su segmento

superior (5 a 10 m de espesor) expone un desarrollo de disyunción columnar y presencia de anfíbol y líticos, a diferencia de los dos tercios inferiores. En el sector de Copaquilla, donde muestra espesores de 30 a 60 m presenta una oleada basal de 50 cm de espesor formada por pómez finas y ceniza en la que se distinguen lentes de hasta 6 m de largo y 30 cm de espesor constituidos por gravas accidentales con clastos de hasta 25 cm de diámetro cuyo origen son depósitos aluviales Plioceno-Pleistocenos. Además, este nivel de oleada presenta estructuras internas como laminación cruzada y paralela, dunas y otras que dan cuenta de un régimen de transporte turbulento (García *et al.*, 2012; Arcos *et al.*, 2018).

Al este, en el área de la carta Lago Chungará, se reconocen, al menos, dos unidades de flujo, de colores blancos y rosáceos, con espesores que varían entre 2 y 15 m cada uno. Presentan grados variables de compactación y disyunción columnar, de nulo o escaso hasta más desarrollados. Ambas unidades corresponden a depósitos macizos sin estructuras considerables. Presentan mala a moderada selección compuesta por 5 a 15% de pómez blanquecinas y fibrosas de tamaño lapilli medio que exhibe pequeños y escasos cristales de cuarzo, sanidina, plagioclasa con ocasional biotita. Además, presenta fragmentos líticos de color negro y tamaño lapilli fino en una matriz de ceniza blanquecina a rosa con cantidades de 2 a 6% de cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita (Clavero *et al.*, 2018).

En la localidad de Ancuta se exhiben también dos unidades bien diferenciadas. Presentan similar petrografía, son macizas con baja compactación y leve disyunción columnar. La unidad de flujo superior presenta pómez de dos tipos, en primer lugar, blanquecinos (5 a 8%) fibrosos con escasos cristales y, en segundo lugar, escasos (<2%) de juveniles vesiculados con bandas claras y grises, subangulosos de un tamaño promedio de 5 cm de diámetro. En el techo de la unidad se muestran capas de 1 a 5 cm de espesor de ceniza fina a gruesa con laminaciones cruzadas y paralelas evidentes (Clavero *et al.*, 2018). De manera excepcional, al sur del Complejo Volcánico Choquelimpie-Ajoya se desarrolla una capa basal de hasta 5 m con laminación fina y entrecruzada de bajo ángulo. Allí los fragmentos pumíceos están subredondeados y alcanzan hasta un 40% del depósito (Clavero *et al.*, 2018).

En el área de la Carta Cuya (García y Fuentes, 2012) y la Carta Minñimiñi (García *et al.*, 2013), al sur de los 19°S, la extensión de los afloramientos de la ignimbrita Lauca disminuye considerablemente a 0,5 y 1 km<sup>2</sup> respectivamente. Se observa cubierta por depósitos coluviales y en la quebrada de Camarones está adosada su pared norte. Se exhibe como una toba de ceniza y vítrea con escasos fragmentos de cristales y líticos. Presenta grados nulos a muy bajos de soldamiento y se constituye como un depósito no consolidado con espesores de hasta 3 m. Los fragmentos pumíceos no superan los 3 cm de diámetro y componen hasta un 10% del depósito. Se muestran redondeadas, esféricas y con textura fibrosa. Los líticos son escasos y hacia el este se muestran de colores pardo y gris no superando los 5 cm de diámetro, pero siendo localmente abundantes hacia la base (hasta 20% del depósito) (García *et al.*, 2013).

### 3.2.5.3. Correlaciones

Los afloramientos de la ignimbrita Lauca se han correlacionado y se consideran equivalentes a la Ignimbrita Pérez en el altiplano occidental de Bolivia y los Volcánicos Sennca y Tobas o Ignimbrita Pachía (Fm. Barroso Superior) al sur del Perú (Acosta *et al.*, 2011; Arcos *et al.*, 2018).

En Acosta *et al.* (2011), el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico de Perú (INGEMMET) propone clasificar las Tobas Pachía descritas por Flores *et al.* (2004) como Volcánicos Sennca debido a sus similitudes litológicas, cronológicas y de procedencia con este último. Además, se propone incluir estos depósitos dentro del Arco Barroso Superior (3 a 1 Ma), el que es subdivisión del evento volcánico Barroso (10 a 1 Ma). Estos afloramientos han recorrido distancias considerables alcanzando las quebradas Caplina, Cobani, Viñani, entre otras, ubicadas en los cuadrángulos Pachía y Palca al sur de Perú.

La denominación volcánicos Sennca ha sido utilizada en los cuadrángulos Maure y Antajave (Mendivil, 1965) para describir depósitos piroclásticos de poco grosor y extensa distribución en estas hojas. Su denominación proviene de afloramientos cercanos al poblado de Sennca y se extienden hacia sureste y sur de los cuadrángulos Maure y Antajave y más allá hacia el cuadrángulo de Palca y a territorio boliviano (Mendivil, 1965). Estas rocas están constituidas por piroclastos de composición riolítica, latitas cuarcíferas y riolitas con variaciones laterales y verticales de textura, estructura y compactación (Mendivil, 1965). Los volcánicos Sennca son brechosos y lapillíticos y de consistencia variable. Incluyen fragmentos líticos y pómez angulosos y redondeados. Los fragmentos pumíceos son abundantes y de mayor tamaño. Pueden contener capas lenticulares de conglomerados y tobas brechosas que pueden alcanzar cantidades importantes. Se puede observar disyunción columnar en algunos escarpes en quebradas y en otros solo un resquebrajamiento desordenado. En algunos sitios se emplaza debajo de los volcánicos del grupo Barroso. El espesor máximo observado en estos depósitos es de 80 m (Mendivil, 1965).

Los volcánicos Sennca han sido descritos en los valles entre Pachía, Calientes y Alana, en las quebradas Cobani y Viñani, tomando de este sector la denominación de Tobas Pachía (Acosta *et al.*, 2011). Allí el espesor máximo de esta unidad alcanza 40 m y disminuye hacia el suroeste. Se expone como ignimbritas de color rosa con fragmentos líticos, pómez y cristales de cuarzo y biotita. Sus depósitos son deleznales, no consolidados y sometidos a erosión eólica. Al norte de Tacna, en el cerro Blanco, entre la intersección entre las quebradas Vilavilani y Cobani los afloramientos se muestran blanquecinos y poco consolidados (Acosta *et al.*, 2011).

Schröder y Wörner (1996) propusieron correlacionar la ignimbrita Lauca con la Ignimbrita Pérez de acuerdo con las dataciones disponibles para ambas unidades y la nombraron Ignimbrita Lauca-Pérez. Los autores describen que el espesor de los depósitos aumenta a más de 100 m en una rampa plana y descendente desde el área del Cerro Condoriri. Además, en esa zona se observa un grado mayor de soldamiento en una unidad de flujo rica en fiammes que solo se presenta en las proximidades del Cerro Condoriri. Proponen que estas observaciones corresponden a una facie proximal de la ignimbrita.

La Ignimbrita Lauca-Pérez ha sido subdivida en una oleada basal de 10 a 50 cm de espesor y tres unidades de flujo. La unidad de flujo inferior es de grano fino y presenta fragmentos pumíceos fibrosos de 0,5 a 2 cm de tamaño y pobres en cristales. Esta primera unidad se encuentra restringida a bajos topográficos. La segunda unidad de flujo se encuentra más extendida por lo que se considera más móvil y se caracteriza por presentar pómez ricas en grandes cristales de cuarzo en su parte superior. Estas pómez alcanzan diámetros de 20 a 50 cm en las zonas distales como Alcérreca y Cerro Ujarani en Bolivia. La unidad de flujo superior se observa solo cerca del área fuente y expone fiammes que dan cuenta de un fuerte soldamiento (Schröder y Wörner, 1996).

#### **3.2.5.4. Ocurrencia, ambiente de depositación y fuente de emisión**

Clavero *et al.* (2018) describen que en el área de la Carta Lago Chungará la ignimbrita Lauca exhibe facies asociadas a eventos magmáticos explosivos de características plinianas y de emplazamiento subaéreo. En este lugar la ignimbrita muestra facies medias de depositación de acuerdo con su petrografía y variación de espesores. Estas fueron emplazadas sobre una topografía suave con accidentes locales que cambian sus características físicas y petrográficas, variando de un flujo denso con depósitos macizos a un flujo turbulento con depósitos laminados localmente. La variación petrográfica que presentan sus afloramientos y la ocurrencia de lapilli gris blanco con heterogeneidades sugiere que la ocurrencia de magma *mingling* y una erupción desde una cámara zonada químicamente (Schröder y Wörner, 1996). Los diferentes lóbulos presentan leves diferencias composicionales en las pómez indican que estos corresponden a diferentes momentos en la erupción desde la cámara zonada (Wörner *et al.*, 2000).

La Ignimbrita Lauca-Pérez fluyó radialmente desde su fuente favorecida hacia el norte, oeste y sur por la suave topografía del Altiplano. Esta se emplazó en depresiones y valles sobrepasando altos topográficos. El espesor total de sus unidades entre 20 y 100 en sus áreas proximales depende de la geomorfología subyacente. Hacia el oeste, una porción importante se depositó rellenando la depresión entre el frente volcánico actual y la Cordillera oeste en el altiplano chileno (Schröder y Wörner, 1996). Hacia el sur viajó más de 80 km hacia la cuenca Lauca (Kött *et al.*, 1995). Otro lóbulo se movilizó hacia la costa atravesando la cordillera oeste y emplazándose en el valle de Lluta alto, Portezuelo Las Quevas y Portezuelo Chapiquiña, entre otros. En este viaje, la ignimbrita descendió desde 4500 hasta 3000 m s.n.m. en la Pampa Oxaya donde el flujo nuevamente se separó en lóbulos diferentes (Schröder y Wörner, 1996).

Actualmente la Ignimbrita Lauca-Pérez se encuentra fuertemente afectada por la erosión y cubierta por depósitos cuaternarios (García *et al.*, 2004; Arcos *et al.*, 2018; Clavero *et al.*, 2018). El área actual, que abarca un radio no mayor a 200 km desde la posible fuente, se estima que corresponde a una superficie original total de 15000 a 20000 km<sup>2</sup>. La máxima distancia recorrida reconocida en los afloramientos actuales supera los 130 km y es una de las mayores distancias recorridas por una ignimbrita (Wilson *et al.*, 1995). La relación de aspecto es 1:3500 y el volumen *bulk* estimado supera los 775 km<sup>3</sup>. Se estima que la caldera que le dio origen sea del orden de 15 a 25 km de diámetro (Schröder y Wörner, 1996).

Hasta la fecha se han propuesto dos posibles orígenes para la ignimbrita Lauca. Schröder y Wörner (1996) y Wörner *et al.* (2000) proponen que esta se hubiese originado cerca del Complejo Volcánico Condoriri en la frontera entre Chile y Bolivia. Los autores, mediante estudios satelitales, topográficos y la distribución regional de la unidad, ubican su fuente justo al este de la frontera y al noreste de los volcanes Nevados de Payachata. La caldera no ha sido reconocida y se propone que puede ubicarse bajo el Complejo Volcánico Condoriri.

Clavero *et al.* (2012) propone con base en la distribución de los afloramientos en Chile, Perú y Bolivia y la observación de unidades de domos y lavas andesítico-basálticas en torno al volcán Sajama en Bolivia, que la Ignimbrita Lauca se habría originado en esta área. Estos domos y coladas lávicas se habrían emplazado a través de fracturas anulares que demarcan una posible caldera, origen de la ignimbrita Lauca, en cuyo centro se habría emplazado el volcán Sajama (Clavero *et al.*, 2018).

#### **3.2.5.4. Dataciones radiométricas**

La ignimbrita Lauca es una unidad informal que se basa esencialmente en dataciones radiométricas y similitudes petrográficas (Polanco *et al.*, 2015). Kott *et al.* (1995) la definió como una unidad piroclástica que se extiende por el Altiplano de la Región de Arica en Chile y es equivalente a la Ignimbrita Pérez en Bolivia de acuerdo los resultados de análisis geocronológicos (Schröder y Wörner, 1996).

Se han realizado numerosos análisis en territorio chileno como boliviano de tipo K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Para la ignimbrita Pérez, Marshall *et al.* (1992) obtuvo una edad de  $2,815 \pm 0,005$  Ma mediante  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en sanidina. Horn *et al.* (1992) en Kott *et al.* (1995) obtuvo una edad entre  $2,01 \pm 0,32$  y  $2,88 \pm 0,13$  Ma mediante K-Ar en feldespato en la cuenca Lauca. Wörner *et al.* (2000) reconoció dos unidades de flujo al NE de la localidad de Alcérreca que las dató en  $2,73 \pm 0,11$  y  $2,71 \pm 0,25$  Ma mediante  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en sanidina.

Arcos *et al.* (2018) para la Carta Putre realizó una importante contribución. Obtuvo, en la pampa Caschachane, 3 edades radiométricas medidas por U-Pb en circón, con valores  $3,01 \pm 0,43$  Ma,  $2,83 \pm 0,17$  Ma y  $2,65 \pm 0,05$  Ma. Las edades radiométricas obtenidas por estos autores permitieron concluir que la edad de la Ignimbrita Lauca, en el área de la Carta Putre, abarca un intervalo ca. 3,0 a 2,6 Ma, con un promedio de 2,7 Ma asignada al Plioceno Superior (Arcos *et al.*, 2018).

Estudios paleomagnéticos han determinado una polaridad magnética normal para los afloramientos de la ignimbrita Lauca (Tapia *et al.*, 2000; Tapia, 2003), lo que ha permitido, junto a los análisis geocronológicos, interpretar que esta unidad corresponde a un único evento eruptivo (Wörner *et al.*, 2000).

## 4. RESULTADOS

### 4.1. Distribución, área, volumen y fuente de emisión

#### 4.1.1. Distribución y área

La unidad informal Ignimbrita Lauca ha sido reconocida extensamente en el Altiplano y la Cordillera Occidental de la Región de Arica y Parinacota en Chile, en el Departamento de Tacna al sur de Perú y en el oeste de Bolivia en el Departamento de Oruro.

El SERNAGEOMIN ha cartografiado la unidad en la Hoja Arica a escala 1:250.000 (García *et al.*, 2004) y a escala 1:100.000 en las Cartas Visviri y Villa Industrial (García *et al.*, 2012); Lago Chungará (Clavero *et al.*, 2018) y Putre (Arcos *et al.*, 2018), todas ellas desarrolladas en la Región de Arica y Parinacota. Por otra parte, afloramientos muy reducidos en extensión se observan en el extremo norte de la Región de Tarapacá y han sido descritos en las Cartas Cuya (García y Fuentes., 2012) y Miñimiñi (García *et al.*, 2013), ambas elaboradas a escala 1:100.000.

El Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico de Perú y su institución predecesora, la Comisión Carta Geológica, han cartografiado la Ignimbrita Pachía y los Volcánicos Sencca, correlacionados con la ignimbrita Lauca, a escala 1:100.000 en los cuadrángulos Maure y Antajave (Mendevil, 1965) y Tarata (Jaén, 1965). Junto a lo anterior, la unidad ha sido reconocida en los cuadrángulos Pachía y Palca (Acosta *et al.*, 2011) y La Yarada, Tacna y Huaylillas (Acosta *et al.*, 2012), cartas geológicas desarrolladas a escala 1:50.000.

En Bolivia, la Ignimbrita Pérez ha sido cartografiada en el Mapa geológico del Altiplano y Cordillera Occidental de Bolivia a escala 1:500.000 (Marsh *et al.*, 1992), compilado de 16 mapas geológicos 1:250.000 elaborados por el Servicio Geológico Boliviano (GEOBOL). Para estudiar la distribución de la Ignimbrita Lauca en este trabajo, correlacionada con la Toba Pérez, se ha apoyado el mapeo anterior con las hojas Sajama (Ponce y Ávila, 1962), Río Blanco (Murillo *et al.*, 1962) y Huancarani (Murillo *et al.*, 1966), que en parte abarcan el área del trabajo de Marsh *et al.* (1992) y con mejor resolución espacial gracias a su mapeo en escala 1:100.000.

En la Figura 9 se presenta el mapa que sintetiza la información listada anteriormente. En él se muestra la distribución actual de los afloramientos de la Ignimbrita Lauca de acuerdo con las cartografías vigentes. La mayor cantidad de afloramientos se encuentran en el área del Altiplano boliviano, donde además presentan mejor continuidad espacial.

La unidad se encuentra depositada, en su mayoría, entre los ríos Mauri y Desaguadero, por el norte, hasta el río Lauca por el sur. Sin embargo, el área del Nevado Sajama, los depósitos pierden continuidad hacia una llanura de carácter aluvial y fluvial moderna donde se alzan estratovolcanes, como el Nevado Sajama, y conos monogenéticos cuaternarios. Hacia el oeste, los afloramientos se reducen hacia la Cordillera Occidental, lugar donde se encuentra la frontera internacional.

En Perú los afloramientos son más reducidos, destacando principalmente aquello de la Cordillera Occidental (Figura 10) en el área del río Cano y Mauri. Entre estos y aquellos del río Callazas se desarrolla el volcanismo del Arco barroso superior del Placenziano superior al Pleistoceno inferior (Acosta *et al.*, 2011). Los afloramientos de los valles entre Pachía, Calientes y Calana les dan el nombre a estos depósitos de Tobas Pachía. Hacia la ciudad de Tacna se observan afloramientos discontinuos fuertemente controlados en su emplazamiento por las quebradas del río Caplina y otras adyacentes.

En Chile los afloramientos se observan en prácticamente todos los dominios geomorfológicos que atraviesan el área (Figura 10). Hacia el poblado de Visviri, estos se presentan discontinuos en el área de la Cordillera Occidental, siguiendo hacia el sur la línea fronteriza y el río Lauca hasta los 18°S aproximadamente. En este dominio geomorfológico, los afloramientos pierden continuidad hacia el este en los complejos volcánicos Caracarani, Chiquianante, Churicagua y Copatanca, al norte de los 18°S, volcanismo que ha sido datado en el Pleistoceno entre 1,9 a 0,05 Ma (García *et al.*, 2012).

A los 18°S, se observa que los afloramientos se presentan siguiendo la quebrada Llana en la pampa Cascachane con dirección oeste-este. Al sur de este lugar, los depósitos pierden continuidad hacia el volcán Taapacá, complejo volcánico del Pleistoceno-Holoceno y siguiendo hacia el sur, el complejo volcánico Vilañuñumani-Chantacollo y el volcán Pujullani del Mioceno medio a superior y complejo volcánico Tejene del Mioceno superior (Clavero *et al.*, 2018).

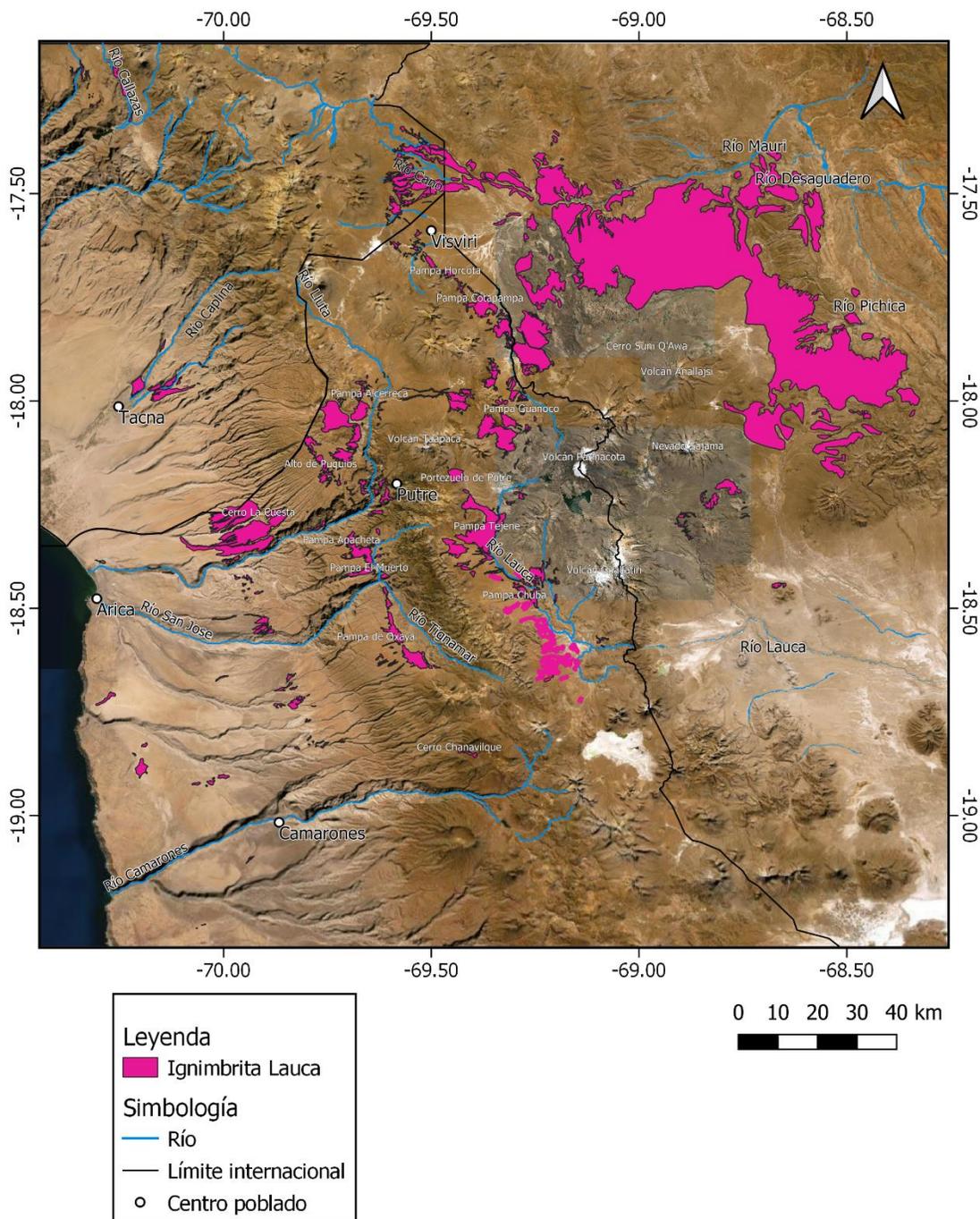
En la cuenca Lauca, al suroeste del volcán Parinacota, se presentan afloramientos con buena continuidad espacial siguiendo el cauce del río Lauca. Destacan en extensión los depósitos de la pampa Tejene y de la pampa Chuba al este del volcán Guallatiri. La unidad pierde continuidad y se presenta disgregada en depósitos de pequeña extensión hacia la frontera con Bolivia siguiendo el río Lauca.

En el área de la Precordillera los afloramientos recuperan extensión, principalmente en torno a los segmentos norte-sur de los ríos Lluta, al norte, y Tignámar, al sur. En el primero, se observan depósitos de buena continuidad en las pampas Alcérreca hasta la zona de Altos de Puquios. Siguiendo al sur de la ciudad de Putre, afloramientos extensos se presentan en las pampas Apacheta, El Muerto y Oxaya.

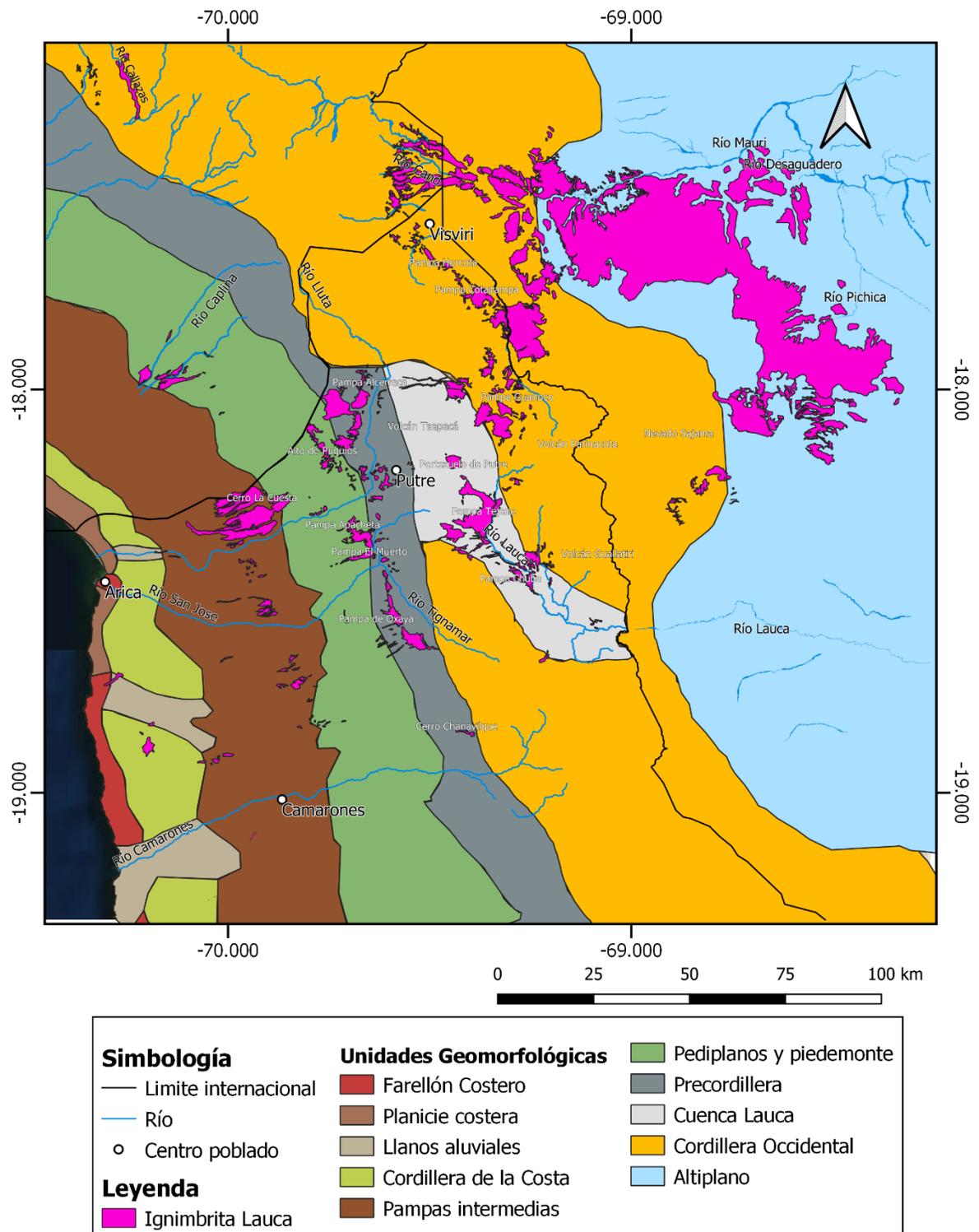
Los depósitos pierden continuidad y presencia hacia el área de Pediplanos al oeste de la Precordillera para recuperarla en las pampas o Depresión intermedia. Destacan en extensión los afloramientos del área del Cerro La Cuesta donde se presentan como mantos que pierden continuidad hacia el oeste y hacia el sur, flanqueados por la quebrada del río Lluta. Al sur de este lugar, la extensión de los depósitos disminuye fuertemente y se muestran discontinuos y disgregados hasta el río Camarones. Más al sur de este lugar, la extensión de la Ignimbrita Lauca es puntual y escasa. Hacia el oeste, estos afloramientos disgregados alcanzan incluso las planicies costeras al sur de la ciudad de Arica en depósitos de limitada extensión.

Se observa que los flujos viajaron grandes distancias, alcanzando 180 km de extensión hasta el sur de la quebrada Camarones y hacia el valle del río Callazas en Perú.

En la Figura 10, se presenta la ubicación de los afloramientos actuales de la ignimbrita Lauca sobre la disposición de las unidades geomorfológicas presentes en la zona de estudio.



**Figura 9.** Mapa de afloramientos actuales de la ignimbrita Lauca según cartografías disponibles. Afloramientos en Chile se han extraído de Hoja Arica (García *et al.*, 2004), Cartas Visviri y Villa Industrial (García *et al.*, 2012), Cuya (García y Fuentes., 2012), Miñimiñi (García *et al.*, 2013), Lago Chungará (Clavero *et al.*, 2018) y Putre (Arcos *et al.*, 2018). En Perú de los cuadrángulos Maure y Antajave (Mendevil, 1965), Tarata (Jaén, 1965), Pachia y Palca (Acosta *et al.*, 2011) y La Yarada, Tacna y Huaylillas (Acosta *et al.*, 2012). En Bolivia en hojas Sajama (Ponce y Ávila, 1962), Río Blanco (Murillo *et al.*, 1962) y Huancarani (Murillo *et al.*, 1966) y el Mapa geológico del Altiplano y Cordillera Occidental de Bolivia (Marsh *et al.*, 1992).



**Figura 10.** Mapa de afloramientos actuales de la ignimbrita Lauca sobrepuesto a unidades geomorfológicas del área de estudio.

**Tabla 1.** Área de afloramientos actuales de ignimbrita Lauca. El área se presenta en su valor total y subdividida por país.

<b>País</b>	<b>Área (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Porcentaje (%)</b>
<b>Bolivia</b>	2.720,49	74,55
<b>Perú</b>	162,45	4,45
<b>Chile</b>	766,47	21,00
<b>Total</b>	3.649,41	100,00

De acuerdo con la Tabla 1, la superficie actual de los afloramientos actuales y cartografiados de la Ignimbrita Lauca alcanza 3.649 km<sup>2</sup>. El 75% de esta área corresponde a depósitos ubicados en Bolivia, mayoritariamente en el Altiplano y en menor medida en la Cordillera Occidental (Figura 10). Un 21% de los depósitos se encuentran en Chile, principalmente en la Cordillera Occidental y de manera subordinada en la Cuenca Lauca, Precordillera y Pampas intermedias.

Si bien existen depósitos macizos y claramente identificables como se expone en los capítulos sucesivos, el reconocimiento de la extensión total de la unidad de estudio presenta la dificultad de reconocer con claridad sus diversos estilos de depositación. En la Figura 11 se expone una fotografía panorámica de los afloramientos de la Ignimbrita Lauca en la localidad de Alcérreca (Figura 9). Allí se observa que, en torno a las quebradas, en las zonas altas, esta se dispone a modo de “cornisa” marcando la actual superficie de erosión sobreyaciendo a unidades más antiguas en contacto concordante o discordante angular y erosivo. Sin embargo, también en otras pequeñas incisiones esta se muestra adosada a las paredes formando afloramientos reducidos y mal consolidados.

En la Figura 12 se presentan afloramientos ubicados al norte del río Lluta próximos a Cerro La Cuesta, en la pampa Quebrada Honda. Este lugar fue cartografiado por García et al. (2004) como parte de la Formación Oxaya y de secuencias sedimentarias miocenas de la formación Huaylas y la Avalancha de Lluta. Posteriormente, Arcos et al. (2018) lo redefinió como afloramientos de la Ignimbrita Lauca fuertemente erosionados por la acción eólica. Estos depósitos forman dunas, ondulitas sobre arenas poco consolidadas ricas en cuarzo, feldespatos y biotitas. Este fenómeno de retrabajo y movilización postdepositación de la unidad es posible que se repita en otros lugares del área de estudio y no esté correctamente identificado hasta la fecha.

En la Figura 13 se presenta la extensión inferida de los depósitos originales de la ignimbrita Lauca antes de los procesos de erosión, depositación y volcanismo que pudieron haber alterado su área original. Para esto, se trazó una línea siguiendo los límites de los depósitos actuales extremos, cubriendo los polígonos presentes. La superficie de este polígono es de 31.805 km<sup>2</sup>.

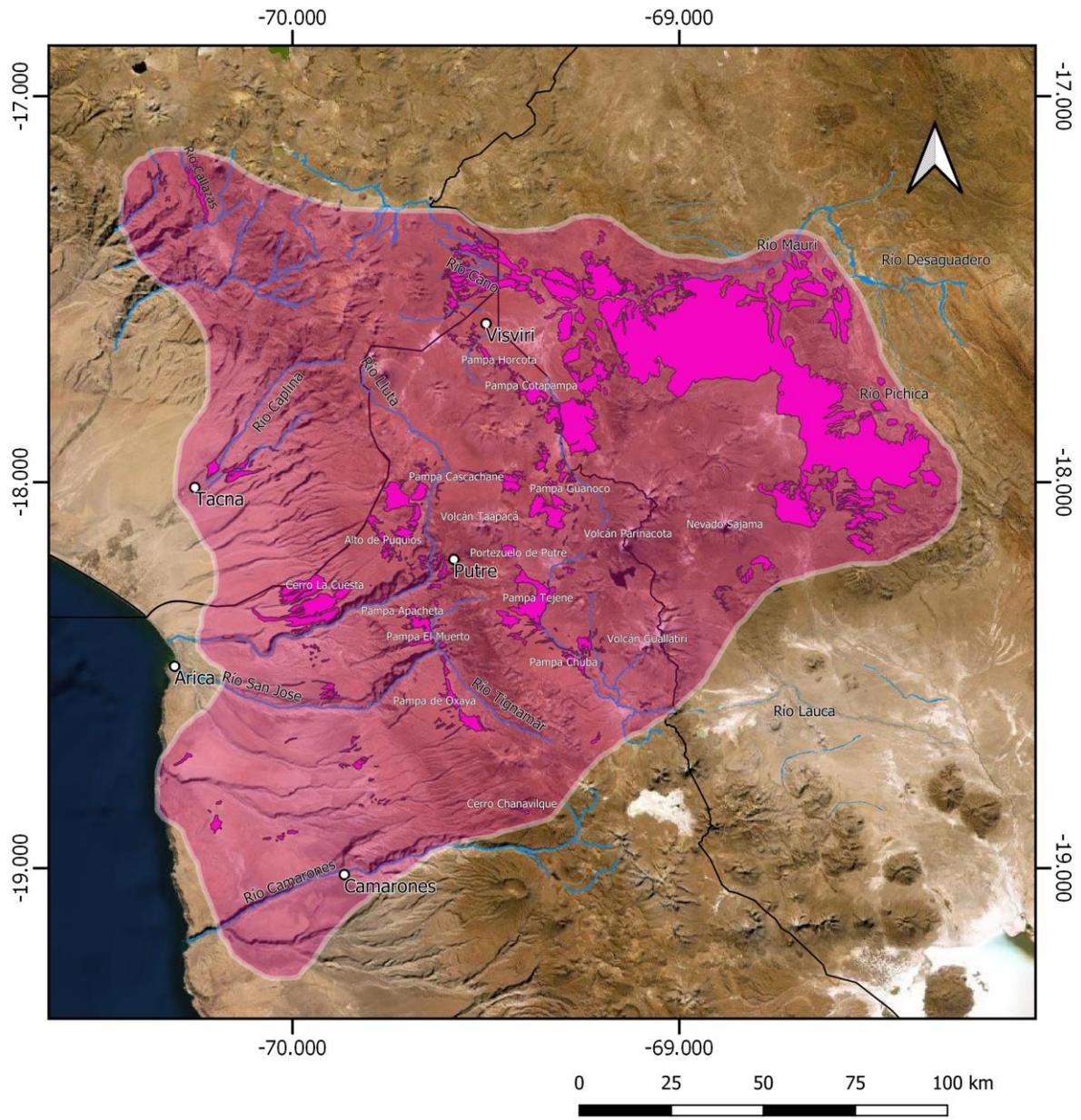


**Figura 11.** Perspectiva afloramientos en localidad de Alcérreca.



**Figura 12.** Dunas formadas producto de meteorización eólica de Ignimbrita Lauca al norte del río Lluta cerca de Cerro La Cuesta. **Izquierda:** Depósitos de arena formando dunas y estructuras sedimentarias. **Derecha:** Acercamiento a arenas de los depósitos.

Es posible definir varias geometrías aproximadas para la envolvente de los afloramientos actuales de la unidad. Por ejemplo, ajustándose de manera más estricta a las quebradas y valles, suponiendo un control del relieve en el transporte o de manera más simétrica. Sin embargo, los polígonos aproximados entregan valores para el área cercanos a el valor ya expuesto. Como aproximación de primer orden, la extensión original de la unidad de estudio sería cerca de diez veces superior a su superficie actual. La superficie original de la Ignimbrita Lauca es de aproximadamente 30.000 km<sup>2</sup>.



Leyenda		Simbología	
<span style="display:inline-block; width:15px; height:10px; background-color: #FFB6C1; border: 1px solid black;"></span>	Extensión original Ignimbrita Lauca	<span style="display:inline-block; width:15px; border-bottom: 1px solid black;"></span>	Limite internacional
<span style="display:inline-block; width:15px; height:10px; background-color: #FF00FF; border: 1px solid black;"></span>	Afloramientos actuales Ignimbrita Lauca	<span style="display:inline-block; width:15px; border-bottom: 1px solid blue;"></span>	Río
		<span style="display:inline-block; width:10px; height:10px; border: 1px solid black; border-radius: 50%;"></span>	Centro poblado

**Figura 13.** Extensión original inferida de los depósitos de la ignimbrita Lauca tomando como base sus afloramientos actuales.

#### 4.1.2. Espesor y volumen del depósito

Usando los afloramientos actuales de la unidad, se calcularon en 312 puntos valores para el espesor de los depósitos. Estos puntos se tomaron en quebradas e incisiones en la unidad y se exponen en la Figura 14. Para realizar este cálculo se tomó como supuesto que el efecto erosivo de los cauces de agua permanentes y esporádicos sobre la litología afecta principalmente a la Ignimbrita Lauca, y otras tobas depositadas previamente, debido a que se trata de una litología moderna, poco consolidada y deleznable. Por otra parte, el efecto erosivo no penetraría más profundo sobre litologías más antigua y consolidadas. La incisión y valles de estas quebradas se tomó como referencia para el espesor de la unidad en ese punto.

En la Figura 14, se presentan los afloramientos cuyo espesor supera los 61 m en puntos de color rojo. En naranja los espesores entre 41 y 60 m, en amarillo entre 21 y 40 m y en verde entre 1 y 20 m. Se observa que las mayores potencias se ubican en la zona del Altiplano y la Cordillera Occidental, principalmente en el valle del río Pichica y en la pampa Caschachane en Chile, específicamente en la quebrada Llana. Potencias mayores también se presentan en la pampa Guanoco, al noreste de volcán Parinacota y en la cuenca Lauca al oeste del Volcán Guallatiri.

Los puntos de mayores espesores que se ubican en el Altiplano disminuyen sus potencias de forma aparentemente concéntrica, hasta 40 m o menos, hacia el área del Nevado Sajama y el Nevado Anallajsi, donde ya no se observan afloramientos. En Perú los afloramientos normalmente no superan los 40 m de potencia, mostrando menores espesores hacia la ciudad de Tacna. En la precordillera las potencias exhiben valores cercanos a 50 m. En el área de las pampas intermedias disminuyen por debajo de este valor hacia el oeste, en la Cordillera de la Costa y planicies costeras, donde presenta alturas de solo algunos metros o desaparecen.

