



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



**“PETROGRAFÍA Y MICROTOMOGRFÍA DE RAYOS-X DE IGNIMBRITAS DE LA
CORDILLERA OCCIDENTAL (22,5° - 24,5° S) Y SU RELACIÓN CON EL
TRANSPORTE DE LI EN EL SALAR DE ATACAMA, REGIÓN DE ANTOFAGASTA,
CHILE”**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Susana Antonia Álvarez Álvarez

Profesora Patrocinante:

Dra. Fernanda Carolina Álvarez Amado

Profesional Guía:

Dr. Claudio Ignacio Contreras Hidalgo

Profesores Comisión:

Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo

Dr. Javier Antonio Reyes Vizcarra

Concepción, 2026

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Formulación del Problema	2
1.1.1. Importancia Económica del Li	2
1.1.2. Procesos de Formación, Transporte y Acumulación del Li ...	3
1.2. Objetivos	7
1.2.1. Objetivo General	7
1.2.2. Objetivos Específicos	7
1.3. Ubicación y Accesos	8
1.4. Trabajos Anteriores	10
1.5. Agradecimientos	13
2. MARCO TEÓRICO	15
2.1. Porosidad, Conectividad y Permeabilidad en Ignimbritas	15
2.1.1. Conectividad de Poros	17
2.1.2. Permeabilidad	18
<i>2.1.2.1. Permeabilidad de Depósitos Piroclásticos</i>	18
<i>2.1.2.2. Modelos de Permeabilidad</i>	19
2.2. Lixiviación de Li y Movilidad en Medios Piroclásticos	21
2.3. Fundamentos de μ-CT y Cálculo de REV	22
3. MARCO GEOLÓGICO	24
3.1. Unidades Morfoestructurales	24
3.2. Unidades Geológicas	26
3.2.1. Rocas Estratificadas	27
<i>3.2.1.1. Complejo Ígneo-Sedimentario Cordón de Lila</i> <i>(Ordovícico Inferior)</i>	27
<i>3.2.1.2. Formación Aguada de la Perdiz (Ordovícico)</i>	28
<i>3.2.1.3. Formación Lila (Devónico Inferior)</i>	30
<i>3.2.1.4. Formación Peine (Triásico Inferior)</i>	30
<i>3.2.1.5. Formación Cas (Triásico Inferior)</i>	31
<i>3.2.1.6. Estratos de Cerros Negros (Triásico Inferior)</i>	31
<i>3.2.1.7. Rocas Sedimentarias del Mesozoico (Oligoceno)</i>	32
<i>3.2.1.8. Rocas Sedimentarias del Cenozoico (Oligoceno)</i>	32
<i>3.2.1.9. Ignimbrita Sifón (Mioceno superior)</i>	33
<i>3.2.1.10. Ignimbrita Pelón (Mioceno superior)</i>	33

3.2.1.11. Ignimbrita Guaitiquina (Mioceno superior)	34
3.2.1.12. Ignimbrita Toconao (Mioceno superior-Plioceno)	34
3.2.1.13. Ignimbrita Atana (Plioceno).....	35
3.2.1.14. Ignimbrita Tara (Plioceno)	36
3.2.1.15. Ignimbrita Tucúcaro (Plioceno).....	36
3.2.1.16. Ignimbrita Patao (Plioceno)	37
3.2.1.17. Ignimbrita Chaxas (Plioceno superior - Pleistoceno inferior)	37
3.2.1.18. Ignimbrita Cajón (Pleistoceno).....	38
3.2.1.19. Ignimbrita Tuyajto (Pleistoceno-Holoceno).....	38
3.2.1.20. Depósitos Piroclásticos (Cuaternario).....	39
3.2.1.21. Depósitos Volcánicos Actuales (Cuaternario)	39
3.2.1.22. Depósitos Salinos (Cuaternario)	40
3.2.1.23. Depósitos Aluviales y Coluviales (Cuaternario)	40
3.2.2. Rocas Intrusivas	41
3.2.2.1. Intrusivos Paleozoico (Ordovícico-Pérmico)	41
3.2.2.2. Intrusivos Mesozoico (Cretácico).....	41
3.2.2.3. Intrusivos Cenozoico (Mioceno).....	42
3.3. Geología Estructural	42
4. METODOLOGÍA	44
4.1. Técnica de Muestreo	44
4.2. Técnica de Microtomografía de Rayos-X	46
4.3. Resolución y Análisis Dimensional	48
4.3.1. Descripción de Campo y Afloramiento.....	48
4.3.2. Microscopía Óptica.....	49
4.3.3. Microtomografía de Rayos-X	49
4.4. Concepto de Tamaño	51
4.4.1. Microscopía Óptica	51
4.4.2. Microtomografía de Rayos-X	51
5. RESULTADOS	52
5.1. Análisis de Facies	52
5.2. Petrografía	56
5.2.1. Descripción Microscópica	56
5.2.2. Descripción Microtomografía de Rayos-X	65
5.3. Tipos de Poros	69
5.3.1. Vesículas	69
5.3.1.1. Vesículas Mayores Relacionadas a Esquirlas	69

5.3.1.2. <i>Vesículas Mayores por Fracturamiento de Cristales</i> ...	69
5.3.1.3. <i>Vesículas Menores</i>	70
5.3.1.4. <i>Vesículas Relacionadas a Pómez</i>	70
5.3.2. Amígdalas y Paleo-Poros	72
5.3.3. Fracturas, Venas y Redes de Venillas	72
5.3.4. Espacios Intergranulares	73
5.4. Análisis Cuantitativo	73
5.4.1. Porosidad	73
5.4.2. Permeabilidad	75
6. DISCUSIÓN	77
6.1. Aspectos Texturales	77
6.1.1. Interpretación de Litofacies y su Relación con la Conectividad	77
6.1.2. Rol del Tipo de Poro en la Conectividad y Permeabilidad....	78
6.2. Modelos de Permeabilidad y Transporte de Fluidos	80
6.3. Implicancias en la Lixiviación y Acumulación de Li	82
6.4. Limitaciones	83
7. CONCLUSIONES	85
8. RECOMENDACIONES	87
9. REFERENCIAS	89
ANEXOS	96

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Página
1. 1.	Modelo de potenciales fuentes de Li	4
1. 2.	Mapa de ubicación del área de estudio	9
3. 1.	Esquema de morfoestructuras del área de estudio	24
3. 2.	Mapa geológico del área de estudio y puntos de muestreo	29
3. 3.	Mapa estructural simplificado del área de estudio	43
4. 1.	Esquema de un arreglo típico de μ CT con haz de rayo cónico	47
5. 1.	Columna estratigráfica ignimbrita Pelón	54
5. 2.	Columna estratigráfica ignimbrita Patao	54
5. 3.	Columna estratigráfica ignimbrita Atana	55
5. 4.	Clasificación textural y composicional de rocas	58
5. 5.	Secciones transparentes de minerales principales	61
5. 6.	Secciones transparentes de líticos y fases vítreas	64
5. 7.	Tomogramas obtenidos de microtomografía de rayos-X	66
5. 8.	Esquema de variación textural de la muestra PE2R1	68
5. 9.	Tipos de poros en radiogramas de μ CT	71
5. 10.	Gráfico de porosidad conectada vs porosidad total	74
5. 11.	Gráfico de permeabilidad vs conectividad	76

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Página
4.	1.	Listado de muestras y tipo de análisis realizado 44
4.	2.	Resolución y forma de muestras analizadas por μ CT 50
5.	1.	Columnas estratigráficas de las ignimbritas Pelón, Atana y Patao ... 57
5.	2.	Clasificación textural de rocas piroclásticas 58
5.	3.	Clasificación composicional de rocas piroclásticas 59
5.	4.	Minerales reconocidos al microscopio y sus porcentajes 60
5.	5.	Fases vítreas reconocidas al microscopio y sus porcentajes 63
5.	6.	Mediciones de volumen y porosidad de ignimbritas 74
5.	7.	Mediciones de permeabilidad 76
6.	1.	Cuadro resumen de características principales y conectividad..... 79

RESUMEN

La creciente demanda de Li ha impulsado numerosos proyectos de exploración y estudios en los Andes Centrales, especialmente en el denominado “Triángulo del Litio”, compuesto por salares con gran potencial económico como el Salar de Atacama. Esta cuenca, delimitada al oeste por la Cordillera de Domeyko y al este por la Cordillera Occidental, se caracteriza por albergar enormes volúmenes de ignimbritas neógeno-cuaternarias asociadas al Complejo Volcánico Altiplano Puna. Se ha propuesto que estas ignimbritas constituyen la principal fuente de Li debido a su extensión y eficiente lixiviación. Sin embargo, aún falta comprender cómo las propiedades petrofísicas de estas rocas condicionan el paso de fluidos y su relación con el transporte de Li hacia el salar. Este trabajo aborda dicha problemática mediante la caracterización de litofacies y el análisis petrográfico de microscopía óptica y microtomografía de rayos-X (μ -CT) en las ignimbritas Patao, Atana y Pelón. Se cuantifica la porosidad total y conectada de las rocas, se describen sus tipos de poros y se estima la permeabilidad viscosa a partir de parámetros obtenidos de μ -CT. Los resultados evidencian una marcada variabilidad textural entre litofacies, donde facies vítreas poco soldadas muestran mayor porosidad conectada y rutas preferenciales de flujo. En particular, la ignimbrita Atana se reconoce como una unidad con alto potencial de aporte de Li, ya que su contenido vítreo en conjunto con sus facies, con altos valores de porosidad conectada y permeabilidad, favorecen la lixiviación y permiten la circulación de salmueras hacia el Salar de Atacama. Así, este estudio contribuye a comprender el rol de las ignimbritas en la generación y transporte de Li, destacando la importancia de sus características texturales en los procesos hidrogeológicos regionales.

1. INTRODUCCIÓN

Chile posee una de las mayores reservas de Li a nivel mundial, integrando junto a Argentina y Bolivia el denominado “Triángulo del Litio” descrito en el margen andino. El Salar de Atacama, ubicado en la región de Antofagasta, constituye la principal fuente de Li en salmueras del país y ha sido objeto de importantes estudios y exploración por su relevancia estratégica y económica. El Salar de Atacama se emplaza en uno de los ambientes más áridos del planeta, con una precipitación media anual muy baja (~25-39 mm/año) y altas tasas de evaporación, condiciones que favorecen la concentración de sales en esta cuenca endorreica. La morfología regional y el fuerte gradiente topográfico desde la Cordillera Occidental controlan la circulación de aguas superficiales y subterránea. Diversos estudios geológicos consideran las ignimbritas neógenas y cuaternarias de la Cordillera Occidental como una fuente primaria de Li para salmueras. Estas unidades volcánicas, en conjunto con procesos de interacción agua-roca, son considerados claves para explicar la distribución y la riqueza de Li observada en el salar. El propósito del presente estudio es determinar la contribución de estas ignimbritas de la Cordillera Occidental como fuente primaria de Li, mediante un enfoque integrado de petrografía y microtomografía de rayos-X. Los resultados permitirán una mejor comprensión de los mecanismos de aporte y concentración de Li y aportar información relevante para la evaluación de recursos y gestión ambiental de la cuenca.

1.1. Formulación del Problema

1.1.1. Importancia Económica del Li

La producción mundial actual de Li es de aproximadamente 240.000 t al año, mostrando un aumento del 18% entre el 2023 y 2024 en respuesta al aumento de su consumo global en un 29% en el mismo periodo. Este aumento se debe a la fuerte demanda de baterías de Li y su incremento en precio, relacionado a su uso en el creciente mercado de vehículos eléctricos y dispositivos electrónicos portátiles (USGS, 2025). El uso del Li está relacionado principalmente a baterías (87%), seguido por cerámicas y vidrios (5%), grasas lubricantes (2%), tratamiento de aire (1%), polvos de fundición (1%), medicina (1%) y otros (3%) (USGS, 2025).

Chile es uno de los países con los mayores recursos de Li, con 11 Mt, solo alcanzado por Bolivia y Argentina (23 Mt) (USGS, 2023), que en conjunto conforman un reservorio de Li de clase mundial denominado el Triángulo del Li. La mayor producción actual se encuentra en el Salar de Atacama, con valores máximos de concentración cercanos a 7.000 mg/L (Munk *et al.*, 2016) y un valor de recurso estimado de 6,3 Mt de Li (Kesler *et al.*, 2012), presentando el promedio mundial más alto de concentración de 1.400 mg/L (Munk *et al.*, 2016). Debido a su importancia, ha sido estudiado de manera extensa durante los últimos años, pero existen pocos estudios específicos sobre a las rocas que lo rodean y su relación con la lixiviación de Li hacia el salar.

1.1.2. Procesos de Formación, Transporte y Acumulación del Li

El Li es un elemento litófilo, de baja densidad ($0,53 \text{ g/cm}^3$), carga iónica de +1 y radio iónico de 0,79 (Munk *et al.*, 2016). Se encuentra principalmente en tres tipos de depósitos, que son las pegmatitas, salmueras continentales y arcillas hidrotermales, donde la principal producción proviene de salmueras, con concentraciones de Li relativamente bajas (menor a $0,5 \text{ mg/L}$) (Munk *et al.*, 2016).

Sus características litófilas explican la capacidad de concentrarse tanto en fases hidrotermales tardías, como en fluidos de baja temperatura. Esto explica su comportamiento geoquímico en los tres tipos de depósitos, con un comportamiento incompatible tanto en sistemas magmáticos como en soluciones de baja temperatura (Munk *et al.*, 2016). En salmueras continentales, la acumulación de Li ocurre en cuencas cerradas en un clima árido, relacionado a una tectónica de subsidencia, con actividad ígnea o geotermal asociada. Debido a la alta solubilidad del Li, este se acumula en salmueras residuales subsuperficiales y no suele formar minerales evaporíticos (Bradley *et al.*, 2013) que pueden presentar contenidos importantes de B, Ba, Sr, Br, I y F (Munk *et al.*, 2016). En cuanto a las potenciales fuentes de Li en salmueras, estas incluyen rocas volcánicas altas en sílice, evaporitas y salmueras preexistentes, arcillas y fluidos hidrotermales (Figura 1.1).

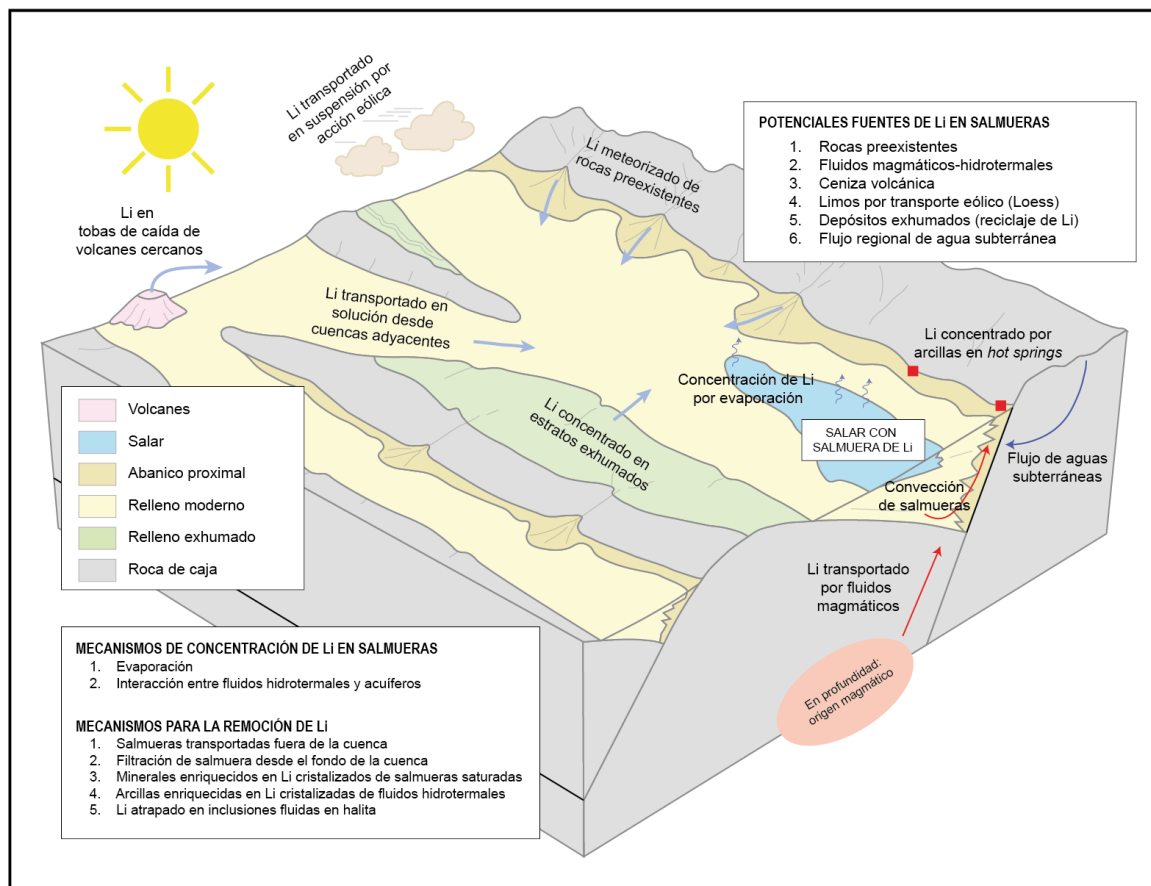


Figura 1.1: Modelo de potenciales fuentes de Li. Representación de los mecanismos de concentración en depósitos de tipo salmuera (Bradley *et al.*, 2013).

Importantes depósitos de tipo salmuera se encuentran en el Altiplano-Puna, clasificados por Houston *et al.* (2011) en dos tipos. Los salares inmaduros clásticos que contienen una alternancia de secuencias clásticas y evaporíticas, dominadas por yeso, con sales recicladas y en general baja abundancia de halita. Los maduros son salares de climas hiperáridos, saturados en halita, con intercalaciones de limos, arcillas y/o depósitos volcánicos. La porosidad y permeabilidad de estos acuíferos está controlada por la composición geológica y geoquímica (Houston *et al.*, 2011).

Se han propuesto diversos procesos para explicar el origen del Li y otros solutos en salares Andinos, donde se incluye la meteorización de rocas volcánicas, fluidos geotermales e hidrotermales relacionados al volcanismo activo, rocas y sedimentos ricos en Li, infiltración de aguas pre-enriquecidas, disolución de sales y/o arcillas ricas en Li-Mg, y el reciclaje de salmueras (e.g., Carmona *et al.*, 2000; Risacher *et al.*, 2003; Lowenstein & Risacher, 2008; Risacher & Fritz, 2009; Boschetti *et al.*, 2007; Munk *et al.*, 2016; Godfrey *et al.*, 2019). Dentro de estos, se propone la meteorización de rocas volcánicas como el principal proceso que contribuye Li y B a aguas, donde los procesos termales y altas temperaturas ayudarían en la lixiviación de Li, además de permitir el flujo de agua por convección (Risacher & Fritz, 2009; Godfrey *et al.*, 2019).

El Salar de Atacama es un salar de tipo maduro de Na-Cl-Ca/SO₄, con un área total estimada de 2.900 km² (Houston *et al.*, 2011). Está compuesto por distintos sub-ambientes de depositación, con una parte central que corresponde al cuerpo evaporítico principal con menor concentración de sulfato, que es el núcleo masivo de halita con salmuera intersticial, mientras que en la zona marginal dominan los carbonatos y yeso, intercalados con sedimentos siliciclásticos (Houston *et al.*, 2011). La principal fuente de recarga de esta cuenca es desde el Altiplano, a través de la superficie y flujos subterráneos (Carmona *et al.*, 2000), donde el potencial hidráulico entre la cuenca, con la Precordillera y Cordillera Occidental crea condiciones favorables para sistemas de aguas subterráneas (Álvarez-Amado *et al.*,

2022a). En cuanto a la principal fuente del Li en el salar, se consideran las rocas piroclásticas de la Cordillera Occidental, las cuales a pesar de su concentración moderada de Li (20 a 50 ppm) explicarían las extremas concentraciones de Li en el Salar de Atacama por: (1) el gran volumen que ocupan, (2) la eficiente lixiviación de Li por las elevadas temperaturas, y (3) la importante circulación de agua relacionada al potencial hidráulico (Godfrey & Álvarez-Amado, 2020; Álvarez-Amado *et al.*, 2022b). Además, se propone que el flujo de agua subterránea que alimenta al Salar de Atacama ha pasado por procesos de pre-enriquecimiento en solutos, lo cual incluye la lixiviación a partir de lagos salinos del Altiplano y la disolución de evaporitas (Álvarez-Amado *et al.*, 2022a).

A pesar de la extensa investigación sobre el origen del Li en el salar, todavía falta reconocer la relación de la litología con el paso de fluidos y cuantificar cómo la variabilidad textural de ignimbritas controla la lixiviación de Li hacia el salar. Así con el estudio de la porosidad y permeabilidad de ignimbritas a través microtomografía de rayos-X (μ -CT) se busca caracterizar distintas unidades de ignimbritas de la Cordillera Occidental. Con esto, se propone que ignimbritas con mayor contenido vítreo y bajo grado de soldamiento presentan una mayor porosidad conectada y permeabilidad, permitiendo una mayor lixiviación y transporte de Li.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

- Evaluar el rol de las características petrofísicas de ignimbritas de la Cordillera Occidental en la lixiviación de Li y la potencial relación con su transporte hacia el Salar de Atacama.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Caracterizar la petrografía de ignimbritas de la Cordillera Occidental.
- Describir la porosidad y establecer si existe una relación entre los tipos de poros con la permeabilidad y el transporte de Li hacia el Salar de Atacama.
- Analizar la porosidad y permeabilidad como proxies del flujo de salmueras ricas en Li.

1.3. Ubicación y Accesos

El área de estudio se localiza en la región de Antofagasta, específicamente en su sector más oriental cerca al límite fronterizo con Argentina, entre las coordenadas $22^{\circ}45'-24^{\circ}00'S$ y $67^{\circ}00'-68^{\circ}25'W$ (Figura 1.2). Sus límites geográficos son: hacia el norte la ciudad de San Pedro de Atacama, al sur el Cordón de Lila, al oeste el Salar de Atacama y al este el límite fronterizo Chile-Argentina. Los principales caminos de acceso corresponden a las rutas internacionales CH-23 y CH-27, donde se encuentran los pasos fronterizos Sico y Jama respectivamente. Las rutas secundarias principales son el camino B-355 en el borde del Salar de Atacama, paralelo a la ruta CH-23, el camino B-357 que une la ruta CH-23 con el sector fronterizo, y B-367 que se encuentra en el sector sur del Salar de Atacama.