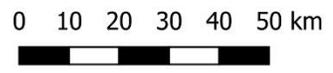
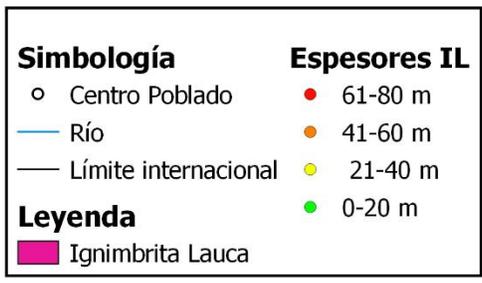
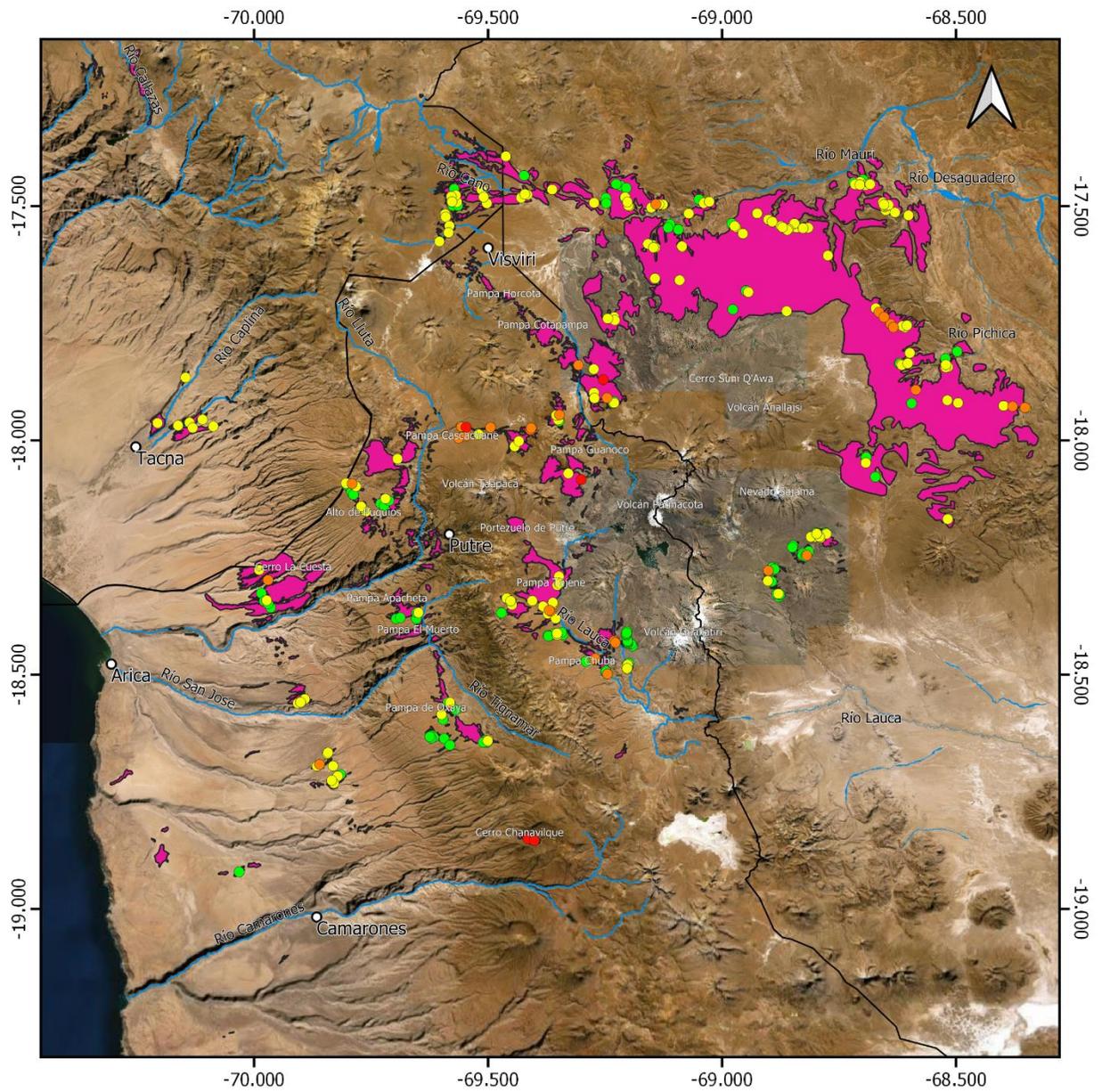
Tomando como referencia los puntos de espesor expuestos anteriormente, se ha calculado que el valor promedio para ellos es de 26 m. Tomando esta potencia como representativa de la ignimbrita Lauca, y considerando el área de los afloramientos actuales presentado en la Tabla 1, se calcula un volumen estimado de 94,88 km<sup>3</sup> para los depósitos actuales de la unidad.

Este valor se considera un volumen mínimo debido a que los puntos de espesor menor a 20 m se encuentran ampliamente distribuidos en toda el área de estudio y principalmente en el área de la precordillera y pampas intermedias. Esta abundancia de afloramientos de bajo espesor se relaciona al hecho de que la Ignimbrita Lauca se encuentra depositada sobre un paleorelieve irregular (Arcos *et al.*, 2018) y a la dinámica de movimiento de las Corrientes de densidad piroclástica, las que pueden remontar o no obstáculos topográficos dependiendo de su densidad y energía (Brown y Andrews, 2015). Por otra parte, hacia la zona de Chile y en general, hacia las zonas distales de los depósitos, los afloramientos son discontinuos y afectados por fuertes procesos de erosión eólica y fluvial. Por otra parte, hacia la zona del Altiplano y la Cordillera Occidental, donde los afloramientos muestran mayor espesor y mejor continuidad, los puntos de espesor sobre 60 m presentan menor cantidad debido a una buena continuidad espacial de estos depósitos y por tanto a una escasez de quebradas.

Otra estimación para el volumen de la unidad se ha realizado utilizando la metodología que se resume en la Tabla 2. Para incorporar la variación de espesor que los afloramientos presentan en sus distintos dominios de distribución y que el promedio oculta, se ha estimado un espesor característico para los polígonos de cada carta u hoja usada de acuerdo con los dominios geomorfológicos que en ella se distribuyen. Multiplicando el espesor característico con el área de los afloramientos, en cada carta u hoja, se obtiene un volumen de 135,06 km<sup>3</sup>. Este cálculo sobreestima el volumen de la unidad puesto que al relacionar espesor a unidad geomorfológica se sobre representan los espesores mayores ya que estos se ubican principalmente en el Altiplano y la Cordillera Occidental. En esta región también se observan espesores de solo algunos metros hacia las zonas distales de los puntos de mayor potencia, lo que queda subrepresentado por el espesor característico. En conclusión, se considera un volumen mayor a 100 km<sup>3</sup> y menor a 130 km<sup>3</sup> como representativo para los afloramientos actuales de la unidad ignimbrita Lauca.

Tomando en consideración el valor de 30.000 km<sup>2</sup> para la extensión original de la unidad y el espesor promedio de 26 m calculado, se estima un volumen de 780 km<sup>3</sup> para los depósitos originales de la Ignimbrita Lauca. Por lo tanto, se considera un volumen *bulk* inicial de 800 km<sup>3</sup> como representativo de la unidad. Mason *et al.* (2004) expone que otras ignimbritas cenozoicas de la ZVC, como la ignimbrita Atana y la ignimbrita Panizos, presentan volúmenes *bulk* y DRE (*Dense Rock Equivalent*) similares. Con base a lo anterior se espera un volumen DRE de 800 km<sup>3</sup> para la Ignimbrita Lauca, sin embargo, densidades menores se han reportado para otras unidades de la ZVC.

La razón de aspecto de la ignimbrita, calculada como la razón entre espesor promedio del depósito y el diámetro de la circunferencia que cubre un área de igual valor a su extensión original (Wilson *et al.*, 1995) es de 1:6.500. Para este cálculo se consideró, por simplificación, un área original de 30.000 km<sup>2</sup> y un diámetro de 100 km para la circunferencia equivalente.



**Figura 14.** Espesores calculados para los afloramientos actuales de la ignimbrita Lauca mediante el software Google Earth Pro.

**Tabla 2.** Tabla de espesores característicos de los afloramientos de la ignimbrita Lauca en cada una de las cartas/hojas geológicas usadas para este trabajo. El espesor característico ha sido estimado según la distribución de afloramientos y unidad geomorfológica.

<b>País</b>	<b>Carta/Hoja</b>	<b>Escala</b>	<b>Unidad Geomorfológica</b>	<b>Espesor (m)</b>
<b>Bolivia</b>	Mapa Geológico del Altiplano y Cordillera Occidental	1:500.000	Altiplano, Cordillera Occidental	40
	Hoja Sajama	1:100.000	Altiplano, Cordillera Occidental	30
	Hoja Río Blanco	1:100.000	Altiplano, Cordillera Occidental	40
	Hoja Huancarani	1:100.000	Altiplano, Cordillera Occidental	40
<b>Perú</b>	Cuadrángulos Maure y Antajave	1:100.000	Cordillera Occidental	30
	Cuadrángulo Tarata	1:100.000	Cordillera Occidental	20
	Cuadrángulos Pachia y Palca	1:50.000	Cordillera Occidental, Precordillera	30
	Cuadrángulos La Yarada, Tacna y Huaylillas	1:50.000	Pediplanos y piedemonte	20
<b>Chile</b>	Carta Visviri y Villa Industrial	1:100.000	Cordillera Occidental	40
	Carta Lago Chungará	1:100.000	Cordillera Occidental, Cuenca Lauca, Precordillera	30
	Carta Putre	1:100.000	Precordillera, Pediplanos y piedemonte, Pampas intermedias	30
	Hoja Arica	1:250.000	Precordillera, Pediplanos y piedemonte, Pampas intermedias, Cordillera de la Costa, Planicie Costera	30
	Carta Cuya	1:100.000	Pampas intermedias, Cordillera de la Costa	5
	Carta Miñimiñi	1:100.000	Pampas intermedias, Cordillera de la Costa	5

### 4.1.3. Fuente de emisión

La Ignimbrita Lauca ha sido definida como un depósito de corriente de densidad piroclástica. Según las estimaciones de este trabajo, el volumen de cerca de  $800 \text{ km}^3$  sugiere que su origen estaría asociado a un evento eruptivo formador de caldera (García *et al.*, 2000).

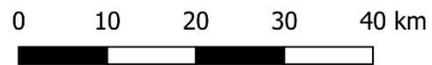
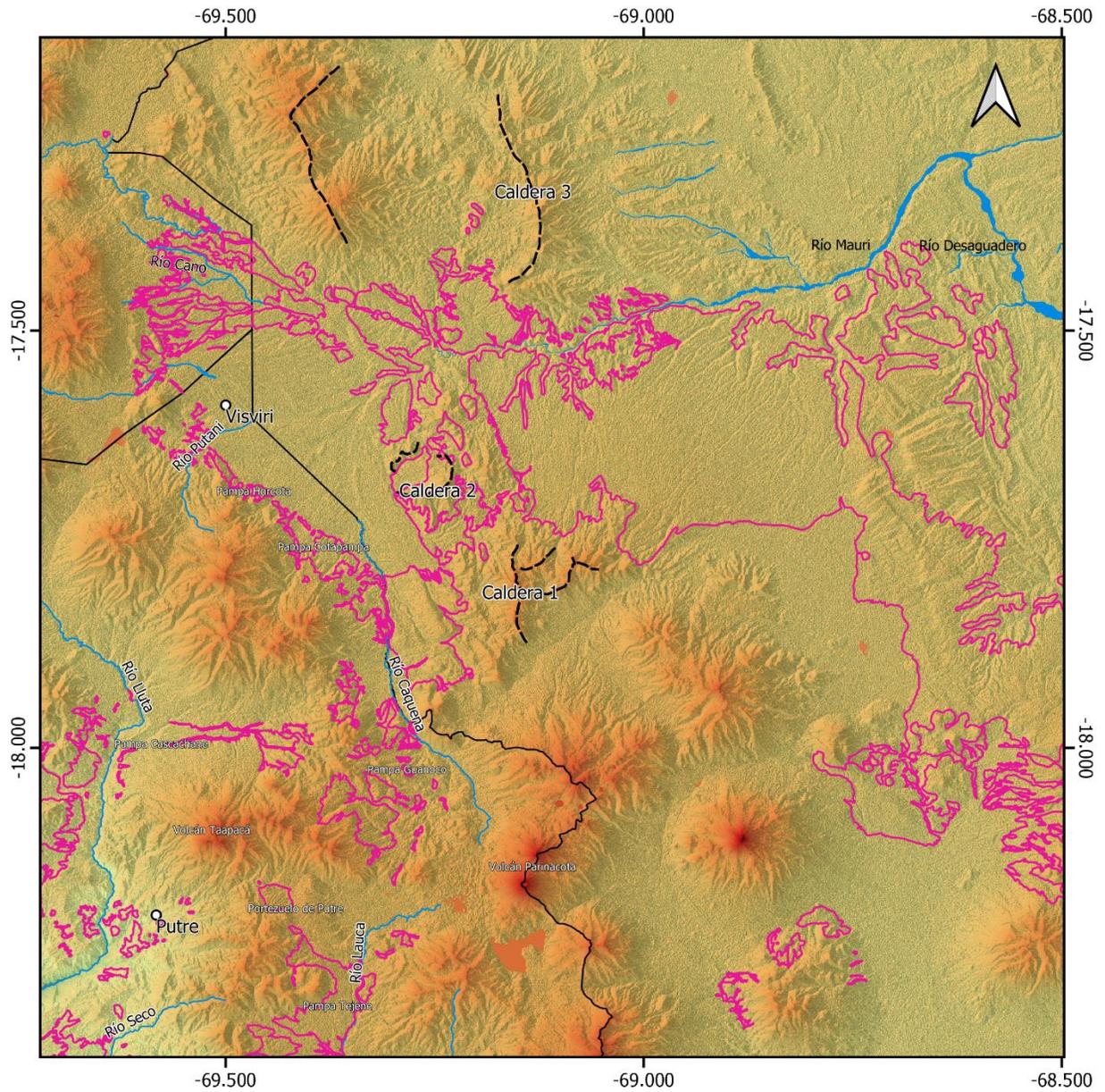
Para inspeccionar lo anterior se ha elaborado la Figura 15. En ella se expone un Modelo de elevación digital (DEM) que ha sido procesado para elaborar una imagen de relieve sobre la que se monta una imagen de sombras (*Hillshades*). El objetivo de lo anterior es buscar estructuras circulares, semicirculares, elípticas o de geometrías escarpadas afines a calderas volcánicas de colapso.

En el área cercana a los depósitos de mejor extensión, continuidad y potencia se observan tres posibles estructuras compatibles. La Caldera 1 es una estructura aproximadamente semicircular que aparentemente presenta, además, un escarpe interior. Se expone cruzada por el río Blanco que se encuentra erosionando los límites sur de esta estructura. Este cauce estaría cruzando por su eje menor, el que tiene una extensión máxima de 15 km. Si se asume que esta estructura queda delimitada por el sur por los volcanes Anallajsi y Suni Q'Awá, el eje mayor alcanzaría 40 km de longitud. Esta estructura de  $25 \times 35 \text{ km}^2$ , requiere de una subsidencia de al menos ca. 900 m para erupcionar el volumen original de la ignimbrita Lauca. Sin embargo, no se observa evidencia concluyente de aquello en la zona ya que el escarpe norte tiene una altura de aproximadamente 700 m.

La Caldera 2 es una estructura menor, de aproximadamente  $7 \times 7 \text{ km}^2$ , que se ha desestimado por su reducida extensión, la que no se corresponde con lo esperado para una ignimbrita del tamaño de la unidad estudiada.

La Caldera 3, es una estructura circular cuyo escarpe se encuentra bien conservado en su lado este, donde presenta alturas cercanas a 300 m y que corresponde litológicamente a rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno. En su flanco oeste estaría definido por depósitos de estratovolcanes entre Mioceno-Holoceno. La dimensión de esta estructura es de  $26 \times 27 \text{ km}^2$  de geometría casi circular. El colapso de una estructura de este tipo sería de aproximadamente 1,1 km. Esta caldera estaría al noroeste de los segmentos de mayor acumulación de la ignimbrita Lauca y los depósitos de esta solo se ubican fundamentalmente al sur de la estructura. No se cuenta con datos certeros respecto a las rocas en el área y por lo tanto no se puede concluir la pertinencia de la caldera, sin embargo, esta se descarta por la distribución de los afloramientos.

La Ignimbrita Lauca al ser un depósito piroclástico de dinámica y volumen relacionado a la Zona Volcánica Central (Stern *et al.*, 2007), se estima que proviene de una caldera de aproximadamente  $900 \text{ km}^2$ . Para esto se requiere una estructura de al menos 15 km de radio, en caso de presentar una morfología circular, tomando como base lo expuesto por Naranjo *et al.* (2018) para el diámetro de calderas asociadas a ignimbritas cenozoicas en la ZVC.



**Figura 15.** Posibles estructuras de caldera en mapa de relieve y sombras sobrepuestas de la zona de estudio. Acercamiento al área de mayor espesor y extensión de afloramientos.

## 4.2. Estratigrafía y petrografía

Se realizó una recopilación de la información de terreno registrada por el Dr. Edmundo Polanco Valenzuela para la confección de la Carta Putre (Arcos *et al.*, 2018) publicada por SERNAGEOMIN. Con base en los datos disponibles se levantaron columnas estratigráficas para la unidad Ignimbrita Lauca en tres localidades ubicadas dentro del área de la Carta Putre.

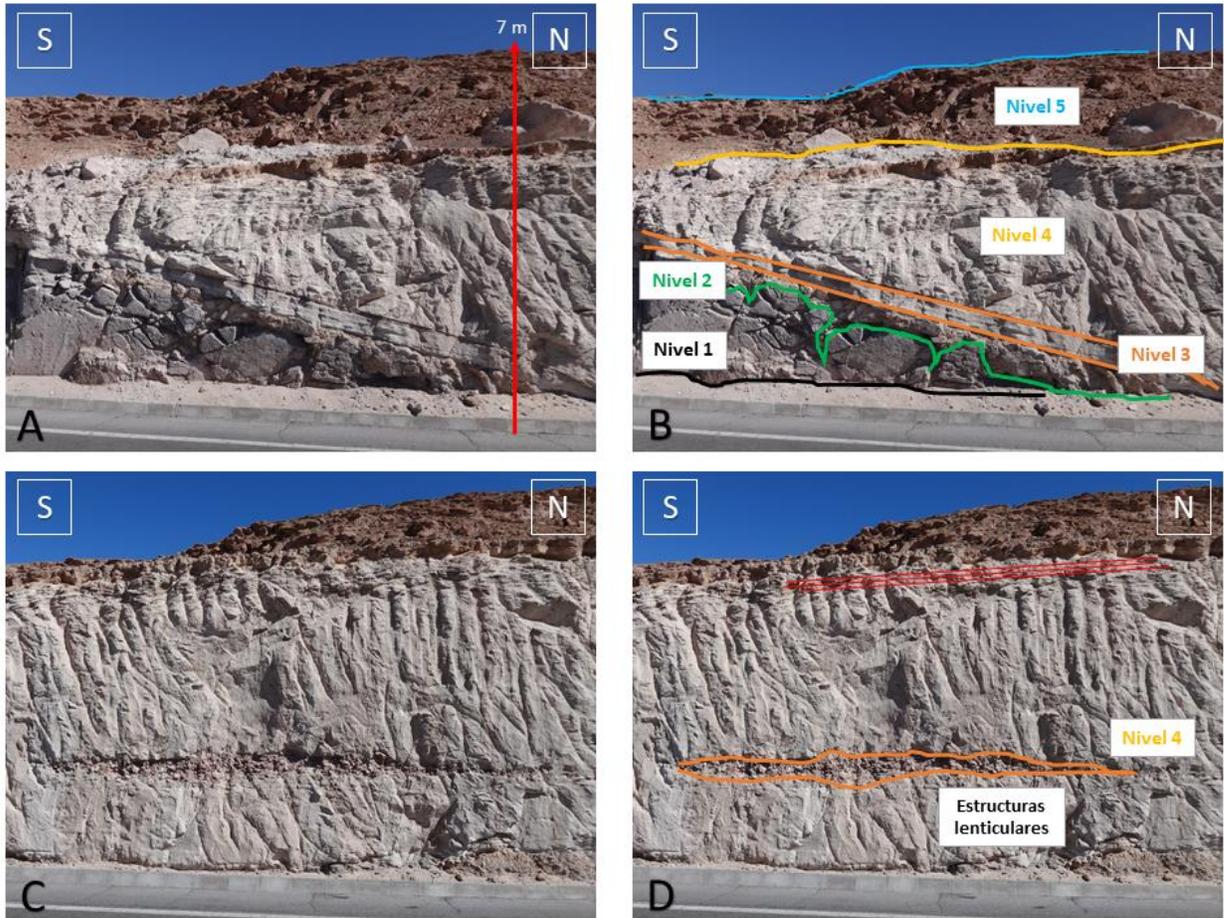
### 4.2.1. Sector Copaquilla

En la localidad de Copaquilla (UTM 432.354/7.966.613) a 3.080 m s.n.m., al norte de la Pampa el Muerto en el costado oeste de la ruta 11, se observa un talud que supera los 7 metros de altura. Esta ruta se ha construido aprovechando la incisión de uno de los afluentes del río San José que corre, en la zona, con dirección norte-sur y se encuentra con este al sur de Copaquilla. Es el efecto de la erosión fluvial el que expone el depósito.

En él lugar se observa un afloramiento de importante extensión, ocasionalmente cubierto por sedimentos aluviales del Plioceno-Pleistoceno, que se ha identificado como correspondiente a la unidad Ignimbrita Lauca (Arcos *et al.*, 2018). En la Figura 16 se muestran dos fotografías del afloramiento. En este caso la imagen A se ubica algunos metros al sur de la imagen B siendo parte del mismo depósito. Este depósito exhibe un color blanquecino a rosáceo sobre el que se desarrolla una cubierta aluvial de tonalidades marrones. Sobrepasando la cubierta aluvial se pueden observar bloques de la ignimbrita Lauca que sobresalen.

En la Figura 16.B se ha hecho una subdivisión de lo observado en el afloramiento. Allí se exhiben al menos 5 niveles bien diferenciados. De abajo hacia arriba se ubica, en primer lugar, un nivel de tonalidad oscura de carácter piroclástico, con abundante fracturamiento formando bloques, y que se acuña hacia el norte. Este nivel ha sido identificado como una ignimbrita anterior al evento de la ignimbrita Lauca. Sobre él se exhibe un depósito sedimentario de espesor centimétrico que se ha catalogado como de carácter aluvial, el que demarca una superficie de erosión.

Sobre lo anterior, se dispone el nivel 3. Esta sección se emplaza de manera tabular sobre la litología inferior, con un manto de 10 a 12°E y espesor de aproximadamente 50 cm. El nivel es de tonalidad grisácea y muestra laminación difusamente definida como también aspecto macizo. Presenta fragmentos pumíceos de tamaño lapilli fino a medio



**Figura 16.** Fotografías afloramiento ignimbrita Lauca en sector Copaquilla. Imágenes A y C corresponden a un talud al costado de la ruta 11. Imagen A se ubica al sur de B. En la imagen B se realiza una interpretación de A y se distinguen niveles dentro del afloramiento para el análisis. En la imagen D se ilustran algunas de las estructuras observadas en el afloramiento.

en cantidades cercanas a 30%. Estas pómez se observan con disposición caótica. El depósito es matriz soportado, de selección buena a moderada y se acuña hacia el sur hasta desaparecer (Figura 16.B; Figura 18.A; Figura 19.B). Sobre este nivel se observa un segmento claramente laminado con 10 cm de espesor de tonalidad rosácea. Este se dispone siguiendo el contacto con el nivel inferior y acuñándose de la misma manera algunos metros hacia el sur. Cada una de las láminas individuales presenta espesores milimétricos. Este depósito es de tamaño ceniza y muestra buena selección (Figura 19.A). Ambos segmentos han sido identificados como parte de la Ignimbrita Lauca.

El nivel 4 definido en la Figura 16 se muestra en la Figura 17. Se observa un depósito de coloración gris rosáceo, macizo, matriz soportado, con buena selección, cuya matriz es de tamaño ceniza y en ella se disponen escasos líticos centimétricos. La matriz presenta cristales y pómez finas en menor cantidad que la unidad inferior. En esta sección se muestra tenue laminación en algunos segmentos.

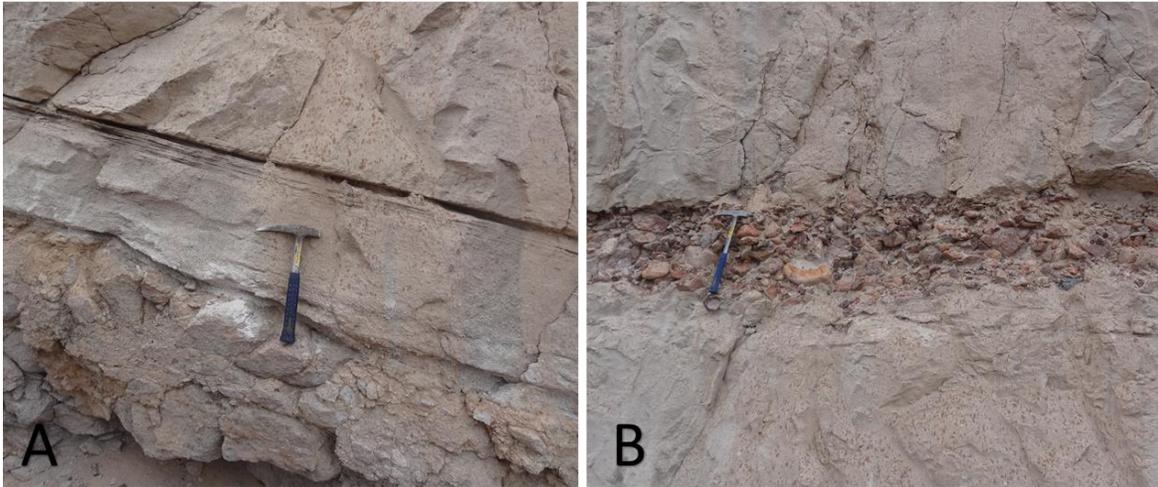
En este nivel se disponen lentes de conglomerado de hasta 6 m de largo y 45 cm de espesor. Están compuestos por gravas accidentales con clastos de hasta 25 cm, subangulosos, mala esfericidad, clasto soportado y de mala selección Figura 18.B.



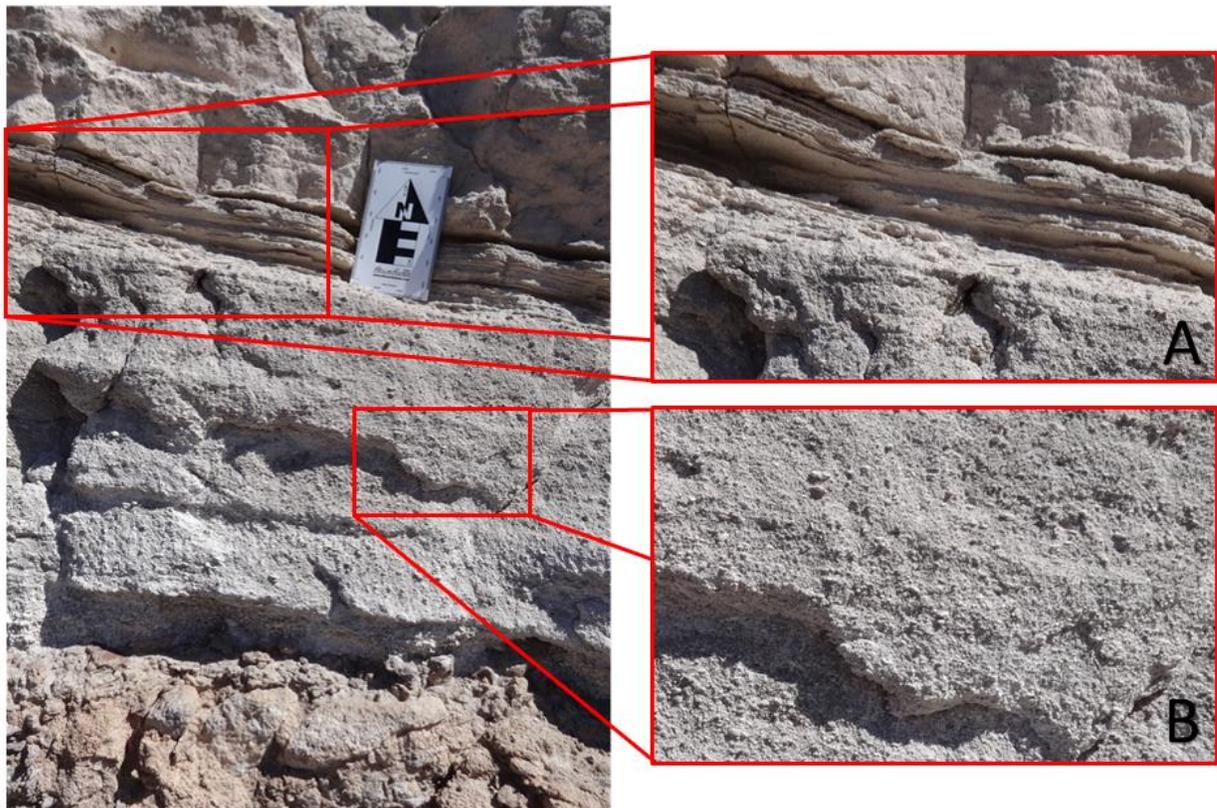
**Figura 17.** Nivel 4 definido en la Figura 16. Depósito macizo color gris rosáceo. Corresponde a un talud en ruta Sector Copaquilla.

Hacia el techo de la unidad anterior, comienza a desarrollarse un nivel de aspecto similar al que lo subyace. Este corresponde a una toba de iguales características litológicas que la que le subyace, sin embargo, se muestra fuertemente laminada ya sea por laminaciones claramente definidas como difusas, onduladas y laminación cruzada (Figura 20). Todo lo descrito anteriormente, hasta la cubierta aluvial que se sobrepone, corresponden al afloramiento de la ignimbrita Lauca.

Con los antecedentes detallados para el sector Copaquilla se construye una columna estratigráfica generalizada para el depósito y que se expone en la (Figura 21). Se logra observar, que el afloramiento está compuesto por al menos 2 subunidades correspondientes a la ignimbrita Lauca. A modo general, se dispone un nivel suavemente laminado de ceniza color grisáceo y espesor menor a 1 metro en su expresión más gruesa. Bajo un nivel más potente, macizo, caótico y de ceniza color rosáceo, el que presenta lentes de conglomerado. Este nivel hacia el techo muestra un nivel laminado de cerca de 50 cm. Entre ambos niveles se desarrolla un nivel centimétrico de ceniza.



**Figura 18.** Acercamiento a nivel 4 definido para afloramientos de ignimbrita Lauca en el sector Copaquilla. **A.** Incisiones con disposición arriba-abajo. **B.** Lentes de bloques angulosos (brecha conglomerádica) con 45 cm de espesor y hasta 6 metros de largo.



**Figura 19.** Acercamiento a nivel 3. Este cuerpo tabular muestra un espesor aproximado de 50 cm y subyace a un nivel centimétrico bien laminado. En la imagen A se muestra un acercamiento a este nivel laminado. En la imagen B se muestra un acercamiento a la litología del nivel 3.



**Figura 20.** Estructuras laminadas como laminación difusa, ondulosa y cruzada en el techo del nivel 4 definido para los afloramientos de ignimbrita Lauca en el sector Copaquilla.

#### 4.2.2. Sector Coronel Alcérreca

Al este y sureste de la localidad de Coronel Alcérreca se desarrollan, en las zonas altas de un afluente del río San José, un conjunto de afloramientos de la Ignimbrita Lauca controlados por la erosión fluvial. Este afluente corre con dirección norte sur y se encuentra con el río San José hacia el sur. Estos afloramientos están acotados a los flancos de la quebrada, teniendo mayor expresión en el lado occidental de la misma. Por el contrario, en su borde oriental estos son más escuetos. En esta área, se han levantado tres columnas estratigráficas en lugares donde se han tomado muestras (Tabla 3).

**Tabla 3.** Columnas estratigráficas levantadas en sector Coronel Alcérreca.

Columna	Muestra	Coordenadas (UTM)	Altura (m)
1	PE-77	432.424/8.011.221	3.834
2	PE-78	433.910/8.005.187	3.830
3	PE-79	433.677/8.005.298	3.808

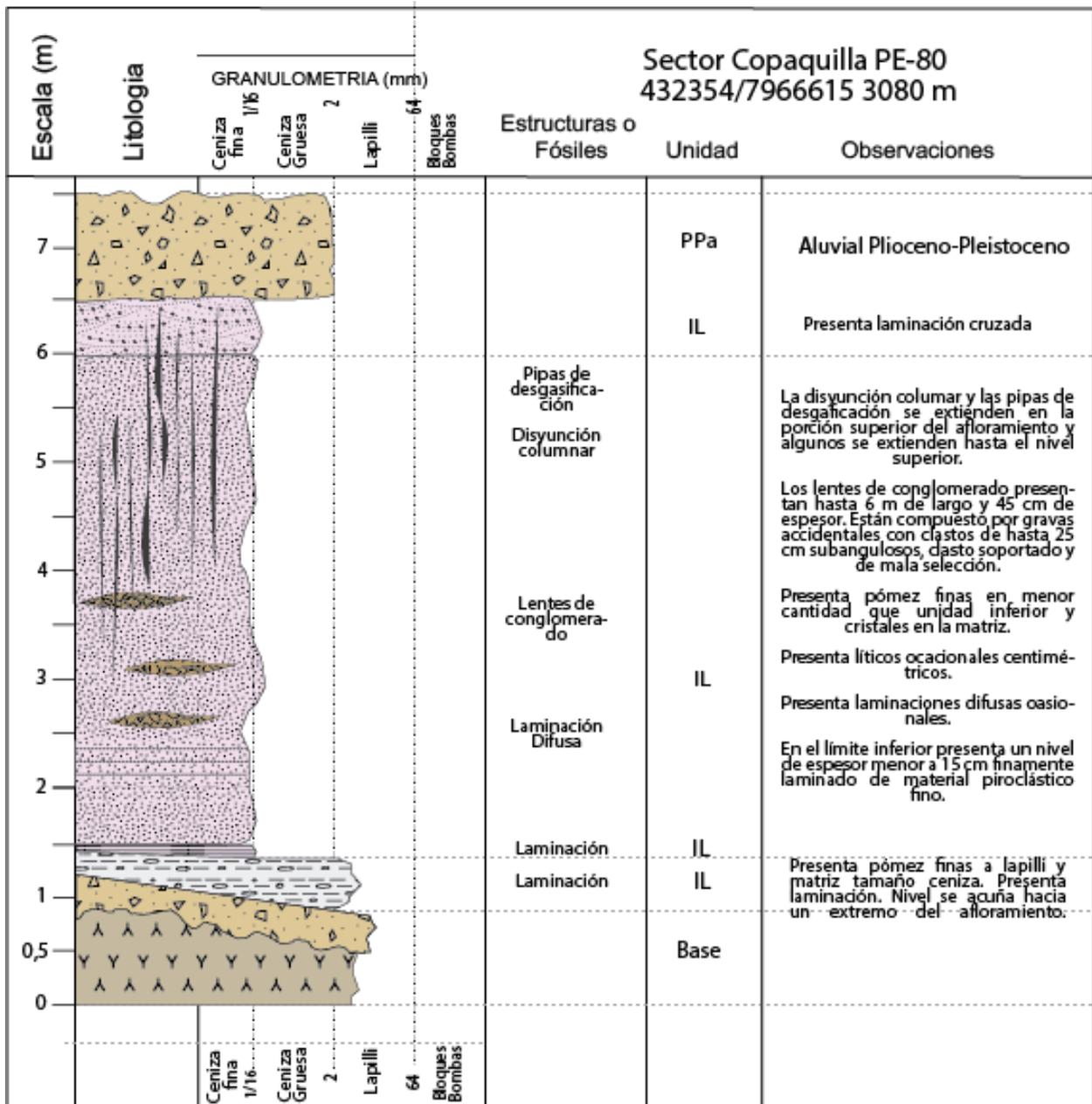
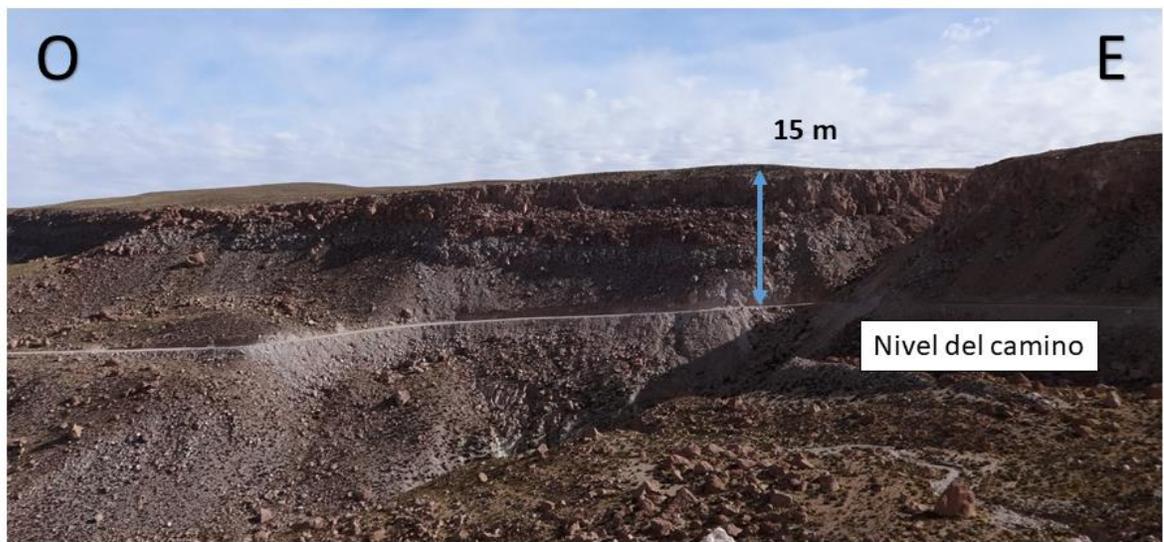


Figura 21. Columna estratigráfica sector Copaquilla para afloramientos de ignimbrita Lauca.

#### 4.2.2.1. Columna 1 Coronel Alcérreca

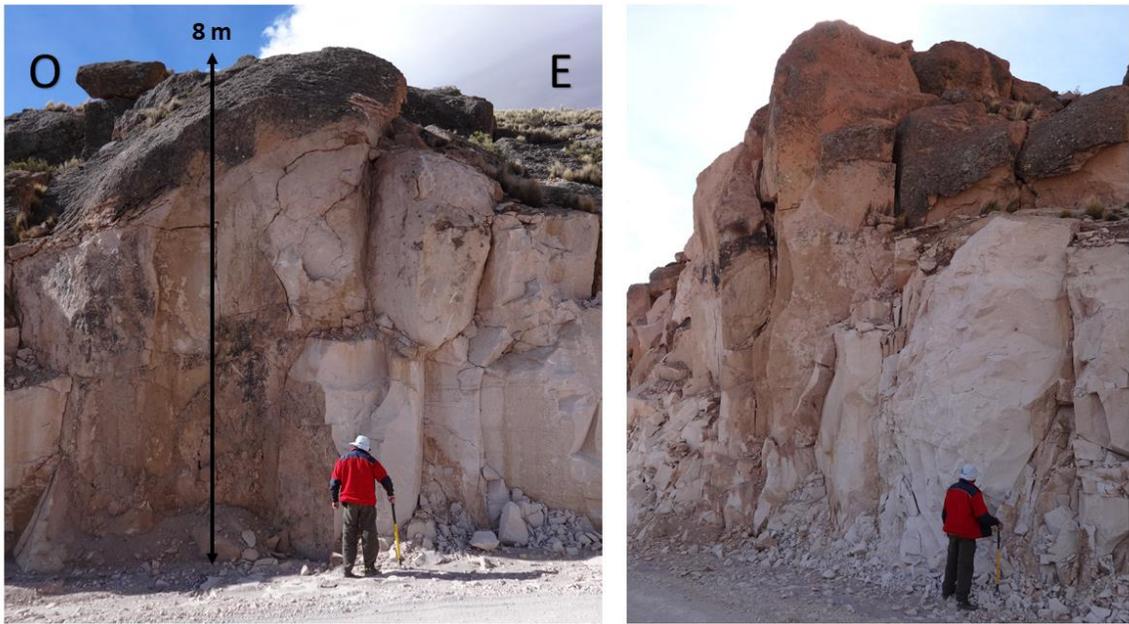
En este lugar, la incisión de la quebrada se ha aprovechado para construir la ruta A-23. Allí el muro norte que flanquea el camino corresponde a un afloramiento de la Ignimbrita Lauca. Este talud alcanza 15 metros de altura, sobrepasándolos en algunos casos. En este lugar, la roca se muestra afectada por procesos de remoción en masa de acotada extensión. Hacia la superficie la roca se presenta fracturada. El afloramiento presenta coloración rosácea. Bajo el nivel del camino, la Ignimbrita Lauca sobreyace a un nivel de tobas antiguas de color gris (Figura 22).



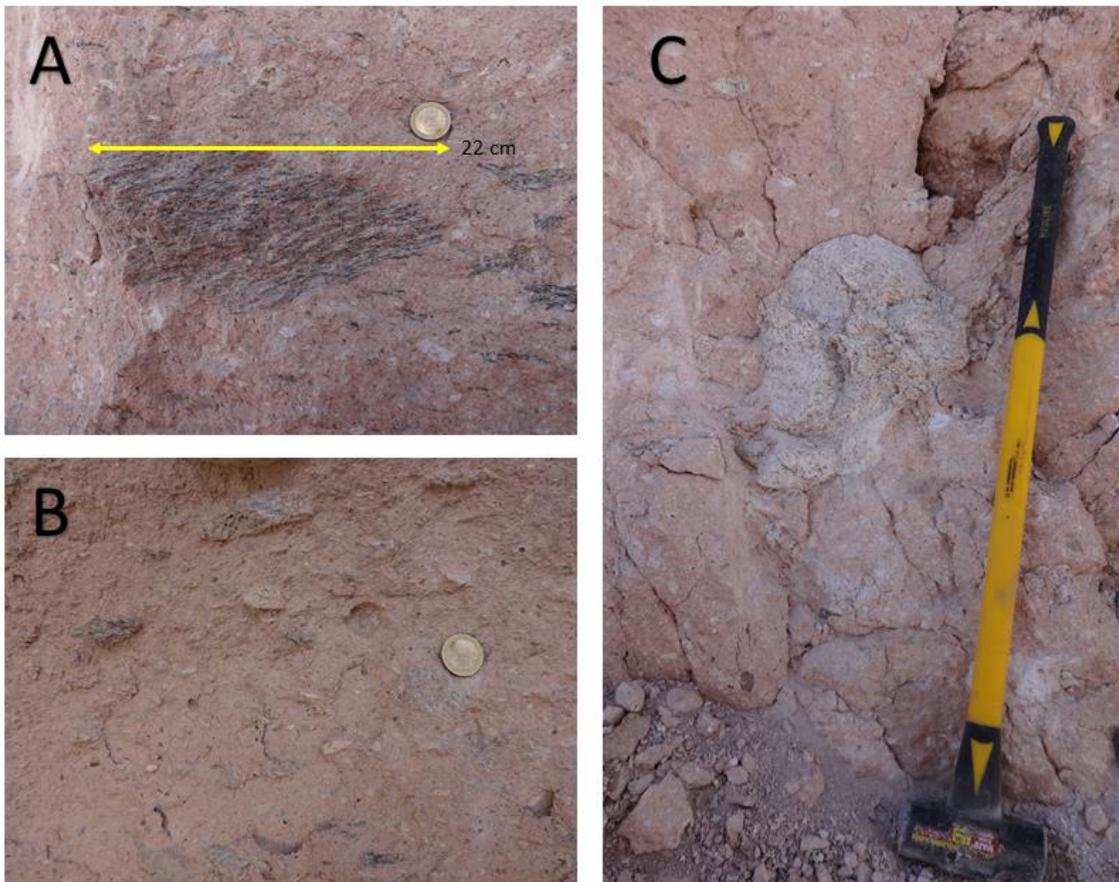
**Figura 22.** Fotografía de lugar donde se levanta columna 1 de sector Coronel Alcérreca.

Siguiendo el camino algunos metros hacia el este, la roca se observa más competente sin deslizamientos sobre ella. Los afloramientos no superan los 9 metros desde el nivel del camino hasta el techo del afloramiento, el que se encuentra en contacto con la atmósfera. En este lugar se muestra cubierta por un manto negruzco y afectada por niveles moderados de erosión eólica. El afloramiento exhibe fracturamiento (Figura 23).

En este punto, la Ignimbrita Lauca se presenta como una toba de color rosáceo de pómez tamaño bloque y escasos líticos angulosos. El depósito presenta matriz tamaño ceniza y es matriz soportado con 20-30% de fragmentos juveniles y líticos (Figura 24.B). En ella también se observan cristales milimétricos pardo oscuros, blanquecinos y grisáceos. La selección es moderada. Se disponen fiammes subhorizontales de color negro parduzco que alcanzan diámetros, en su eje de máximo alargamiento, mayor a 20 cm (Figura 24.A). Los fragmentos juveniles se muestran de diversos tamaños. En el caso de las pómez, éstas presentan tamaños desde algunos centímetros hasta más de 20 cm (Figura 24.C). Estas son blanquecinas, densas, de aspecto espumoso, fibroso y angulosas. Algunas tienen aspecto alargado y las mayores subesféricas. Presentan cristales de feldespatos, cuarzo, biotita y anfíbol.



**Figura 23.** Afloramientos competentes de ignimbrita Lauca en zona de columna 1 de sector Coronel Alcérreca.



**Figura 24.** Se observa matriz tamaño ceniza color rosáceo y diversos productos piroclásticos juveniles tamaño bloque. **A.** Fiammes tamaño bloque. **B.** Fragmentos juveniles de diverso tamaño. **C.** Pómez blanquecinas fibrosas tamaño bloque.

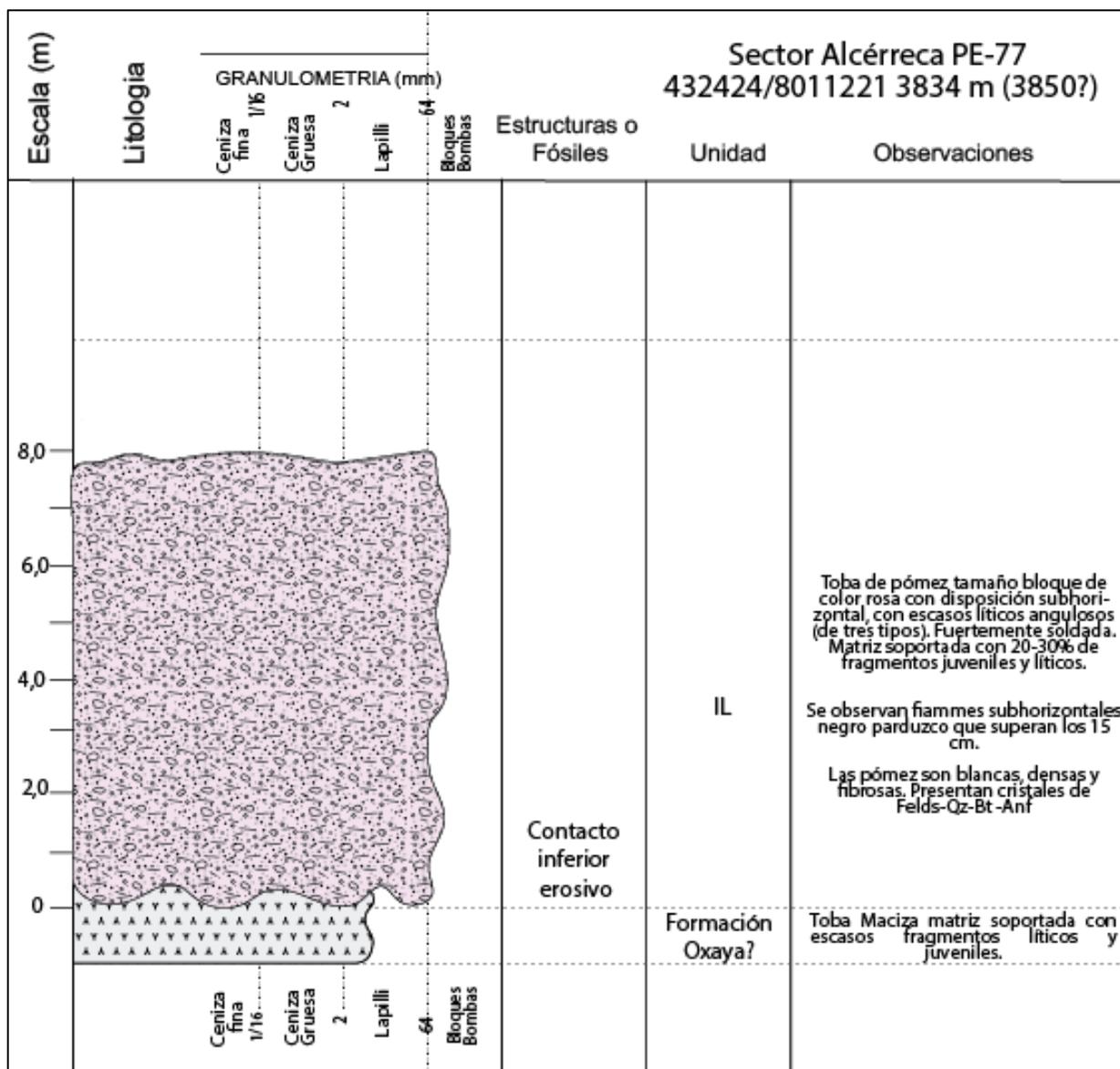
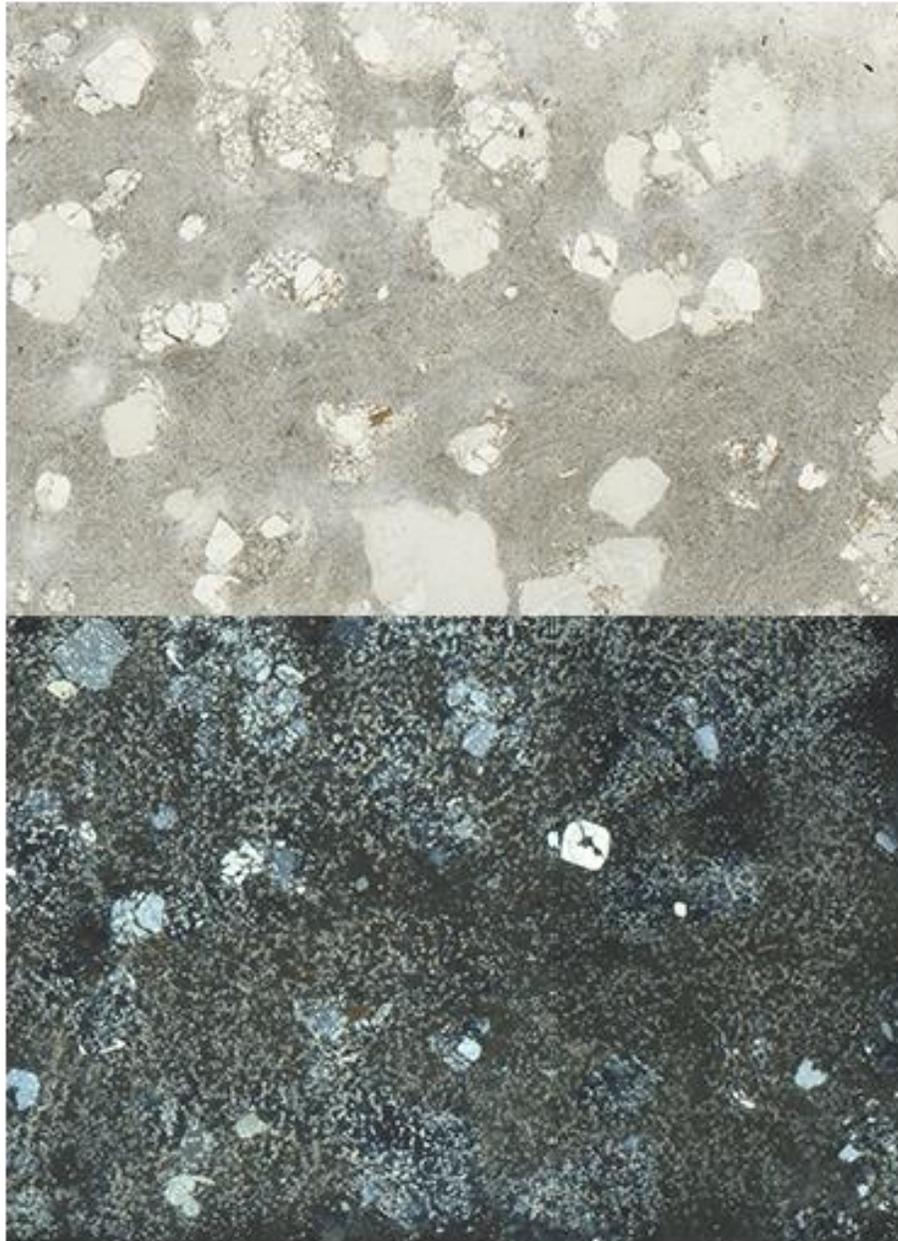


Figura 25. Columna 1 sector Coronel Alcérreca.

En la Figura 25 se presenta la columna generalizada del afloramiento. En ella se observa que la Ignimbrita Lauca se dispone en contacto erosivo sobre una toba antigua, maciza, que presenta escasos fragmentos lítico y juveniles.

#### 4.2.2.2. Petrografía Columna 1 Coronel Alcérreca

En el área de la Columna 1 del sector de Coronel Alcérreca se ha tomado la muestra PE-77 (Figura 26), que corresponde a una pómez tamaño bloque del depósito. Petrográficamente corresponde a una pómez de textura porfídica, glomeroporfídica y vesicular en la que se observan fenocristales de plagioclasa, cuarzo, sanidina, escasa biotita y óxidos de Fe-Ti. La masa fundamental es vítrea de tonalidades incoloras, parduzcas y amarillentas.



**Figura 26.** Microfotografías de sección delgada de muestra PE-77. Corresponde a una pómez.

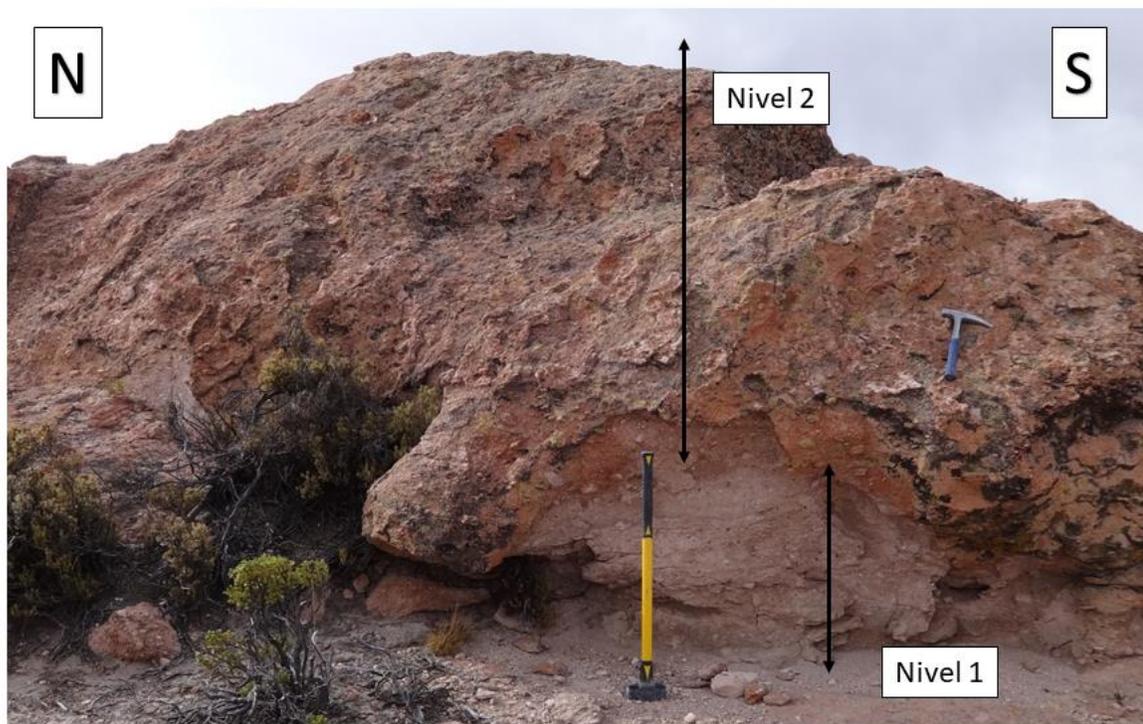
La biotita se presenta con forma subhedral a anhedral, enmascarada y en escasa cantidad. Los cristales de cuarzo son subhedral a euhedral, se presentan reabsorbidos, embahados y fracturados. Las plagioclasas son de pequeño tamaño y se presentan fracturadas y con macla polisintéticas. Las sanidinas logran diferenciarse de estas debido a la presencia de macla de Carlsbad y a que presentan mayor tamaño. Los cristales se presentan como fenocristales individuales y como aglomeraciones de diversas fases.

La masa fundamental exhibe aspecto fluidal y color grisáceo con tintes marrones. Muestra bandeamientos de coloraciones distintas. Las vesículas son irregulares y se presentan con extinción ondulosa, lo que da cuenta de un relleno de polimorfos de cuarzo.

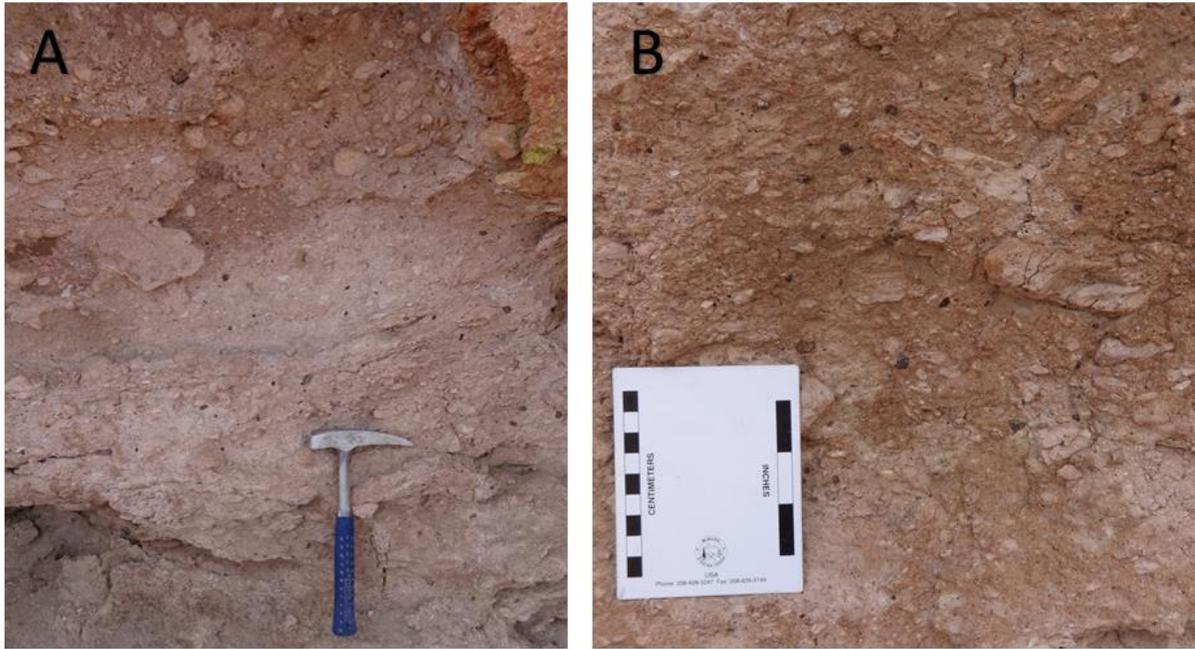
La roca muestra una sobreimposición de alteración hidrotermal de tonalidades amarillas y colores de interferencia de primer orden, posiblemente esmectitas y/o zeolitas.

#### 4.2.2.3. Columna 2 Coronel Alcérreca

Continuando por la quebrada del depósito anterior hacia el sur, a 7 kilómetros al sureste se desarrollan afloramiento disgregados en la parte alta del valle, en su flanco oriental. Estos afloramientos no superan los 5 metros desde el nivel del sendero. Se muestran macizos, de coloración rosácea a rojiza con distintos grados de oxidación y erosión eólica. En este punto se exhiben dos niveles. Uno inferior (nivel 1), de tonalidad gris rosácea, que no supera el metro de altura y uno superior (nivel 2) de mayor extensión y de coloración rosácea rojiza (Figura 27).



**Figura 27.** Fotografía de los afloramientos del lugar de la columna 2 del sector Coronel Alcérreca.



**Figura 28.** Fotografías de acercamiento a perspectiva de Figura 18. A. Nivel 1. B. Nivel 2.

El nivel 1 (Figura 28.A) se presenta como una toba de coloración gris rosácea, cuya matriz es de tamaño ceniza y difusamente laminada. El depósito es matriz soportado con selección moderada. Se observan abundantes pómez tamaño lapilli, orientadas de manera preferencial en los segmentos inferiores del nivel. Estas se disponen levemente imbricadas en algunos lugares. Se observan líticos escasos y de solo algunos centímetros. El nivel no supera el metro de altura.

El nivel 2 (Figura 28.B) corresponde a una toba de color rosáceo rojizo con matriz tamaño ceniza. El depósito es matriz soportado y presenta pómez tamaño lapilli y bloque con disposición caótica. Estos fragmentos, que corresponden a un 20-30% del depósito, se muestran en ocasiones alargados y subangulosos. Presenta líticos ocasionales de tres tipos diferentes. Puede presentar una leve gradación inversa en el tamaño de fragmentos. Se observan cristales en la matriz marrones oscuros, grises y blanquecinos. Este nivel puede alcanzar de 2 a 3 metros de altura. La información anterior se sintetiza en la Figura 29.

#### **4.2.2.4. Petrografía Columna 2 Coronel Alcérreca**

En el área de la columna 2 del sector Coronel Alcérreca se ha tomado la muestra PE-78 (Figura 30) en el nivel 2 (superior), que corresponde a una pómez tamaño bloque del depósito. Petrográficamente se trata de una pómez de textura porfídica (vitrofídica) y vesicular con fenocristales de plagioclasa, sanidina, cuarzo, biotita, anfíbol y óxidos de Fe-Ti. Estos se encuentran inmersos en una masa fundamental vítrea de tonalidades incoloras a pardo oscuro.

Los anfíboles son puntuales, de muy pequeño tamaño y se diferencian por su clivaje en  $60^\circ/120^\circ$  y presentan maclas. Las plagioclasas se presentan fracturadas, de pequeño tamaño y con macla polisintética. El cuarzo se muestra en fenocristales mayores

y con forma euhedral a subhedral, con hábito piramidal y romboidal y algunos presentan indicio de reabsorción. Las biotitas se presentan oxidadas y enmascaradas.

La masa fundamental es de coloración marrón, altamente vesicular, presentando algunas bordes opacos. Algunas vesículas presentan extinción ondulosa presumiendo relleno de polimorfos de cuarzo. A la muestra se le ha sobrepuesto una alteración hidrotermal que se presume se trata de esmectitas y/o zeolitas.

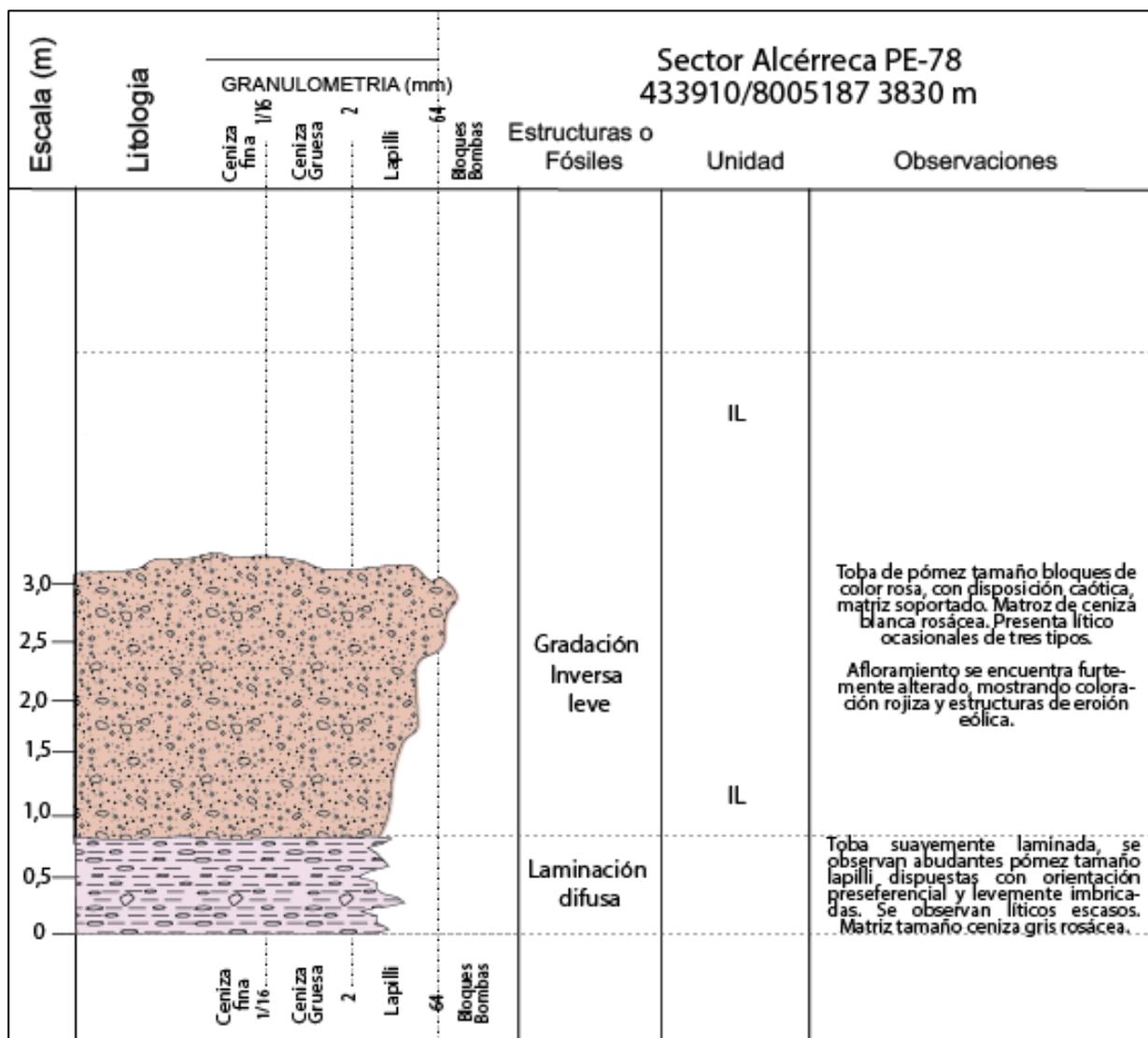
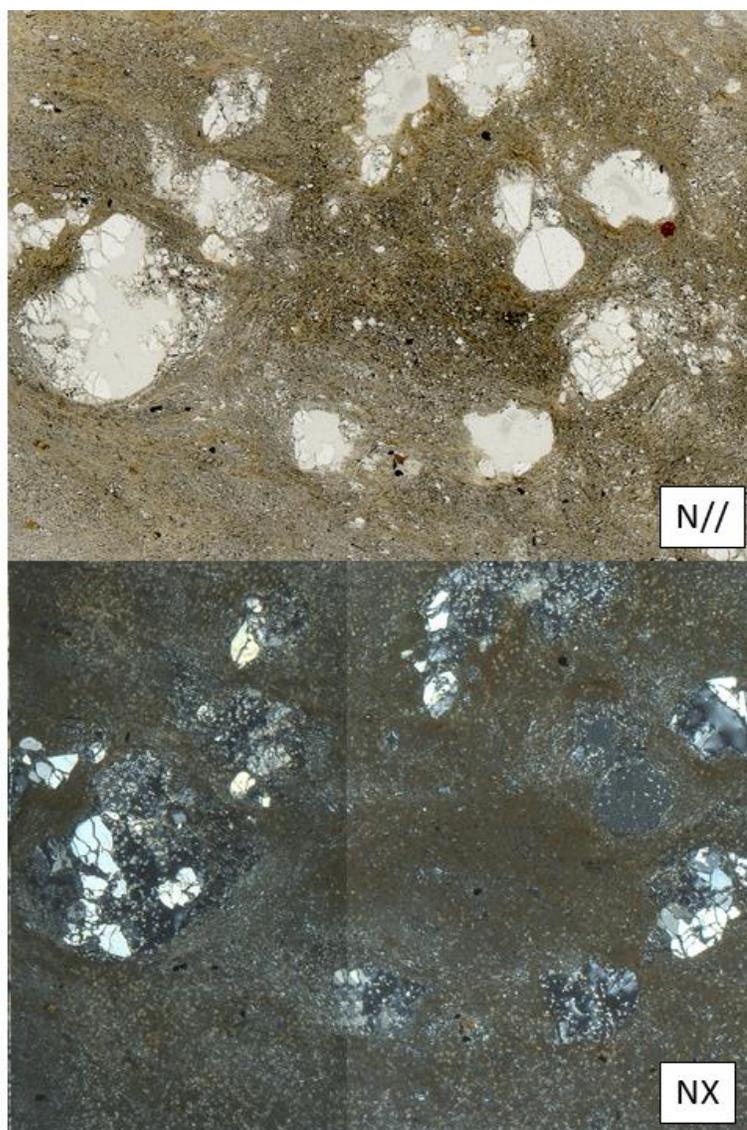


Figura 29. Columna 2 sector Coronel Alcérreca.



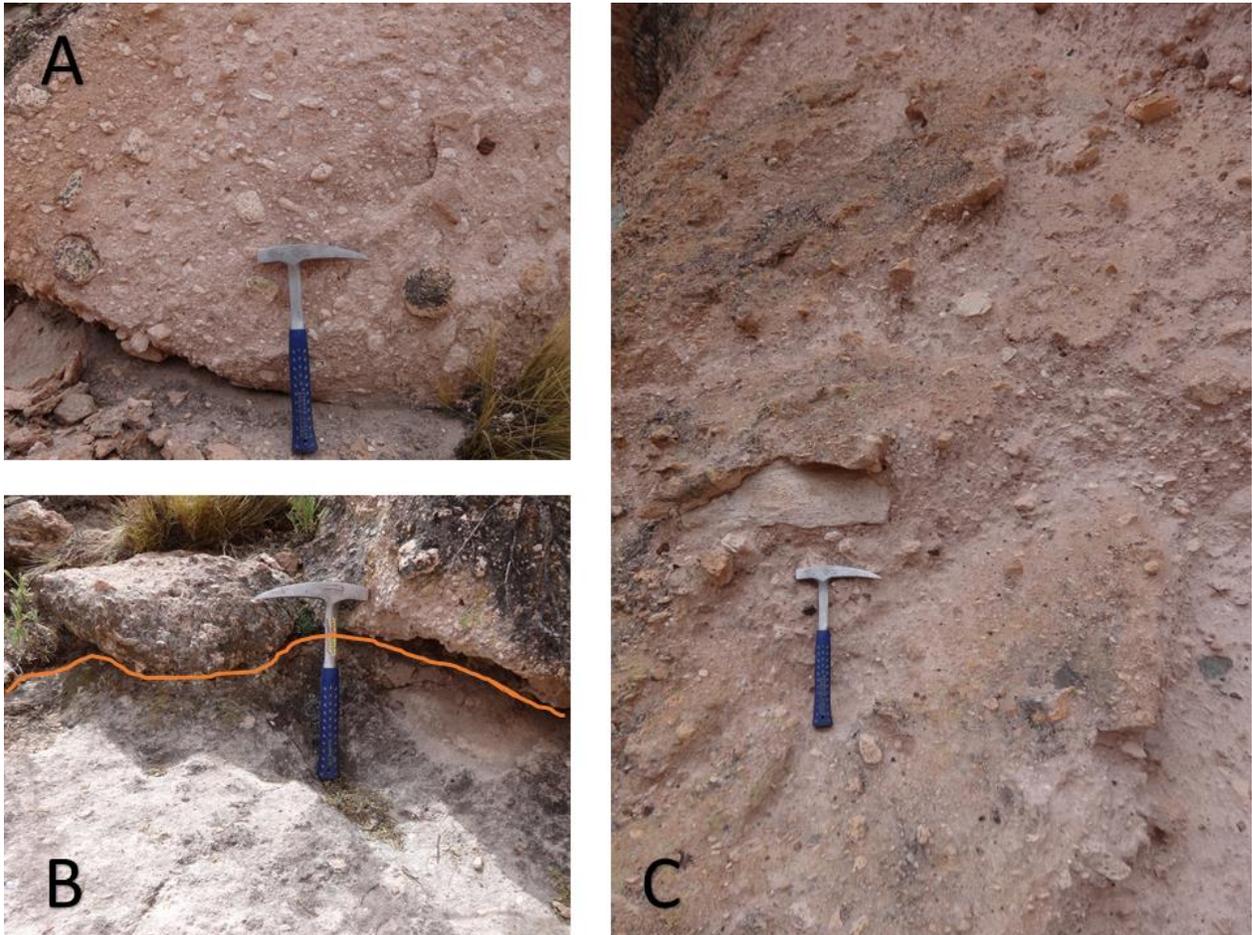
**Figura 30.** Microfotografías de sección delgada de muestra PE-78. Corresponde a una pómez.

#### **4.2.2.5. Columna 3 Coronel Alcérreca**

A escasos 300 metros al noreste del punto de la columna 2 para el sector Coronel Alcérreca, se ubica un área de afloramientos de similares características al anterior pero mayor potencia. Este punto se encuentra en la parte alta de la quebrada, ubicándose en la terraza más alta. Allí el techo del afloramiento se muestra fracturado y afectado por procesos de erosión eólica.

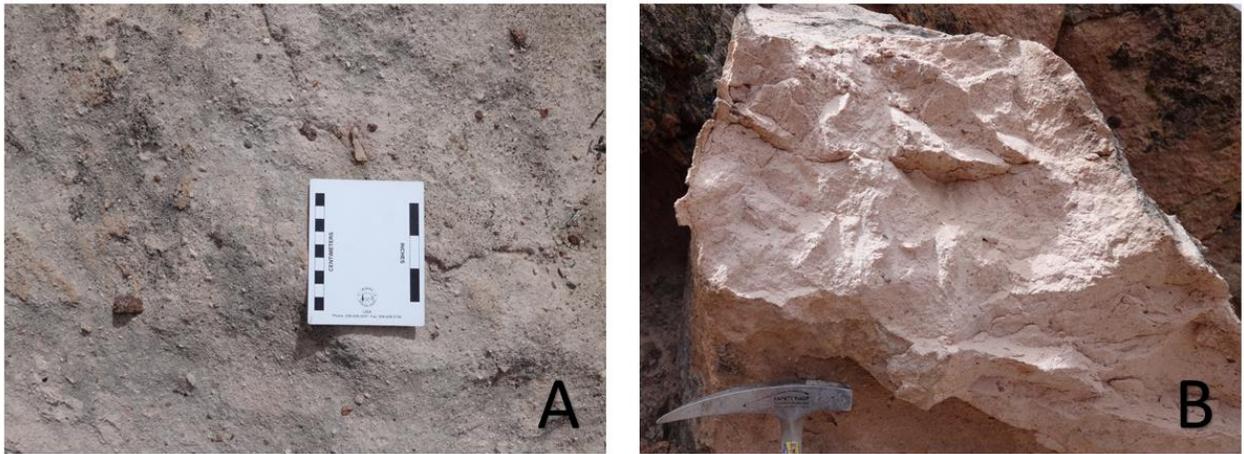
El afloramiento alcanza hasta 25 m de altura y se distinguen dos niveles claramente diferenciados. El nivel superior (Figura 31.A) se presenta de color rosáceo. Corresponde a una toba matriz soportada y de tamaño ceniza. En la matriz se observa, además de piroclastos, cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. Presenta pómez gris rosáceas tamaño bloque, siendo las mayores de 50 cm y se presentan subangulosas y

subredondeadas (Figura 31.C). Estos juveniles muestran grados variables de soldamientos. El depósito muestra mala selección y líticos ocasionales con disposición fuertemente caótica. Pómez menores, de tamaño lapilli, se observan orientadas y soldadas. Los fragmentos juveniles junto a líticos representan hasta un 40% del depósito (Figura 31.A).



**Figura 31.** Fotografías de afloramiento de columna 3 sector Coronel Alcérreca. A. Fotografía nivel superior de color rosáceo. B. Contacto entre nivel superior (rosáceo) e inferior (gris). C. Pómez angulosas tamaño bloque.

El nivel inferior se presenta de color gris rosáceo (Figura 32.B). Corresponde a una toba matriz soportada con matriz tamaño ceniza. Presenta pómez y lítico escasos tamaño lapilli, los que raramente superan ese tamaño (Figura 32.A). La selección del depósito es moderada. Exhibe grados moderados a escasos de soldamiento. La disposición de los componentes es caótica.



**Figura 32.** Fotografías de nivel inferior de afloramientos de columna 3 sector Coronel Alcérreca. A. Acercamiento a depósito. B. Perspectiva general del depósito. Se observan estructuras de erosión eólica.

En la Figura 34 se muestra la columna esquematizada para el afloramiento. En ella se exhibe que el nivel inferior es de mayor potencia que el superior, alcanzando hasta 25 m mientras que el superior alcanza en torno a 10 m de espesor. Además de lo anterior, una distinción importante es la coloración de ambos niveles, siendo el superior de tonalidades más rosáceas.

El nivel inferior muestra, menor tamaño de componentes, mejor selección que el superior y mayor predominio de la matriz sobre los fragmentos mayores. Por el contrario, el nivel superior se presenta más caótico, mayor tamaño de componentes con pómez y líticos tamaño bloque y mayor predominio de estos sobre la matriz, aunque mantiene su carácter matriz soportado. Además, muestra niveles mayores de soldamiento.

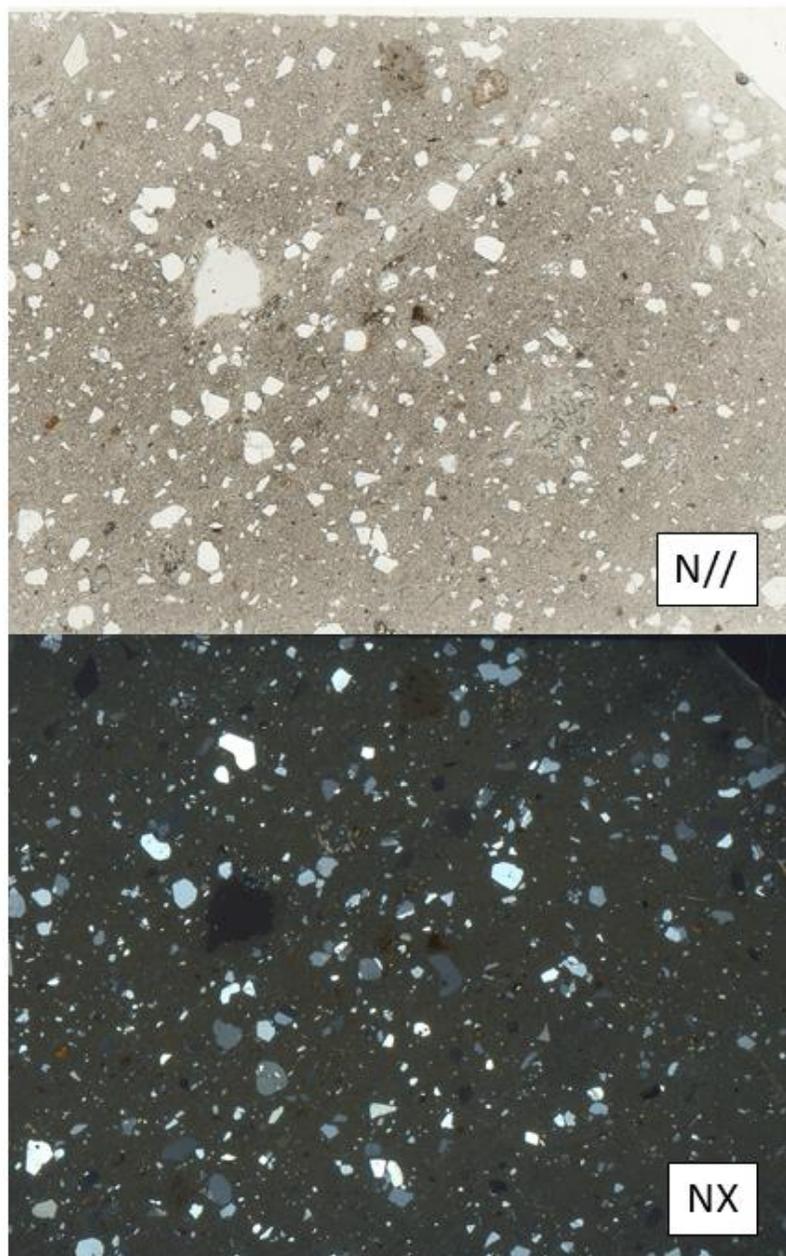
#### 4.2.2.6. Petrografía muestra PE-29

En el sector de Alcérreca, específicamente en el punto de coordenadas 433904/8008716 se toma la muestra PE-29 (Figura 33). Esta corresponde a una muestra de la toba correspondiente a los depósitos de la Ignimbrita Lauca en el lugar.