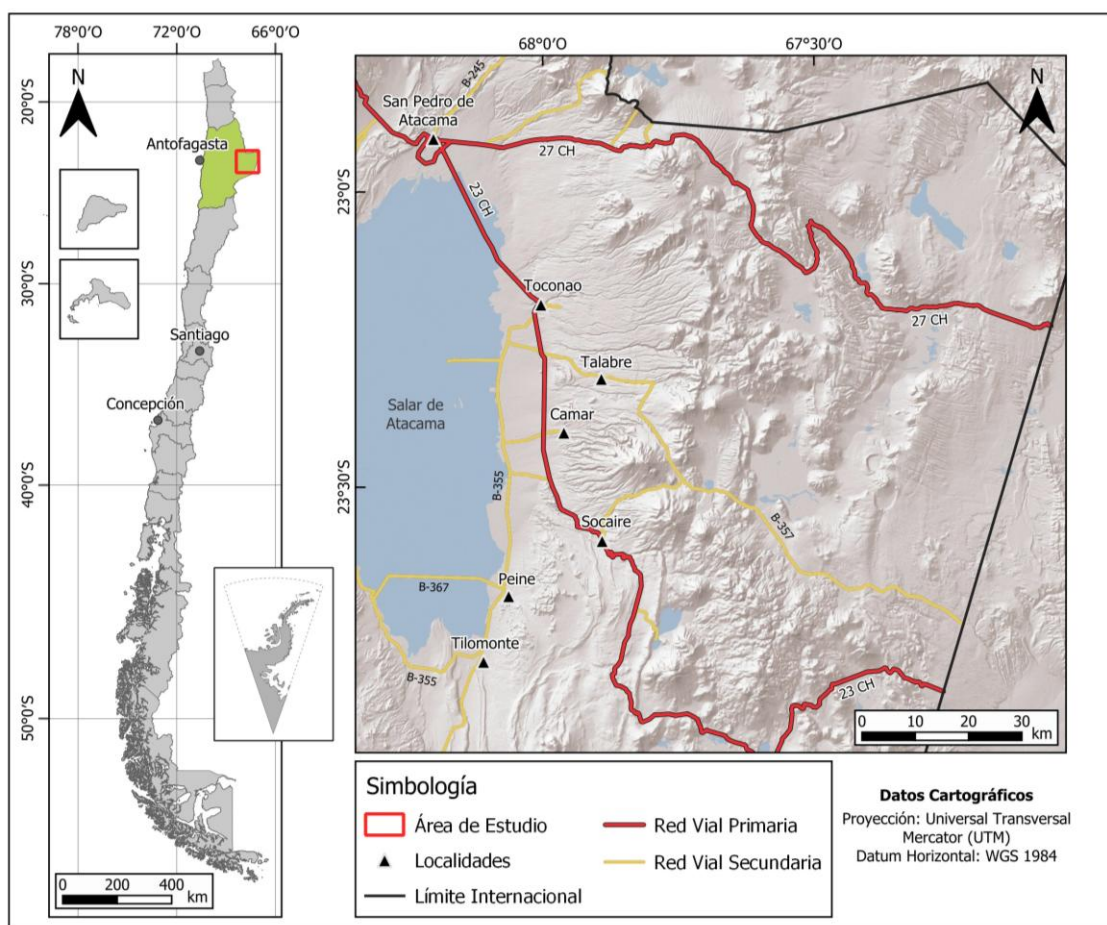


Figura 2.2: Mapa de ubicación del área de estudio. Se presentan los caminos principales y localidades cercanas al Salar de Atacama.

El Salar de Atacama es una cuenca que abarca un área de cerca de 3.000 km², que se encuentra a 2.300 ms.n.m. Se localiza en la Reserva Nacional Los Flamencos, cerca de 200 km al noreste de Antofagasta, y 55 km al sur de San Pedro de Atacama. Las características climáticas del salar indican un proceso de evaporación que excede fuertemente la precipitación, con una tasa de precipitación de 160 mm/año y una tasa de evaporación de 1.800 mm/año (Risacher *et al.*, 2003).

1.4. Trabajos Anteriores

La geología regional del área de estudio incluye las cartas geológicas de la Hoja Toconao (Ramírez & Gardeweg, 1982), Hoja Calama (Marinovic & Lahsen, 1984) y Hoja Río Zapaleri (Gardeweg & Ramírez, 1985) de escala 1:250.000. Se incluyen también las actualizaciones de cartas geológicas Cerro Lila-Peine (Niemeyer, 2013) y San Pedro de Atacama (Henríquez, 2014), de escala 1:100.000.

En cuanto a las morfoestructuras, Tassara & Yáñez (2003) proponen la definición de segmentación tectónica para el margen andino y los procesos orogénicos relacionados. Para la evolución tectónica, Arriagada *et al.* (2006) describen la tectónica compresiva de la cuenca del Salar de Atacama del Cretácico tardío al Cuaternario, con deformación cortical de tipo piel delgada y gruesa. Amilibia *et al.* (2008) obtienen datos estructurales y describen la evolución de la Cordillera de Domeyko. Kay & Coira (2009) realizan un modelamiento de la evolución litosférica del Altiplano y Puna, incluyendo procesos de cambios en el ángulo de subducción, acortamiento cortical, delaminación, corteza engrosada, fusión cortical y la erupción de grandes ignimbritas. Charrirer *et al.* (2007) estudian la evolución tectono-estratigráfica del orógeno andino para este segmento, con la descripción de distintos ciclos orogénicos.

Las unidades volcánicas triásicas que afloran en el Bloque Peine fueron definidas por Moraga *et al.* (1974) y Ramírez & Gardeweg (1982). Las ignimbritas del área de estudio fueron descritas principalmente por Guest (1968, 1969), Marinovic (1978), Ramírez (1979), Ramírez & Gardeweg (1982) y Gardeweg & Ramírez (1985). Posteriormente De Silva (1989b) describe como el Complejo Volcánico Altiplano-Puna (APVC) a esta gran provincia volcano-tectónica de grandes calderas e ignimbritas en los Andes Centrales, relacionado a erupciones ocurridas entre el Mioceno y Pleistoceno. Lindsay *et al.* (2001) realizan un nuevo estudio detallado de la estratigrafía relacionada a la caldera La Pacana y redefinen las ignimbritas y su volumen asociado.

Respecto a las potenciales fuentes de Li y otros solutos en los salares Andinos, Risacher *et al.* (2003) realizan una revisión hidrogeoquímica del salares activos en el norte de Chile, donde proponen que el agua de infiltración proviene de una mezcla de aguas meteóricas diluidas con infiltraciones salinas de salmueras lacustres. Este modelo es confirmado por Boschetti *et al.* (2007) y complementado por Risacher & Fritz (2009), que proponen una clasificación general de tipos de salmueras y explican las altas concentraciones de Ca en algunos salares por el reciclaje de salmueras antiguas, mientras que la actual meteorización de rocas volcánicas contribuye en aumentar el contenido de aguas diluidas alcalinas y sulfatadas. Posteriormente, Munk *et al.* (2016) estudian las características en común de depósitos de tipo salmuera continental, enfocado principalmente en entender

el origen y los procesos de transporte y acumulación de Li. Godfrey *et al.* (2019) realizan un estudio multi-isotópico que destaca este rol de la litología, además de la importancia de meteorización a altas temperaturas de Li y B.

Específicamente para el Salar de Atacama, Munk *et al.* (2018) presentan un modelo hidrogeoquímico que explica las altas concentraciones de Li, incorporando datos de isótopos de $\delta^{7}\text{Li}$ para descifrar la contribución de procesos como la meteorización a baja temperatura y formación de fases secundarias. Godfrey & Álvarez-Amado (2020) estudian el sector sur del salar y determinan los procesos específicos que explicarían las altas concentraciones de Li a través de datos de concentraciones y de isótopos en aguas superficiales y pozos. Proponen que las principales razones serían la meteorización de silicatos bajo condiciones de alta temperatura, que favorece la lixiviación, y la proximidad a volcanes y cuerpos magmáticos, que permiten convección de aguas subterráneas, favorecido por la alta diferencia topográfica. Álvarez-Amado *et al.* (2022a) realizan un estudio hidrogeoquímico de los procesos que controlan la composición de aguas y determinan que la meteorización de ignimbritas es el proceso más importante en el origen de solutos, potenciado por una interacción agua-roca en profundidad a altas temperaturas. Además, Álvarez-Amado *et al.* (2022b) estudian cómo procesos syn- y post-eruptivos, en conjunto con la composición de estas ignimbritas, controlaría la distribución isotópica y la lixiviación de Li.

En cuanto la permeabilidad de ignimbritas, Cavazos-Álvarez *et al.* (2020) indican un cambio en la permeabilidad relacionada a variaciones de facies, que a su vez indican la dinámica de erupciones explosivas. Por otra parte, se observan variaciones en la relación entre la cristalinidad y porosidad según la etapa eruptiva, como se observa en estudios como Gualda & Anderson (2007) y Pamucku *et al.* (2012).

1.5. Agradecimientos

Agradezco al proyecto ANID Anillo ATE240013: “Spatiotemporal dynamics of lithium in Andean salars: insights for sustainable exploration and exploitation (SALARES)” por el financiamiento del presente trabajo. Gracias por su apoyo y guía a la Dra. Fernanda Álvarez Amado (profesora patrocinante) y al Dr. Claudio Contreras Hidalgo (profesor guía) por el procesamiento de muestras en μ CT y su apoyo en el análisis de muestras. También a Camila Poblete con quien compartí la campaña de terreno y por su colaboración en la toma de muestras. Igualmente agradezco la disposición de la comisión revisora compuesta por la Dra. Verónica Oliveros Clavijo y el Dr. Javier Reyes Vizcarra.

Gracias al personal del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción por la preparación y realización de cortes transparentes. Al Departamento de Ciencias de la Tierra (DCT), también por la realización de cortes transparentes. A su cuerpo docente, funcionarias y funcionarios, por su disposición a ayudar en salidas a terreno, laboratorios y actividades administrativas durante todos los años de carrera.

Quiero agradecer a mi familia: mi mamá, abuela, Oscar, Marce y Eve, por su apoyo incondicional y por ser mi mayor motivación cada semana. A mi compañero Lu por su compañía en todo momento y por motivarme a dar lo mejor de mí.

Quiero agradecer a mis amigos que hice en la carrera: Kimberly, Cristián, Bruno, Pol, Moses, Eduardo, Luciano, Catalina H., Victoria, Rocío, Javier, Kevin, Yorch, Rubén. Gracias por acompañarme en mi etapa universitaria y hacer de cada sesión de estudio y terreno algo divertido y provechoso. A todas las personas que de alguna forma han colaborado para poder llegar a este punto de mi carrera, muchas gracias.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Porosidad, Conectividad y Permeabilidad en Ignimbritas

Las características texturales de rocas relacionadas a erupciones explosivas (e.g., forma, tamaño, orientación y abundancia de cristales, poros y fracturas) dependen de parámetros que definen la dinámica eruptiva, como las características del sistema volcánico, características químicas y reológicas del magma, la dinámica del ascenso magmático y procesos de fragmentación (Alfano *et al.*, 2012). El mecanismo generador de erupciones consiste en magma a alta presión con un alto contenido de volátiles disueltos, que durante el ascenso produce un magma supersaturado capaz de exsolver su fase gaseosa. Este proceso lleva a la nucleación y crecimiento de burbujas (Gonnermann & Manga, 2007) con eventual sobrepresurización del magma. Si los volátiles exsueletos permanecen en el fundido se puede generar una erupción explosiva, mientras que si la desgasificación es eficiente ocurre una erupción de tipo efusiva (Cassidy *et al.*, 2018). Esta fase gaseosa crea en las rocas características texturales, aun cuando el gas original se pierde, dando origen a las vesículas (Polacci *et al.*, 2010).

El estudio de ignimbritas se ha convertido en una herramienta esencial para interpretar procesos fisicoquímicos que ocurren durante erupciones explosivas, ya que las ignimbritas están compuestas por facies, que se definen como una serie de características físicas y composicionales que distinguen

una parte de la secuencia del depósito ignimbrítico completo (Cavazos-Álvarez *et al.*, 2020), las cuales pueden variar lateral y verticalmente en escalas de centímetros a cientos de metros y pueden ocurrir por el depósito de un solo flujo, o una gran sucesión de flujos. Además, se propone que estas variaciones de facies pueden controlar las condiciones de porosidad y permeabilidad (Cavazos-Álvarez *et al.*, 2020). Estos dos conceptos son similares, pero no están relacionados de manera lineal y están controlados por procesos primarios, que son aquellos que actúan durante la etapa pre-eruptiva hasta el enfriamiento del depósito, y procesos secundarios, que ocurren posterior al enfriamiento en un sistema abierto (Cavazos-Álvarez *et al.*, 2020).