Petrográficamente corresponde a una toba de textura eutaxítica de cristales y líticos de coloración gris rosácea. Las fases cristalinas corresponden a cuarzo (1 a 2 mm de diámetro), plagioclasa (0.5 a 1 mm de diámetro), biotita (menores a 5 mm de diámetro) y posibles anfíboles muy escasos. La roca presenta vesículas o poros ocasionales de 0,5 a 1 mm de tamaño y la matriz exhibe fracturamiento perlítico. Presenta aspecto fluidal gracias a la presencia de fiammes alargados, lo que da cuenta de grados altos de soldamiento.

Presenta fragmentos líticos que alcanzan diámetros mayores a 2 mm y se observan al menos tres clases de ellos: líticos volcánicos que no presentan alteración, líticos con textura fragmentada, volcánicos alterados con textura felsítica que presentan cristales con bordes opacíticos y pseudomorfismo de óxidos de Fe-Ti. Los cristales y líticos alcanzan 30 a 40% de la composición de la roca y la matriz, de tamaño ceniza, un 60 a 70%, siendo la fase más abundante el cuarzo. La matriz presenta estructuras

esferoidales radiales incipientes relacionadas a desvitrificación. Ocasionales cristales de cuarzo presentan textura poiquilítica con chadacrístales de plagiolasa.



**Figura 33.** Microfotografías de sección delgada de muestra PE-29. Corresponde a una toba eutaxítica de cristales y líticos.

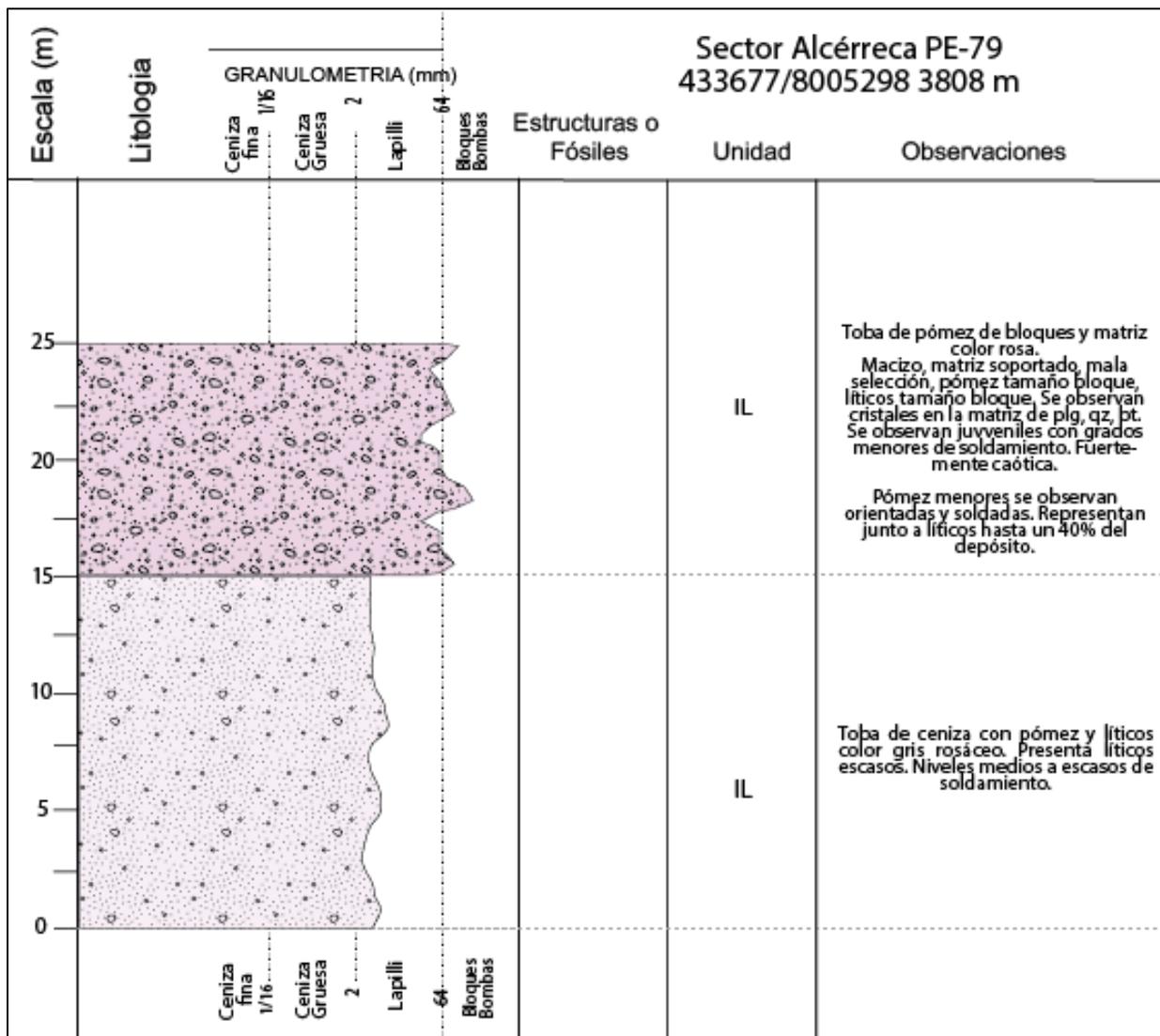


Figura 34. Columna 3 sector Coronel Alcérreca.

#### 4.2.3. Sector Cuenca Lauca

##### 4.2.3.1. Estratigrafía

A 25 kilómetros al oeste de la frontera entre Chile y Bolivia y aproximadamente a la latitud del volcán Guallatiri, dentro de la cuenca Lauca se presenta un conjunto de afloramiento siguiendo la traza del río Lauca. En la pampa Chuba, la Ignimbrita Lauca se presenta disgregada en cuerpos de roca controlados por la sedimentación fluvial y aluvial. A los afloramientos se accede siguiendo una ruta local que corre en dirección oeste-este. En este lugar se presentan afloramientos fracturados y con indicios de erosión fluvial, con alturas cercanas a 30 m.

En el punto de estudio, en la cuenca Lauca, los afloramientos se subdividen en dos niveles principales. En primer lugar, se presenta un nivel inferior que corresponde a un depósito de ceniza de color gris rosáceo, macizo y con disposición caótica. Esta toba

se muestra matriz soportada. Los fragmentos mayores son pómez de color blanco, vasculares y fibrosas. Estas corresponden a un 5% del depósito.

Sobre el nivel inferior se presenta un nivel centimétrico de color gris con laminación fina. Este depósito corresponde a ceniza fina con buena selección. El nivel superior se trata de una toba color rosáceo matriz soportada con abundantes pómez blancas tamaño bloque, que alcanzan 30-50% del depósito. Estos fragmentos son vesiculares y se encuentran dispuestos de manera caótica. Presenta líticos afaníticos, andesíticos angulosos, líticos porfídicos e intrusivos mayores a 12 cm.

En la Figura 35 se presenta la columna esquemática para el sector. En ella se observa que el depósito inferior supera en potencia al superior, siendo el primero el doble del segundo. El depósito inferior, tiene mejor selección y los fragmentos juveniles son de menor tamaño. Mientras que el depósito superior muestra mala selección, fragmentos juveniles tamaño bloque y mayor porcentaje de estos en el depósito (hasta 50%). Por otra parte, el depósito superior presenta tonalidades grisáceas mientras que el superior rosáceas. Se encuentran separados por un nivel centimétrico de ceniza gris laminada.

#### **4.2.3.2. Petrografía**

En el sector de la cuenca Lauca, en el punto donde fue levantada la columna fue tomada la muestra PE-75B, correspondiente a una pómez del nivel inferior y la muestra PE-75A, correspondiente a una pómez del nivel superior (Figura 36).

La muestra PE-75A es una pómez porfídica y vesicular de biotita. Petrográficamente es un fragmento juvenil vítreo con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, sanidina, biotita y óxidos de Fe-Ti. Los minerales componen 20 a 30% de la muestra. Los cristales de cuarzo son subhedrales, fracturados, de bordes curvos y con leve embahamiento, alcanzando diámetros mayores a 2 mm. Las plagioclasas son escasas, fragmentadas y de hasta 0,5 mm. Las sanidinas se presentan subhedrales, de hábito alargado, alcanzando más de 2 mm de diámetro y afectadas por alteración.

La masa fundamental es vítrea de color incoloro a amarillento con abundantes vesículas de aspecto fluidal. Se muestran zonas de diversos colores variando a tonalidades marrón que corresponden a vidrio alargado o fiammes que dan cuenta de grados importantes de soldamiento. La muestra en general se observa afectada por alteración hidrotermal, posiblemente sericita y/o esmectitas.

La muestra PE-75B corresponde a una pómez porfídica y vesicular con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, sanidina, biotita, posibles anfíbolos y escasos óxidos de Fe-Ti. El cuarzo presenta diámetros mayores a 2 mm, siendo los más grandes de hasta 4 mm. Se presentan embahados, con bordes curvos y fracturas. Las plagioclasas son menores y se presentan fuertemente fracturada. Las biotitas presentan tamaños de hasta 1 mm. Y los óxidos de Fe-Ti hasta 0,2 mm.

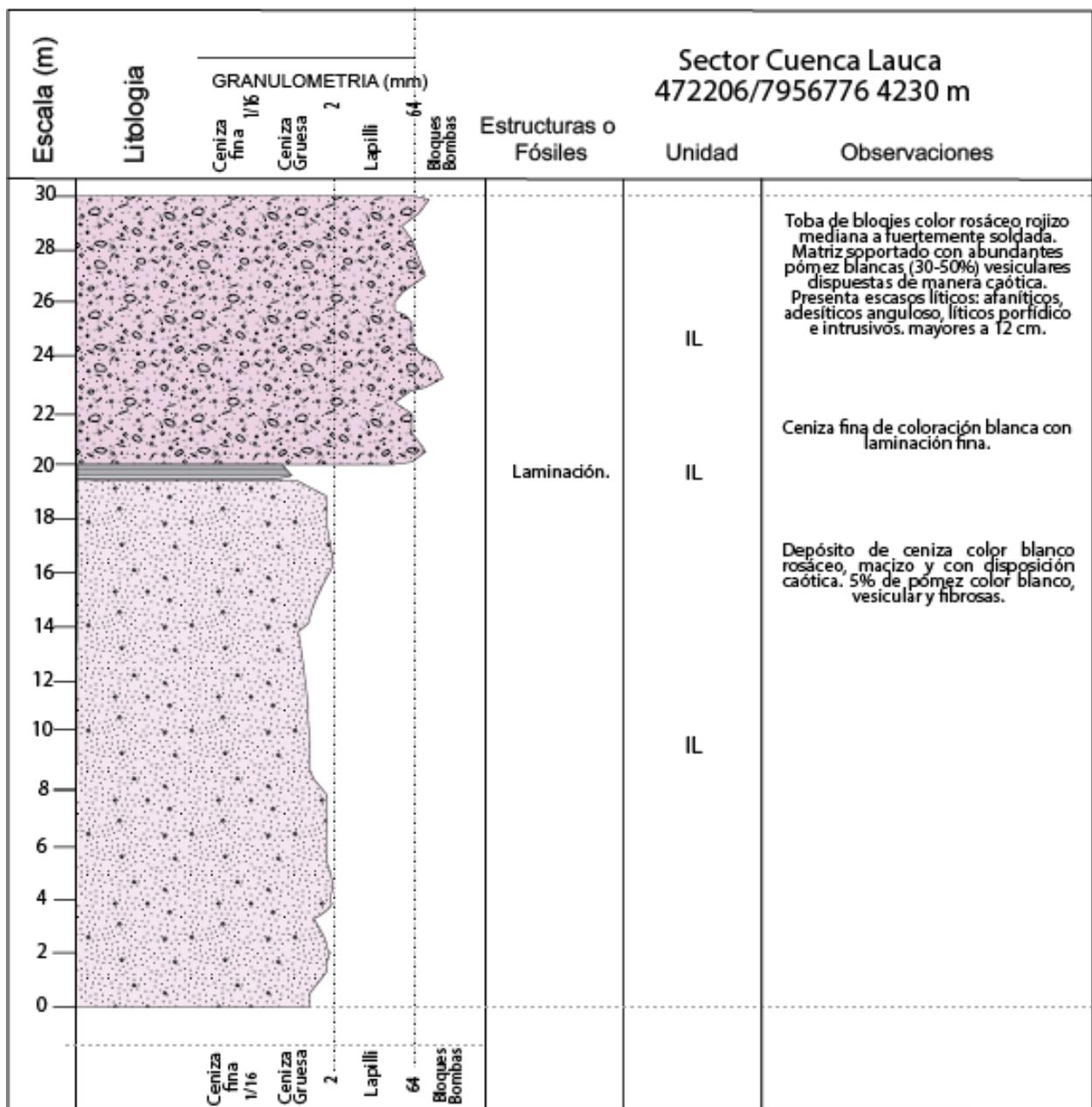
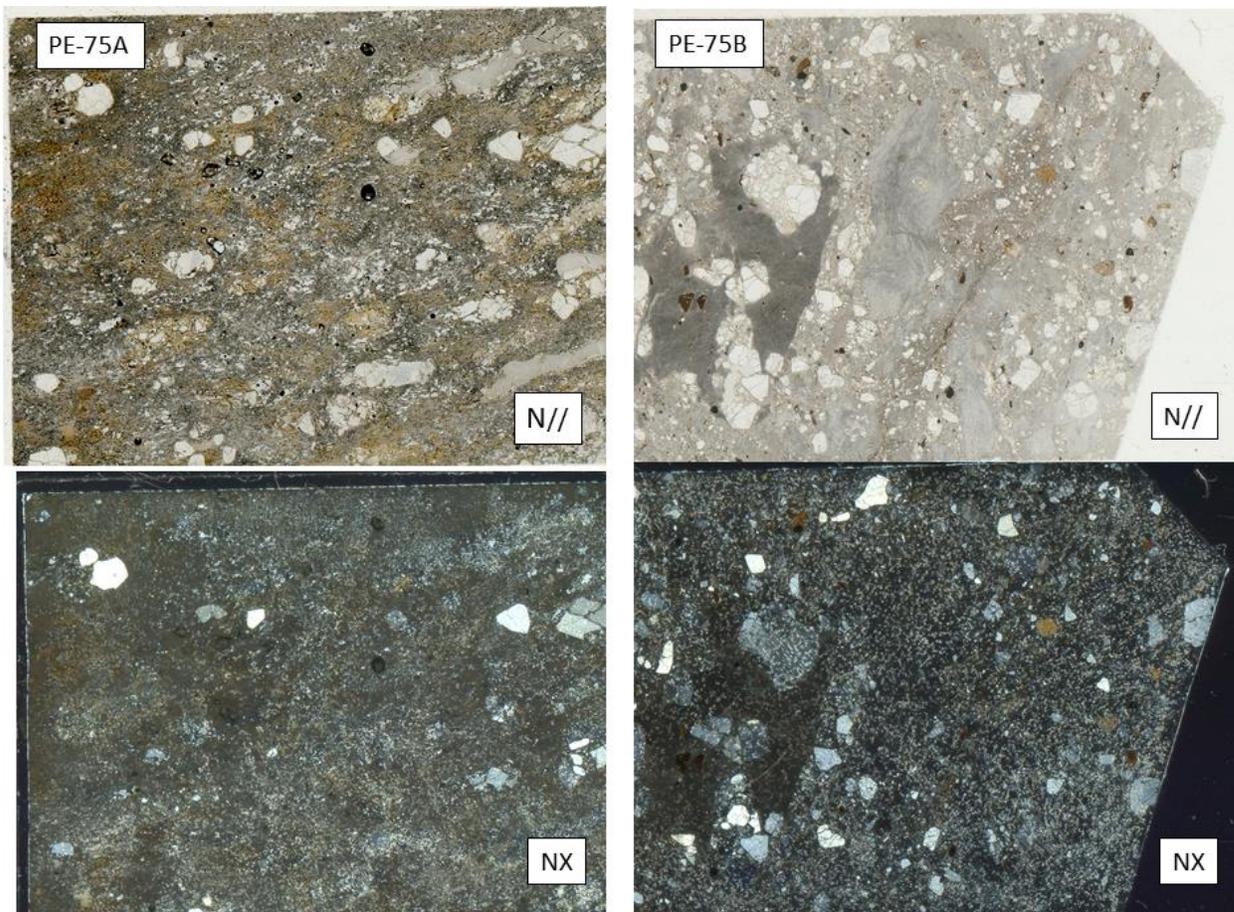


Figura 35. Columna sector Cuenca Lauca.



**Figura 36.** Microfotografía de secciones delgadas de las muestras PE-75A (izquierda) y PE-75B (derecha).

La masa fundamental es de diversas tonalidades grisáceas y con zonas marrones más restringidas. Las zonas grisáceas más claras exhiben escasos fenocristales, mientras que las áreas de tonalidades amarillas y marrones concentran los fenocristales de la roca. Se observa un área gris oscuro y vítrea que presenta aglomeraciones de fenocristales fracturados. En la masa fundamental se observa fracturamiento perlítico y alteración hidrotermal de posible sericita y esmectita. La muestra PE-75B presenta mayor cantidad de fenocristales que la muestra PE-75A.

Un elemento importante para tener en consideración en la petrografía de las pómez de la unidad es la existencia de bandeamientos grises y marrones dentro de lo observado en la Figura 36 y otras muestras.

#### 4.2.4. Síntesis

Se ha realizado una síntesis de las columnas estratigráficas de acuerdo con lo observado en los tres sectores estudiados, la que se resume en la columna estratigráfica generalizada expuesta en la Figura 37. A continuación, se presenta una definición para cada uno de ellos.

**Ignimbrita Lauca A (IL A):** Nivel inferior. Toba matriz soportada, con niveles medios de selección y matriz tamaño ceniza de coloración gris rosácea a gris. Presenta cantidades subordinadas de cristales en la matriz. Blanquecinos, presumiblemente cuarzo, plagioclasa y sanidina y escasos parduzcos, posiblemente biotita.

Presenta pómez tamaño lapilli, ocasionales bloques, y líticos escasos de tres posibles tipos. Hacia la base puede mostrar laminación, laminación ondulosa y laminación difusa con pómez orientadas hasta imbricadas como también puede exhibirse macizo.

Puede presentar grados menores a escasos de soldamiento. Los fragmentos juveniles y líticos mayores normalmente son escasos y no superan el 20% en volumen del depósito. El espesor de esta unidad disminuye, en general, hacia el oeste, siendo su potencia característica 50 cm aproximadamente. Corresponde a un nivel de oleada piroclástica basal.

**Ignimbrita Lauca B 1 (IL B1):** Nivel intermedio. Toba matriz soportada, con moderada a mala selección y matriz tamaño ceniza de coloración gris rosácea. Presenta, al menos 2 tamaños de pómez, bloques y lapilli, y ambos pueden alcanzar hasta un 20% del depósito. Sin embargo, cantidades menores son más comunes.

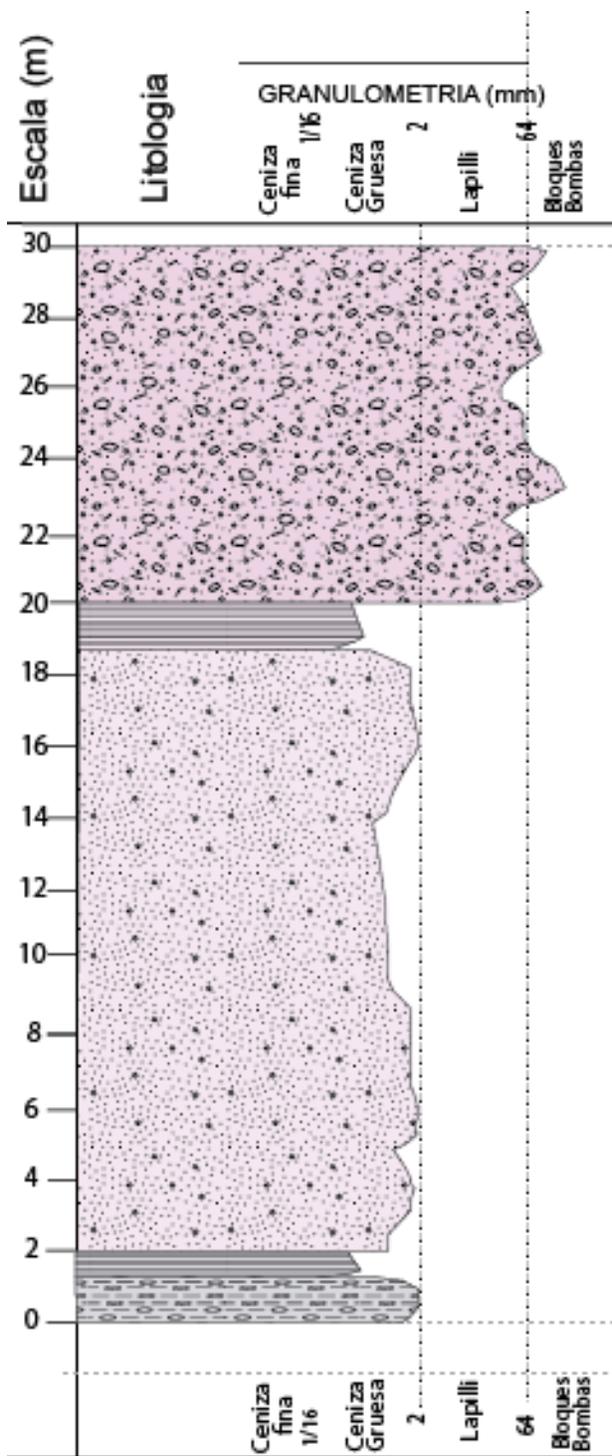
Los fragmentos juveniles pumíceos tamaño lapilli son los abundantes y predominan. Se presentan con coloración blanquecina, fibrosas, subangulosas a subredondeadas y los mayores, de tamaño bloque, pueden alcanzar diámetros mayores de hasta 20 cm en su eje mayor. Presenta líticos escasos, subangulosos de posibles tres tipos.

El depósito se muestra macizo y con disposición caótica, aunque puede presentar una leve gradación inversa y niveles escasos a medios de soldamiento. Además, muestra disyunción y fracturamiento columnar en grados moderados a fuertes. Este nivel se encuentra expuesto a los efectos del viento y presenta estructuras de erosión eólica.

Las facies más distales de este nivel exhiben menor cantidad de fragmentos juveniles y líticos mayores y mejora la selección como también disminuye el grado de soldamiento del depósito.

Las pómez presentan bandeamientos grisáceos y marrones en la masa fundamental y cristales de cuarzo, plagioclasa, sanidina, biotitas, óxidos de Fe-Ti y escasas biotitas. Las zonas de masa fundamental grisácea son más ricas en cristales. Destacan formas subhedrales en los cristales de cuarzo, fracturamiento y reabsorción.

**Ignimbrita Lauca B 2 (IL B2):** En el sector de Copaquilla, depósitos similares a IL B1 presentan lentes brechosos de hasta 6 m de largo y 45 de ancho, cuyos clastos son de origen sedimentario de aspecto subanguloso y mala esfericidad con tamaños de hasta



**Figura 37.** Columna generalizada para afloramientos de la Ignimbrita Lauca. Para su construcción se toma como base la información recopilada en los afloramientos de los sectores Copaquilla, Coronel Alcérreca y Cuenca Lauca.

20 cm. Estas estructuras lenticulares se observan clasto soportadas y con mala selección. Estas estructuras también han sido reportadas en el altiplano boliviano (Murillo *et al.*, 1966) y peruano, como también en la zona de la Cordillera Occidental de este país (Mendevil, 1965).

IL B1 y B2 corresponden a niveles de flujo piroclástico.

**Ignimbrita Lauca B 3 (IL B3):** En el sector de Copaquilla, el nivel B presenta hacia el techo laminación difusa, ondulosa y cruzada en contacto con la superficie actual. En este lugar exhibe moderada a buena selección y está compuesto por un depósito de ceniza.

Este subnivel se considera un cuerpo aparte de IL B2 debido a las estructuras internas que presenta.

**Ignimbrita Lauca C (IL C):** Nivel superior. Toba matriz soportada de coloración rosa y en ocasiones rojiza, con mala selección y matriz tamaño ceniza. Presenta abundantes fragmentos juveniles, de tamaño boque y lapilli, y líticos, constituyendo estos hasta un 40% en volumen. Las pómez de tamaño bloque alcanzan 50 cm de diámetro y constituyen la mayoría de los componentes mayores del depósito. Los líticos se presentan angulosos y de posibles tres tipos.

Presenta abundantes fiammes alargados y parduzcos que alcanzan tamaños superiores a 15 cm y dan cuenta de grados moderados a altos de soldamiento. Se observan pómez tamaño lapilli ocasionalmente orientadas.

Las pómez mayores presentan una masa fundamental de tonalidades marrones, fibrosa, vesicular y de textura porfídica. Presenta cristales de cuarzo, plagioclasa, sanidina, biotita y óxidos de Fe-Ti. Los cristales se presentan en cúmulos, en ocasiones en baja cantidad, y los cuarzos pueden exhibir formas euhedrales bipiramidales. ILC corresponde a niveles de flujo piroclástico.

**Ignimbrita Lauca D (IL D):** Corresponde a un nivel cuyo espesor alcanza hasta 20 cm. El depósito es de ceniza de coloración gris rosácea, se muestra bien laminado y con buena selección. Niveles de estas características se observan entre IL A e IL B en el sector de Copaquilla y entre ILB e IL C en el sector de la cuenca Lauca.

Los afloramientos de la ignimbrita Lauca se encuentran en la actual superficie de erosión en el área como también bajo cubiertas de origen aluvial de edades Plioceno-Pleistoceno que alcanzan desde tamaños centimétricos hasta métricos. Por otra parte, se encuentra sobreyaciendo formaciones más antiguas con contacto erosivo. Las fases distales se presentan polvorientos y poco consolidados.

### 4.3. Geoquímica de Elementos Mayores

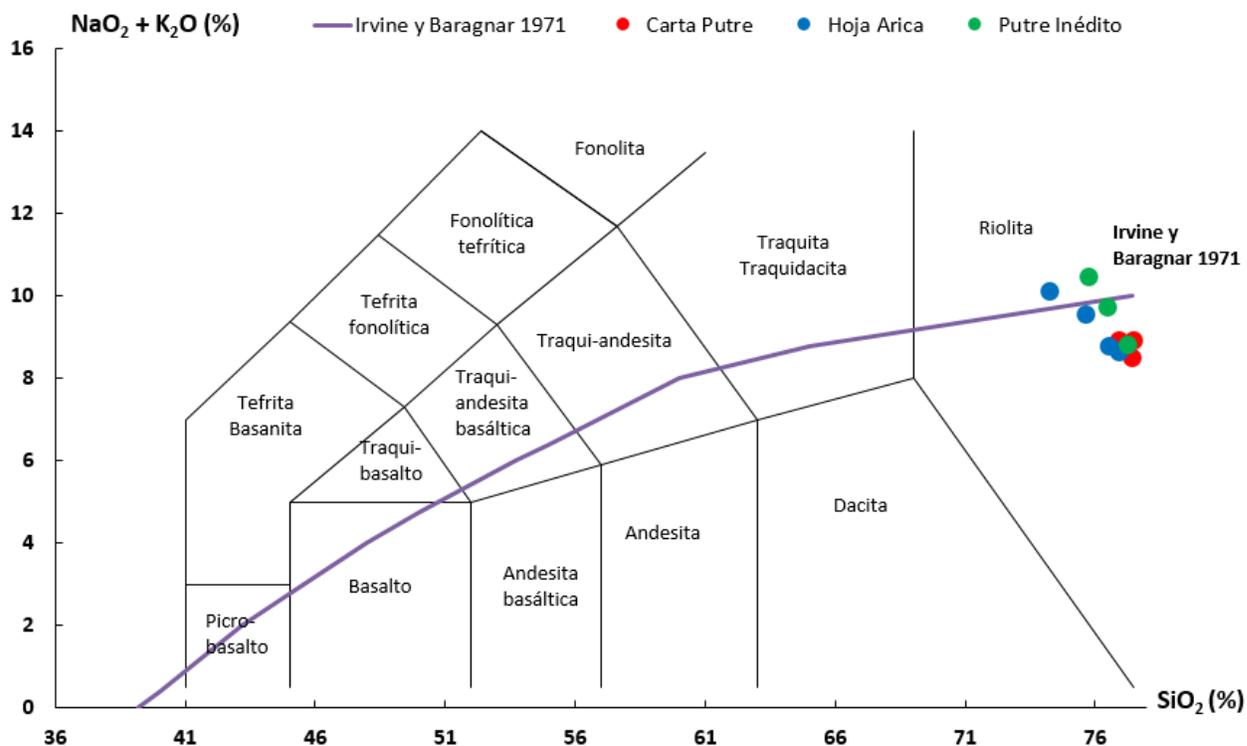
Para la realización del análisis geoquímico de roca total se realizó una recopilación de 10 resultados de Análisis Químicos de Roca Total (AQRT) de muestras correspondientes a la Ignimbrita Lauca recopiladas para la realización de las Cartas Putre, de las cuáles se cuenta con datos inéditos (no publicados en Arcos *et al.*, 2018) y publicados en el texto público de la Carta, y la Hoja Arica (García *et al.*, 2004). Los análisis citados fueron realizados mediante las técnicas FRX para elementos mayores e ICP-MS para elementos traza. Estos resultados se resumen en la Tabla 4. La ausencia de valores en las columnas correspondientes a la Hoja Arica, especialmente en elementos traza, se explica por falta de análisis químicos que identifiquen esas especies.

Los resultados químicos para elementos mayores cuentan con valores de pérdida por calcinación (PPC) que van desde 1,86 hasta 4,5 % en peso. Los resultados composicionales para elementos mayores han sido normalizados para obtener datos anhidros. Estos datos de óxidos anhidros fueron usados para confeccionar las Figura 38 y Figura 39 y Figura 40. Los resultados químicos tienen contenidos anhidros de sílice ( $\text{SiO}_2$ ) entre 74, y 78 % en peso. Por otro lado, los contenidos de potasio ( $\text{K}_2\text{O}$ ) oscilan entre 5 y 7 % en peso. Además, potasio sumado a sodio ( $\text{Na}_2\text{O}$ ), conocido como álcalis, cuenta con valores que van desde 8 hasta 10 % en peso (Figura 38).

Los valores de potasio y álcalis en función del contenido de sílice de las rocas de la Ignimbrita Lauca permiten que esta pueda ser clasificada como una riolita. Todos los ejemplares caen en este campo al ser dispuestas en un diagrama de álcalis totales versus sílice (TAS) según Le Maitre *et al.* (1989). Por otra parte, se ha graficado sobre el diagrama TAS la línea divisoria entre las series subalcalinas o toleíticas y la serie alcalina definida por Irvine y Baragar (1971). De acuerdo con esta clasificación ocho de las muestras corresponden a la serie subalcalina y dos a la serie alcalina (Figura 38).

**Tabla 4.** Muestras de la Ignimbrita Lauca consideradas para el estudio. Compilación de Carta Putre (Arcos et al., 2018), datos públicos e inéditos, y Hoja Arica (García et al., 2004).

Muestra	PE-75A	PE-12	PE-76	MAL-195	MAL-148	MAL-160	MAL-163	PE-75B	PE-77	PE-78
Carta	Putre			Hoja Arica			Putre inédito			
Unidad Geológica	Ignimbrita Lauca									
Litología	Riolita a dacita de anfíbola (pómez)	Riolita a dacita de biotita (pómez)	Riolita a dacita de biotita (pómez)	Pómez	Pómez	Pómez	Pómez	Pómez	Pómez	Pómez
UTM E	472306	433469	434063	362800	399400	400600	392200	472306	432423	433907
UTM N	7956831	8005808	8009061	7967350	7971850	7962950	7906250	7956831	8011227	8005184
% en peso										
SiO <sub>2</sub>	75,14	75,4	76,06	70,82	73,37	74,42	74,93	74,37	73,1	73,79
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,12	0,13	0,11	0,13	0,13	0,11	0,12	0,13	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,54	12,5	11,69	12,37	12,39	12,31	12,14	11,51	11,25	11,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,91	0,61	0,76	0,53	0,82	0,89	0,81	0,9	0,83	0,78
FeO				0,3	0,02	0,04	0,05			
MgO				0,34	0,23	0,23	0,22	0	0,08	0,26
CaO	0,81	0,49	0,38	1,16	0,69	0,65	0,63	0,49	0,58	0,48
Na <sub>2</sub> O	2,67	1,86	2,75	5,13	4,35	3,42	3,39	3,31	4,03	2,37
K <sub>2</sub> O	5,57	6,88	5,98	4,51	4,91	5,11	5,03	5,17	6,04	6,99
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,02	0,02	0,05	0,04	0,06	0,05	0,02	0,02	0,01
MnO	0,05	0,05	0,03	0,05	0,04	0,04	0,05	0,1	0,03	0,03
PPC	2,96	1,99	1,86	4,5	2,7	2,4	2,4	3,8	3,52	3,56
<b>TOTAL</b>	<b>99,81</b>	<b>99,92</b>	<b>99,66</b>	<b>99,9</b>	<b>99,65</b>	<b>99,59</b>	<b>99,83</b>	<b>99,7700</b>	<b>99,62</b>	<b>99,68</b>
ppm										
Co				<2	<2	<2	<2			
Cr				6	11	6	9			
V	51	3	47	10	6	6	<5	46	47	46
Sc	12	3	7	2	<2	<2	<2	17	7	11
Ni	75		74	<2	<2	<2	<2	77	73	73
Zn	48	25	36	39	21	27	34	63	36	35
Cu	20		6	7	7	5	11	10	7	10
Rb	275	166	239	133	129	121	155	552	214	250
Sr	99	24	28	198	98	147	101	35	42	29
Y	83	18	79	9	8	6,4	8	122	75	79
Zr	179	53	165	91	93	85	72	179	163	161
Nb	48		46	10	9	11	13	70	44	45
Ba	334	223		923	276	157	75			
Pb	42	21	36	32	22	24	30	71	36	29
Cs	16,58	6,1	7					31,5	14,3	5,41
Hf	2,73	2,48	1,74					5,2	16	2,2
Ta	1,75	5,65	0,39					4,1	18	1,37
Th	18,47	18,75	13,07					30,4	72,2	14,8
U	7,54	4,18	3,89					24	6,2	4,5
La	32,54	32,14	31,98	28	34	29,3	26	24,93	54,18	31,41
Ce	69,13	61,04	60,02	51	63	53,8	50	58,82	93,12	60,22
Pr	6,78	6,95	5,91			5,1		7,1	6,3	5,8
Nd	17,83	20,59	22,22	17	21	17,9	17	19,52	39,41	17,91
Sm	4,83	3,58	3,29			3		7,16	1,96	3,62
Eu	0,67	0,4	0,24			0,3		0,01	0,22	0,38
Gd	2,81	2,44	1,86			1,7		2,51	1,8	2,86
Tb	0,19	0,27	0,15			0,3		0,89	0,18	0,31
Dy	1,11	1,53	1,86			1,3		2,51	0,5	1,07
Ho	0,21	0,27	0,2			0,2		0,76	5,59	0,21
Er	0,84	0,69	0,64			0,5		2,35	8,67	0,66
Tm	0,37	0,1	0,13			0		0,31	0,05	0,06
Yb	0,55	0,63	0,69			0,6		2,27	0,58	1,16
Lu	0,45	0,09	0,03			0,1		0,34	0,1	0,05



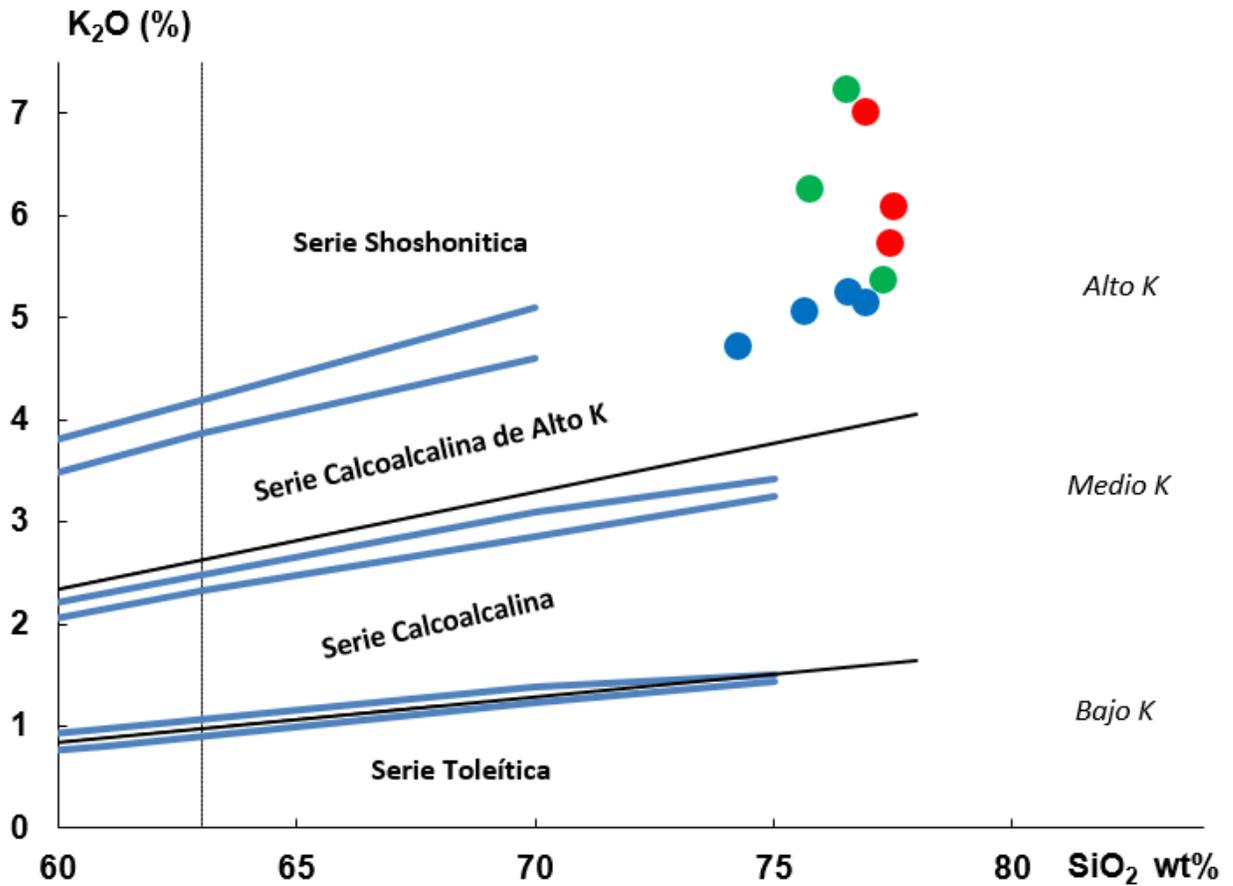
**Figura 38.** Diagrama de álcalis totales vs sílice (Diagrama TAS) definido por Le Maitre et al. (1989) sobre el que se ha sobrepuesto la línea de Irvine y Baragnar (1971) que subdivide los campos entre la serie alcalina y subalcalina o toleítica. Los valores composicionales que se muestran corresponden a los expuestos en la Tabla 4 cuya fuente se muestra en colores específicos.

Para la clasificación definida por Peccerillo y Taylor (1976) se han sobrepuesto las líneas definidas por Le Maitre *et al.* (1989) para subdividir los campos entre bajo, medio y alto contenido de K (líneas negras). Por otra parte, se han dibujado los segmentos definidos por Rickwood (1989) que subdivide el diagrama entre las series Toleítica, Calcoalcalina, Calcoalcalina de alto K y Serie Shoshonítica, de menor a mayor contenido K (% en peso). Según esta clasificación las muestras de la Ignimbrita Lauca corresponden al campo de Alto K y se disponen desde la serie Calcoalcalina de alto K hasta la serie Shoshonítica (Figura 39).

Las rocas de la Ignimbrita Lauca se observan que cuentan con un fuerte carácter alcalino con valores en torno a un 90% de álcalis, ubicándose estas en la serie Calcoalcalina de diferenciación. Sin embargo, se debe tener en consideración que los óxidos considerados para la clasificación son aproximadamente el 10% de los óxidos totales para el análisis y evitar de esta manera distorsiones interpretativas.

Se calcula el índice Félsico de las muestras como:

$$\text{Índice Félsico (IF)} = \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})}{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})}$$



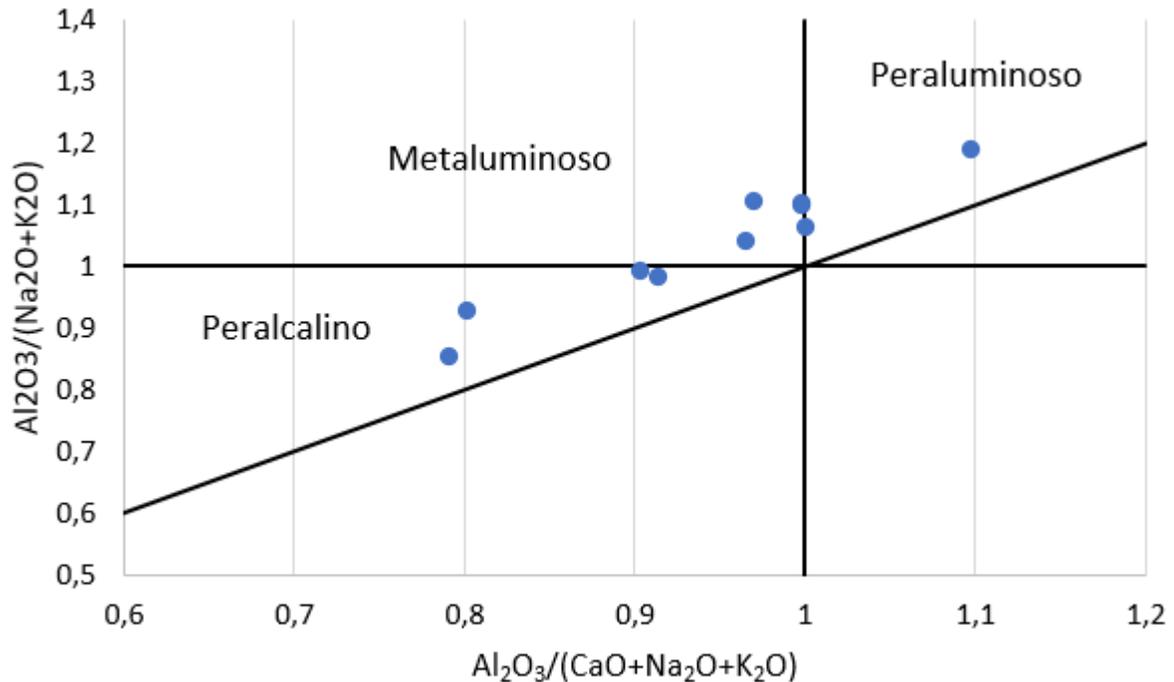
**Figura 39.** Diagrama de contenido de sílice contra  $K_2O$  (Peccerillo y Taylor, 1976). A este diagrama se le han sobrepuesto las líneas definidas por Le Maitre et al. (1989) y las de Rickwood (1989). Los valores composicionales que se muestran corresponden a los expuestos en la Tabla 4 cuya fuente se muestra en colores específicos.

**Tabla 5.** Índice Fésico de muestras de Ignimbrita Lauca consideradas para el estudio.

Muestra	IF
PE-75A	0,9105
PE-12	0,94691
PE-76	0,95829
MAL-195	0,89259
MAL-148	0,93065
MAL-160	0,92919
MAL-163	0,93039
PE-75B	0,94537
PE-77	0,94554
PE-78	0,95122

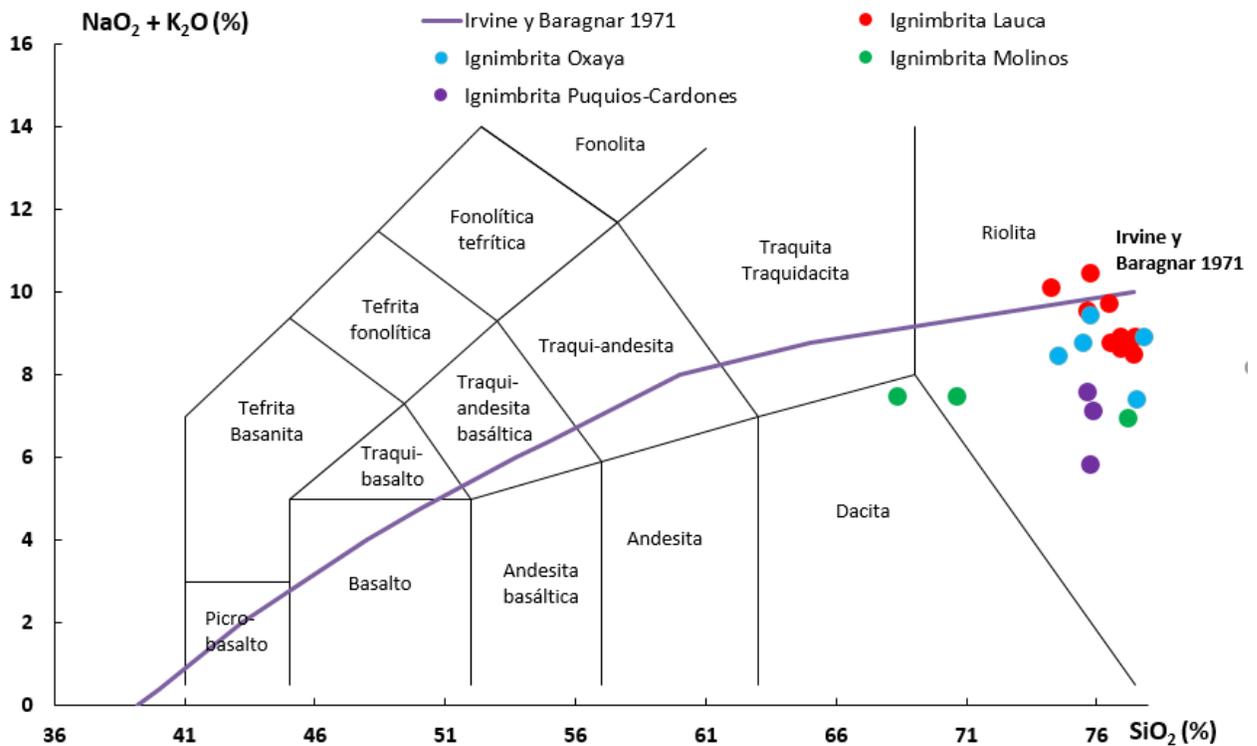
Los valores para el índice Fésico se resumen en la Tabla 5 y oscilan entre  $IF=0,89$  y  $0,95$ .

En la Figura 40 se presenta el Diagrama de saturación de alúmina de Shand para las muestras estudiadas. Se observa que cuatro muestras se disponen preferentemente en el campo Metaluminoso, por lo que se esperaría la presencia de minerales oscuros como biotita, hornblenda y titanita. Por otra parte, un segundo grupo de muestras se movilizan hacia el campo Peralcalino, lo que se esperaría la formación de silicatos de sodio y potasio. Lo anterior, es consistente con el carácter altamente alcalino de las pómez de la Ignimbrita Lauca descrito anteriormente.



**Figura 40.** Diagrama de saturación de alúmina de Shand, según las relaciones de las proporciones moleculares de alúmina a óxidos de calcio, sodio y potasio. Define los campos peralcalino, metaluminoso y peraluminoso.

En la Figura 41 se exponen en un Diagrama TAS los valores composicionales de elementos mayores para la Ignimbrita Lauca comparativamente a otras ignimbritas del área de estudio. Arcos et al. (2018) describe que la Formación Oxaya del Oligoceno Superior al Mioceno Inferior está compuesta por una secuencia, principalmente piroclástica, compuesta de base a techo por la Ignimbrita Puquios-Cardones, Ignimbrita Molinos (perteneciente a la secuencia Molinos) y la Ignimbrita Oxaya. Se observa que los puntos corresponden a tobas y pómez de composición mayoritariamente riolítica en rangos de  $SiO_2$  similares. A pesar de sus similitudes composicionales es posible establecer que la Ignimbrita Lauca es la más alcalina de la secuencia, aumentando esta característica desde Oligoceno hasta el Plioceno.



**Figura 41.** Diagrama TAS para ignimbritas presentes en el área de estudio. De acuerdo con Arcos et al. (2018) la Formación Oxaya (Oligoceno Superior – Mioceno Inferior) estaría compuesta de base a techo por: Ignimbrita Puquios-Cardones (color morado), Ignimbrita Molinos (color verde) e Ignimbrita Oxaya (Color azul). Se grafican datos de geoquímica de roca total obtenidos de Arcos et al. (2018) y García et al. (2004). Además, se exponen datos de Ignimbrita Lauca en puntos rojos.

#### 4.4. Geoquímica de Elementos Traza

Las variaciones de elementos traza en la composición de las distintas muestras permiten conocer los procesos petrogenéticos que les han dado origen e hipotetizar los posibles ambientes geológicos en las que estas se han formado (Rollinson, 1993). Para este propósito se han diseñado diagramas, especialmente el diagrama de elementos incompatibles propuestos por Pearce (1983) que considera elementos tipo LILE (*Large ion lithophile elements*) y HFSE (*High field Strength elements*) y los ordena de acuerdo con su carácter móvil. Para el análisis los valores a estudiar se normalizan al MORB (*Mid ocean Ridge Basalt*) según Pearce (1983). Por otra parte, se utiliza el diagrama de Nakamura (1974) que compara la concentración de tierras raras (REE) de las rocas a estudiar normalizadas a condritos. Para efectos de este estudio se utiliza los valores composicionales de condritos promedio presentados en Eversen et al. (1978). Un estudio integral de estas variaciones puede dar indicio de las fuentes y procesos de diferenciación de los magmas que originan rocas volcánicas (Rollinson, 1993).

La Figura 42 de elementos incompatibles normalizados al MORB según Pearce (1983) de acuerdo con los datos de la Tabla 4, permite realizar un análisis comparativo de las rocas a estudiar respecto a la composición de un basalto de dorsal medio oceánica.

Al inspeccionar, las rocas de la Ignimbrita Lauca muestran un marcado enriquecimiento de elementos móviles, incluyendo Sr, alcanzando máximos de K, Rb, Th y un enriquecimiento algo menor de Ba, aunque MAL-160 no muestra una anomalía positiva y se acerca al MORB. Al aumentar la inmovilidad de los elementos hacia el centro del gráfico estos presentan una disminución del enriquecimiento a mayor inmovilidad y compatibilidad como el Ta, Nb y Ce. Las rocas muestran un empobrecimiento de P<sub>2</sub>O<sub>2</sub>. Los elementos inmóviles exhiben una composición similar al MORB salvo un empobrecimiento de TiO<sub>2</sub> y valores variables de Y sobre y bajo el estándar.

Las anomalías de Sr, Zr y Ti se evalúan siguiendo las siguientes relaciones según McLennan (1989):

$$\frac{Sr}{Sr^*} = \frac{Sr_N}{\sqrt{(Ce \times Nd)_N}} ; \frac{Zr}{Zr^*} = \frac{Zr_N}{\sqrt{(Nd \times Sm)_N}} ; \frac{Ti}{Ti^*} = \frac{Ti_N}{\sqrt{(Gd \times Dy)_N}}$$

**Tabla 6.** Muestras de Ignimbrita Lauca normalizadas al MORB. La composición del MORB se ha extraído de Pearce (1983) excepto para Nd (Bevins et al., 1984), Gd y Dy (Hoffman, 1988).

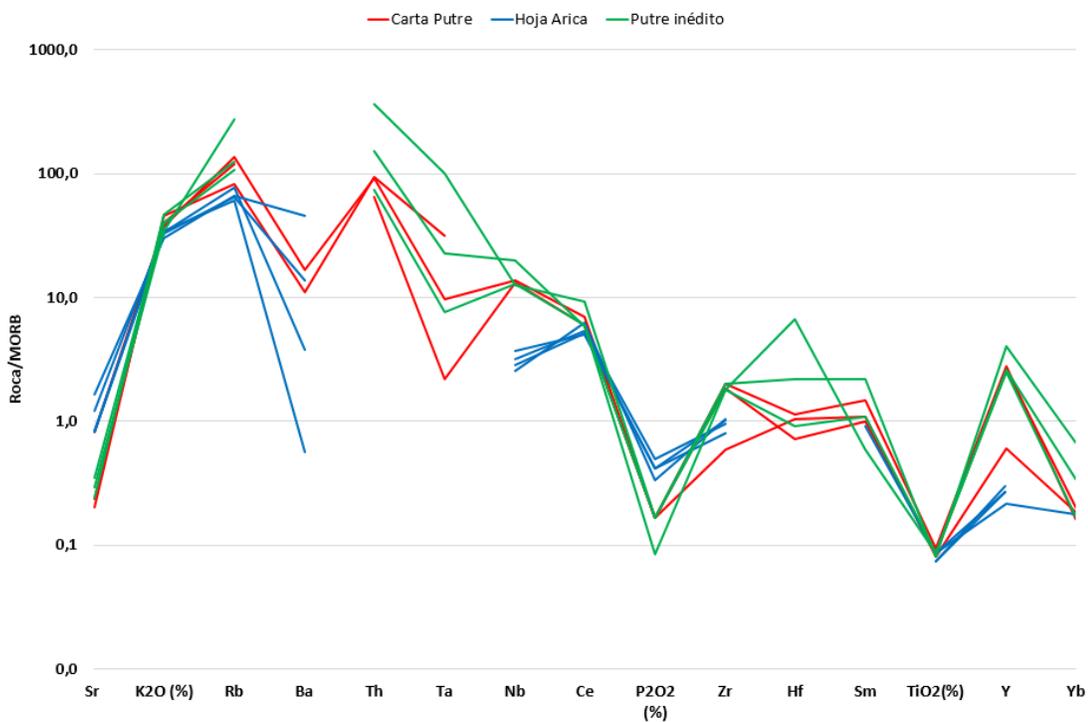
Elemento	MORB	PE-75A N	PE-12 N	PE-76 N	MAL-195 N	MAL-148 N	MAL-160 N	MAL-163 N	PE-75B N	PE-77 N	PE-78 N
Sr	120,00	0,83	0,20	0,23	1,65	0,82	1,23	0,84	0,29	0,35	0,24
K <sub>2</sub> O (%)	0,15	37,13	45,87	39,87	30,07	32,73	34,07	33,53	34,47	40,27	46,60
Rb	2,00	137,50	83,00	119,50	66,50	64,50	60,50	77,50	276,00	107,00	125,00
Ba	20,00	16,70	11,15		46,15	13,80	0,57	3,75			
Th	0,20	92,35	93,75	65,35					152,00	361,00	74,00
Ta	0,18	9,72	31,39	2,17					22,78	100,00	7,61
Nb	3,50	13,71	0,00	13,14	2,86	2,57	3,14	3,71	20,00	12,57	12,86
Ce	10,00	6,91	6,10	6,00	5,10	6,30	5,38	5,00	5,88	9,31	6,02
P <sub>2</sub> O <sub>2</sub> (%)	0,12	0,17	0,17	0,17	0,42	0,33	0,50	0,42	0,17	0,17	0,08
Zr	90,00	1,99	0,59	1,83	1,01	1,03	0,94	0,80	1,99	1,81	1,79
Hf	2,40	1,14	1,03	0,73					2,17	6,67	0,92
Sm	3,30	1,46	1,08	1,00			0,91		2,17	0,59	1,10
Ti	8990,23	0,09	0,08	0,09	0,07	0,09	0,09	0,07	0,08	0,09	0,09
Y	30,00	2,77	0,60	2,63	0,30	0,27	0,21	0,27	4,07	2,50	2,63
Yb	3,40	0,16	0,19	0,20			0,18		0,67	0,17	0,34
Sc	40,00	0,30	0,08	0,18	0,05	0,05	0,05	0,05	0,43	0,18	0,28
Cr	250,00				0,02	0,04	0,02	0,04			
Nd	8,00	2,23	2,57	2,78	2,13	2,63	2,24	2,13	2,44	4,93	2,24
Gd	5,08	0,55	0,48	0,37			0,33		0,49	0,35	0,56
Dy	6,30	0,18	0,24	0,30			0,21		0,40	0,08	0,17
Sr/Sr*		0,21	0,05	0,06	0,50	0,20	0,35	0,26	0,08	0,05	0,07
Zr/Zr*		1,10	0,35	1,10			0,66		0,86	1,06	1,14
Ti/Ti*		0,30	0,23	0,26			0,33		0,18	0,52	0,28

En la

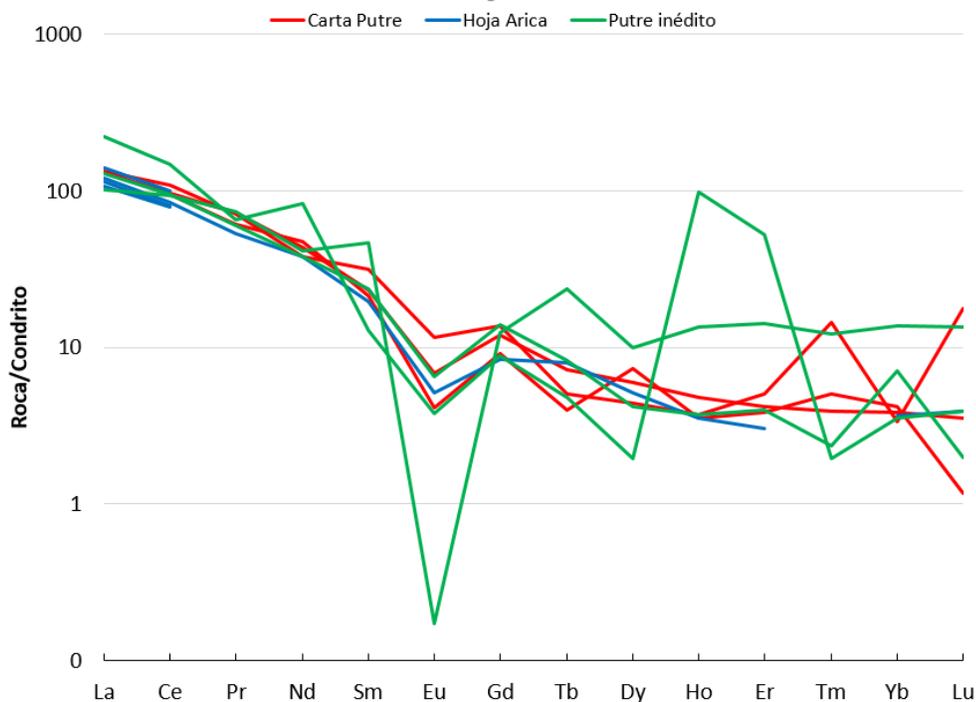
Tabla 6 se puede observar que los valores para la anomalía de Sr oscilan entre Sr/Sr\* = 0,05 a 0,5. Se calculan valores menores a 1 para todas las muestras. Los valores de Zr se mueven entre Zr/Zr\* = 0,35 y 1,14, mostrando valores levemente mayores a 1 y valores menores a 1. Para el caso del Ti, la anomalía de Ti oscila entre Ti/Ti\* = 0,18 y 0,51, mostrando valores menores a 1.

**Tabla 7.** Razones de REE de muestras de Ignimbrita Lauca normalizadas al Condrito promedio según Eversen et al. (1978).

Elemento	Condrito (Eversen et al., 1978)	PE-75A Normalizado	PE-12 Normalizado	PE-76 Normalizado	MAL-195 Normalizado	MAL-148 Normalizado	MAL-160 Normalizado	MAL-163 Normalizado	PE-75B Normalizado	PE-77 Normalizado	PE-78 Normalizado
La	0,24	133,03	131,40	130,74	114,47	139,00	119,79	106,30	101,92	221,50	128,41
Ce	0,64	108,37	95,69	94,09	79,95	98,76	84,34	78,38	92,21	145,98	94,40
Pr	0,10	70,35	72,12	61,33			52,92		73,67	65,37	60,18
Nd	0,47	37,63	43,46	46,90	35,88	44,32	37,78	35,88	41,20	83,18	37,80
Sm	0,15	31,36	23,25	21,36			19,48		46,49	12,73	23,51
Eu	0,06	11,55	6,89	4,14			5,17		0,17	3,79	6,55
Gd	0,20	13,75	11,94	9,10			8,32		12,29	8,81	14,00
Tb	0,04	5,07	7,21	4,01			8,01		23,77	4,81	8,28
Dy	0,25	4,37	6,02	7,32			5,12		9,88	1,97	4,21
Ho	0,06	3,70	4,76	3,53			3,53		13,40	98,59	3,70
Er	0,17	5,06	4,16	3,86			3,01		14,16	52,23	3,98
Tm	0,03	14,45	3,90	5,08					12,10	1,95	2,34
Yb	0,17	3,33	3,82	4,18			3,63		13,75	3,51	7,03
Lu	0,03	17,72	3,54	1,18			3,94		13,39	3,94	1,97
(La/Yb)N		39,93	34,43	31,28			32,96		7,41	63,05	18,28
(La/Sm)N		4,24	5,65	6,12			6,15		2,19	17,40	5,46
(Gd/Yb)N		4,13	3,13	2,18			2,29		0,89	2,51	1,99
Eu/Eu*		0,56	0,41	0,30			0,41		0,01	0,36	0,36



**Figura 42.** Diagrama de elementos incompatibles normalizados al MORB propuesto por Pearce (1983) utilizando muestras de Ignimbrita Lauca. En rojo se grafican muestras de Carta Putre, en verde estudios inéditos para Carta Putre y en azul muestras de Hoja Arica.



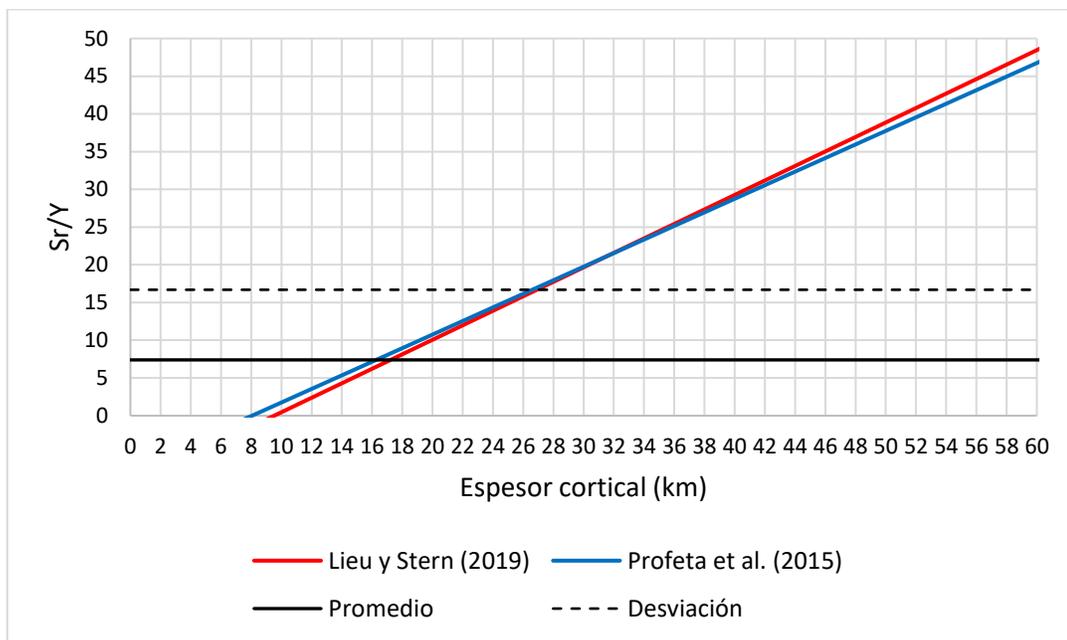
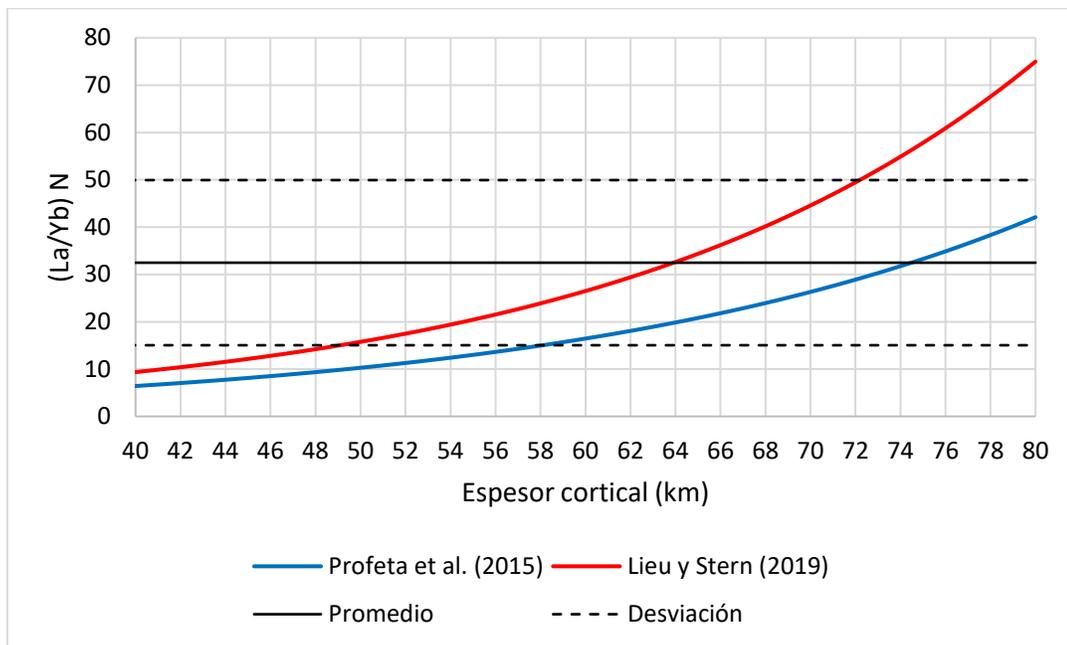
**Figura 43.** Diagrama de tierras raras normalizado a condrito propuesto por Evensen et al. (1978) utilizando muestras de Ignimbrita Lauca. En rojo se grafican muestras de Carta Putre, en verde estudios inéditos para Carta Putre y en azul muestras de Hoja Arica.

En la Figura 43 de tierras raras normalizadas a los valores promedio de condritos publicados en Evensen *et al.* (1978) para la Ignimbrita Lauca, se observa un enriquecimiento de las tierras raras livianas (LREE) hasta el Eu que exhibe una anomalía negativa relativa respecto a estas para la mayoría de las muestras salvo PE-75B que decae más allá del MORB. Las tierras raras medias y pesadas (HREE) muestran patrones constantes (casi planos) y variaciones moderadas salvo el Ho y Er que presentan un enriquecimiento evidente para la muestra PE-77.

Para evaluar el fraccionamiento de REE, los valores normalizados se trabajan según lo expuesto en la Tabla 7. La relación  $(La/Yb)_N$  oscila entre  $(La/Yb)_N = 7,41$  a  $63,05$  mostrando una variación amplia. El fraccionamiento de LEE es  $(La/Sm)_N = 2,19$  a  $17,40$  y para las tierras pesadas es  $(Gd/Yb)_N = 0,89$  a  $4,12$ . La anomalía negativa del elemento Eu que se observa en el gráfico 6, se ha cuantificado mediante la siguiente relación según McLennan (1989):

$$\frac{Eu}{Eu^*} = \frac{Eu_N}{\sqrt{(Sm \times Gd)_N}}$$

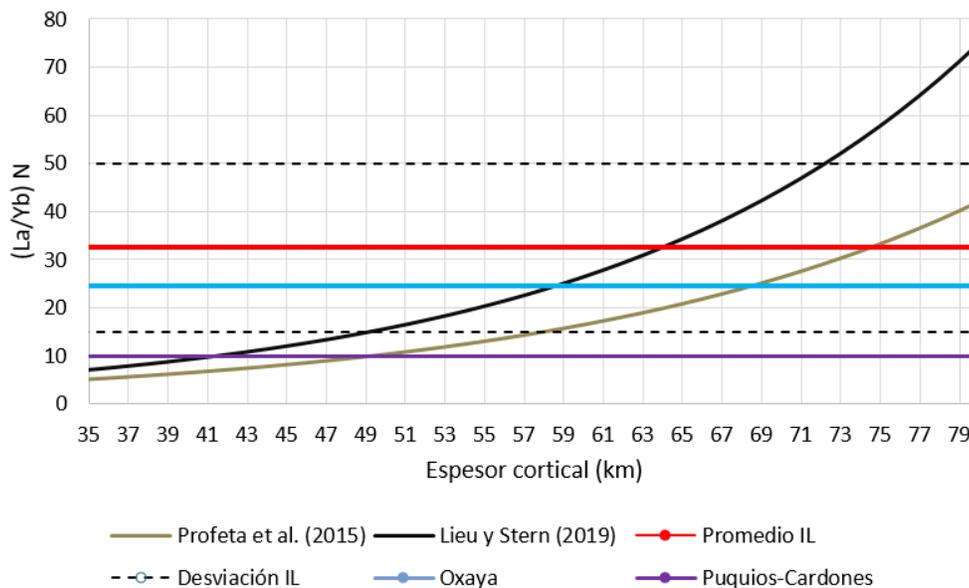
Esta relación se mueve entre los valores  $Eu/Eu^* = 0,007$  y  $0,555$ .



**Figura 44. Arriba:** Gráfico  $(La/Yb)_N$  vs Espesor cortical (km). Se utilizan muestras de estudio normalizadas al MORB (Tabla 3). **Abajo:** Gráfico  $Sr/Y$  vs Espesor cortical (km). Se utilizan muestras de estudios de acuerdo con los datos expuestos en la Tabla 4. En ambos gráficos se exponen las curvas de correlación construidas en Lieu y Stern (2019) (línea roja) basados en Profeta et al. (2015) (línea azul). Las líneas negras continuas muestran el valor promedio para la relaciones  $(La/Yb)_N$  y  $Sr/Y$  obtenidas para las rocas de la ignimbrita Lauca estudiada. En línea negra discontinua se grafica la desviación estándar de dichos valores.

Se ha identificado que las proporciones de elementos traza en magmas relacionados a márgenes convergentes varían de acuerdo con los espesores corticales en el lugar donde se producen. Lieu y Stern (2019) basándose el estudio de Profeta *et al.* (2015) desarrollaron, mediante estadística avanzada, una correlación entre las razones de  $(La/Yb)_N$ ,  $Sr/Y$  de un conjunto de muestras y el espesor de la corteza estimado o conocido para el lugar, lo que se asume representa la profundidad a la que se encuentra el Moho. Los resultados probados con rocas de arco de la Zona volcánica central se ajustan al espesor esperado para la corteza bajo la región del Altiplano (~70 km) y muestran desajuste y un espesor menor hacia la región de la puna (60 km para  $La/Yb$ , 43 km para  $Sr/Y$ ) (Lieu y Stern, 2019).

En la Figura 44 se muestra la curva experimental calculada en ambos trabajos y se sobrepone el valor promedio, junto a su desviación estándar, obtenido para las muestras de la Ignimbrita Lauca. Se observa que para la relación  $(La/Yb)_N$  se espera un espesor promedio de la corteza de 64 km según Lieu y Stern (2019) y 74 km de acuerdo a Profeta *et al.* (2015) con una desviación estándar que alcanza máximos de 72 km según Lieu y Stern (2019). La curva de  $Sr/Y$  en función del espesor cortical para las muestras de estudio muestran en promedio una profundidad cercana para ambas curvas, las que no difieren sustantivamente, en promedio indican un espesor de cerca de 16 km y alcanza máximos de hasta 27 km de espesor cortical de acuerdo con la desviación estándar de los valores obtenidos para la ignimbrita Lauca.



**Figura 45.** Gráfico  $(La/Yb)_N$  vs Espesor cortical (km) para ignimbritas. Se utilizan muestras de estudio y de otras ignimbritas del área de estudio normalizadas al MORB. Los datos graficados provienen de la Carta Putre (Arcos *et al.*, 2018) y la Hoja Arica (García *et al.*, 2004).

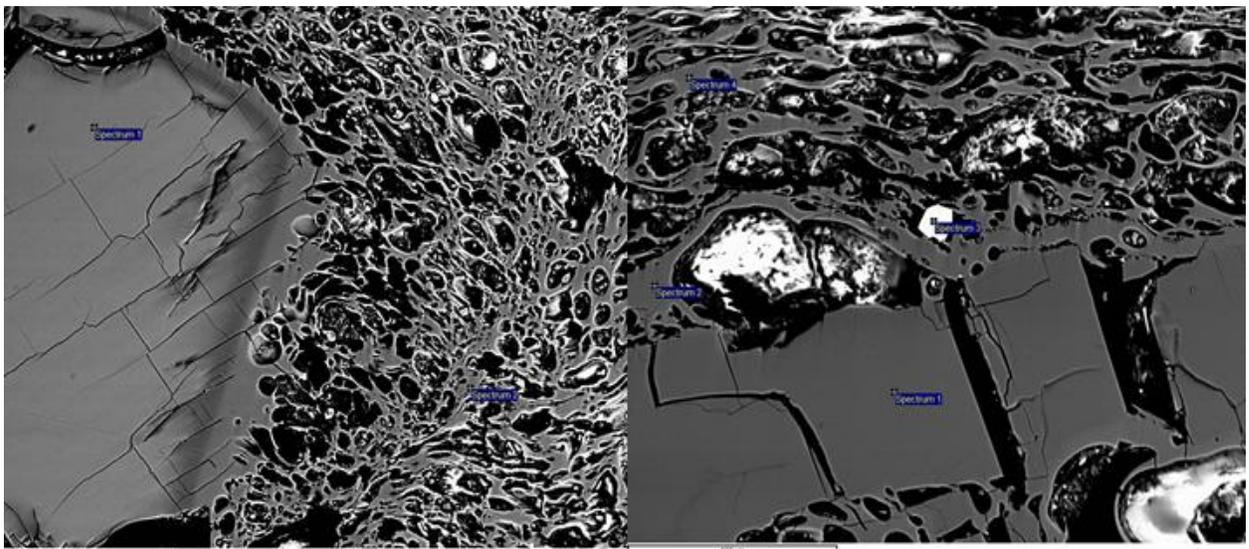
En la Figura 45, se presenta la relación entre la razón de  $(La/Yb)_N$  y el espesor cortical estimado por Profeta *et al.* (2015) y Lieu y Stern (2019). Se expone que la Ignimbrita Puquios-Cardones presenta un espesor cortical estimado entre 41 y 49 km, la Ignimbrita Oxaya entre 58 y 68 km y la Ignimbrita Lauca entre 64 y 74 km. Se observa

un aparente engrosamiento cortical desde el Oligoceno Superior hasta el Plioceno de acuerdo con las unidades presentadas.

#### 4.5. Química Mineral y Petrografía SEM

Se realizó un análisis químico de las muestras de la ignimbrita Lauca recopiladas para la Carta Putre. La composición e imágenes de las distintas fases se obtuvo mediante la operación del Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) durante el trabajo de gabinete para la Carta Putre en las instalaciones del Laboratorio de SERNAGEOMIN. Se tomó una serie de puntos de análisis en las fases obteniéndose imágenes y valores composicionales para feldespatos, biotita, óxido de Fe-Ti y Vidrio.

La composición de las muestras se registra mediante un detector EDS o EDX (*Energy-dispersive X-ray*) que obtiene valores composicionales semicuantitativos para elementos mayores con más de 1% de concentración en la muestra (Arcos *et al.*, 2018). Los valores se muestran en Anexo. Estos análisis han permitido clasificar las fases predominantes. Las muestras observadas son PE-75A, PE-75B, PE-76 y PE-78. Litológicamente corresponden a pómez extraídas de afloramientos de la ignimbrita Lauca. Se debe considerar que las muestras estudiadas corresponden a un magmatismo evolucionado muy rico en sílice, de acuerdo con los resultados obtenidos para el AQRT. En la Figura 46, se observa la disposición de los fenocristales con el vidrio. Estos cristales se muestran fracturados o con presencia de clivaje inmersos en una masa fundamental fibrosa y vesicular, con agujeros de diversos tamaños, entre la que se disponen cristales menores cuya coloración blanca es indicio de que se trata de mineralogía opaca (óxidos de Fe-Ti).



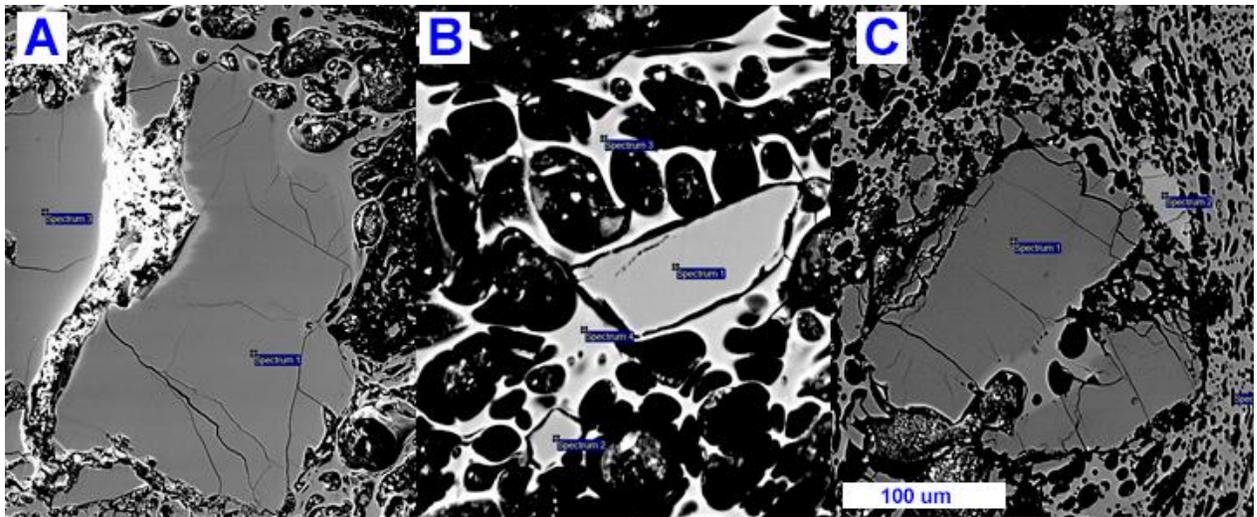
**Figura 46.** Imágenes SEM de muestra PE-75A. Las etiquetas azules muestran los diferentes puntos de muestreo.