Respecto a esto último, durante la formación de ignimbritas se observan importantes variaciones entre etapas pre-, syn- y post-eruptivas. Pamukcu *et al.* (2012) estudian clastos de pómez relacionados a etapas tardías de una ignimbrita y determinan una correlación inversa entre la cristalinidad y porosidad, donde a mayor contenido de cristales (wt. %), se observa una menor porosidad (Vol. %), lo cual explican por un proceso ascenso de burbujas, acompañado de un hundimiento de cristales. Por otra parte, Gualda & Anderson (2007) indican para pómez de etapas eruptivas tempranas una abundancia de cristales alrededor de grandes vesículas, que relacionan con un proceso de acumulación de cristales durante el ascenso de burbujas, o bien por una mayor nucleación de burbujas relacionada a cristales en un magma saturado en volátiles.

2.1.1. Conectividad de Poros

Se definen como porosidad conectada (φ_C) aquellos poros (vesículas, amígdalas, fracturas) conectados con el margen externo de la muestra. La conectividad de poros (C) corresponde a la razón entre la porosidad conectada y la porosidad total de la muestra (φ_T) (Ec. 3.1).

$$C = \frac{\varphi_C}{\varphi_T} \quad \text{Ec. 3.1}$$

Este valor corresponde a una medida de la fracción de poros en un sistema que se encuentran interconectados y se encuentra relacionada con la permeabilidad (k). Se define también los poros conectados de extremo a extremo en la muestra, los cuales indican conectividad a lo largo de un eje de la muestra.

Los valores de porosidad y conectividad son obtenidos a través de técnicas de μ CT por un análisis 3D. Se reconoce que estas características controlan el flujo de agua en subsuperficie en regiones volcánicas (Song *et al.*, 2001), además estos valores permiten reconocer el estilo eruptivo que dio origen a estas rocas (Colombier *et al.*, 2017).

2.1.2. Permeabilidad

La permeabilidad (k) corresponde a la capacidad de un material de permitir el paso de un fluido a través de sus poros, donde su valor depende de la porosidad y la conectividad de poros (Colombier *et al.*, 2017). La permeabilidad se encuentra relacionada a la geometría de los poros y su anisotropía.

La permeabilidad usualmente es medida por dos componentes, ya que los flujos que pasan por un medio poroso pueden perder energía por su viscosidad y por efectos de inercia (Rust & Cashman, 2004). Se describe así la permeabilidad viscosa (k_v) y la permeabilidad inercial (k_i), donde una mayor k_v indica menor resistencia del flujo por efectos de viscosidad, mientras que una mayor k_i indica menor resistencia al flujo por efectos de la inercia o turbulencia (Rust & Cashman, 2004). A tasas de flujo altas hay una mayor pérdida de energía por la inercia, mientras que a tasas de flujo baja se tienen flujos laminares, donde la permeabilidad total es igual a la permeabilidad viscosa (k_v).

2.1.2.1. Permeabilidad de Depósitos Piroclásticos

La permeabilidad requiere conectividad de poros, por lo cual se encuentra controlado por la nucleación, crecimiento y coalescencia de burbujas en magmas silíceos (Rust & Cashman, 2004). En cuanto a factores que controlan la permeabilidad en rocas volcánicas, se observa que la anisotropía

relacionada a vesículas elongadas en una dirección preferencial puede llevar a un aumento de la permeabilidad siguiendo esta orientación (Blower, 2001). Específicamente, en depósitos piroclásticos se observa que durante el proceso de soldamiento los poros son aplastados por la compactación, creando porosidad en forma de redes anisotrópicas que entregan una mayor permeabilidad paralela a estas estructuras elongadas (Wright & Cashman, 2014). Este proceso de soldamiento también puede causar desvitrificación, que lleva a un aumento de la porosidad por la disminución de volumen en la transición vidrio-mineral, además se tiene la formación de fracturas que pueden aumentar la porosidad en planos específicos. Estos cambios en la porosidad y permeabilidad durante el soldamiento pueden ser de manera no uniforme (Wright & Cashman, 2014).

2.1.2.2. Modelos de Permeabilidad

La permeabilidad viscosa (k_v) puede ser estimada por la textura de los poros en base a la ecuación modificada de Kozeny-Carman (Degruyter *et al.*, 2010)

$$k_v = \frac{\varphi_c d^2}{16\chi\tau^2} \quad \text{Ec. 3.2}$$

Esta se basa en canales capilares, donde φ_c es la porosidad conectada, d representa el diámetro característico de los poros, χ es un factor de forma que es una constante geométrica que representa la forma de la sección transversal de los canales de flujo y τ que es la tortuosidad del medio.

El factor de forma χ puede ser estimado con el diámetro equivalente D_{eq} y el diámetro hidráulico D_h según la siguiente ecuación

$$\chi = \left(\frac{D_{eq}}{D_h} \right)^2 \quad \text{Ec. 3.3}$$

Donde D_{eq} es el diámetro equivalente, un valor de referencia que simplifica la geometría de los poros y su valor es el diámetro de una esfera que tiene el mismo volumen que la media de los poros, lo cual permite comparar la forma real de los poros con una geometría ideal (esfera). D_h es el diámetro hidráulico, una medida del tamaño de poros que relaciona su volumen y área, entregando un parámetro geométrico de los poros.

La τ está definida como la razón entre el largo del camino real que realizaría un fluido y el largo en línea recta, relacionado a la porosidad conectada y definida según la siguiente ecuación (Degruyter *et al.*, 2010):

$$\tau^2 = \varphi_c^{1-m} \quad \text{Ec. 3.4}$$

Donde m es el factor de tortuosidad que permite estimar el valor τ , que describe la geometría de los canales de flujo. Así, se muestra una relación donde la permeabilidad depende la porosidad y textura local de la roca, esto permite obtener una aproximación de la permeabilidad para entender el flujo de agua, lixiviación y transporte de solutos en ignimbritas.

2.2. Lixiviación de Li y Movilidad en Medios Piroclásticos

Dentro de los factores que controlan la distribución del Li en el Salar de Atacama, durante la etapa syn-eruptiva se reconoce la exsolución de volátiles, mientras que en la etapa post-eruptiva destaca la interacción agua-roca. (Álvarez-Amado *et al.*, 2022b). De los factores post-eruptivos se reconoce la meteorización de ignimbritas como uno de los procesos más importantes en el origen de solutos, donde ocurre una interacción agua-roca a alta temperatura, permitiendo la lixiviación, con un flujo subterráneo por diferencia de potencial hidráulico entre la Cordillera Occidental y el Salar de Atacama. (Álvarez-Amado *et al.*, 2022a). A medida que estas aguas geotermales migran lejos de su fuente de calor se mezclan con aguas meteóricas subterráneas, que reaccionan con rocas a baja temperatura (Godfrey *et al.*, 2019).

Respecto a la meteorización de ignimbritas, debido a la mayor solubilidad de fases vítreas, un mayor contenido de vidrio podría llevar a mayores concentraciones de Li en aguas subterráneas. En adición, el grado de soldamiento de estas ignimbritas también favorecería la permeabilidad en estas litologías, permitiendo una mayor infiltración de fluidos y lixiviación de Li (Álvarez-Amado *et al.*, 2022b).

2.3. Fundamentos de μ -CT y Cálculo de REV

En general, la forma clásica de estudiar la textura de productos volcánicos consiste en un análisis 2D a través de microscopía óptica y/o microscopía electrónica de barrido. Si bien estos métodos ofrecen un análisis rápido de la textura, no entregan información real de la estructura interna del material volcánico (Polacci *et al.*, 2010). Respecto a esto, la microtomografía de rayos-X (X-ray μ -CT) se ha convertido en la única técnica de alta resolución no destructiva, que permite visualizar y cuantificar la textura interna de rocas volcánicas (e.g. cristales, vesículas y matriz) en 3D (Baker *et al.*, 2012).

En particular para rocas piroclásticas, la microtomografía de rayos-X permite obtener imágenes y cuantificar las características texturales y morfológicas de vesículas. Se puede obtener una caracterización de la distribución de tamaño de vesículas, su geometría y elongación, la aspereza de sus bordes y la topología de poros. Respecto a los cristales se puede reconocer su tamaño, forma y orientación, además de su distribución espacial y adicional, existen estudios de la relación textural entre cristales y vesículas (Baker *et al.*, 2012). Esta metodología puede ser utilizada también para el análisis de las fracturas y conectividad de poros (Cnudde & Boone, 2013). Además de estas mediciones cualitativas y cuantitativas, los datos obtenidos por microtomografía de rayos-X pueden ser utilizados como base para modelamientos y simulaciones, como por ejemplo para evaluar las propiedades de permeabilidad de rocas vesiculares (Baker *et al.*, 2012).

En cuanto a las limitaciones de la microtomografía de rayos-X, se encuentra el ruido asociado a las imágenes, la discretización espacial que está entregada por la relación entre el tamaño de la muestra y el *voxel size* y la dependencia del operador. Por otra parte, muchas veces es requerida información adicional para la interpretación de los resultados, por lo tanto, es importante complementar esta metodología con datos 2D y/o 3D a través de otras técnicas (Cnudde & Boone, 2013).

El *voxel size* determina la resolución de la imagen e indica el nivel de detalle que puede ser visto, entregado por el volumen de interés (VOI). Por otra parte, para mediciones de la porosidad es importante determinar el volumen elemental representativo (REV), que debe ser específico para representar las heterogeneidades de la muestra y que permita una correcta caracterización del sistema de poros.

3. MARCO GEOLÓGICO

3.1. Unidades Morfoestructurales

En el área de estudio, los Andes Centrales están conformados por 3 dominios morfoestructurales, que de oeste a este corresponden a la Cuenca de Atacama, Cordillera Occidental y Puna (Figura 3.1).

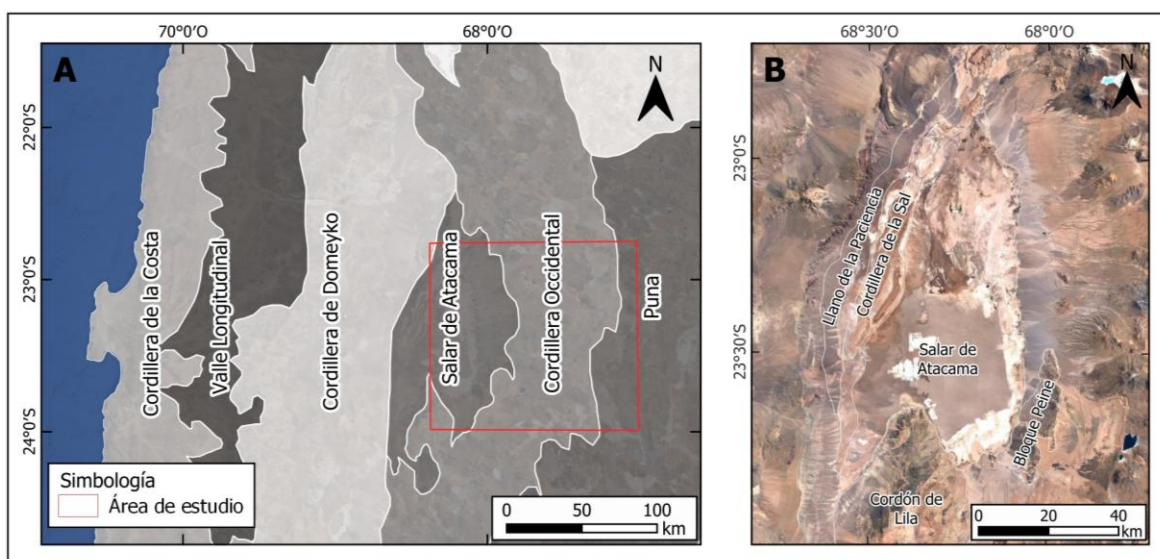


Figura 3.1: Esquema de morfoestructuras del área de estudio. **A.** Principales morfoestructuras de los Andes Centrales en base a Amilibia *et al.* (2008). **B** Morfoestructuras a nivel local en base a Arriagada *et al.* (2006).