#### 4.4.1. Feldespato

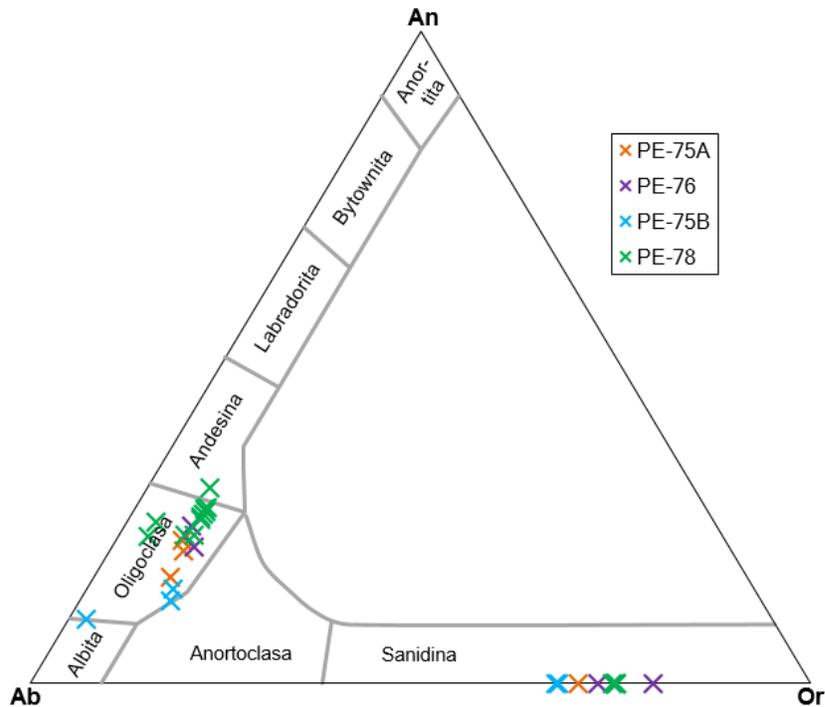
Se realizaron 28 puntos de muestreo en fenocristales de feldespato presentes en las pómez estudiadas para clasificar esta fase mineral. En la Figura 48 se disponen los datos composicionales para An (% en peso de CaO), Ab (% en peso de Na<sub>2</sub>O) y Or (% en peso de K<sub>2</sub>O) para cada una de las muestras consideradas.

Los fenocristales de feldespato de la ignimbrita Lauca muestran dos modas composicionales principales. En primer lugar, se observa una familia de plagioclasas de composición oligoclasa cuya tendencia se aproxima a la composición andesina, pero sin alcanzarla. Por otra parte, se observa un segundo feldespato de tipo potásico caracterizado como sanidina, el que es común en rocas volcánicas.

En la Figura 47 se observa que algunos de los fenocristales de plagioclasa se presentan fracturados, con desarrollo de un clivaje leve, y con indicios de incipiente reabsorción hacia el vidrio de la pómez (cambio de color hacia gris más claro en los bordes de los cristales) que se extiende de manera fibrosa. Por otra parte, la muestra PE-75B exhibe un fenocristal subhedral de plagioclasa, que mantiene estos leves indicios de cambio composicional hacia los bordes, pero muestra límites bien definidos con el vidrio.



**Figura 47.** Plagioclasas analizadas mediante SEM. A. PE-75A B. PE-75B C. PE-76



**Figura 48.** Diagrama ternario de clasificación de feldespatos para cristales muestreados en pómez de la ignimbrita Lauca. PE-75A (4 puntos), PE-76 (4 puntos), PE-75B (5 puntos) y PE-78 (15 puntos).

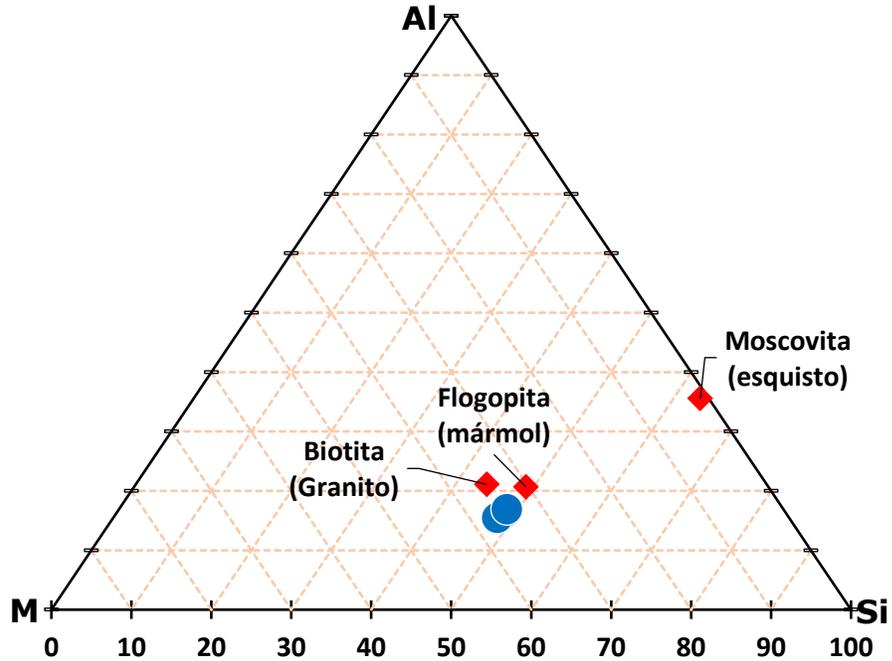
#### 4.4.2. Óxidos de Fe-Ti

Los óxidos de Fe-Ti se presentan como fenocristales de menor tamaño, hábito poligonal y forma subhedral. En las imágenes SEM se muestran completamente blancos debido a su carácter opaco. Estos cristales se disponen entre las fibras y las oquedades del vidrio de las pómez (Figura 46). En la Tabla 8 se despliegan valores composicionales obtenidos por SEM para los óxidos de Fe-Ti presentes en las pómez estudiadas. De acuerdo lo anterior se observa que estos corresponden a valores cercanos a la composición de magnetitas, titanomagnetitas, otras ferritas que incluyen Mn, Ca, Si e Ilmenita.

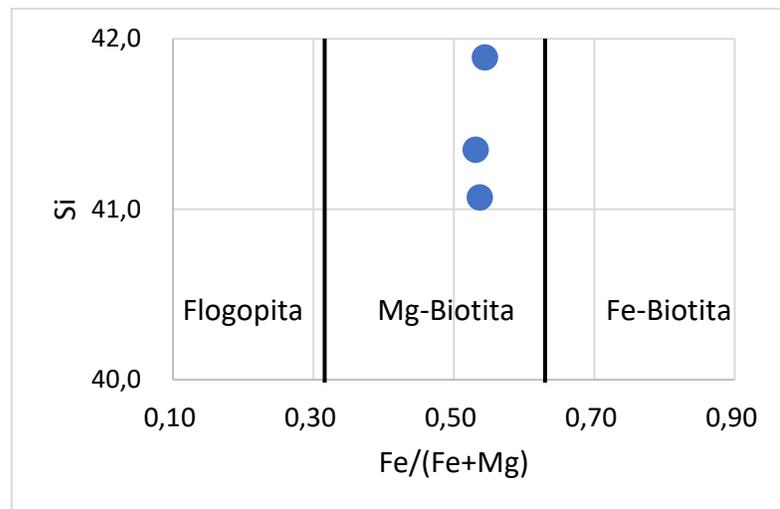
**Tabla 8.** Óxidos de Fe-Ti analizados vía SEM. Se muestra su composición mayoritaria.

Composición	PE-75A ox1	PE-76 ox1	PE-76 ox2	PE-75B ox1	PE-78 ox2	PE-78 ox3
MgO	2,06	1,34	1,06		0,67	1,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,61	2,73			1,73	
SiO <sub>2</sub>	8,60	9,24	4,90			
K <sub>2</sub> O		0,30				
CaO		0,88				
TiO <sub>2</sub>		0,76	0,94		7,13	40,48
MnO	1,25	1,23	1,34		0,58	0,84
FeO	87,47	83,52	91,76	99,51	89,89	57,15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				0,49		

#### 4.5.4. Biotita



**Figura 49.** Diagrama ternario Al, M<sup>2+</sup>, Si. Valores corresponden a óxidos de composición obtenida por SEM. Las muestras de ignimbrita Lauca se muestran en círculos azules. Los rombos rojos corresponden a muestras tipo extraídas de Deer et al. (1992).



**Figura 50.** Diagrama bidimensional de la razón Si vs Fe/(Fe+Mg). Valores corresponden a óxidos de composición obtenida por SEM. Las muestras de ignimbrita Lauca se muestran en círculos azules. Adaptado de Deer et al. (1992).

Los cristales de biotita de las pómez de la ignimbrita Lauca, de acuerdo con la Figura 49, exhiben una composición similar a cristales de la familia de las biotitas-flogopitas. Muestran valores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> menores a 15%, de M<sup>2+</sup> (FeO + MgO) en torno a 30%. Los valores de SiO<sub>2</sub> superan el 40%. En la Figura 50 se observa que estos cristales pueden clasificarse como Mg-Biotitas.

## 4.6. Dataciones radiométricas

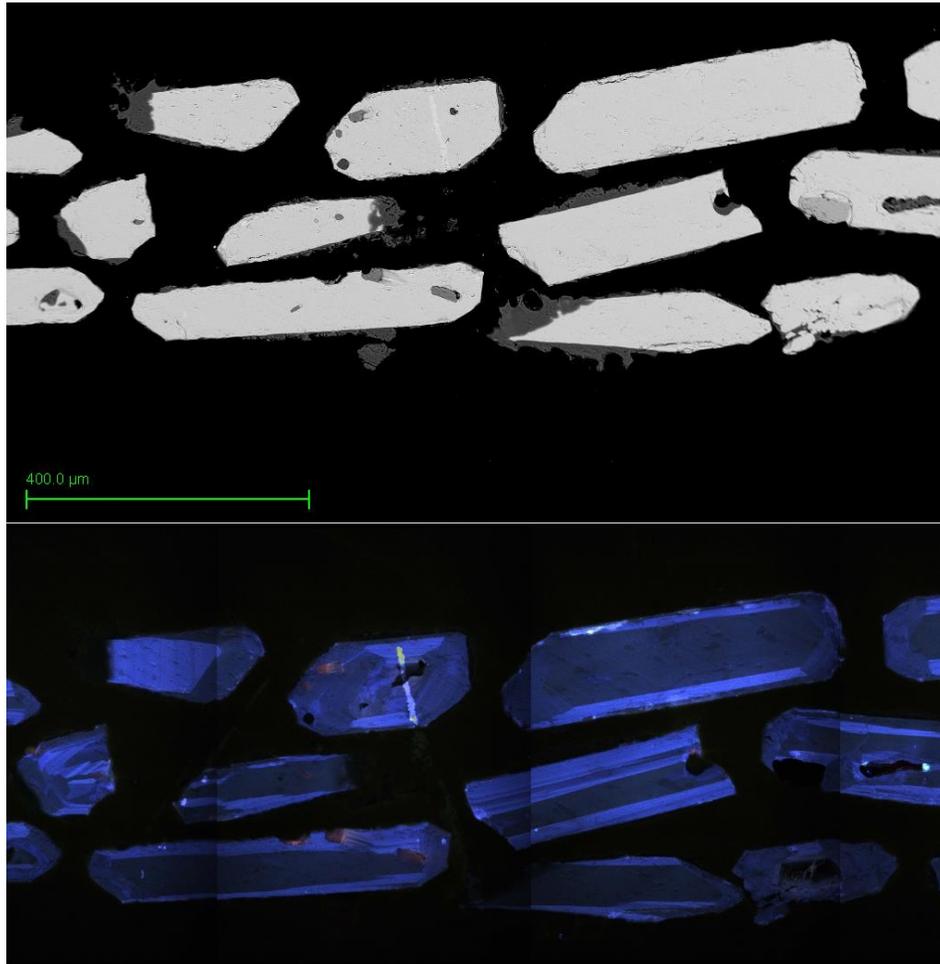
Se realizó una recopilación de las dataciones radiométricas disponibles para la Ignimbrita Lauca y Pérez mediante los métodos K-Ar (Everden *et al.*, 1977 en Marshall *et al.*, 1992; Horn *et al.*, 1992 en Kott *et al.*, 1995; Muñoz y Charrier, 1996; Naranjo y Paskoff, 1985; Wörner *et al.*, 2000; García *et al.*, 2004; García *et al.*, 2012;),  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Lavenu *et al.*, 1989; Marshall *et al.*, 1992; Wörner *et al.*, 2000; García *et al.*, 2004; García *et al.*, 2012; Arcos *et al.*, 2018) y U-Pb (Arcos *et al.*, 2018). Entre estos trabajos se recopiló un total de 43 edades (Anexo B) los que serán usados para la identificación de su edad teniendo en consideración, como fue descrito en el marco geológico, que es producto de un único evento eruptivo.

Una importante contribución de Arcos *et al.* (2018) a la identificación radiométrica de la unidad es la primera realización de dataciones mediante el método U-Pb. Para esto se procesaron tres pómez rotuladas como PE-29, PE-76 y PE-78, todas obtenidas en las proximidades de la localidad de Coronel Alcérreca. En la Figura 51 se presenta una selección de los circones obtenidos gracias al procesamiento de la pómez PE-76. En las imágenes tomadas mediante microscopía de electrones retrodispersados (Backscattered electrons) se observa que existen diferentes tipos de cristales de circon: prismáticos euhedrales alargados; euhedrales a subhedrales hexagonales y subhedrales a anhedrales menos desarrollados. Estos cristales presentan zonaciones concéntricas, de otros tipos e inclusiones. Para el estudio radiométrico se tomaron puntos composicionales en la mayor cantidad de circones correspondientes a la muestra. Se seleccionan como confiables las menores edades obtenidas, teniendo en consideración la existencia de circones heredados o con núcleos composicionales correspondientes a otras edades magmáticas. En las tres pómez se obtienen al menos dos modas de edad. En primer lugar, la más reciente en torno a 2,7 Ma, que se ha identificado como la edad del evento magmático que dio origen a la Ignimbrita Lauca. En segundo lugar, una segunda moda acotada entre 4 y 5 Ma. La muestra PE-29, presenta una edad de  $23,5 \pm 0,5$  Ma para uno de los circones seleccionados.

Los datos recopilados se exponen en la Figura 52. En él se observa que los valores obtenidos mediante el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  muestran una baja dispersión y se ajustan en torno a una franja entre 2,4 y 3,09. Los valores radiométricos identificados mediante K-Ar exhiben una mayor dispersión desplegándose desde 2,01 Ma hasta 4,8 Ma. Las edades obtenidas mediante U-Pb se mueven entre 2,65 hasta 3,01 Ma. De acuerdo con lo anterior, se observan al menos 2 familias de valores. Un primer grupo que incluye edades desde 2,01 hasta 3,09 Ma y un segundo grupo con edades entre 4,1 a 4,8 Ma.

García *et al.* (2004) obtuvo para la muestra HUZ-489 una edad de  $4,6 \pm 2,4$  Ma mediante  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita. El resultado procedimental para este cristal indica que presenta un bajo contenido de Ar radiogénico con un componente antiguo con exceso de  $^{40}\text{Ar}$  (García *et al.*, 2012). Los análisis radioisotópicos sugieren que las edades radiométricas entre 2 y 3 Ma representan el momento de la cristalización y erupción. Por otra parte, las edades entre 4 y 5 Ma representan mezcla debido a un exceso de Ar radiogénico proveniente de rocas preexistentes (García *et al.*, 2012). Estas edades coinciden con las obtenidas mediante U-Pb que se presentan en este trabajo. Ratificándose la existencia de un evento magmático previo, en torno a los 4,5 Ma, a la extrusión de la Ignimbrita Lauca.

Para efectos del análisis geocronológico, se propone descartar las edades obtenidas en biotita mediante K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ya que este mineral retiene con mayor facilidad en su estructura la fase gaseosa, acumulando un exceso de Ar radiogénico, favoreciendo la obtención de edades más antiguas (Polanco *et al.*, 2015). Por otra parte, edades menores se pueden obtener debido a la pérdida de Ar radiogénico por la relativamente común oxidación de la biotita (García *et al.*, 2012).

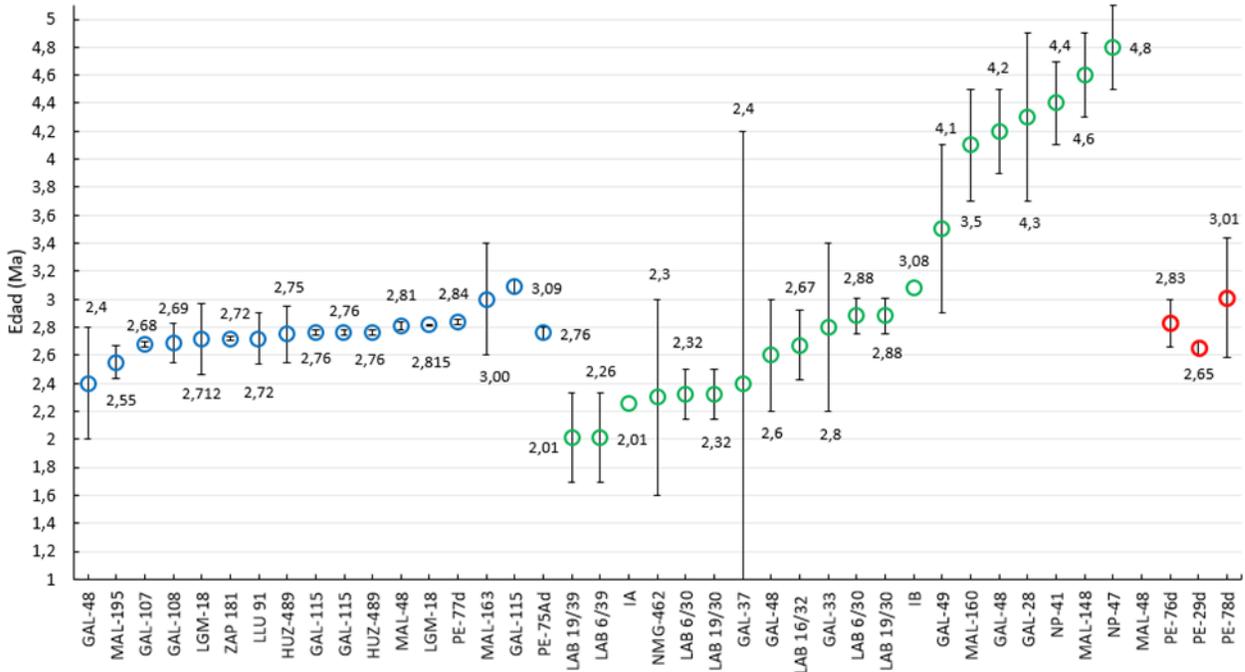


**Figura 51.** Porción de circones seleccionados de muestra PE-76 (Pómez) para datación U-Pb. Imagen de *Backscattered electrons* (BSE).

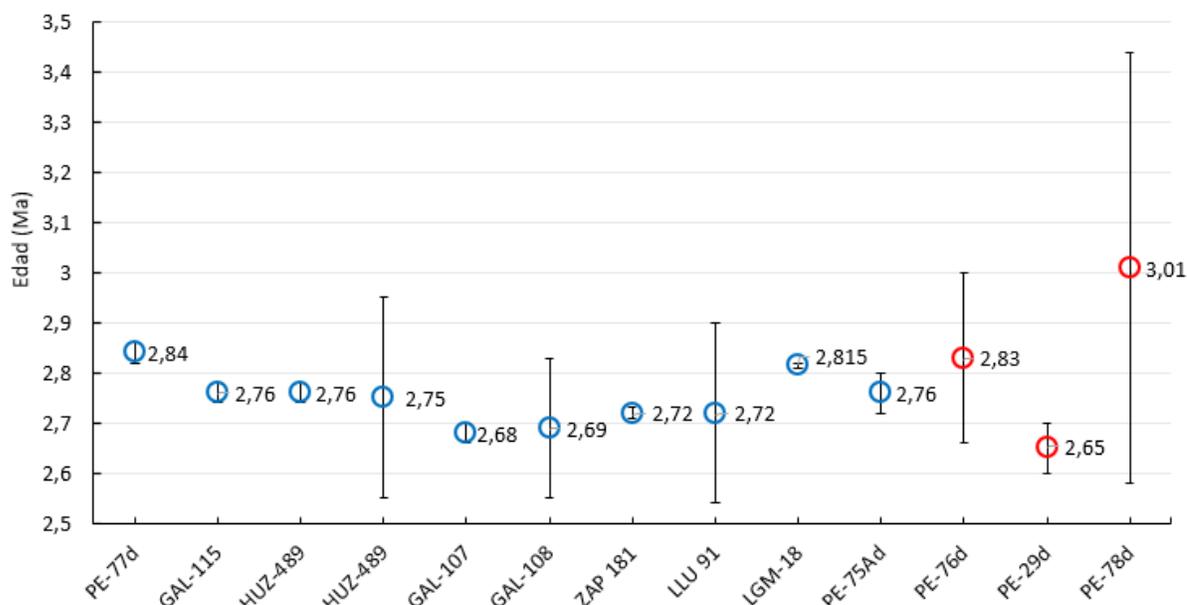
La Muestra LGM-18 con edad de  $2,712 \pm 0,254$  Ma mediante  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en plagioclasa se considera dudoso por contar con un error excesivo y se ha descartado (Marshall *et al.*, 1992). La muestra B07 arrojó un resultado de  $3,3 \pm 0,3$  mediante  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en una roca vítrea de textura porfídica y se ha descartado puesto que según Lavenu *et al.* (1989) se considera cuestionable. Junto a lo anterior, la muestra PE-12d, en la que se obtuvo una edad de  $1,96 \pm 0,14$  Ma mediante  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en sanidina, no ha sido considerada debido a que Polanco *et al.* (2018) ha descrito que el bajo valor obtenido para esta muestra se debe a la presencia de un nivel de bloques y ceniza sobre el depósito de la ignimbrita Lauca donde se muestreó. La alta temperatura de este nivel ( $>350^\circ\text{C}$ ) al momento de su emplazamiento, habría calentado el depósito subyacente, favoreciendo

la liberación de Ar radiogénico del sistema y obteniéndose por tanto una edad más joven (Polanco *et al.*, 2018).

El promedio de las edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en sanidina consideradas en la corresponde a  $2,75\pm 0,66$  Ma. Para el caso de las edades U-Pb en circón, el promedio de las edades obtenidas es  $2,830\pm 0,217$  Ma. El promedio de todas las edades consideradas para este estudio es  $2,768\pm 0,100$  Ma. Debido a lo anterior se consideran confiables edades desde 2,7 a 2,9 Ma, ratificando la Ignimbrita Lauca como depositada durante el Plioceno Superior (Figura 53).



**Figura 52.** Edades radiométricas para Ignimbrita Lauca junto a sus barras de error. Azul: Método Ar/Ar; Verde: Método K-Ar; Rojo: Método U-Pb.



**Figura 53.** Edades radiométricas vs Edad (Ma) + error. En azul se muestran las dataciones realizadas mediante  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y en rojo las correspondientes al método U-Pb con base en la Tabla 9.

**Tabla 9.** Recopilación de edades radiométricas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en sanidina y U-Pb en circón. Se han descartado los análisis que se consideran cuestionables.

Dataciones radiométricas					
Unidad	Ignimbrita Lauca				
Muestra	Edad (Ma)	$\pm 2\sigma$	Método	Material	Referencia
PE-77d	2,84	0,02	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sanidina	Arcos <i>et al.</i> (2018)
GAL-115	2,76	0,02	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sanidina	García <i>et al.</i> (2004)
HUZ-489	2,76	0,02	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sanidina	García <i>et al.</i> (2004)
HUZ-489	2,75	0,2	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sanidina	García <i>et al.</i> (2004)
GAL-107	2,68	0,02	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sanidina	García <i>et al.</i> (2012)
GAL-108	2,69	0,14	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sanidina	García <i>et al.</i> (2012)
ZAP 181	2,72	0,01	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sanidina	Wörner <i>et al.</i> (2000)
LLU 91	2,72	0,18	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sanidina	Wörner <i>et al.</i> (2000)
LGM-18	2,815	0,005	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sanidina	Marshall <i>et al.</i> (1992)
PE-75Ad	2,76	0,04	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sanidina	Arcos <i>et al.</i> (2018)
PE-76d	2,83	0,17	U-Pb	Circón	Arcos <i>et al.</i> (2018)
PE-29d	2,65	0,05	U-Pb	Circón	Arcos <i>et al.</i> (2018)
PE-78d	3,01	0,43	U-Pb	Circón	Arcos <i>et al.</i> (2018)

## 5. ANÁLISIS

### 5.1. Caracterización geoquímica

Las muestras de la Ignimbrita Lauca presentan un alto contenido de sílice anhidro (8 a 10%), contenidos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  anhidro de 12 a 13% y de álcalis de 8 a 10%. Según lo observado en la Figura 38, la Ignimbrita Lauca corresponde a una riolita principalmente de la serie subalcalina según la línea que Irvine y Baragnar (1971) proponen para subdividir los campos del diagrama TAS. Sin embargo, los valores composicionales de sus muestras pueden alcanzar el campo de la serie alcalina. Por otra parte, según Peccerillo y Taylor (1976), las muestras son clasificables como riolitas de alto K y pertenecientes a la serie calcoalcalina de alto K, aunque estas pueden alcanzar la serie shoshonítica debido a los elevados valores de potasio que presentan las rocas estudiadas. De acuerdo con lo anterior, la Ignimbrita Lauca correspondería magmatismo de arco magmático calcoalcalino en ambiente de subducción tipo chilena.

Por otra parte, las muestras presentan relaciones de  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$  incluso aproximándose a dos para algunas muestras. Esta relación determina la presencia de feldespatos ricos en K como feldespato potásico o feldespatos alcalinos en las muestras de la Ignimbrita Lauca. No se observa relación entre la pérdida por calcinación (PPC) y el contenido de álcalis (Tabla 4) de las muestras lo que sería indicativo de que la relación K/Na y el alto contenido de álcalis sería primario y no parte de un proceso secundario o de alteración posterior sobre las rocas, como argilización. Sin embargo, petrográficamente se describe la presencia de sericita como alteración hidrotermal sobre las pómez de la unidad. Por otra parte, la mitad de las muestras usadas tienen valores de PPC mayores a 2,5%. Rollinson (1993) establece que, sobre este valor el AQRT no se considera confiable. De esta manera, la baja cantidad de análisis considerados para el estudio y la incertidumbre presente en sus datos permiten indicar los resultados de este trabajo, en el ámbito de la geoquímica, solo como referencias. Se requiere de mayor y mejores datos geoquímicos para caracterizar de forma robusta la unidad.

En la Tabla 5 se observa que el índice félsico para las rocas oscila entre valores altos (0,89 a 0,95). Lo anterior da cuenta de que la composición química de las muestras favorece la formación de Feldespático potásico y biotita sobre plagioclasa y hornblenda. Esto es consistente con el carácter metaluminoso de la mayoría de las muestras estudiadas. Si bien se ha observado hornblenda en muestras de la Ignimbrita Lauca, fuera del estudio correspondiente a este trabajo, se presume que este mineral se encuentra en muy bajas cantidades. Por otra parte, el elemento Ca se incluyen en la formación de plagioclasa, mineral que se presume ha sido separado del fundido por cristalización fraccionada y que se condice con las concentraciones de elementos incompatibles que se exponen más adelante.

Se observa que los valores de  $\text{P}_2\text{O}_5$  en las rocas de la unidad alcanza bajos valores. Normalmente el P se fracciona en la fase mineral apatito, la que posiblemente también se ha separado del fundido final mediante cristalización fraccionada. Los bajos contenidos obtenidos para el elemento P (0,01 a 0,06%) puede ser indicativo de asimilación cortical en el magmatismo (Fitton y Upton, 1987).

El patrón de elementos traza en las rocas muestra importantes anomalías negativas de Sr, Ba, Eu y Ti. Estos empobrecimientos se observan en la Figura 42 y Figura 43 y son cuantificados en la Tabla 6 y Tabla 7. El empobrecimiento de Sr y Ba en las muestras sería indicativo de la cristalización fraccionada de feldespatos que los hayan incorporados en etapas anteriores de evolución de las rocas. La anomalía negativa de Ti se relaciona a la posible formación de ilmenita y titanita que se han separado también del fundido que dio origen a la Ignimbrita Lauca.

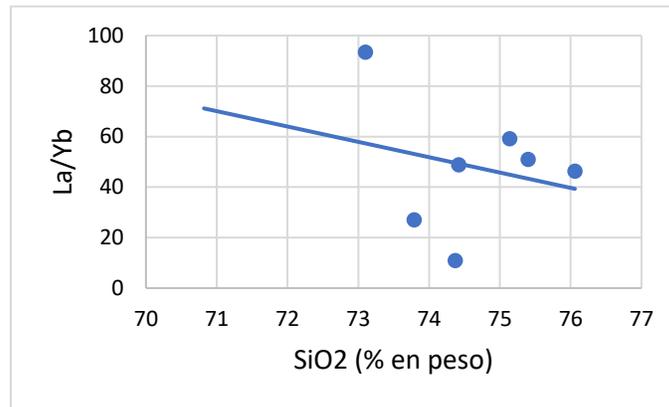
El empobrecimiento de Eu registrado en las rocas es indicativo de la formación y cristalización fraccionada de plagioclasa. Lo anterior se relaciona a los mayores valores para el coeficiente de partición de este elemento en la plagioclasa de acuerdo con el volcanismo de ZVC, en comparación al resto de los elementos. Los valores de la relación  $Eu/Eu^*$  (0,007 a 0,555%) dan cuenta de un proceso de diferenciación magmática en la que el fraccionamiento de plagioclasa y su separación del fundido se ha producido a profundidades someras (Huspeni *et al.*, 1984).

Por otra parte, principalmente para las muestras de la Hoja Arica se observa una anomalía negativa de Nb la que es característica de los materiales corticales y la participación de estos en los procesos magmáticos, además este elemento se incorpora a la titanita y la ilmenita (Rollinson, 1993) lo que es consistente con lo visto en la anomalía negativa de Ti. La anomalía positiva de elementos móviles como el Rb y el K da cuenta del carácter altamente diferenciado de las muestras estudiadas.

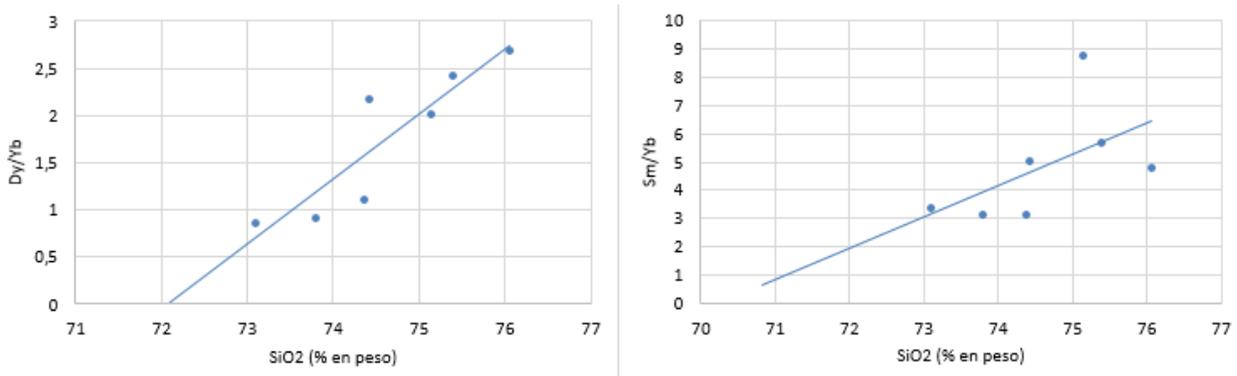
En la Figura 43 se observa un patrón con pendiente negativa desde las tierras raras livianas a pesadas. Este ha sido cuantificado en la Tabla 7. La relación  $(La/Yb)_N$  muestra una amplia variación (7,41 a 63,05), evidenciando un enriquecimiento variable de las tierras raras livianas en relación a las pesadas. Lo anterior se ve corroborado por los valores obtenidos para las relaciones  $(La/Sm)_N$  para las LREE y  $(Gd/Yb)_N$  para las HREE que muestra una variación menor, lo que se condice con un patrón aproximadamente plano para las tierras raras pesadas.

Se construye la Figura 54 con el objetivo de conocer la variación de la relación  $La/Yb$  con respecto a la concentración porcentual de  $SiO_2$  de la muestra de acuerdo con la Tabla 4. Lo que se observa es que las muestras presentan una alta dispersión de valores por lo que no resulta concluyente. Esto resulta esperable para muestras muy ricas en sílice, sobre 68% en peso, como la Ignimbrita Lauca (Rollison, 1993). Sin embargo, se observa que para todas las muestras que el patrón de REE presenta pendiente negativa o, dicho de otra manera, las LREE se encuentran enriquecidas por sobre las HREE.

Para evaluar el mayor enriquecimiento de las tierras raras livianas en las muestras se construye la Figura 55. Se observa que la relación Dy/Yb aumenta mientras aumenta la concentración de SiO<sub>2</sub>. Esto es consistente con la geometría esperada para el fraccionamiento de granate y no para hornblenda (que incorpora tierras raras medias y pesadas, pero presenta menor coeficiente de partición que granate), fase mineral que incorpora favorablemente las tierras raras pesadas. Al contrastarlo con la relación de Sm/Yb en función de SiO<sub>2</sub>, se observa también una pendiente positiva, aunque con alta dispersión, al aumento de sílice en las muestras. Esto es consistente con el fraccionamiento de granate y separación de este por cristalización fraccionada en momentos anteriores de la evolución del magma. Esto se debe contrastar con información para la presión y profundidad de formación del magmatismo.



**Figura 54.** Relación La/Yb en función de SiO<sub>2</sub> (% en peso) de muestras de estudio. Los datos se han extraído de la Tabla 4.



**Figura 55.** Relaciones de tierras raras en función de SiO<sub>2</sub> (% en peso) de muestras de Ignimbrita Lauca. Gráfico Dy/Yb vs SiO<sub>2</sub> permite observar tendencias de partición de tierras raras pesadas por hornblenda o granate. Gráfico Sm/Yb permite evaluar fraccionamiento de granate.

Este comportamiento coincide con la naturaleza evolucionada de las rocas en estudio y es posible que se relacione a un proceso de fraccionamiento de tierras raras pesadas en estadias anteriores de la evolución magmática, momentos en los cuales las HREE fueron incorporadas a fases minerales que luego se han separado del fundido por cristalización fraccionada. Este comportamiento es consistente con la disminución de radio iónico de las tierras raras al aumentar el número atómico conocida como “contracción lantánida”. Lo anterior produce un aumento en el coeficiente de partición de

estos elementos y favorece por tanto su incorporación en fases minerales tempranas. A contrapelo, se favorece la concentración de tierras raras livianas a medida que avanza la diferenciación magmática (Rollison, 1993).

Las relaciones Sr/Y y La/Yb en rocas de arco magmático se asocian a la presión a la que se desarrollan los procesos petrológicos debido a la afinidad de estos elementos con las fases granate, anfíbol y plagioclasa. Granate es una fase estable a alta presión (>1,4 GPa) y plagioclasa a baja presión (<0,4 GPa). Por otro lado, anfíbol es estable entre 0,5 y 1,5 GPa para un gradiente geotérmico típico de arco magmático. De acuerdo con lo anterior, Sr/Y y La/Yb representa la presión a la cual el fraccionamiento de estas fases minerales ocurre (Lieu y Stern, 2019). Si el fraccionamiento ocurre a altas presiones, donde las peridotitas con granate son estables, se espera observar un valor alto para la relación Sr/Y debido a que el granate incorporará tierras raras pesadas e Y, además la carencia de plagioclasa favorecerá la concentración de Sr (Moyen, 2009). Por otra parte, a bajas presiones, la inexistencia de granate y anfíbol hará que Y se comporte como incompatible y la plagioclasa incorporará Sr produciendo un resultado menor para la relación Sr/Y. La relación La/Yb depende de la capacidad del granate y el anfíbol de incorporar Yb sin que la plagioclasa tenga efecto sobre esto. Si se asume que los procesos de asimilación y cristalización fraccionada (AFC) ocurren en las zonas medias y bajas de la corteza donde interactúa con el manto, la identificación de los fraccionamientos nombrados anteriormente permite inferir el espesor cortical y la profundidad del moho en el lugar (Lieu y Stern, 2019).

De acuerdo con la Figura 44 se ha calculado para la relación  $(La/Yb)_N$  un valor promedio de 64 km para el espesor cortical, considerando un máximo de 72 km y un mínimo de aproximadamente 49 km según la curva de Lieu y Stern (2019) para la desviación estándar de las muestras. El valor promedio y el máximo es absolutamente concordante con lo esperado para el espesor cortical, y por tanto la profundidad del Moho, en la ZVC y en el área de estudio. Esta profundidad estaría indicando ocurrencia de procesos de cristalización fraccionada relacionadas principalmente a la formación y separación de granate del fundido, lo que se condice con la interpretación de la Figura 55.

Los valores obtenidos para la relación Sr/Y en las muestras de la Ignimbrita Lauca difieren de lo calculado para  $(La/Yb)_N$ , ya que el espesor disminuye a 16 km en promedio y cerca de 27 km como máximo según la desviación estándar. Desajustes de este tipo entre las razones estudiadas ha sido advertido por Lieu y Stern (2019) a partir de los 18°S cerca del límite Altiplano-Puna. De acuerdo con los autores, a partir aproximadamente de este punto hacia el sur se observa una disminución en el espesor de 3 a 6 km por grado de latitud para  $(La/Yb)_N$  y Sr/Y respectivamente hasta los 21,5°S. Allí la razón de Sr/Y predice una profundidad más somera para el Moho que la razón  $(La/Yb)_N$ , la que por medio de métodos geofísicos ha sido estimada en aproximadamente 17 km. El límite entre la Puna y el Altiplano aparece marcado por esta diferencia, sin embargo, la identificación exacta de la profundidad del Moho es difícil en el área. Esto se debe a la complejidad de la naturaleza magmática y petrogenética del lugar ya que ignimbritas, magmatismo calcoalcalino y shoshonítico se superponen hacia la Puna (Kay y Coira, 2009). Lo anterior, se refleja en la razón Sr/Y debido a que el fraccionamiento de plagioclasa y su efecto sobre la concentración de Sr depende de procesos de asimilación y cristalización fraccionada (AFC) donde los fundidos interactúan con la corteza de manera intrincada (Parada *et al.* 2007; Lieu y Stern, 2019).

Por lo tanto, los resultados obtenidos para la profundidad del Moho según la razón Sr/Y para las muestras estudiadas se ajustan a los esperados en torno a los 21,5°S. Sin embargo, las muestras se ubican aproximadamente en 18,10°S. Esta diferencia puede dar cuenta de una extensión de los procesos AFC hacia esta latitud y caracterizar la petrogénesis de la Ignimbrita Lauca. Se observa, por tanto, un fraccionamiento de granate a 64 km de profundidad para el Moho en promedio y luego un fraccionamiento de feldespatos y plagioclasas que altera la razón Sr/Y, ratificado por el análisis de los elementos mayores y la anomalía negativa de Eu y Sr, a profundidades más someras cercanas a 17 km. Esto sería consistente con un magmatismo evolucionado como el esperado para la Ignimbrita Lauca y que ha pasado por una serie de procesos de tipo AFC y MASH hasta alcanzar su composición de extrusión. Es posible que la razón de Sr/Y pueda verse alterada también por asimilación de una corteza diferenciada según lo esperado para la ZVC (Kay y Coira, 2009), explicando así la dispersión de los resultados obtenidos para cada una de las muestras. Wörner *et al.* (2018) describe que en la ZVC, los estratovolcanes están caracterizados por regímenes magmáticos en los cuáles se observa un zona profunda bajo los 60 km, en la corteza baja, donde ocurre fusión de la corteza en el campo de estabilidad del granate y una zona de almacenamiento en la corteza superior donde ocurre mezcla de magmas, diferenciación y cristalización. Esto resulta coincidente para lo observado para la Ignimbrita Lauca.

Se debe tener en consideración que las muestras estudiadas corresponden litológicamente a pómez. Estas muestras dan cuenta del fundido residual en el reservorio al momento de la erupción y presentan textura porfídica. Las diferentes cantidades de fenocristales, principalmente de plagioclasas, feldespatos y biotitas, presentes en cada una de ellas puede explicar la dispersión de las concentraciones de elementos traza.

## 5.2. Estratigrafía y mecanismos de transporte

Tomando como base el modelo descrito en la Figura 3 se han interpretado las diferentes columnas estratigráficas descritas para la Ignimbrita Lauca y sintetizadas en la Figura 37:

1. **Ignimbrita Lauca A (IL A):** Se correlaciona al nivel 1 de la Figura 3. En el sector de Copaquilla se muestra en la base de la columna, con laminación difusa, espesor de no más de 50 cm con fluctuaciones y sin presencia de piroclastos de tamaño mayor. De acuerdo con lo anterior, corresponde a un nivel de oleada piroclástica basal.

Es posible que las características estratigráficas de este nivel estén asociadas a condiciones particulares de la geografía del lugar donde ha sido observado. La presencia de laminación difusa estaría relacionada a una mayor fluidización y energía de la corriente de piroclastos debido a presencia de cuerpos de agua en el lugar, los que aumentan la cantidad de gases y disminuyen la densidad del flujo. Alternativamente, la existencia de pendientes abruptas a través de las cuáles se movilizan los flujos provocaría un aumento local de la energía y el desarrollo de un régimen de transporte turbulento.

2. **Ignimbrita Lauca B1 (IL B1):** Se correlaciona al nivel 2 de la Figura 3. Se presenta en la base de la columna en el sector de Alcérreca y en la cuenca Lauca. Puede mostrar gradación inversa y niveles moderados a medios de selección y soldamiento. No resulta evidente si se trata de 2a o 2b, debido a que si bien los fragmentos juveniles son de pequeño tamaño, no hay indicio de concentración de líticos en la base ni clara evidencia de concentración de pómez hacia el techo.
3. **Ignimbrita Lauca B2 (IL B2):** Se correlaciona al nivel 2b de la Figura 3 (imagen derecha). Se presenta en el sector de Copaquilla y la presencia de lentes de conglomerado dan indicios del régimen turbulento en el transporte del flujo.

Tanto IL B1 e IL B2, corresponderían a la misma unidad de flujo que llamaremos IL B. La que estaría caracterizada por ser un depósito macizo con escasez de pómez tamaño bloque y lentes de conglomerado. Este flujo se presenta en depósitos de coloración grisácea. Los lentes descritos estarían asociados a la dinámica local del flujo.

4. **Ignimbrita Lauca B3 (IL B3):** En el sector de Copaquilla, se presenta este nivel por sobre IL B2. La presencia de laminación difusa y su matriz tamaño ceniza permiten correlacionarlo con el nivel 3 de la Figura 3. Si bien, parece observarse laminación cruzada, en general resulta poco evidente el tipo de estructura que exhibe. La continuidad de color desde IL B2 e IL B3 darían cuenta de que pertenece a la misma unidad de flujo.

IL B3 representa la nube co-ignimbrita del flujo IL B.

5. **Ignimbrita Lauca C (IL C):** Las coincidencias petrográficas y estratigráficas que se observan entre los depósitos superiores observados en el sector de Alcérreca y la cuenca Lauca permiten correlacionar estos con el nivel 2 de la Figura 3. Debido a sus niveles moderados a altos de soldamiento no se logra observar distinciones entre 2a y 2b dentro de la unidad de flujo.

IL C corresponde una segunda unidad de flujo que se posiciona por sobre IL B.

6. **Ignimbrita Lauca D (IL D):** Este nivel caracterizado por un espesor de solo algunos centímetros y laminación bien desarrollada se presenta en dos ocasiones.

En el sector de Copaquilla se exhibe entre IL A e IL B2. Allí presenta continuidad de coloración con IL A. Esto podría dar indicio de que se trata un depósito de caída provocado por la nube co-ignimbrita de la oleada piroclástica basal.

Sin embargo, debido al buen desarrollo que presenta esta laminación también es posible que se trate de un depósito de caída provocado por el ascenso de una breve columna eruptiva. Esta formación de columna de ceniza estaría relacionado a la formación de la unidad de flujo IL B.

Esta discusión también existe a la hora de clarificar el origen del nivel IL D en la cuenca Lauca entre IL B e IL C. Es posible que allí constituya la nube co-ignimbrita de la unidad IL B. Sin embargo, también puede relacionarse al desarrollo de un

nuevo pulso eruptivo (post depositación de IL B) con emergencia de una breve columna eruptiva que dio origen a este nivel bien laminado, antes de la ocurrencia de IL C.

La falta de evidencia de este nivel en otros contactos entre IL B e IL C puede ser indicio de erosión debido a la depositación del flujo superior, lo que provoca una pérdida de los poco potentes y consolidados depósitos de caída que le antecedente en la columna (Brown y Andrews, 2015).

La distribución actual de la Ignimbrita Lauca, expuesta en este trabajo, evidencia que esta se encuentra principalmente depositada hacia el noreste, norte, noroeste y oeste del hito descrito en este texto como Caldera 1, lugar cercano a los Nevados Sajama y Anallajsi, entre otros. Este comportamiento del flujo puede estar delimitado por dos elementos principalmente. En primer lugar, el relieve en el área y en segundo lugar, la morfología de la fuente de emisión.

El lugar descrito se encuentra en el Altiplano boliviano, zona geográfica caracterizada por sus bajas a nulas pendientes ( $<5^\circ$ ). Hacia el sur del Nevado Sajama, donde no se observan depósitos importantes, la pendiente cae con dirección a este punto cardinal. A diferencia de hacia el este, donde el terreno es prácticamente plano pero si se observan afloramientos de importante extensión. Lo anterior, estaría evidenciando que existe un control de la morfología de la caldera o fuente de emisión en la dirección de movimiento de los flujos. Por otro lado, hacia el oriente los flujos solo viajaron, eventualmente, cerca de 60 km, perdiendo rápidamente la energía hasta estacionarse ante la falta de inclinación del terreno.

La principal caída de pendiente se produce hacia terreno chileno, donde luego de atravesar la Cordillera Occidental, los flujos se movilizaron desde la precordillera hasta las planicies litorales en el sector de Tacna, Arica y al sur de la quebrada Camarones. La importante dispersión de los afloramientos en esta área estaría fundamentalmente controlada por la pendiente.

Por otro lado, Acosta *et al.* (2011) describe que los depósitos de los volcánicos Sennca en la zona de la cordillera Occidental sur del Perú, se observan de coloración grisácea y polvorientos. Similar descripción realiza Garcia *et al.* (2004) respecto a los depósitos en las planicies costeras y Cordillera de la Costa, lo que puede ser corroborado mediante imágenes satelitales. Es de presumir que la unidad IL B1, descrita en sus afloramientos como de coloración grisácea, sea la unidad con mayor extensión areal y de espesores variables, ya que debido a su naturaleza rica en material fino y de mejor selección se puede asociar a un flujo de mayor energía y por tanto le fue posible remontar obstáculos y sobreponerse a las cumbres que obstruyen el transporte de flujos desde el Altiplano hacia el oeste.

Debido a lo observado, se concluye que la unidad de flujo IL B alcanzó el Sector de Copaquilla pero no se observa hacia el norte en Alcérreca. Por otro lado, la unidad IL C no se observa en la columna de Copaquilla. Ambas unidades se observan en el sector de la Cuenca Lauca. En síntesis, ambas unidades fueron capaces de atravesar la Cordillera Occidental y se movilizaron hacia el sur desplegándose dentro de la cuenca Lauca. Sin embargo, en el área de la quebrada Llana, se observa una división. ILB se

habría movilizado favorablemente hacia el sector de la Copaquilla, siguiendo hacia el sur el río Tignamar y la pampa Oxaya. Mientras que IL C habría perdido energía para continuar su viaje luego del cubrir la pampa Alcérreca.

Los flujos que lograron sobrepasar esta área se abrieron camino hacia las pampas intermedias y las planicies costeras, cuando las alcanzaron, por medio de las quebradas de los ríos Caplina, Lluta y San José. Sin embargo, en la zona no se observan únicamente acotados a las quebradas y al parecer se movilizaron como mantos favorecidos por las pendientes que caen hacia el Océano Pacífico.

La extensa distribución de la Ignimbrita Lauca estaría explicada por la energía adquirida por las Corrientes de densidad piroclástica al moverse a través de las altas pendientes que caracterizan la trayectoria entre la Cordillera Occidental y la costa chilena. La geografía del Altiplano habría permitido que esta unidad viajara desde aproximadamente 4500 m de altura hasta el nivel del mar en dirección oeste. Este viaje descendente, en promedio presenta pendientes de 10% hasta 50% en casos extremo. Las Corrientes al moverse por planos inclinados convierte la energía potencial en energía cinética y en cada etapa, el flujo de aire se expande aumentando la fluidización de la suspensión (Druitt, 2014). Al aumentar la fluidización, el comportamiento de la Corriente aumentará su carácter turbulento favoreciendo con esto su capacidad de remontar obstáculos topográficos, expandiéndose a través del relieve (Figura 3).

Un mayor fluidización de las corrientes aumenta su capacidad de elutriación y favorece la formación de nubes co-ignimbrita de gran volumen. Los depósitos conformados por la caída de estos piroclastos se presentan mal consolidados y pulverulentos. La acción de los vientos, fuertemente presentes en el área de estudio, puede removilizar este material formando depósitos distales que quedan atrapados cuando se encuentran con topografías altas. Depósitos lejanos, como los que se exponen en el Cerro Chanavilque podrían estar explicados por este proceso. Como también, la fuerte erosión de los depósitos, producto de la meteorización eólica, de las pampas intermedias dan origen a arenas mal consolidadas como las que se ubican en Pampa Quebrada Honda. Por otra parte, una nube co-ignimbrita favorecida por la energía cinética, puede colapsar formando corrientes secundarias de menor escala que se movilizarán con dinámica propia (Druitt, 2014). Lo que también explicaría los depósitos distales de la Ignimbrita Lauca.

### **5.3. Fuente de emisión**

Como se ha propuesto anteriormente, se evalúa que existe un control de la morfología de la fuente de emisión en la distribución proximal de los afloramientos de la Ignimbrita Lauca. En la Figura 56 se expone un acercamiento al área de la Caldera 1 definida en este trabajo, además en la imagen se han dispuestos los plutones cuaternarios cartografiados por Murillo *et al.* (1962), Murillo *et al.* (1966) y Ponce y Ávila (1962). En la zona se observa que en el Altiplano boliviano existe una distribución radial de los depósitos desde un área central en la cual se encuentra el escarpe de la Caldera 1 (verde en la Figura 56), el que está labrado en rocas volcánicas preterciarias de la Formación Abaroa (Murillo *et al.*, 1966).

Hacia el límite con Chile, los plutones se presentan alineados en dirección noroeste-sureste hasta el Nevado Sajama. En la zona oriental, se exponen en la misma dirección y aproximadamente alineados con fallas y el Cerro Suni Q'Awá que presenta una importante zona de alteración hidrotermal, posible indicio de debilidades en la roca que favorecen el ascenso de fluidos. Entre ambos ejes, se emplaza el volcán Anallajsi.

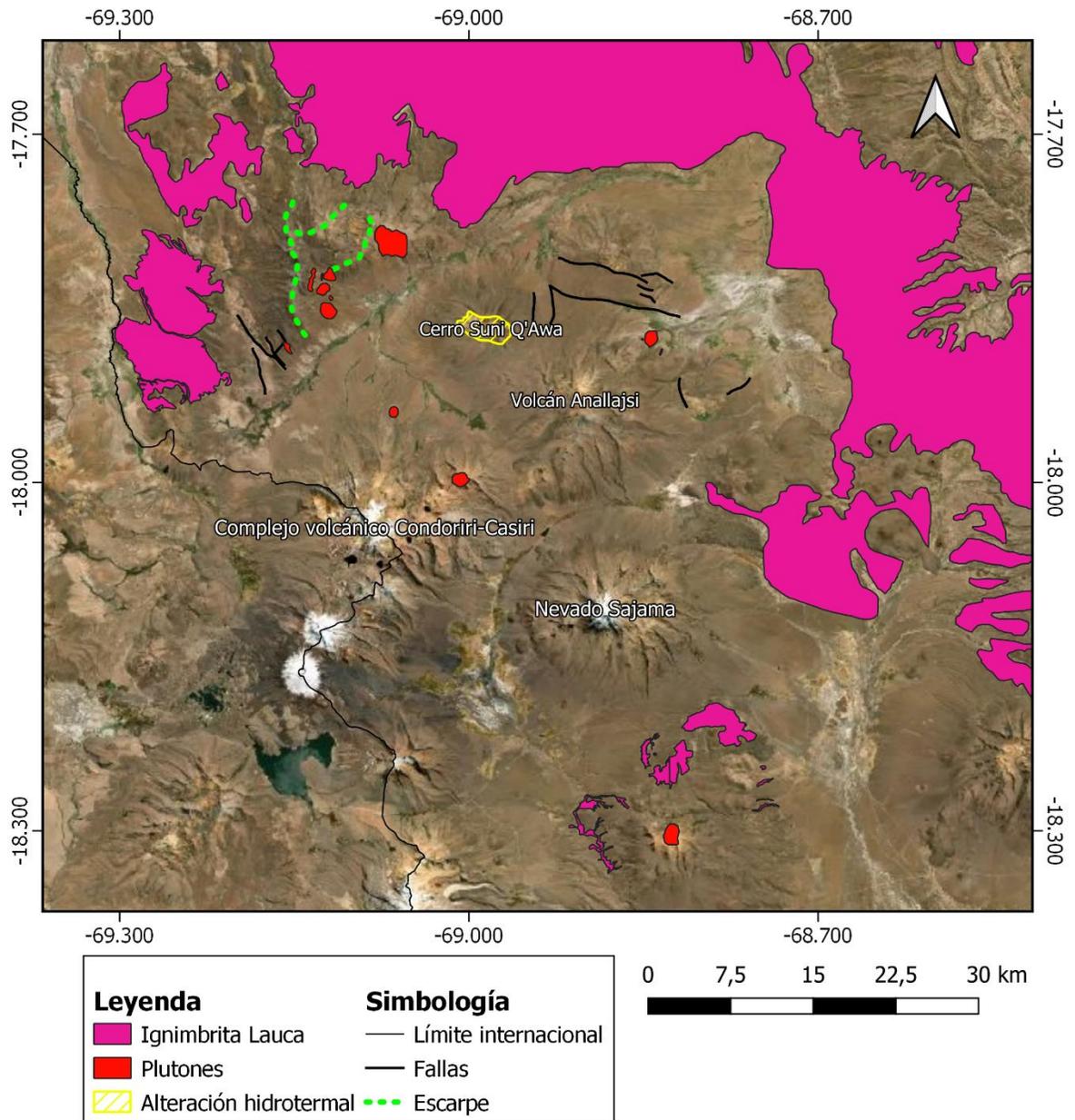
Se observa que el escarpe de la Caldera 1 tiene continuidad con los ejes descritos por la alineación de plutones cuaternarios y la zona de alteración. Esta estructura semilíptica, no presenta un cierre total hacia el sur, lo que coincide con la escaséz de depósitos de la Ignimbrita Lauca en esta área. Las dimensiones de esta morfología sería de al menos 25x35 km.

La resurgencia de esta hipotética estructura de colapso estaría representada por el Volcán Anallajsi y su área contigua, descrito como volcanismo cuaternario por Murillo *et al.* (1966), por lo que se habría emplazado luego de la emisión de la unidad de estudio. La presencia del Nevado Sajama y el Complejo Volcánico Condoriri podría estar asociada a lo anterior ya que comparten la alineación descrita.

La caldera o fuente de emisión propuesta para la Ignimbrita Lauca por este trabajo estaría asociada a una caldera de graben. La evidencia que sugiere esta conclusión es la existencia de plutones alineados que estarían determinados por las fallas maestras o subordinadas del graben, la ausencia total o ampliamente mayoritaria de depósitos de caída, el diámetro esperado de la caldera y la existencia de una ignimbrita de gran volumen, superior a 1.000 km<sup>2</sup> (Lipman, 1997). El volcanismo intracaldera habría estado facilitado por las fallas intragaben.

Un hipótesis alternativa respecto a la morfología de la caldera es que esta sea tipo *downsag* (Ort, 1993; Lipman, 1997). La inexistencia de una estructura anular claramente delimitada, la escaséz de evidencia estructural de las respectivas fallas que delimitan la caldera de graben, además de una subsidencia que no se explica por la altura del escarpe propuesto suponen que se trata de un reservorio magmático profundo que no ha provocado un colapso de proporciones, como lo esperado para una caldera *downsag*. Sin embargo, la zona propuesta como fuente se encuentra fuertemente cubierta por depósitos post-Pliocenos por lo tanto no se puede aseverar con seguridad ni la existencia de una caldera ni la morfología de la misma.

El área de la Figura 56 está rellena por volcanismo cuaternario y depósitos sedimentarios modernos. Estos niveles estarían rellenoando el área de la caldera. Lo anterior justificaría, la inexistencia de observaciones de facies intracaldera ricas en líticos o asociadas a brechas de colapso, sin embargo, esto continúa siendo un problema sin resolver.



**Figura 56.** Aproximación al área de la Caldera 1 (escarpe dibujado en verde). Se han graficado Plutones cuaternarios y zonas de alteración cartografiadas en la Hoja Sajama (Ponce y Ávila, 1962), Hoja Huancarani (Murillo et al., 1966) y Hoja Río Blanco (Murillo et al., 1962).

Una hipótesis alternativa ante la falta de antecedentes de una caldera de colapso para la fuente de emisión de la Ignimbrita Lauca es que esta se trate de una ignimbrita tipo escudo. Las premisas que justifican esta hipótesis se presentan a continuación.

1. Desarrollo radial de depósitos de ignimbrita con suave manto, aproximadamente 3° hacia el norte, este y sur. Hacia el oeste la dinámica está influenciada por las pendientes que descienden hacia el océano pacífico.
2. Desarrollo de un drenaje radial en torno al centro geométrico de la estructura. Esto da cuenta de una intumescencia de la topografía hacia el lugar donde los cauces superficiales se encuentran (Figura 57).

3. Desarrollo de volcanismo post-Plioceno en el centro de la estructura, la que está coronada por flujos de lava y centros volcánicos como el Cerro Suni Q'Awá y el Nevado Allajsi. Este volcanismo estaría levemente desplazado del centro y estaría cubriendo depósitos de la ignimbrita hacia el sur.
4. Inexistencia de facies ricas en líticas en los depósitos proximales de la Ignimbrita Lauca que evidencia la aparente carencia de facies tipo lag breccia y brechas de colapso intragraben.
5. No existe evidencia ni antecedentes robustos de una estructura tipo caldera que haya dado origen a las corrientes de densidad piroclástica, tampoco se observa una depresión central que estuviera delimitando esta zona.
6. En un modelo de caldera de colapso, la subsidencia esperada para el volumen calculado para la Ignimbrita Lauca ( $800 \text{ km}^3$  *bulk*) es de 4,5 km para un diámetro de caldera de 25 km y 1,6 km para un diámetro de 15 km. No existe evidencia de un colapso de esta magnitud en el área y la estructura definida como escarpe propuesto en la Caldera 1 tiene por altura 700 m aproximadamente.

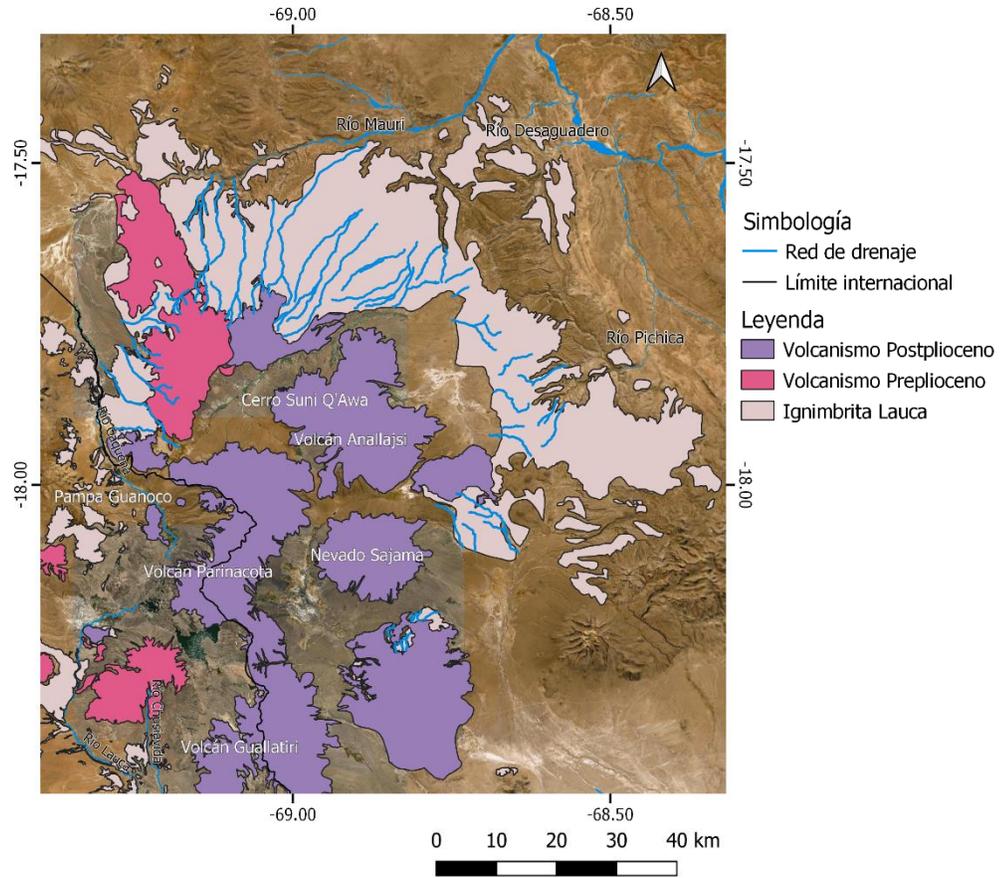
La suma de los elementos anteriormente expuestos permiten proponer que la unidad de estudio sea redefinida como Complejo de Escudo Ignimbrita Lauca, estructura que tendría un diámetro cercano a 90 km (Figura 57). Esta discusión debe respaldarse en más y mejores datos de trabajo de campo en el área que se ha establecido como el origen de los flujos que han depositado la unidad de estudio.

En la Tabla 10 se expone una comparativa entre cuatro ignimbritas tipo escudo de la Zona Volcánica Central, específicamente asociadas al Complejo Volcánico Altiplano-Puna (Salisbury et al., 2010) y la Ignimbrita Lauca. También se presenta la información correspondiente a la formación Oxaya y sus niveles de ignimbritas de acuerdo con Arcos et al. (2018). Salisbury et al. (2010) plantea que el volumen *Dense Rock Equivalent* (DRE) para las ignimbritas asociadas al APVC se calcula como:

$$DRE = (0,75x[volumen depósitos intraaldera + volumen depósitos extracaldera])$$

Tomando 0,75 como factor multiplicador debido a la densidad promedio  $\sim 1,8 \text{ g/cm}^3$  de la matriz de las ignimbritas del APVC. Extrapolando estos datos para el área del Oroclinal boliviano se calcula un volumen DRE estimado de  $600 \text{ km}^3$  para la Ignimbrita Lauca, tomando  $800 \text{ km}^3$  como volumen *bulk*, calculado en este trabajo.

Se observa que la Ignimbrita Lauca resulta equiparable, siendo levemente mayor, a Cerro Panizos en volumen y área. Sin embargo, se debe considerar la extrema reducción de área que ha sido descrita en este trabajo debido a la erosión. Por otra parte, al considerar la unidad de estudio como una ignimbrita tipo escudo, se observa que esta es mayor a las descritas para el área del APVC. El volumen es sustantivamente más alto que los calculados para Cerro Purico, Laguna Colorada y Alota. Se debe estimar el volumen del volcanismo sobreimpuesto y producido luego de la extrusión de la ignimbrita, con esto se podrá hacer una comparación de este con el descrito para los otros complejos tipo escudo.



**Figura 57. Arriba:** Imagen satelital del área de fuente de emisión de Ignimbrita Lauca. Se ha resaltado red de drenaje que muestra un patrón radial. Se muestra volcanismo pre y post-Plioceno de acuerdo con las cartografías vigentes. **Abajo:** se muestra imagen satelital del área a color natural.

**Tabla 10.** Comparativa de Ignimbritas tipo escudo e ignimbritas del área de estudio. Los datos han sido extraídos de Salisbury et al. (2010), Ort (1993), Branhamer y Wörner (2014), Arcos et al. (2018) y este trabajo. APVC: Altiplano-Puna Volcanic Complex. OB: Oroclinal boliviano.

Lugar	Tipo	Ignimbrita	Edad (Ma)	Área (km <sup>2</sup> )	Espesor (km)	Volumen <i>bulk</i> (km <sup>3</sup> )	Volumen DRE (km <sup>3</sup> )	Volumen domos (km <sup>3</sup> )
APVC	Escudo	Purico	0,98±0,03	1100	0,8	100		15,27
APVC	Escudo	Laguna Colorada	1,98±0,03	1200	0,05 - 0,2	70	60	7,51
APVC	Escudo	Alota	5,23±0,01	540	0,05 - 0,2	30	20	0,51
APVC	Escudo	Cerro Panizos	6,79±0,02	1300 (LCU) + 400 (UCU)		650	640	14,33
OB	Escudo	Lauca	2,7-2,9	3500 (actual)	0,02 - 0,1	800	600	?
OB	Caldera	Fm. Oxaya	19,7 - 21,9	3900	0,3 - 1	>3000		
		Oxaya	19,6 – 19,7		0,1 - 0,2			
		Molinos			0,05 - 0,07			
		Puquios - Cardones	21,4 – 22,5		0,25 - 0,58			

## 6. CONCLUSIONES

La Ignimbrita Lauca es la más reciente de las ignimbritas de gran volumen y extensión depositadas en la Zona volcánica Central. Geográficamente en el Altiplano, entre Perú, Bolivia y Chile, a los ca. 18°S, en el área correspondiente al Oroclinal de Bolivia. Las Corrientes de densidad piroclástica que le dieron origen se habrían emitido durante solo un evento eruptivo datado entre 2,7 y 2,9 Ma en el Plioceno Superior.

Corresponde a un depósito piroclástico de composición riolítica compuesto por una unidad de oleada piroclástica basal, de extensión local, y dos unidades de flujo posteriores, los que en conjunto alcanzan espesores mínimos ~10 m y máximos de aproximadamente 100 m en el área, considerando potencias cercanas a 30 m como representativas. Su extensión original aproximada es de 30.000 km<sup>2</sup>, depósitos que han sido fuertemente erosionados y sobreyacidos por unidades aluviales y volcánicas modernas hasta alcanzar una superficie actual cercana a 3.500 km<sup>2</sup>. Es una ignimbrita de baja razón de aspecto (1:6.500) cuyos flujos alcanzaron distancias límite de 180 km.

El volumen total *bulk* original máximo de la unidad es 800 km<sup>3</sup> y ~600 km<sup>3</sup> DRE. De acuerdo con esto se espera que esta provenga de una caldera de colapso tipo graben. Posibles indicios de esta estructura se encontraría en el área del Altiplano boliviano, al norte del Nevado Sajama, y estaría delimitada por un escarpe semielíptico cuya continuidad estaría marcada por plutones cuaternarios asociados a fallas intragaben. La orientación general de esta morfología es norte-sur y presenta dimensiones aproximadas de 25x35 km<sup>2</sup>. La falta de evidencia estructural robusta refuta lo anterior y plantea la posibilidad de que su origen esté en una caldera tipo *downsag* de escasa subsidencia. Esta estructura se habría rellenado por depósitos aluviales y volcánicos cuaternarios que ocultan la morfología y parte de estos estarían asociados a procesos de resurgencia.

Una hipótesis alternativa respecto al origen y morfología de los depósitos de la Ignimbrita Lauca es que esta corresponda a una ignimbrita tipo escudo. Esta estructura tendría un diámetro máximo de 90 km y sería comparativamente mayor en sus dimensiones que las descritas para el área del Complejo volcánico Altiplano-Puna. La discusión en torno a la fuente de emisión y sus características está fuertemente limitada por la escasez de información en el área de la fuente.

La extensa distribución y superficie original que la unidad alcanzó originalmente, está influenciada principalmente por la geografía extrema del Altiplano y la Cordillera Occidental. La presencia de abruptas pendientes en el viaje desde la fuente de emisión hasta la costa chilena controló fuertemente su dinámica de depositación. La energía cinética adquirida por las corrientes facilitó su fluidización y favoreció un comportamiento turbulento de los flujos a distancias lejanas de la fuente. La elutriación de importantes volúmenes de nube co-ignimbrita explicaría los depósitos distales mal consolidados y pulverulentos, además de los intensos niveles de meteorización y removilización eólica que afectaron a la unidad al ser la actual superficie de erosión.

La Ignimbrita Lauca es característica del volcanismo de arco de la Zona Volcánica Central y del magmatismo calcoalcalino asociado. Se observa que se formó a profundidades corticales de 64 km en promedio, a su vez relacionado a fraccionamiento de granate. Por otro lado, existe un segundo proceso de cristalización fraccionada asociada a plagioclasa a profundidades de ca. 20 km. Las razones de La/Yb para otras

ignimbritas más antiguas del área, evidencian que el espesor cortical ha ido en aumento desde la extrusión de la base de la Formación Oxaya. Sin embargo, esto debe contrastarse con más y robustos datos de Análisis Químico de Roca Total.

Las limitaciones de este trabajo están relacionadas a la carencia de datos para realizar los análisis respectivos. La cartografía de la unidad en Chile ha sido robustecida por las recientes Carta Putre y la Carta Lago Chungará elaboradas por SERNAGEOMIN. Próximos proyectos aportarán mayor y mejor información en la zona sur del área. En el caso de Perú, la unidad volcánica Sencca, correlacionada a la Ignimbrita Lauca, se encuentra en discusión y no hay un consenso único sobre su caracterización. En Bolivia, donde se encuentran la mayoría de los afloramientos actuales, no se cuenta con cartografías de detalle ni descripciones petrográficas adecuadas. La Ignimbrita Lauca-Pérez, definida principalmente por correlaciones radiométricas, debe ser caracterizada de manera estratigráfica buscando definir de manera precisa sus facies y la distribución de las mismas. Un punto central es la búsqueda de facies de tipo *lag breccia* o brechas de colapso intragraben que puedan asociarse a depósitos intracaldera junto a otros rasgos geomorfológicos relacionados a la fuente de emisión.

En el caso de los datos geoquímicos, el principal aporte de AQRT lo ha realizado SERNAGEOMIN para la Hoja Arica y la Carta Putre. El muestreo continúa siendo menor para la realización de conclusiones firmes sobre la petrogénesis de la unidad. La petrografía de secciones delgadas de las pómez ha permitido aproximar la diferenciación de las unidades de flujo superior e inferior de la unidad. Sin embargo, todavía no es concluyente y requiere ser apoyada por una adecuada toma de muestras que permita aumentar los puntos donde han sido identificadas.

Para corroborar los resultados obtenidos en este trabajo y resolver las preguntas que han sido abiertas se requiere de trabajo de terreno intensivo en el área que se estima es la fuente de la Ignimbrita Lauca como también multiplicar los análisis geoquímicos realizados con un muestreo adecuado. La cooperación internacional resulta clave para resolver estos problemas debido a que se trata de una unidad geológica que sobrepasa las fronteras entre países, a través del Altiplano, y da cuenta de procesos volcánicos de importante magnitud, evidenciados en su gran extensión y distancias alcanzadas por las corrientes de densidad piroclástica, que pueden amenazar la integridad de las comunidades y asentamientos humanos en un radio de cientos de kilómetros.

## BIBLIOGRAFÍA

- Acosta, H.; Alván, A.; Mamani, M.; Oviedo, M.; Rodríguez, J. 2011. Geología de los cuadrángulos Pachía y Palca, Hojas 36-v y 36-v. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Carta Geológica Nacional Escala, Boletín N°139 Serie A., 1 mapa a escala 1:50.000. Lima.
- Acosta, H.; Alván, A.; Mamani, M.; Rodríguez, J.; Cutipa, M. 2012. Geología de los cuadrángulos de La Yarada, Tacna y Huaylillas, Hojas 37-u, 37-v y 37-x. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Carta Geológica Nacional, Boletín N°145 Serie A., 1 mapa a escala 1:50.000. Lima.
- Aguirre-Díaz, G. 2008. Types of collapse calderas. *Earth and Environmental Science* 3.
- Arcos, R.; Naranjo, J.; Ladino, M.; Polanco, E. 2018. Carta Putre, Región de Arica y Parinacota. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 197: 141 p., 1 mapa a escala 1:100.000. Santiago.
- Beck, S.; Zandt, G.; Myer, S.; Wallace, T.; Silver, T.; Drake, L. 1996. Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology* 24: 407-410.
- Bevins, R. Kokelaar, B. Dunkley, P. 1984. Petrology and geochemistry of lower to middle Ordovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition. *Proceeding of the Geologists' Association* 95: 337-347.
- Börgel, R. 1983. Geografía de Chile. Geomorfología. Instituto Geográfico Militar. Santiago.
- Brandmeir, M.; Wörner, G. 2014. Andes Ignimbrite Database (AID). Georg-August-Universität Göttingen. <http://geochemie.uni-goettingen.de/en/andes-database/andes-ignimbrite-database-2>
- Branney, M.; Kokelaar, P. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society of London Memoir* 27: 143 p.
- Brown, R.; Andrews, G. 2015. Deposits of Pyroclastic Density Currents. *In The Encyclopedia of Volcanoes* (Sigurdsson editores), Academic Press: 631-648.
- Charrier, R.; Pinto, L.; Rodríguez, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of Andean orogen in Chile. *In The Geology of Chile* (Moreno, T.; Gibbons editores), The Geological Society: 21-114. London.
- Charrier, R.; Hérail, G.; Pinto, L.; García, M.; Riquelme, R.; Farías, M.; Muñoz, N. 2013. Cenozoic tectonic evolution in the Central Andes in northern Chile and west central Bolivia: implications for paleogeographic, magmatic and mountain building evolution. *International Journal of Earth Sciences* 102: 235-264
- Clavero, J.; Sparks, R. 2005. Geología del Complejo Volcánico Taapaca, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 93: 18 p.

- Clavero, J.; Droguett, B.; Quiroga, R.; Álvarez, P. 2018. Carta Lago Chungará, Región de Arica y Parinacota. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 194: 96 p., 1 mapa a escala 1:100.000. Santiago.
- Deer, W.; Howie, A.; Zussman, J. 2012. An introduction to the rock-forming minerals. Longman Scientific and Technical, Second Edition.
- DGF. 2007. Clima y Regiones Climáticas de Chile. Proyecto Atmósfera. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica.
- DGA. 2016. Atlas del Agua. Chile. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas (DGA), Serie de Estudios Básicos 6, Capítulo 2: 64 p.
- Everden, J.; Kris, S.; Cherroni, C. 1977. Potassium-argon ages of some Bolivian rocks. *Economic Geology* 72: 1042-1061.
- Evensen, N.; Hamilton, P.; O'Nions, R. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42: 1199-1212.
- Freundt, A.; Wilson, C.; Carey, S. 2000. Ignimbrites and Block-and-Ash flow deposits. *In* Encyclopedia of volcanoes (Houghton, B.; McNutt, S.; Rymer, H.; Stix editores), Academic Press: 2000. San Diego.
- Fitton, J.; Upton, B. 1987. Alkaline Igneous Rocks. Geological Society Special Publications 30: 568 p.
- Flores, A.; Sempere, T.; Fornari, M. 2004. Síntesis actualizada de la estratigrafía del Cenozoico en el extremo sur del Perú. *In* Congreso Peruano de Geología 12. Resúmenes extendidos. Sociedad Geológica del Perú: 444-447.
- Francis, P.; MacDonough, W.; Hammill, M.; O'Callaghan, L.; Thorpe, R. 1984. The Cerro Purico Shield Complex, North Chile. *In* Andean Magmatism (Harmon, R.; Barreiro editores): 106-123. Boston.
- Fuenzalida, H. 1965. *In* Geografía Económica de Chile. Corporación de Fomento de la Producción-Editorial Universitaria, Texto refundido: 98-152. Santiago.
- García, M.; Hérail, G.; Charrier, R. 1999. Age and structure of the Oxaya anticline: a major feature of the Miocene compressive structures of northernmost Chile. *In* IV International Symposium of Andean Geodynamics (ISAG): 249-252. Göttingen.
- García, M.; Gardeweg, M.; Hérail, G.; Pérez de Arce, C. 2000. La Ignimbrita Oxaya y la Caldera Lauca: un evento explosivo de gran volumen del Mioceno inferior en la Región de Arica (Andes Centrales, 18-19°S). *In* IX Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 286-290. Puerto Varas.
- García, M.; Gardeweg, M.; Clavero, J.; Hérail, G. 2004. Hoja Arica, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 84: 150 p., 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.
- García, M.; Fuentes, G. 2012. Carta Cuya, Regiones de Arica y Parinacota y de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 146: 80 p., 1 mapa escala 1:100.000.

- García, M.; Clavero, J.; Gardeweg, M. 2012. Cartas Visviri y Villa Industrial, Región de Arica y Parinacota. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 135-136: 42 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- García, M.; Fuentes, G, Riquelme, F. 2013. Carta Miñimiñi, Regiones de Arica y Parinacota y de Tarapacá. Escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 157: 51 p.
- Garreaud, R.; Vuille, M.; Clement, A. 2003. The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanism of past changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 194: 5-22.
- Giese, P.; Scheuber, E.; Schilling, F.; Schmitz, M.; Wigger, P. 1999. Crustal thickening processes in the Central Andes and the different natures of the Moho-discontinuity. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 201-220.
- Gröpper, H.; Calvo, M.; Crespo, H.; Bisso, C.; Cuadra W.; Dunkerley, P.; Aguirre, E. 1991. The epithermal gold-silver deposits of Choquelimpie, N. Chile. *Economic Geology* 86: 1206-1221.
- Harker A. 1909. The natural history of igneous rocks. London.
- Hildreth, W.; Moorbath, S. 1988. Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 455-489.
- Horn, S.; Wörner, G.; Rundle, C.; Harmon, R. 1992. New K-Ar dates from the Central Volcanic Zone: the significance of age patterns and non-volcanic gaps in space and time. *Lateinamerika Kolloquium. Universität Münster*.
- Huspeni, J.; Kesler, S.; Ruiz, R.; Tuta, Z.; Sutter, J.; Jones, L. 1984. Petrology and geochemistry of rhyolites associated with tin mineralization in Northern Mexico: *Economic Geology* 79: 87-105.
- Irvine, T.; Baragar, W. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8: 523-548.
- Iturra, N. 2016. Hidrogeología del sistema hídrico Parinacota-Cotacotani, Altiplano de la XV Región de Arica y Parinacota. Memoria de título, Universidad de Chile. Santiago.
- Jaén, H. 1965. Geología del cuadrángulo de Tarata. Comisión Carta Geológica Nacional 11: 91 p. Perú.
- Kay, S.; Coira, B. 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau. *Memoir of the Geological Society of America* 204: 229-259.
- Kött, A.; Gaupp, R.; Wörner, G. 1995. Miocene to Recent history of the Western Altiplano in Northern Chile revealed by lacustrine sediments of the Lauca Basin (18°15'-18°40'S/69°30'-69°05'O). *Geologische Rundschau* 84: 770-780.
- Lavenu, A.; Bonhomme, M.; Vatin-Perignon, N.; De Pachtere, P. 1989. Neogene magmatism in the bolivian Andes between 16°S and 18°S: Stratigraphy and K/Ar geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 2: 35-47.