Entre los 21 y 25°S ocurren una serie de rasgos geotectónicos anómalos, donde destaca el aumento de la distancia entre la fosa y la Cordillera Occidental y la presencia de una cuenca intermontana alzada a 2.300 m que contiene los salares de Atacama y Punta Negra (Tassara & Yáñez, 2003). Dicha cuenca es limitada al oeste por la Cordillera de Domeyko, que corresponde a la parte norte de la Precordillera y está formada por rocas del basamento del Paleozoico-Triásico temprano y una cubierta del Mesozoico-

Cenozoico,alzada por un sistema de fallas N-S y relacionada a grandes depósitos de pórfidos Cu-Mo de la franja Eoceno-Oligoceno (Amilibia *et al.*, 2008).

Hacia el oeste se encuentra la Depresión Intermedia, que representa una cuenca de antearco, paralela a la fosa, rellena mayoritariamente por sedimentos del Cenozoico superior–Cuaternario (Charrier *et al.*, 2007). En el sector más occidental, la Cordillera de la Costa está compuesta principalmente por una secuencia de rocas volcánicas de composición básica a intermedia, que representa el arco magmático del Jusásico-Cretático medio (Kay & Coira, 2009). Hacia el este del Salar de Atacama, la Cordillera Occidental alcanza las máximas elevaciones del segmento (Tassara & Yáñez, 2003) y representa el actual frente del arco volcánico, constituido principalmente por rocas volcánicas del Neógeno-Cuaternario, conformada por estratovolcanes que sobreyacen a depósitos ignimbríticos (Allmendinger *et al.*, 1997).

Al este de la Cordillera Occidental se extiende el Altiplano y la Puna, que forman el *plateau* de los Andes Centrales, limitado al este por la Cordillera Oriental, que constituye el límite morfológico del orógeno principal (Tassara & Yáñez, 2003). La Puna constituye la continuación meridional del Altiplano, que se caracteriza por un relieve irregular con una elevación promedio de 4.200 m (Tassara & Yáñez, 2003).

A nivel local, la Cuenca de Atacama incluye el Llano de la Paciencia y el Salar de Atacama. El primero se ubica hacia el oeste, y consiste en una depresión alargada en sentido N-S de 80 km de largo y 8 km de ancho máximo, que posee un depósito salino en su parte oriental. Por otra parte, el Salar de Atacama corresponde a una depresión, constituida en un 75% por un depósito salino (Ramírez & Gardeweg, 1982). Estas cuencas son separadas por la Cordillera de la Sal, que es una cadena de 5-10 km de ancho, que forma un complejo de cinturón plegado y corrido, que alza depósitos del Oligoceno al Reciente, con depósitos ricos en evaporitas e ignimbritas (Ramírez & Gardeweg, 1982).

Hacia la Cordillera Occidental, se reconoce una serie de rocas del Paleozoico que se describen como el basamento, en el denominado Bloque Peine (Arriagada *et al.*, 2006). Por otra parte, en el extremo meridional del Salar de Atacama se reconocen las rocas más antiguas del área de estudio en el Cordón de Lila, donde se exponen rocas sedimentarias e ígneas del Ordovícico al Carbonífero (Niemeyer, 1984 en Arriagada *et al.*, 2006).

3.2. Unidades Geológicas

La geología del Salar de Atacama y la Cordillera Occidental de la región de Antofagasta está compuesta por rocas estratificadas e intrusivas de edades desde el Ordovícico al Cuaternario (Figura 3.2). Las rocas más antiguas que

forman el basamento corresponden a secuencias volcánicas y sedimentarias que afloran en el Bloque Peine, además de cuerpos intrusivos que afloran principalmente en el Cordón de Lila. En la Cordillera Occidental dominan ignimbritas neógenas y cuaternarias que rellenan antiguas quebradas y forman extensos *plateau* inclinados levemente (3-5°) hacia el oeste (Ramírez & Gardeweg, 1982). Sobre estas unidades se reconocen los depósitos de estratovolcanes del Cuaternario, junto con depósitos sedimentarios aluviales y salinos que forman parte del relleno de cuencas.

3.2.1. Rocas Estratificadas

3.2.1.1. Complejo Ígneo-Sedimentario del Cordón de Lila (Ordovícico Inferior)

Definida por Niemeyer (1985), el Complejo Ígneo-Sedimentario del Cordón de Lila (CISL) corresponde a la unidad de rocas más antiguas del área de estudio. Afloran en la parte suroccidental, en el sector del Cordón de Lila. Su base no está expuesta y se encuentra cubierto en discordancia por la Formación Quebrada Grande. Está formado en su base por sucesiones de lavas basálticas con estructuras de almohadillas, en intercalación con areniscas y escasos lentes delgados de calizas. Hacia techo presenta lavas dacíticas y tobas brechosas, con intercalaciones de lutitas y areniscas (Niemeyer, 2013). Zimmermann *et al.* (2010) (en Niemeyer, 2013) obtienen dos edades U-Pb en circones de 471 ± 6 y 468 ± 6 Ma, que indican el Ordovícico Inferior.

3.2.1.2. Formación Aguada de la Perdiz (Ordovícico)

García *et al.* (1962) definen la Formación Aguada de la Perdiz, que aflora en el sector oriental del área de estudio, en las cercanías de la frontera con Argentina. La base no se encuentra expuesta y hacia techo se encuentra en discordancia con las ignimbritas Atana y Guaitiquina. En su base está compuesta por una alternancia de areniscas y limolitas, con aparición de graptolites, y hacia techo presenta bancos de areniscas y conglomerados, con delgados niveles limolíticos. Dentro de la secuencia presenta niveles fuertemente silicificados (Gardeweg & Ramírez, 1985). En base a antecedentes paleontológicos disponibles, Gardeweg & Ramírez (1985) asignan la unidad al Ordovícico.

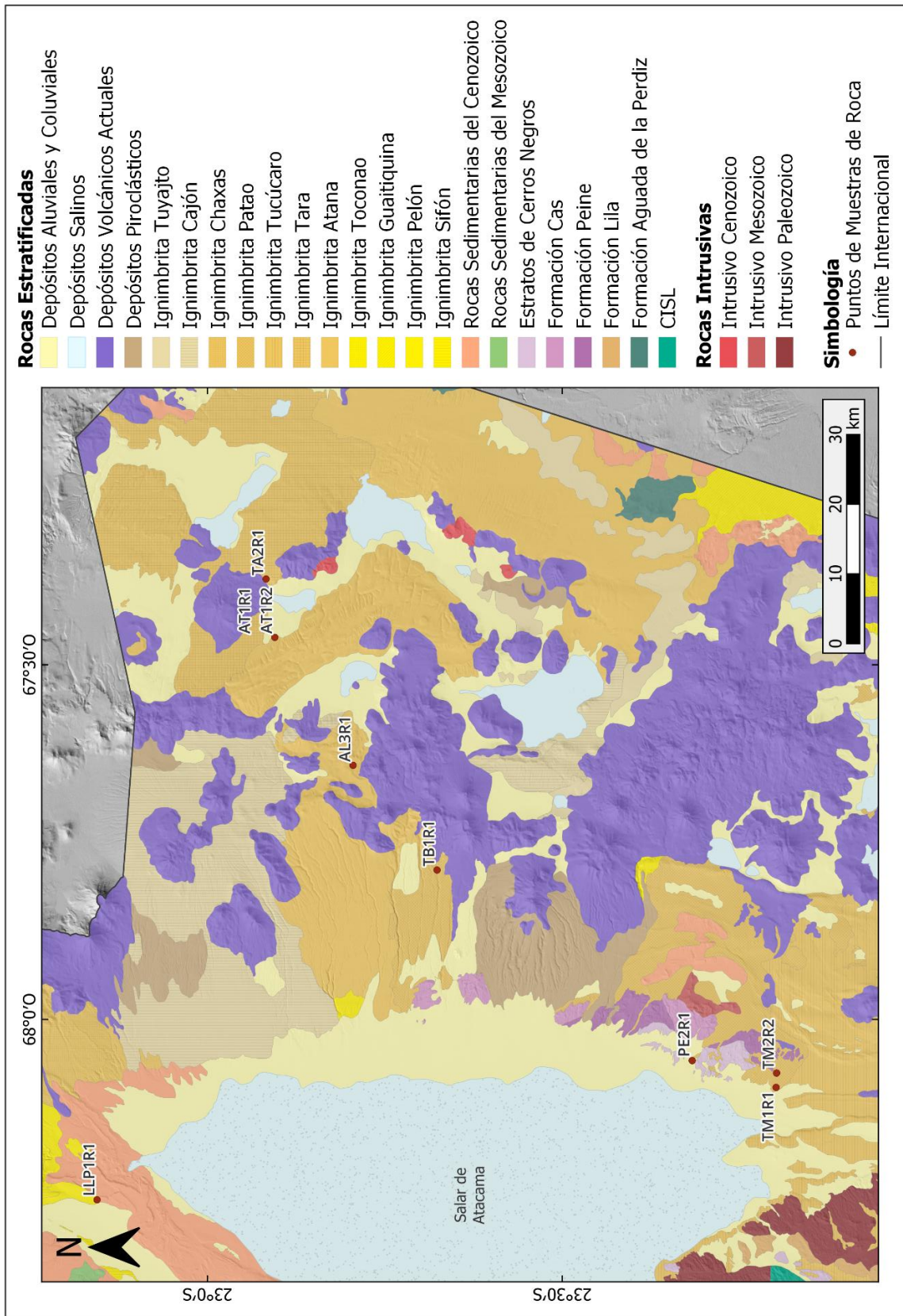


Figura 3.2: Mapa geológico del área de estudio y puntos de muestreo. Recopilado de Ramírez & Gardeweg (1982), Marinovic & Lahsen (1984), Gardeweg & Ramírez (1985) y Niemeyer (2013).

3.2.1.3. Formación Lila (Devónico Inferior)

Moraga y otros (1974) denominaron la Formación Lila a una secuencia de rocas sedimentarias que aflora al sur del Salar de Atacama, en el Cordón de Lila. Se dispone en inconformidad sobre granitoides del Paleozoico (Ramírez & Gardeweg, 1982) y en discordancia sobre el CISL, y se observa cubierta en discordancia por Estratos de Cerro Negro. Corresponde a una secuencia rítmica compuesta principalmente por areniscas cuarcíferas, con laminación y estratificación cruzada local, y en menor medida limolitas y conglomerados (Niemeyer, 2013). Cecioni (1982) (en Niemeyer, 2013) describe restos fósiles de conuláridos, que permiten asignar esta unidad al Devónico Inferior.

3.2.1.4. Formación Peine (Triásico Inferior)

Definida por Moraga *et al.* (1974) y redefinida por Ramírez & Gardeweg (1982). Aflora en los cerros entre Toconao y Tilomonte, al noreste de Peine. Su base es desconocida y hacia techo se encuentra en discordancia con los Estratos de Cerros Negros. Corresponde a una secuencia volcanosedimentaria, con un miembro inferior de andesitas y brechas andesíticas, un miembro medio de lutitas y areniscas y un miembro superior de tobas (Ramírez & Gardeweg, 1982). Moraga *et al.* (1974) indican una edad del Jurásico por su contenido fosilífero, mientras que Niemeyer (2013) la asigna al Triásico Inferior. Esta formación representa un ambiente volcánico continental, con depositación de facies sedimentarias aluviales y flujos ignimbríticos (Alfaro & Muñoz, 2009 en Niemeyer, 2013).

3.2.1.5. Formación Cas (Triásico Inferior)

Designada por Moraga *et al.* (1974) como las rocas que afloran en los cerros de Cas, al noreste de Socaire. La base de esta unidad es desconocida y hacia techo se reconoce en discordancia con la ignimbrita Patao, además se encuentra en contacto por falla con rocas de la Formación Peine (Ramírez & Gardeweg, 1982). Compuesto por un miembro superior con lavas andesíticas, areniscas y conglomerados, un miembro medio de tobas, lavas dacíticas y aglomerados, y un miembro superior con lavas andesíticas y brechas piroclásticas (Niemeyer, 2013). A través de ataciones U-Pb en circones, Breitkreuz & Van Schmus (1996) obtienen edades del Triásico Inferior, relacionado a un ambiente volcánico subaéreo, asociado a una caldera volcánica (Niemeyer, 2013).

3.2.1.6. Estratos de Cerros Negros (Triásico Inferior)

Unidad informal descrita por Ramírez & Gardeweg (1982), como las secuencias volcanosedimentarias que afloran en Cerros Negros, al sureste de Peine. Se encuentran en discordancia sobre la Formación Peine y está cubierta en discordancia por la ignimbrita Patao. Corresponde a lavas andesíticas, con escasas intercalaciones de areniscas y lutitas arenosas (Ramírez & Gardeweg, 1982). Niemeyer (2013) la asigna al Triásico Inferior en base a una edad U-Pb en circones de $247,00 \pm 2,47$ Ma, en un ambiente de depositación continental subaéreo, interrumpido por episodios lacustres.

3.2.1.7. Rocas Sedimentarias del Mesozoico (Cretácico)

Las rocas sedimentarias del Mesozoico que afloran en el área de estudio corresponden a la Formación Purilactis, definida por Dingman (1963) y posteriormente modificada por Ramírez & Gardeweg (1982), que aflora en el sector noroccidental del área de estudio, en la Cordillera de Domeyko. Infrayace en discordancia a ignimbritas del Mioceno y corresponde principalmente a secuencias de areniscas pardo-rojizas, lutitas y arcillas, con intercalaciones de conglomerados y capas de yeso. En base a sus relaciones de contacto y presencia de fósiles marinos, la edad posiblemente se encuentre restringida al Cretácico (Marinovic & Lahsen, 1984).

3.2.1.8. Rocas Sedimentarias del Cenozoico (Oligoceno)

Corresponden a diversas unidades sedimentarias del Cenozoico, que se incluyen en las cartas Hoja Calama, Hoja Toconao y Río Zapaleri (Marinovic & Lahsen, 1984; Ramírez & Gardeweg, 1982; Gardeweg & Ramírez, 1985). En el área de estudio, se reconocen en el sector noroccidental en la Cordillera de la Sal, en el sector sureste del Salar de Atacama, y cercano al límite fronterizo. En general, se describen como secuencias sedimentarias de areniscas, arcillas y conglomerados, con mantos de sal y yeso, e intercalaciones de tobas (Marinovic & Lahsen, 1984). Se diferencia la Formación El Tambo, como depósitos de calizas y calizas arenosas (Ramírez & Gardeweg, 1982). Dataciones radiométricas K-Ar en niveles tobáceos indican una edad máxima de 28 ± 6 y $24,9\pm 1,0$ Ma (Marinovic & Lahsen, 1984).

3.2.1.9. Ignimbrita Sifón (Mioceno superior)

Definida por Guest (1969) como flujos ignimbríticos que se extienden de los ríos Toconce y Salado hasta el norte de San Pedro de Atacama. Se dispone en discordancia sobre las formaciones Tuina, Purilactis, San Pedro, Tambores, las ignimbritas Río Salado y Artola, y subyace las formaciones Toconce, Vilama, las ignimbritas Yerba Buena y Pelón (Guest, 1969). Corresponde a tobas de composición dacítica, color gris pardo y pardo claro, bien soldada, con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol, biotita y piroxeno (Henríquez *et al.*, 2014). Al microscopio se reconoce una matriz vitroclástica ligeramente soldada, con anfíbol, biotita y escasos piroxenos. Dataciones U-Pb en circones indican una edad de $8,40 \pm 0,27$ Ma (Henríquez *et al.*, 2014), lo cual en conjunto con relaciones estratigráficas permiten ubicarla en la parte media del Mioceno superior.

3.2.1.10. Ignimbrita Pelón (Mioceno superior)

Definida por Ramírez (1979), aflora en el Llano Pelón, cerros de Purilactis, Llano de la Paciencia y en las quebradas de los ríos Salado y Grande (Henríquez y otros, 2014). Se dispone sobre las ignimbritas Sifón y Yerba Buena, y subyace en discordancia a las ignimbritas Puripicar y Chaxas, y está cubierta en parte por la Formación Vilama (Marinovic & Lahsen, 1984). Corresponde a tobas riódacíticas gris clara, débil a fuertemente soldada, con cristales de biotita orientados, cuarzo, plagioclasa y algunos fragmentos líticos. Dataciones Ar-Ar en biotita entregan edades entre los $6,17 \pm 0,07$ y $5,85 \pm 0,04$ Ma. (Henríquez *et al.*, 2013).

3.2.1.11. Ignimbrita Guaitiquina (Mioceno superior)

Unidad designada por Francis & Baker (1978), posteriormente redefinida por Gardeweg & Ramírez (1985). Conjunto de rocas ignimbríticas, que aflora en la zona fronteriza de Chile, Argentina y Bolivia. Se ubica estratigráficamente sobre las formaciones Siglia y Pastos Chico, y subyace a Depósitos Volcánicos Actuales, y las ignimbritas Atana y Pampa Chamaca. Corresponde a tobas dacíticas color pardo-rojizo a gris-rosáceo, con fiammes y un grado de soldamiento variable. Compuesto por líticos, pómez y fenocristales de plagioclasa y biotita. Se obtienen dataciones radiométricas en biotita y roca total de $5,1\pm 0,4$, $4,9\pm 0,7$ y $3,8\pm 1,2$ Ma, que permiten asignar la unidad al Mioceno superior (Gardeweg & Ramírez, 1985).

3.2.1.12. Ignimbrita Toconao (Mioceno superior-Plioceno)

Designada por Guest (1969), al este de Toconao. Subyace a la ignimbrita Cajón (Guest, 1969) y Atana, y sobreyace a la ignimbrita La Pacana (Ramírez & Gardeweg, 1982). Se define como una ignimbrita riolítica gris clara, compuesta por abundantes clastos de pómez (25%), líticos y fenocristales de plagioclasa y biotita orientada, con variaciones verticales en su grado de soldamiento (Ramírez & Gardeweg, 1982), caracterizada por su bajo contenido de cristales y presencia de pómez alargadas (Lindsay *et al.*, 2001). Lindsay *et al.* (2001) obtienen dos edades K-Ar de roca total en pómez de $5,27\pm 1,12$ y $5,81\pm 0,38$ Ma, sin embargo, la edad sigue inconclusa entre el Mioceno superior y Plioceno, concordante con su relación de contacto con otras ignimbritas.

3.2.1.13. Ignimbrita Atana (Plioceno)

Definida por Ramírez & Gardeweg (1982), como el conjunto de flujos ignimbríticos que afloran en los cordones de La Pacana y al sur del volcán Chascón. Redefinida por Lindsay *et al.* (2001), como un flujo homogéneo y soldado, distribuida de manera radial al este, oeste y sur de la Caldera La Pacana. Sobreyace a las formaciones sedimentarias del Ordovícico al Terciario, a las ignimbritas Guaitiquina y todas las del Mioceno superior y pórfidos dacíticos del Mioceno medio. Subyace a las ignimbritas Pampa Chamaca, Filo Delgado, Tuyajto y Depósitos Volcánicos Actuales (Gardeweg & Ramírez, 1985). Corresponde a una toba dacítica cristalina. Compuesta por facies intracaldera de un domo resurgente, con unidades bien soldadas y desvitrificadas, con clastos de pómez gris oscuro aplastados. Las facies extracaldera corresponden a una ignimbrita homogénea rica en cristales (40-45% cristales), con plagioclasa, biotita, cuarzo, hornblenda, magnetita e ilmenita, en una matriz desvitrificada. Los fragmentos líticos son escasos y en general consisten en tobas precaldera. Se caracteriza por presentar pómez con abundante contenido de hornblenda, magnetita, titanita y piroxeno (Lindsay *et al.*, 2001). Lindsay *et al.* (2001) obtienen dos edades para la ignimbrita, de $4,1 \pm 0,13$ y $4,0 \pm 0,09$ Ma.

3.2.1.14. Ignimbrita Tara (Plioceno)

Definida por Lindsay *et al.* (2001), anteriormente descrita dentro de la ignimbrita Atana. Se reconoce en el sector noreste del área de estudio, cercano al Salar de Tara, en el límite fronterizo con Argentina y Bolivia. Compuesta por 5 flujos, separados por delgados depósitos de caída y/o de oleadas piroclásticas ricas en cristales. Las unidades presentan una composición dacítica, un nivel de soldamiento medio a bajo, y en general son flujos más ricos en pómez que la ignimbrita Atana, con un mayor contenido de vesículas. Presenta gradación inversa de pómez hacia techo y clastos líticos principalmente de riolita bandeada. Lindsay *et al.* (2001) entregan nuevas edades para esta ignimbrita, donde las muestras ricas en cristales de la parte basal entregan edades entre 5,5 y 5,7 Ma, mientras que la parte superior presenta edades entre 3,4 y 3,8 Ma.

3.2.1.15. Ignimbrita Tucúcaro (Plioceno)

Definida por Marinovic (1978), se reconoce al sur del Salar de Atacama, desde el cordón formado por los cerros de Hipiras, Cósor y Miñiques, hasta el sector occidental de los cerros de Lila (Ramírez & Gardeweg, 1982). Se dispone discordante sobre los Estratos de Tilocalar, en inconformidad sobre rocas del Paleozoico de los cordones de Lila y Chinquilchoro, y sobreyace a depósitos lacustres del Salar de Atacama. Infrayace concordante a depósitos aluviales, depósitos de sinter calcáreo (Niemeyer, 2013) y la ignimbrita Patao (Ramírez & Gardeweg, 1982). Corresponde a una toba moderadamente soldada, de color pardo rosado en el afloramiento y gris claro en superficie

fresca (Marinovic, 1978), con fenocristales principalmente de plagioclasa y biotita orientada, fragmentos de pómez y líticos de volcanitas oxidadas (Ramírez & Gardeweg, 1982). Ramírez & Gardeweg (1982) realizaron una datación K-Ar en biotita y obtienen una edad de $3,2\pm 0,3$ Ma., que permite asignarla al Plioceno (Niemeyer, 2013).

3.2.1.16. Ignimbrita Patao (Plioceno)

Definida por Ramírez (1978), aflora desde la quebrada Aguas Blancas hacia el sur (Ramírez & Gardeweg, 1982). Se dispone sobre las ignimbritas Atana y Tucúcaro, y bajo Depósitos Volcánicos Actuales. Corresponde a una toba vítrea de color gris claro y composición dacítica (Irvine & Baragar, 1971 en Ramírez & Gardeweg, 1982), con su porción basal deleznable y su porción superior bien soldada (Ramírez & Gardeweg, 1982). Compuesta por fenocristales de plagioclasa, biotita y cuarzo, fragmentos de pómez, líticos y escoria volcánica (Ramírez & Gardeweg, 1982; Niemeyer, 2013). Ramírez & Gardeweg (1982) realizan una datación K-Ar en biotita, obteniendo una edad de $3,1\pm 0,7$ Ma, otorgándole una edad del Plioceno.

3.2.1.17. Ignimbrita Chaxas (Plioceno superior-Pleistoceno inferior)

Secuencia de tobas designada por Guest (1969), se distribuye radialmente desde Sierra de Chaxas, al noreste de San Pedro de Atacama. Estos flujos sobreyacen a la ignimbrita Puripicar e infrayacen a la ignimbrita Cajón y Depósitos Volcánicos Actuales (Marinovic & Lahsen, 1984). Conformado

tobas brechosas, tobas y tobas de lapilli, con clastos de pómez, andesitas y fragmentos de la ignimbrita Puripicar. Henríquez *et al.* (2014) obtienen una edad U-Pb en circones de $2,67\pm 0,03$ Ma.