- Le Maitre, R.; Bateman, P.; Dudek, A.; Keller, M. 1989. A Classification of Igneous rocks and glossary of terms: 193 p. Oxford.
- Lieu, W. Stern, R. 2019. The robustness of Sr/Y and La/Yb as proxies for crystal thickness in modern arcs. *Geosphere* 15.
- Lipman, P. 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology* 59: 198-218.
- Mason, B.; Pyle, D.; Oppenheimer, C. 2004. The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth. *Bulletin of Volcanology* 66: 735-748.
- Marsh, S.; Richter, D.; Ludington, S.; Soria-Escalante, E.; Escobar-Díaz, A. 1992. Mapa Geológico del Altiplano y Cordillera Occidental, Bolivia.
- Marshall, L.; Swisher, C.; Lavenue, A.; Hoffstetter, R.; Curtis, G. 1992. Geochronology of the mammal-bearing late Cenozoic in the northern Altiplano, Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences* 5(1): 1-19.
- McLennan, S. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *In Geochemistry and mineralogy of rare earth elements Reviews in mineralogy* 21: 169-200.
- Mendivil, S. 1965. Geología de los cuadrángulos de Maure y Antajave, Hojas, 35-x y 35-y. Comisión Carta Geológica Nacional: 105 p. Perú.
- MOP-DGA. 1987. Balance Hídrico de Chile. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas: 58 p. Santiago.
- Moyen, J. 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the "adakitic signature". *Lithos* 112: 556-574.
- Muñoz, N.; Charrier, R. 1996. Uplift of western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 9 (3-4): 171-181.
- Murillo, C.; Nuñez, R.; Gaspari. 1962. Río Blanco, Hoja N°5740. Carta Nacional., 1 mapa a escala 1:100.000. La Paz.
- Murillo, C.; Nuñez, R.; Caspari, J. 1966. Huancarani, Hoja N°5840. Carta Nacional., 1 mapa a escala 1:100.000. La Paz.
- Nakamura, K. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Naranjo, J.; Paskoff, R. 1985. Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, Norte de Chile (18°-21°S). *In IV Congreso Geológico Chileno, Actas* 5: 149-164. Antofagasta.
- Naranjo, J.; Villa, V.; Ramírez, C.; Pérez de Arce, C. 2018. Volcanism and tectonism in the southern Central Andes: Tempo, styles, and relationships. *Geosphere* 14 (2): 626-641.

- Niemeyer, H. 1980. Hoyas Hidrográficas de Chile, Primera Región de Tarapacá. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Centro de Información de Recursos Hídricos: 123 p.
- Parada, M.; López-Escobar, L.; Oliveros, V.; Fuentes, F.; Morata, D.; Calderón, M.; Aguirre, L.; Féraud, G.; Espinoza, F.; Moreno, H.; Figueroa, O.; Muñoz, J.; Troncoso, R.; Stern, C. 2007. Andean Magmatism. *In* Moreno, T.; Gibbons, W. (eds) *The Geology of Chile*. The geological Society: 115-146. London
- Pearce, J. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In* *Continental basalts and mantle xenoliths*: 230-249.
- Peccerillo, A.; Taylor, S. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 3-81.
- Polanco, E.; Ladino M.; Pérez de Arce, C. 2015. ¿Redefinición de la ignimbrita Lauca, Altiplano de la XV Región de Arica y Parinacota (Chile)? *In* Congreso Geológico Chileno, No. 14, Actas electrónicas AT1 Geología Regional y Geodinámica Andina: 598-600. La Serena.
- Polanco, E.; Ramírez, A.; Yáñez, L.; Suárez, M. 2018. Una golondrina no es verano: el caso de la Ignimbrita Lauca. *In* XV Congreso Geológico Chileno. Concepción.
- Ponce, J.; Ávila, W. 1962. Sajama, Hoja N°5839. Carta Nacional., 1 mapa a escala 1:100.000. La Paz.
- Profeta, L.; Ducea, M.; Chapman, J.; Paterson, S.; Henriquez, S.; Kirsch, M.; Petrescu, L.; Decelles, P. 2015. Quantifying crystal thickness over time in magmatic arcs: *Scientific Reports* 5.
- Rickwood, P. 1989. Boundary line within Petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22: 247-263.
- Rollison, H. 1993. *Using Geochemical data: Evolution, presentation, interpretation*. Longman scientific and technical. London.
- Schröder, W.; Wörner, G. 1996. Widespread Cenozoic ignimbrites in N-Chile, W-Bolivia and S-Peru (17°-20°S/71°-68°E): Stratigraphy, extension, correlation and origin. Third international Symposium on Andean Geodynamics, Saint Malo, Paris, ORSTOM: 645-648.
- Sparks, R.; Self, S.; Walker, G. 1973. The products of ignimbrite eruptions. *Geology* 1: 115-118.
- Stern, C. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 31: 161-208.
- Stern, C.; Moreno, H.; López-Escobar, L.; Clavero, J.; Lara, L.; Naranjo, J.; Parada, M.; Skewes, A. 2007. Chilean volcanoes. *In* *The Geology of Chile* (Moreno, T.; Gibbons editores), The geological Society: 148-178. London.
- Tapia, C.; Roperch, P.; García, C. 2000. Paleomagnetismo de las Ignimbritas neógenas de la Región de Arica, (Andes Centrales; 18°-19°S): Dirección de Magnetización

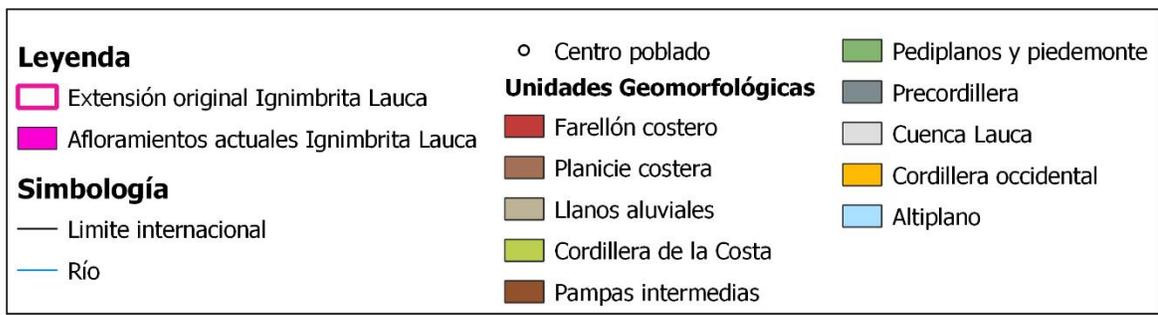
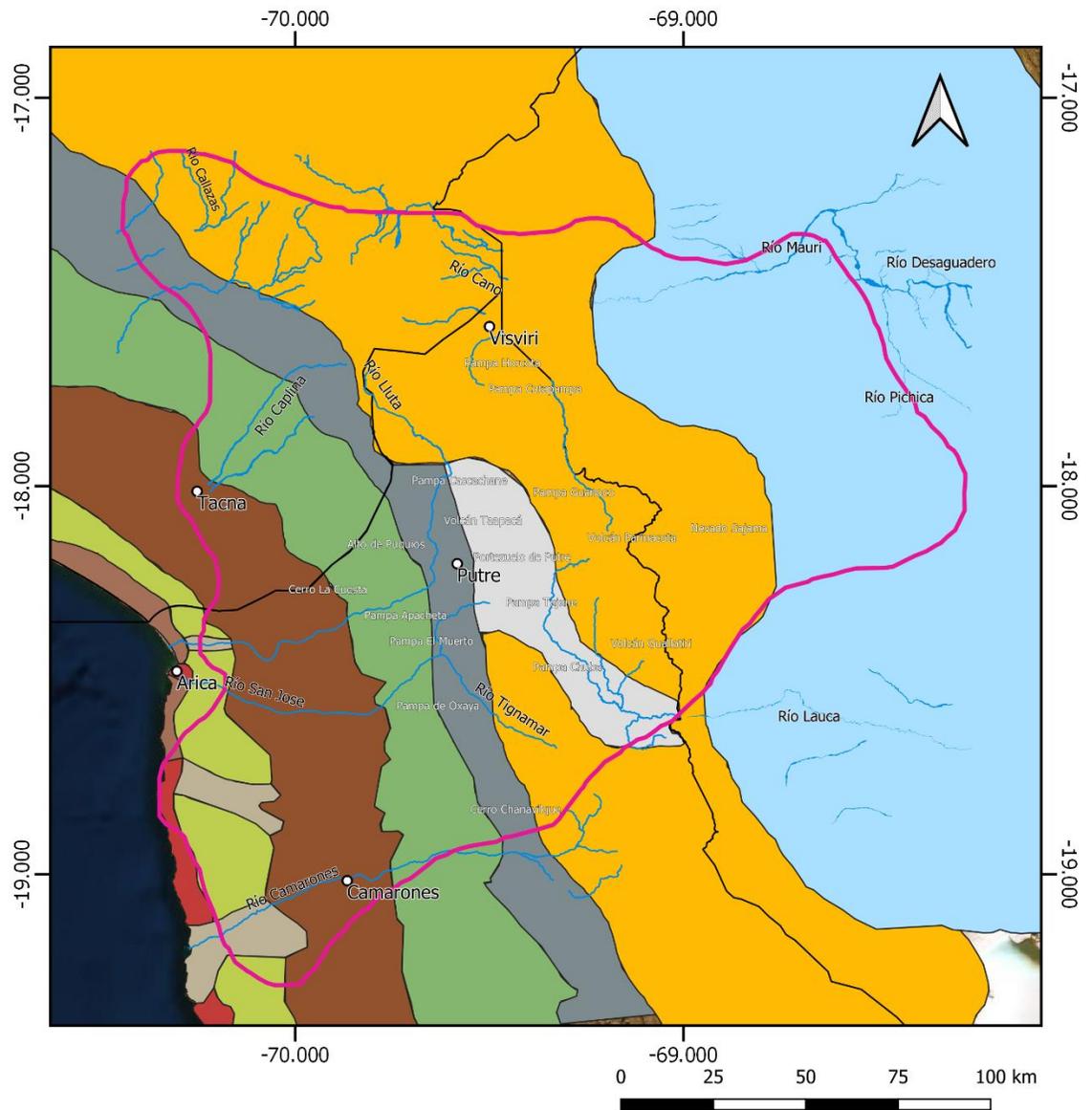
remanente y anisotropía de la susceptibilidad magnética. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas 2: 637-641. Puerto Varas.

- Tapia, C. 2003. Estudio paleomagnético de las ignimbritas del Terciario Superior de la Región de Arica. Implicancias en el emplazamiento de ignimbritas y nuevos antecedentes acerca de la formación del codo de Arica. Tesis de Magíster y Memoria de Título (Unpublished), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 196 p.
- Thorpe, R. 1984. The tectonic setting of active Andean volcanism. *In*: Harmon, R. & Barreiro, B. (eds) *Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints*: 4-8. Shiva, Nantwich.
- Von Huene, R.; Ranero, C. 2003. Subduction erosion and basalt friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile. *Journal of Geophysical Research* 108: 10-26.
- Wilson, C.; Houghton, B.; Kamp, P.; McWilliams, M. 1995. An exceptionally widespread ignimbrite with implications for pyroclastic Flow emplacement. *Nature* 378: 605-607.
- Wörner, G.; Hammerschmidt, K.; Henjes-Kunst, F.; Lezaun, J.; Wilke, H. 2000. Geochronology (Ar-Ar, K-Ar and He exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18-22°S): Implications for magmatism and tectonic evolution of the Central Andes. *Revista Geológica de Chile* 27(2): 205-240.
- Wörner, G.; Ruprecht, P.; Hora, J.; Ginibre, C. 2008. Variable regimes in Central Andean magma systems. *In* XIV Congreso Peruano de Geología.
- Wörner, G.; Mamani, M.; Blum-Oeste, M. 2018. Magmatism in the Central Andes. *Elements* 14 (4): 237-244.

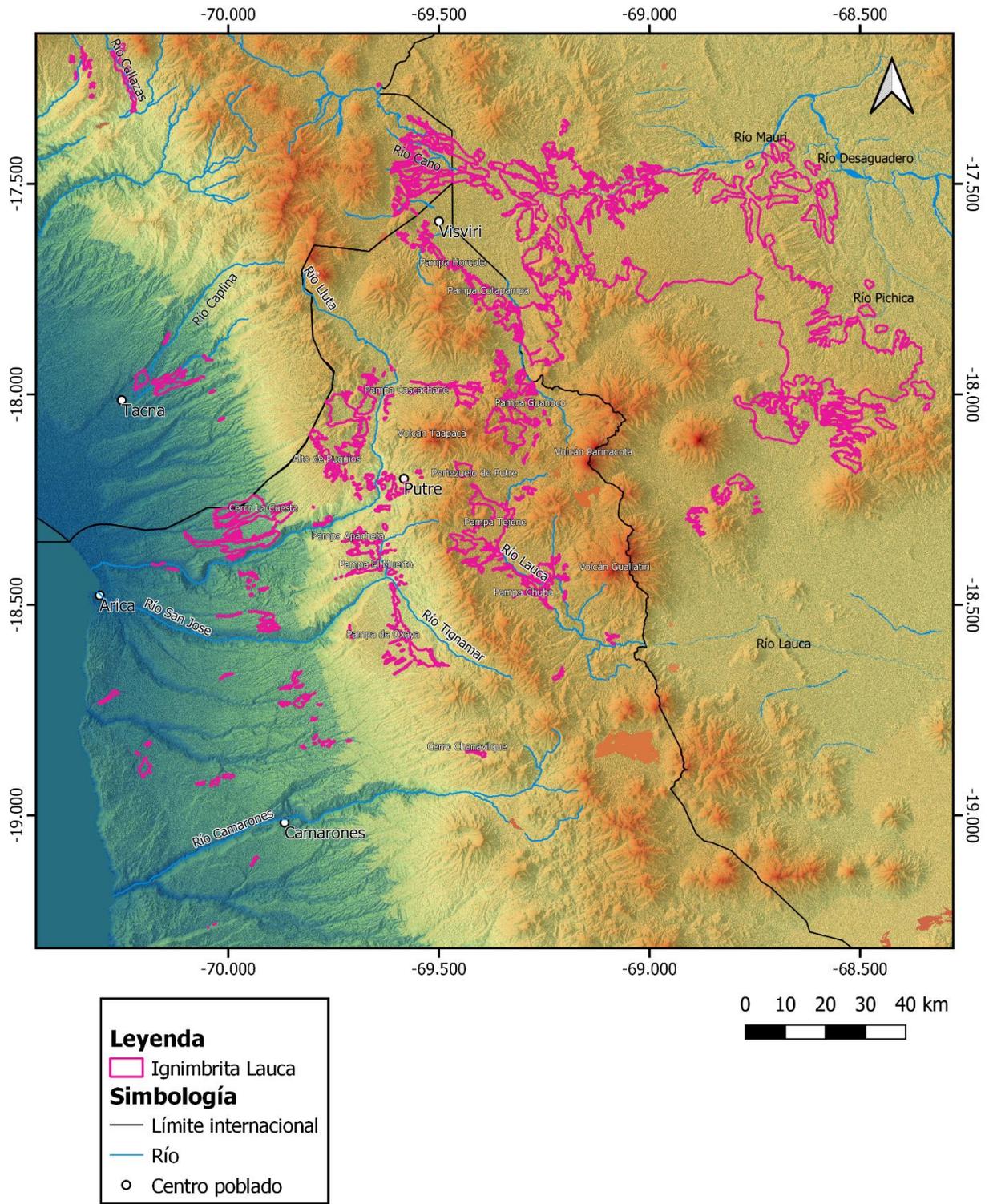
# **ANEXOS**

## **Anexo A**

### **Mapas Complementarios**



**Figura Anexo A 1.** Mapa de unidades geomorfológicas del área de estudio y extensión original aproximada de la Ignimbrita Lauca.



**Figura Anexo A 2.** Mapa de relieve y sombra de toda el área de estudio sobre el que se sobreponen afloramientos actuales de la Ignimbrita Lauca.

## **Anexo B**

### **Tablas Complementarias**

**Tabla Anexo 1.** Edades radiométricas recopiladas para Ignimbrita Lauca de acuerdo con referencias expuestas en ella. Se presenta nombre de la muestra, coordenadas del punto donde fue tomada, litología, método de datación radiométrica y material en el cual se realizó, edad, error y observaciones.

Edades Radiométricas									
Unidad	UTM 19S		Ignimbrita Lauca						
Muestra	N	E	Litología	Método	Material	Edad (Ma)	$\pm 2\sigma$	Referencia	Observaciones
PE-76d	8.009.061	434.063	Riolita a dacita de biotita (pómez)	U-Pb	Circón	2,83	0,17	Arcos <i>et al.</i> (2018)	
PE-78d	8.005.184	433.907	Riolita a dacita de biotita (pómez)	U-Pb	Circón	3,01	0,43	Arcos <i>et al.</i> (2018)	
PE-29d	8.008.716	433.904	Toba soldada de cristales	U-Pb	Circón	2,65	0,05	Arcos <i>et al.</i> (2018)	
PE-77d	8.011.227	432.423	Riolita a dacita de biotita (pómez)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sanidina	2,84	0,02	Arcos <i>et al.</i> (2018)	
PE-12d	8.005.808	433.469	Riolita a dacita de biotita (pómez)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sanidina	1,96	0,14	Arcos <i>et al.</i> (2018)	Refutada por Polanco <i>et al.</i> (2015)
PE-75Ad	7.956.831	472.306	Riolita a dacita de biotita (pómez)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sanidina	2,76	0,04	Arcos <i>et al.</i> (2018)	
IB			Ignimbrita	K-Ar	Biotita	3,08		Everden <i>et al.</i> (1977) in Marshal <i>et al.</i> (1992)	Pérez
IA			Ignimbrita	K-Ar	Feldespat o K (Sanidina)	2,26		Everden <i>et al.</i> (1977) in Marshal <i>et al.</i> (1992)	Pérez
MAL-195	7.967.350	362.800	Toba (pómez)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Biotita	2,55	0,12	García <i>et al.</i> (2004)	
GAL-115	7.966.717	432.096	Pómez	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Biotita	3,09	0,05	García <i>et al.</i> (2004)	
MAL-48	7.894.150	390.850	Toba	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Biotita	2,81	0,03	García <i>et al.</i> (2004)	
MAL-163	7.906.250	392.200	Pómez	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Biotita	3	0,4	García <i>et al.</i> (2004)	
GAL-37	7.991.268	454.772	Toba	K-Ar	Biotita	2,4	1,8	García <i>et al.</i> (2004)	Bajo K, alto AR atm., edad poco confiable

Muestra	N	E	Litología	Método	Material	Edad (Ma)	$\pm 2\sigma$	Referencia	Observaciones
GAL-33	7.996.056	465.709	Toba	K-Ar	Biotita	2,8	0,6	García <i>et al.</i> (2004)	
GAL-48	8.056.791	441.486	Toba riolítica	K-Ar	Biotita	4,2	0,3	García <i>et al.</i> (2004)	Edad máxima
MAL-160	7.962.950	400.600	Toba (pómez)	K-Ar	Biotita	4,1	0,4	García <i>et al.</i> (2004)	Edad máxima
GAL-28	8.007.891	454.560	Toba	K-Ar	Biotita	4,3	0,6	García <i>et al.</i> (2004)	Edad máxima
MAL-148	7.971.850	399.400	Toba (pómez)	K-Ar	Biotita	4,6	0,3	García <i>et al.</i> (2004)	Edad máxima
MAL-48	7.894.150	390.850	Toba	K-Ar	Biotita	6,7	0,4	García <i>et al.</i> (2004)	Probable edad máxima por contaminación de xenocxs.
GAL-48	8.056.791	441.486	Toba riolítica	K-Ar	Feldespato	2,6	0,4	García <i>et al.</i> (2004)	
GAL-115	7.966.341	431.912	Pómez	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sanidina	2,76	0,02	García <i>et al.</i> (2004)	
GAL-48	8.056.791	441.486	Toba riolítica	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sanidina	2,4	0,4	García <i>et al.</i> (2004)	Sanidina con núcleos antiguos; edad plateau con 32,5% de Ar liberado.
GAL-115	7.966.717	432.096	Pómez	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sanidina	2,76	0,02	García <i>et al.</i> (2004)	
HUZ-489	8.038.400	477.295	Pómez	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sanidina	2,76	0,02	García <i>et al.</i> (2004)	
HUZ-489	8.038.400	477.295	Pómez	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sanidina	2,75	0,2	García <i>et al.</i> (2004)	
GAL-49	8.044.006	451.984	Toba riolítica	K-Ar	Biotita	3,5	0,6	García <i>et al.</i> (2012)	Probable edad máxima
GAL-107	8.026.266	425.853	Toba riolítica	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sanidina	2,68	0,02	García <i>et al.</i> (2012)	
GAL-108	8.030.775	466.935	Toba riolítica	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sanidina	2,69	0,14	García <i>et al.</i> (2012)	
LAB 19/39	7.953.343	472.554	Toba	K-Ar	Feldespato	2,01	0,32	Horn <i>et al.</i> In Kott <i>et al.</i> , 1995	
Muestra	N	E	Litología	Método	Material	Edad (Ma)	$\pm 2\sigma$	Referencia	Observaciones

Muestra	N	E	Litología	Método	Material	Edad (Ma)	$\pm 2\sigma$	Referencia	Observaciones
LAB 6/30	7.959.989	477.824	Toba	K-Ar	Feldespat o	2,32	0,18	Horn <i>et al.</i> In Kott <i>et al.</i> , 1995	2,6 $\pm$ 0,2 promedio de repeticiones dicordantes
LAB 6/30	7.959.989	477.824	Toba	K-Ar	Feldespat o	2,88	0,13	Horn <i>et al.</i> In Kott <i>et al.</i> , 1995	
LAB 16/32			Ignimbrita	K-Ar	Feldespat o	2,67	0,25	Horn <i>et al.</i> In Kott <i>et al.</i> , 1995	
B07				<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Vidrio	3,3	0,3	Lavenu <i>et al.</i> (1989)	Cuestionable
LGM-18			Ignimbrita	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Plagioclas a	2,712	0,25 4	Marshall <i>et al.</i> (1992)	Pérez, gran barra de error.
LGM-18			Ignimbrita	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Sanidina	2,815	0,00 5	Marshall <i>et al.</i> (1992)	Toba Pérez
NMG-462	7.945.000	485.000	Toba	K-Ar	Roca total	2,3	0,7	Muñoz y Charrier (1996)	
NP-41	7.938.906	447.260	Toba	K-Ar	Biotita	4,4	0,3	Naranjo y Paskoff (1985)	Probable edad máxima por contaminaci ón de xenocxs.
NP-47	7.966.271	493.310	Toba	K-Ar	Biotita	4,8	0,3	Naranjo y Paskoff (1985)	Probable edad máxima por contaminaci ón de xenocxs.
LAB 19/30			Ignimbrita	K-Ar	Feldespat o	2,32	0,18	Wörner <i>et al.</i> (2000)	
LAB 19/30			Ignimbrita	K-Ar	Feldespat o	2,88	0,13	Wörner <i>et al.</i> (2000)	
LAB 6/39			Ignimbrita	K-Ar	Feldespat o	2,01	0,32	Wörner <i>et al.</i> (2000)	
ZAP 181	7.968.260	431.934	Toba	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Sanidina	2,72	0,01	Wörner <i>et al.</i> (2000)	
LLU 91	8.011.432	432.071	Toba riolítica	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Sanidina	2,72	0,18	Wörner <i>et al.</i> (2000)	Promedio de 2 edades plateau

## **Anexo C**

### **Descripciones Petrográficas**

**Tabla Anexo 2.** Descripción petrográfica de muestra PE-12 realizada por Rodrigo Espinoza Reyes.

<b>IDENTIFICACIÓN MUESTRA:</b>		<b>PE-12</b>	
Ubicación geográfica: 8.005.808/433.469 Coronel Alcérreca			
Unidad litológica: Ignimbrita Lauca			
Edad: 1,96+0,14 Ar/Ar en vidrio			
Recolectada por: Edmundo Polanco			
Descripción petrográfica realizada por: Rodrigo Espinoza R			
<b>CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:</b>		<b>Pómez porfídica</b>	
<b>Características petrográficas:</b>			
Textura:		porfídica, vesicular	
Componentes mayores: %			
Componentes mayores	%	Observaciones	
Cristales y fragmentos de cristales	Escasas	Plagioclasa	
		Tamaño: < 0,5 mm	
		forma: subhebral	
		alteración:	
		otras: macla polisintética, fragmentadas	
	5%	Cuarzo	
		tamaño: < 2 mm	
		forma: anhedral, hábito granular	
		alteración:	
		Otros: ¿cristales con textura sieve? Posibles aglomeraciones de cristales de <0,5 mm	
	Escasas	Biotita	
		Tamaño: 0,5	
		Forma: subhedral y euhedral	
		Alteración:	
		otras: ocasionalmente enmascaradas	
	10%	Sanidina	
		Tamaño: 2 mm	
		Forma: subhedral, anhedral	
Alteración:			
otras: ¿se observan exsoluciones perfitas? Cristales con textura sieve.			
otros cristales y fragmentos de cristales:			
Matriz/Masa fundamental en piroclastos: 80%			
Masa fundamental vítrea en la que se observan microlitos escasos inmersos. Vidrio de color grisáceo a pardo. Abundantes vesículas de pequeño tamaño (moda < 0,5 mm), 30% de la masa fundamental.			
<b>Minerales opacos:</b>			
Ox Fe- Ti importante en la masa fundamental y como fenocristales.			

Microvetillas:
Cuerpos vetiformes y subredondeados rellenos de polimorfos de cuarzo (extinción ondulosa). Diámetro de 1 a 2 mm.

**Tabla Anexo 3.** Descripción petrográfica de muestra PE-75A realizada por Rodrigo Espinoza Reyes.

<b>IDENTIFICACIÓN MUESTRA:</b>		<b>PE-75 A</b>
Ubicación geográfica: 7.956.831/472.306 Cuenca Lauca subunidad Superior		
Unidad litológica: Ignimbrita Lauca		
Edad: 2,76±0,04 Ar/Ar en sanidina (Arcos et al., 2018)		
Recolectada por: Edmundo Polanco		
Descripción petrográfica realizada por: Rodrigo Espinoza R		
<b>CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:</b>		<b>Pómez porfídica de biotita</b>
<b>Características petrográficas:</b>		
Textura:	porfídica, vesicular	
Componentes mayores: %		
Componentes mayores	%	Observaciones
Cristales y fragmentos de cristales	20-30%	Plagioclasa
		Tamaño: hasta 0,5 mm
		forma:
		alteración:
		otras: escasa
		Cuarzo
		tamaño: mayor a 2 mm
		forma:
		alteración:
		Otros: se muestra fracturado, con bordes curvos y leve embahamiento
		Biotita
		Tamaño: hasta 0,5 mm
		Forma:
		Alteración:
		otras:
otros cristales y fragmentos de cristales: cristales alargados que alcanzan má de 2 mm, de color incoloro y color de interferencia de primer orden. Afectado por alteración. Puede corresponder a Sanidina.		
Matriz/Masa fundamental en piroclastos: 70-80 %		
¿Posible alteración de sericita y ceolita? Que afecta a la roca a modo general. Vidrio incoloro a amarillento con abundantes vesículas y aspecto fluidal. El vidrio presenta zonas de coloración marrón (¿alteración?) y zonas de color grisácea.		

**Tabla Anexo 4.** Descripción petrográfica de muestra PE-75B realizada por Rodrigo Espinoza Reyes.

<b>IDENTIFICACIÓN MUESTRA:</b>	<b>PE-75 B</b>	
Ubicación geográfica: 7.956.831/472.306 Cuenca Lauca subunidad inferior		
Unidad litológica: Ignimbrita Lauca		
Edad:		
Recolectada por: Edmundo Polanco		
Descripción petrográfica realizada por: Rodrigo Espinoza R		
<b>CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:</b>	<b>Pómez porfídica</b>	
<b>Características petrográficas:</b>		
Textura:	porfídica, vesicular	
Componentes mayores: %		
Componentes mayores	%	Observaciones
Cristales y fragmentos de cristales	20-30%	Plagioclasa
		Tamaño: hasta 1 mm
		forma:
		alteración:
		otras: fuertemente fracturada.
		Cuarzo
		tamaño: hasta 2 mm en general y mayores 4 mm
		forma:
		alteración:
		Otros: fracturado y embahiado. Se presenta en cúmulos.
		Biotita
		Tamaño: hasta 1 mm
		Forma:
		Alteración:
otras:		
otros cristales y fragmentos de cristales: cristales alargados que alcanzan má de 2 mm, de color incoloro y color de interferencia de primer orden. Afectado por alteración. Puede corresponder a Sanidina.		
Matriz/Masa fundamental en piroclastos: 70-80 %		
Masa fundamental grisácea y marrón. ¿Se observa posible lítico? Anaranjado inmerso en la masa fundamental. ¿Alteración de sericita y ceolita? Afecta a la roca en general. Zona gris de la masa fundamental fracturada de forma perlítica. Presenta cambios de coloración y vesicularidad en el vidrio.		
Minerales opacos:		
Ox Fe- Ti tamaño hasta 2 mm		

**Tabla Anexo 5.** Descripción petrográfica de muestra PE-76 realizada por Rodrigo Espinoza Reyes.

<b>IDENTIFICACIÓN MUESTRA:</b>	<b>PE-76</b>	
Ubicación geográfica: 8.009.061/434.063 Coronel Alcérreca		
Unidad litológica: Ignimbrita Lauca		
Edad: 2,83 +- 0,17 Ma U-Pb		
Recolectada por: Edmundo Polanco		
Descripción petrográfica realizada por: Rodrigo Espinoza R		
<b>CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:</b>	<b>Pómez porfídica</b>	
<b>Características petrográficas:</b>		
Textura:	porfídica, vesicular	
Componentes mayores: %		
Componentes mayores	%	Observaciones
Cristales y fragmentos de cristales	Plagioclasa	
	Tamaño: hasta 0,2 mm	
	forma:	
	alteración:	
	otras: fuertemente fracturada.	
	Cuarzo	
	tamaño: hasta 1 mm	
	forma: subhedral, anhedral	
	alteración:	
	Otros: embahiado, fracturado, algunos subhedrales termiandos en punta	
	Biotita	
	Tamaño: hasta 0,5 mm	
	Forma:	
	Alteración:	
	otras: escasos	
otros cristales y fragmentos de cristales: cristales alargados de color incoloro y color de interferencia de primer orden. Afectado por alteración. Puede corresponder a Sanidina.		
Matriz/Masa fundamental en piroclastos:		
Masa fundamental color grisácea y rosa.		
Minerales opacos:		
Ox Fe- Ti tamaño hasta 2 mm		
Microvetillas:		
Polimorfos de sílice		

**Tabla Anexo 6.** Descripción petrográfica de muestra PE-77 realizada por Rodrigo Espinoza Reyes.

<b>IDENTIFICACIÓN MUESTRA:</b>		<b>PE-77</b>	
Ubicación geográfica: 8.011.227/432.424 Coronel Alcérreca			
Unidad litológica: Ignimbrita Lauca			
Edad: 2,84+-0,02 Ar/Ar Sn			
Recolectada por: Edmundo Polanco			
Descripción petrográfica realizada por: Rodrigo Espinoza R			
<b>CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:</b>		<b>Pómez porfídica</b>	
<b>Características petrográficas:</b>			
Textura:		porfídica, vesicular	
Componentes mayores: %			
Componentes mayores	%	Observaciones	
Cristales y fragmentos de cristales	>5% total	Plagioclasa	
		Tamaño:	
		forma:	
		alteración:	
		otras: fracturada, macla polisintética	
		Cuarzo	
		tamaño: hasta 1 mm	
		forma: subhedral, euhedral	
		alteración:	
		Otros: embahiado, fracturado, en cúmulos	
	5% total	Biotita	
		Tamaño: hasta 0,5 mm	
		Forma: subheral a anhedral	
		Alteración:	
		otras: enmascarada	
otros cristales y fragmentos de cristales: cristales alargados de color incoloro y color de interferencia de primer orden. Afectado por alteración. Puede corresponder a Sanidina. Presenta macla de Carlsbad			
<b>Matriz/Masa fundamental en piroclastos:</b>			
Masa fundamental vítrea color incoloro, pardo y amarillento. Se observa bandeado. Se observan vesículas con extinción ondulosa (polimorfos de cuarzo). Se presenta alteración general de sericita, esmectita y ¿ceolita?			
<b>Minerales opacos:</b>			
Ox Fe- Ti			

**Tabla Anexo 7.** Descripción petrográfica de muestra PE-78 realizada por Rodrigo Espinoza Reyes.

<b>IDENTIFICACIÓN MUESTRA:</b>	<b>PE-78</b>		
Ubicación geográfica: 8.005.187/433.910 Coronel Alcérreca			
Unidad litológica: Ignimbrita Lauca			
Edad: 3,01 +- 0,43 U-Pb			
Recolectada por: Edmundo Polanco			
Descripción petrográfica realizada por: Rodrigo Espinoza R			
<b>CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:</b>	<b>Pómez porfídica</b>		
<b>Características petrográficas:</b>			
Textura:	porfídica, vesicular		
Componentes mayores: %			
Componentes mayores	%	Observaciones	
Cristales y fragmentos de cristales	Plagioclasa		
	Tamaño:		
	forma:		
	alteración:		
	otras: fracturada, macla polisintética		
	Cuarzo		
	tamaño:		
	forma:		
	alteración:		
	Otros: fracturado, en acumulaciones. Grandes cristales de cuarzo fracturados		
	Biotita		
	Tamaño:		
	Forma:		
	Alteración: oxidado		
	otras:		
	Anfibol		
	Tamaño:		
	otras: escasos, clivaje 60/120		
	otros cristales y fragmentos de cristales: cristales alargados de color incoloro y color de interferencia de primer orden. Afectado por alteración. Puede corresponder a Sanidina. Presenta macla de Carlsbad		
	Matriz/Masa fundamental en piroclastos:		
Masa fundamental color marrón a incoloro, altamente vesicular, vesículas con bordes de color opaco. Algunas vesículas muestran extinción ondulosa debido a posible relleno de polimorfos de cuarzo.			
Minerales opacos:			
Ox Fe- Ti de menor tamaño			

**Tabla Anexo 8.** Descripción petrográfica de muestra PE-79 realizada por Rodrigo Espinoza Reyes.

<b>IDENTIFICACIÓN MUESTRA:</b>		<b>PE-79</b>	
Ubicación geográfica: 8.005.298/433.677 Coronel Alcérreca			
Unidad litológica: Ignimbrita Lauca			
Edad:			
Recolectada por: Edmundo Polanco			
Descripción petrográfica realizada por: Rodrigo Espinoza R			
<b>CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:</b>		<b>Roca ígnea extrusiva porfídica (Fragmento lítico)</b>	
<b>Características petrográficas:</b>			
Textura:		porfídica, vesicular	
Componentes mayores: %			
Componentes mayores	%	Observaciones	
Cristales y fragmentos de cristales	25	Plagioclasa	
		Tamaño: mayores 2 mm aprox.	
		forma: euhedral, subhedral, tabular alargado	
		alteración: sericita	
		otras: macla polisintética y de Carlsbad	
	10	Piroxeno (Clinopiroxeno)	
		tamaño: mayores 1 mm aprox.	
		forma: subhedral, euhedral	
		alteración: oxidación	
		Otros: fracturado, en acumulaciones. Grandes cuarzos fracturados y arrancados.	
	Escasos	Piroxeno (Ortopiroxeno)	
		Tamaño: 2 mm, mayores son más grandes	
		Forma: anhedral, euhedral	
		Alteración: oxidación	
otras:			
		otros cristales y fragmentos de cristales: posibles granos de cuarzo en la matriz (< 0,5 mm). ¿Asociados a alteración?	
Matriz/Masa fundamental en piroclastos y lavas: 65%			
Masa fundamental en la que se observan microlitos y vidrio (posiblemente de textura intersertal o felsítica, depende de química de la roca). Masa fundamental es de coloración marrón y grisácea. En ella se encuentran inmersos fenocristales de plagioclasa, piroxeno (orto y clinopiroxeno). La roca se encuentra afectada por alteración hidrotermal (sericita) y oxidación. Las plagioclasas pueden observarse parcialmente orientadas, aunque no es indicativo de toda la roca. Piroxenos pueden presentar bordes oxidados			
<b>Minerales opacos:</b>			
Minerales opacos subhedral a anhedral de tamaño menor a 1 mm y comúnmente 0,5 mm.			
<b>Microvetillas:</b>			
Vetillas de 0,2 mm de espesor rellenas de cuarzo criptocristalino y/o ceolita.			

**Tabla Anexo 9.** Descripciones petrográficas de fragmentos líticos recolectados en depósitos de Ignimbrita Lauca. Descripciones realizadas por Rodrigo Espinoza Reyes.

Código	Roca	Minerales	Texturas	Alteración	Otros
PE-75L1t	Ígnea extrusiva (¿andesita?) color pardo negruzco	Plagioclasa, piroxeno (clinopiroxeno), biotita (alteradas, enmascaradas), y posible hornblenda.	Porfídica	Cristales máficos con bordes opacos y rojizos, clorita, óxidos, ¿sericita-esmectita?	Venillas de zeolita y cuarzo
PE-75L2t	Ígnea extrusiva (¿andesita?) color pardo grisáceo	Plagioclasa, máficos marrones enmascarados posiblemente hornblenda (hábito hexagonal), mineral color incolor CI de primer orden (gris blanquecino), clivaje en 1 dirección, hábito hexagonal subhedral, tabular subhedral, extinción oblicua (¿Clinopiroxeno de bajo CI?)	Porfídica	Sericita	Masa fundamental rica en plagioclasa elongada. ¿Vesículas rellenas de clorita-esmectita?
PE-76L1t	Ígnea extrusiva (¿basalto-andesita?) color pardo rojizo	Piroxeno, plagioclasa	Porfídica, intersticial	Bordes rojizos en piroxeno (puede alcanzar pseudomorfismo)	Masa fundamental rica en plagioclasa elongada
PE-76L2t	Ígnea extrusiva color pardo grisáceo	Mineral de relieve moderado a alto, color incoloro, clivaje bien desarrollado en 1 dirección (de alargamiento) y otro subperpendicular de menor desarrollo, color de interferencia, hábito hexagonal euhedral a subhedral, color de interferencia de 1° orden, ángulo de extinción oblicua, posiblemente clinopiroxeno. Minerales marrones, algunos de hábito hexagonal con bordes opacíticos, extinción recta, posiblemente biotita. cuarzo anhedral accesorio.	Porfídica, intersticial	Sericita	Masa fundamental con microlitos de plagioclasa (no elongadas en comparación a otras)
PE-77L1t	Ígnea extrusiva de color negro parduzco	Clinopiroxeno (alterado), plagioclasa (¿no se distingue claramente?)	Porfídica	Fuertemente alterado, zonas ricas en cuarzo microcristalina y otras enrojecidas por posibles óxidos de Fe.	No se permiten identificar con precisión las fases minerales
PE-77L2t	Roca intrusiva granitoide	Plagioclasa, cuarzo, opacos, biotita (oxidada y enmascarada), piroxeno, posible microclina (macla de tartán)	Fanerítica	Sericita	

<b>Código</b>	<b>Roca</b>	<b>Minerales</b>	<b>Texturas</b>	<b>Alteración</b>	<b>Otros</b>
<b>PE-78L1t</b>	Roca extrusiva color rojizo	Plagioclasa (fncrx y microlitos), clinopiroxeno (escasos), opacos de menor tamaño (fncrx y microlitos), biotita	Porfídica, intersticial	Sericita	Masa fundamental con microlitos de plagioclasa (no elongadas en comparación a otras). Se observa vesicularidad
<b>PE-78L2t</b>	Roca extrusiva color gris parduzco	Plagioclasas (mayores hasta 4 mm), opacos (fenocristales)	Porfídica	Sericita	No se distinguen otras fases minerales debido a intensa alteración hidrotermal
<b>PE-78L3t</b>	Roca extrusiva color grisáceo. ¿Fragmento Juvenil?	Cuarzo subhedral a euhedral, Feldespato con macla de carlsbad (¿sanidina?), plagioclasa (macla polisintética)	Porfídica, vitrofídica	Sericita, zeolita	Aspecto fluidal, fuertemente vesicular las que se observan alineadas y alargadas. Parece ser un fragmento pumíceo.