3.2.1.18. Ignimbrita Cajón (Pleistoceno)

Definida por Guest (1968). Aflora en el extremo suroriental de San Pedro de Atacama y se extiende hacia la ladera oriental de la cordillera de los Andes, al este de los volcanes Chascón y Alítar. Se ubica estratigráficamente sobre la ignimbrita Atana y en concordancia sobre la ignimbrita Chaxas, y subyace a Depósitos Volcánicos Actuales. Es una toba débilmente soldada, de color pardo o gris rosáceo, con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita orientada, anfíbol y/o piroxeno. Esta unidad presenta fragmentos de pómez elongados paralelo a la dirección del flujo, con abundancia variable que aumenta hacia el frente del flujo. Análisis químicos de esta unidad permiten clasificar la toba como dacítica y andesítica. Dataciones radiométricas de K-Ar en biotita entregan una edad de $1,3\pm 0,3$ Ma y $1,7\pm 0,3$ Ma, que permiten asignar una edad mínima del Pleistoceno (Ramírez & Gardeweg, 1982).

3.2.1.19. Ignimbrita Tuyajto (Pleistoceno-Holoceno)

Definida por Ramírez & Gardeweg (1982), aflora en las cercanías de la laguna Tuyajto y del salar Aguas Calientes Sur, y se extiende al norte del cordón Puntas Negras. Se ubica estratigráficamente sobre la ignimbrita Cajón y bajo Depósitos Volcánicos Actuales. Constituida por una toba moderada a

fuertemente soldada, de color pardo-rojizo, con abundantes fenocristales (25%) de plagioclasa y piroxeno. Contiene fragmentos de pómez aplastada y líticos volcánicos (Ramírez & Gardeweg, 1982). Gardeweg & Ramírez (1985) realizan una datación radiométrica K-Ar de roca total, que indica una edad de $0,5 \pm 0,5$ Ma.

3.2.1.20. Depósitos Piroclásticos (Cuaternario)

Corresponde a depósitos piroclásticos poco consolidados a no consolidados, que provienen de diversos centros volcánicos del área, distribuidos en la Cordillera Occidental en el área de estudio. Compuestos por escorias y bombas volcánicas, pómez y niveles de ceniza y lapilli. Se determina su edad en base a relaciones estratigráficas con ignimbritas.

3.2.1.21. Depósitos Volcánicos Actuales (Cuaternario)

Esta unidad agrupa diversos estratovolcanes y depósitos volcánicos, distribuidos hacia el sector oriental del área de estudio, que se incluyen en las cartas Hoja Calama, Hoja Toconao y Río Zapaleri (Marinovic & Lahsen, 1984; Ramírez & Gardeweg, 1982; Gardeweg & Ramírez, 1985). Engran a diversas ignimbritas del Neógeno y Cuaternario, e infrayace a depósitos aluviales y coluviales actuales. Corresponden a diversos cuerpos volcánicos, coladas de lava y depósitos volcánicos asociados, de composición principalmente andesítica a dacítica (Marinovic & Lahsen, 1984).

3.2.1.22. Depósitos Salinos (Cuaternario)

Corresponde al relleno sedimentario de cuencas endorreicas que constituyen diversos salares y lagunas salobres que se encuentran distribuidas por toda el área de estudio, incluidos en las cartas Hoja Calama, Hoja Toconao y Río Zapaleri (Marinovic & Lahsen, 1984; Ramírez & Gardeweg, 1982; Gardeweg & Ramírez, 1985). Compuesto por cubiertas evaporíticas de cloruros, sulfatos, boratos y/o limos salinos que en algunos casos engranan lateralmente con material detrítico (Ramírez & Gardeweg, 1982).

3.2.1.23. Depósitos Aluviales y Coluviales (Cuaternario)

Esta unidad incluye depósitos no consolidados aluviales y lacustres de las cartas Hoja Calama, Hoja Toconao y Río Zapaleri (Marinovic & Lahsen, 1984; Ramírez & Gardeweg, 1982; Gardeweg & Ramírez, 1985). Los depósitos aluviales están constituidos por gravas, arenas, arcillas y limos de composición polimíctica, en ocasiones cementados por sales. Los depósitos lacustres están constituidos por gravas y arenas gruesas, con componentes piroclásticos, lentes de diatomitas y limos con ostrácodos (Marinovic & Lahsen, 1984).

3.2.2. Rocas Intrusivas

3.2.1.1. Intrusivos Paleozoico (Ordovícico-Pérmico)

Se incluye en esta unidad diversos cuerpos intrusivos del Ordovícico y Pérmico descritos en la carta Cerro Lila-Peine (Niemeyer, 2013), que afloran en el sector sur del área de estudio, en el Cordón de Lila. Se reconoce cubierto en inconformidad por la Formación Lila y la ignimbrita Tucúcaro. Los intrusivos ordovícicos corresponden a gabros, dioritas y granitos, que forman numerosos *roof-pendant*. El intrusivo pérmico que se encuentra en el área de estudio, corresponde a un cuerpo plutónico de composición monzodiorítica. La edad máxima obtenida por dataciones radiométricas U-Pb en circones es de $483,6 \pm 3,8$ Ma (Niemeyer, 2013).

3.2.1.2. Intrusivos Mesozoico (Cretácico)

En esta unidad se incluyen rocas intrusivas de composición granodiorítica y granítica del Cretácico, que afloran en el flanco oriental del Bloque Peine. Estas intruyen las rocas estratificadas de las Formación Peine y se encuentran cubiertas en inconformidad por las ignimbritas Tucúcaro y Patao. Determinaciones radiométricas K-Ar en biotita de $66,4 \pm 1,4$ y $64,6 \pm 1,1$ Ma permiten asignar estas unidades al Cretácico (Ramírez & Gardeweg, 1982).

3.2.1.3. Intrusivos Cenozoico (Mioceno)

Corresponden a cuerpos intrusivos porfídicos, ubicados en el extremo nororiental del área de estudio. Estas rocas intruyen rocas sedimentarias del Paleozoico y están cubiertas en inconformidad por Depósitos Volcánicos Actuales y la ignimbrita Atana. Corresponden a pórfidos dacíticos, en general de textura homogénea. Dataciones radiométricas K-Ar en biotitas entregan una edad de $12,9 \pm 0,5$ Ma (Marinovic, 1979 en Gardeweg & Ramírez, 1985).

3.3. Geología Estructural

Los principales rasgos estructurales de la zona cercana al Salar de Atacama corresponden a fallas inversas de alto ángulo y pliegues que afectan unidades de rocas (Aron, 2008) (Figura 2.3). En el sector noroccidental se encuentra la Cordillera de la Sal, donde se reconoce un sistema de pliegues en echelón y fallas inversas de alto ángulo, generadas por un acortamiento $N70^\circ W$ durante el Oligoceno, que afectan la Formación San Pedro (Aron, 2008). Este se encuentra separado de la Cordillera de Domeyko por el Llano de la Paciencia, que es una depresión que corresponde al bloque yacente de un sistema de fallas inversas de alto ángulo con vergencia al Este, las cuales son el resultado de la inversión de estructuras extensionales del Cretácico (Muñoz *et al.*, 2002).

En el Cordón de Lila se encuentra la Falla Tucúcaro, una falla inversa de alto ángulo de rumbo NS y vergencia al este, la cual genera un escarpe que mira al este. También se registra el Sistema de Fallas del Salar, que atraviesa la parte central de este sin evidenciar expresión topográfica en la superficie de la cuenca, y que corresponde a un sistema de fallas inversas de alto ángulo, de rumbo aproximado NS y manteos al oeste que afecta al basamento y al núcleo salino, con plegamiento por la propagación de falla, formando un anticlinal (Aron, 2008). Al sureste del Salar de Atacama se reconocen sistemas de fallas y pliegues que forman cordones montañosos de rumbo general NS-NNE.

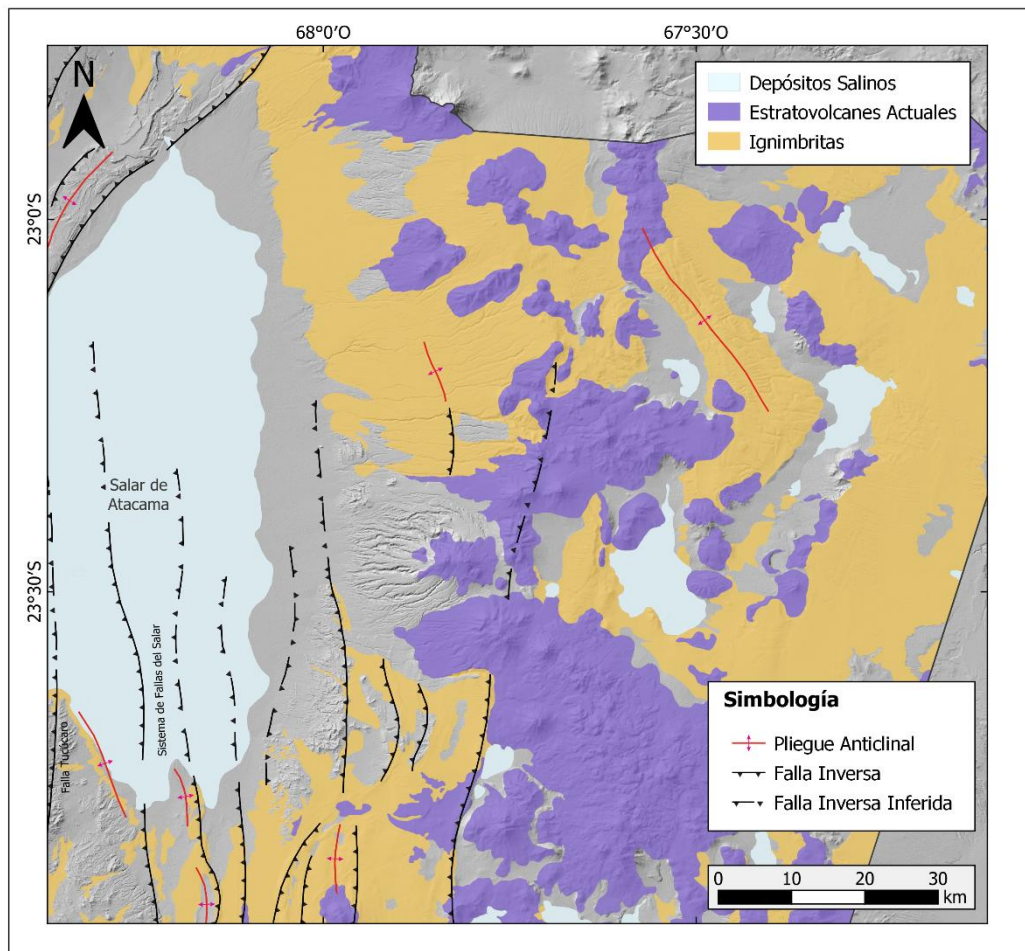


Figura 3.3: Mapa estructural simplificado del área de estudio. Basado en Aron (2008).

4. METODOLOGÍA

4.1. Técnica de Muestreo

Para este trabajo se seleccionaron un total de 9 muestras de puntos de interés en base a la información disponible de cartas geológicas del área, su accesibilidad desde los caminos principales y cercanía a fuentes de agua. De las muestras obtenidas, se describió la petrografía de 7 muestras a través de microscopía óptica y se seleccionaron 9 muestras para análisis de μ CT (Tabla 4.1). Estas muestras corresponden a rocas volcanoclásticas pertenecientes a las ignimbritas Patao, Atana y Pelón. Los puntos de muestreos se encuentran en la Cordillera Occidental, Bloque Peine y Llano de la Paciencia.

Tabla 4.1: Listado de muestras y tipo de análisis realizado. MIC: Microscopía, X-RAY: microtomografía de rayos-x.

Código	Coordenadas UTM		Análisis		Tipo	Unidad
	Este	Norte	MIC	X-RAY		
TM1R1	592081	7367463	Si	Si	Ignimbrita	Patao
TM2R2	594148	7367374	Si	Si	Ignimbrita	Patao
PE2R1	596025	7380530	Si	Si	Ignimbrita	Patao
TA2R1	666015	7446411	Si	Si	Ignimbrita	Atana
TB1R1	623755	7420142	-	Si	Ignimbrita	Patao
AT1R1	657570	7445141	Si	Si	Ignimbrita	Atana
AT1R2	657570	7445141	-	Si	Ignimbrita	Atana
AL3R1	638982	7433117	Si	Si	Ignimbrita	Atana
LLP1R1	576481	7473507	Si	Si	Ignimbrita	Pelón

En cuanto a los análisis realizados, las muestras para microtomografía son en su totalidad ignimbritas. Las mismas muestras fueron utilizadas para la obtención de cortes transparentes, ya que ambas metodologías son complementarias y permiten un estudio de mayor detalle y con distinto análisis dimensional. Se descartaron para corte transparente dos muestras que presentaban análisis petrográfico en ese mismo punto en estudios anteriores y/o en este. Las ignimbritas seleccionadas para este estudio representan flujos ignimbríticos del Mioceno y Plioceno, descritas como tobas vítreas y cristalinas con distintos grados de soldamiento y desvitrificación. Debido a la gran cobertura de estas rocas en la Cordillera Occidental, las muestras seleccionadas buscan incrementar la cantidad de puntos de estudio para estas unidades, complementando la información de estudios anteriores (e.g. Rosales, 2021). Además, los puntos de muestreo presentan diversas distancias al centro de emisión, buscando representar tanto zonas proximales como distales, donde se espera reconocer si existen diferentes patrones visuales y numéricos en los tomogramas para una misma ignimbrita, como también entre distintas unidades.

Para el cálculo de tamaños y procesamiento de imágenes obtenidas a través del microscopio óptico y tomogramas de μ CT se utiliza la aplicación *ImageJ*, un programa de procesamiento digital que dentro de su amplia variedad de funciones permite la medición de distancias y cálculo de áreas, a través de la obtención de la escala de la imagen dependiendo del aumento utilizado en microscopio y el *vóxel size* en μ -CT.

4.2. Técnica de Microtomografía de Rayos-X

La micromografía de rayos-X o micro-CT (μ CT) es frecuentemente utilizada como técnica no destructiva de imágenes 3D y análisis de la estructura interna de una gran variedad de objetos. Consiste en la aplicación de un haz de rayos-X a cierto objeto para la obtención de imágenes 3D en escala de grises, basado en el valor del coeficiente de atenuación lineal.

En cuanto al arreglo típico de μ CT, existen dos sistemas aplicados comúnmente a rocas ígneas, donde el más utilizado en laboratorio corresponde la microtomografía de rayos-X con haz cónico (Figura 4.1). En estos sistemas el objeto de investigación rota, mientras que la fuente de rayos-X se mantiene estática, lo cual permite una mejor estabilidad y una alta resolución. Consiste en un haz de rayos cónico que permite la magnificación geométrica del objeto según la distancia entre la fuente y el detector, así la mayor resolución alcanzable se encuentra limitada por el tamaño del punto focal de la fuente de rayos-X. Respecto a la preparación de la muestra, lo único requerido es que el objeto encaje en el campo de observación, pero la geometría más eficiente para el análisis corresponde a un cilindro (Ketcham & Carlson, 2001).

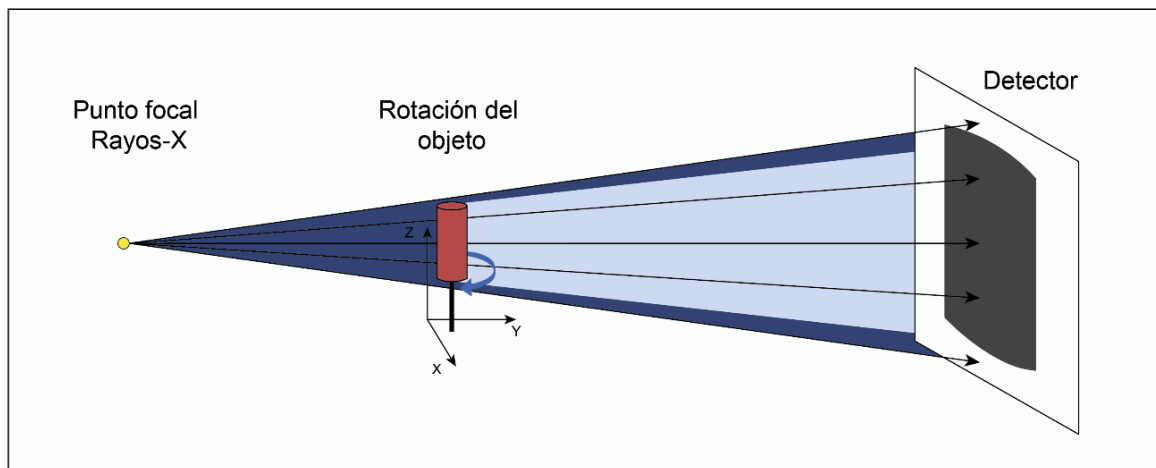


Figura 4.1: Esquema de un arreglo típico de μ CT con haz de rayo cónico. Modificado de Cnudde & Boone (2013).

Con esto, se obtienen imágenes que entregan la distribución del coeficiente de atenuación lineal, que depende de la densidad del material y el coeficiente de atenuación de masa, proporcional al número atómico. Posteriormente la distribución 3D se obtiene a partir del apilamiento de estas imágenes 2D (Cnudde & Boone, 2013), denominadas tomogramas o *slices*. El resultado se observa en escala de grises, donde fases con un coeficiente de atenuación lineal bajo (e.g. aire) se observará oscuro, aquellos con un coeficiente de atenuación lineal alto (e.g. magnetita) se observará brillante, mientras que fases intermedias presentarán un brillo intermedio. Algunas fases con densidad y número atómico similar (e.g. cuarzo y feldespato) pueden ser difíciles de separar (Pamukcu *et al.*, 2012).

Un punto importante para el análisis de μ CT es el *voxel size* (o píxel 3D), donde características de tamaño menor no serán visibles en las imágenes resultantes, pero si afectan en el valor del coeficiente de atenuación lineal obtenido. El *voxel size* se encuentra limitado por el tamaño de la muestra, donde en orden para reducirlo es necesario disminuir el tamaño de la muestra (Cnudde & Boone, 2013).

Para esto, se debe seleccionar el volumen de interés (VOI), el cual debe ser lo suficientemente grande para ser representativo de la muestra y de sus heterogeneidades, pero lo suficientemente pequeña para no sobrecargar de información y obtener la resolución necesaria (Baker *et al.*, 2012). El tamaño de las muestras para μ CT en general están en un rango entre 40 cm y menores a algunos micrómetros, con muestras típicas en geociencias entre 1mm y 5 cm (Cnudde & Boone, 2013).

4.3. Resolución y Análisis Dimensional

4.3.1. Descripción de Campo y Afloramiento

Para el estudio de rocas en este terreno se visitaron un total de 8 puntos, donde a nivel de afloramiento se reconocen depósitos de 1,5 a 14 m de espesor, con unidades que son definidas por variaciones físicas, como la orientación de clastos, cambios texturales o composicionales y gradaciones en el tamaño de grano.

4.3.2. Microscopía Óptica

Se confeccionaron un total de 7 láminas delgadas, de las cuales 3 fueron realizadas en el laboratorio de cortes del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) y el resto en el laboratorio del Departamento de Ciencias de la Tierra. Para el análisis petrográfico y toma de fotografías se utilizaron microscopios ópticos marca Optika Italy modelo B-500POL-I, con aumentos de 5X, 10X, y microscopios Zeiss modelo Olympus TX41, con aumentos de 4X y 10X. Para la obtención de porcentajes fue utilizado el modelo Olympus, con una máquina de conteo manual acoplado, realizando un conteo modal entre 1.300 y 2.500 puntos según la muestra. En algunos casos, las láminas delgadas fueron realizadas paralelas a la dirección de estructuras como orientación de cristales o elongación de vesículas.

4.3.3. Microtomografía de Rayos-X

Para este estudio se utiliza un sistema de μ CT convencional de laboratorio (Nikon XTH225ST) de la Universidad de Bristol. Las muestras presentan una forma ecuante u ovalada de tamaño menor a 10 cm. A partir de estas, se realizaron cilindros de 7 y 15 mm de diámetro y 10 a 20 mm de largo, donde el eje mayor (eje Z) corresponde a la principal orientación de estructuras visibles en las muestras de mano. El resto de las muestras fueron analizadas como un fragmento, debido al bajo grado de consolidación. Se obtuvieron

tomogramas que presentan una resolución de 2.000 x 2.000 píxeles, de 16 bits y un tamaño de 4,57-17,59 $\mu\text{m}/\text{voxel}$ (Tabla 4.2).

Tabla 4.2: Resolución y forma de las muestras analizadas por μCT .

Muestra	Forma de objeto escaneado	Diámetro (mm)	Voxel Size (μm)	Tamaño Imagen (μm)
TM1R1	Cilindro	7	4,6	9.200
TM2R2	Cilindro	7	4,64	9.280
PE2R1	Cilindro	15	8,33	16.660
TA2R1	Fragmento	-	15,14	30.280
TB1R1	Cilindro	7	4,66	9.320
AT1R1	Fragmento	-	10,12	20.240
AT1R2	Fragmento	-	17,59	35.180
AL3R1	Cilindro	7	4,57	9.140
LLP1R1	Cilindro	7	4,65	9.300

El *voxel size* (o píxel 3D) de las imágenes depende del tamaño de la muestra y el detector utilizado (Degruyter *et al.*, 2010), donde los cilindros generados para el estudio varían en su diámetro dependiendo del tamaño máximo de características que requieren ser escaneadas. En principio, la resolución en μCT se encuentra limitada por características de la radiación e instrumentación, pero también se encuentra restringido por el tamaño de la muestra (Stock, 2009 en Pamucku & Gualda, 2010), donde estudios indican que el tamaño de la muestra es inversamente proporcional a la resolución. Para cilindros de 7mm de diámetro el *voxel size* es de $\sim 4,6\mu\text{m}$, mientras que el cilindro mayor de 15mm de diámetro tiene un *voxel size* de $\sim 8,3\mu\text{m}$ (Tabla 4.2).

4.4. Concepto de Tamaño

4.4.1. Microscopía Óptica

Se determinó la escala de las imágenes con el programa *ImageJ* y luego se calcularon los valores del ancho y largo máximo para diversas características de ignimbritas (Anexo I). Los componentes de mayor tamaño corresponden a clastos tobáceos que alcanzan 5,00 mm de largo en su eje mayor, los cristales de mayor tamaño observado presentan un largo de 2,83 mm en cuarzo y el menor tamaño fue de 0,04 mm en minerales opacos. En cuanto a la porosidad, el mayor tamaño medido en vesículas fue de 1,15 mm y el menor 0,07 mm.

4.4.2. Microtomografía de Rayos-X

A través de los tomogramas obtenidos, el análisis es realizado con la aplicación *ImageJ*, donde la escala es determinada a partir del *voxel size* y considerando la resolución de la imagen. En cuanto a los tamaños observados, es muy variable dependiendo de la muestra analizada (Anexo II). Se reconoce un máximo de 14,81 mm en pómez y un mínimo de 0,21 mm en minerales opacos. En cuanto a porosidad, el largo máximo observado en vesículas fue de 6,20 mm y un mínimo de 0,06 mm.

5. RESULTADOS

En esta sección se combina un análisis de petrografía, componentes piroclásticos y porosidades que incluye la descripción a nivel de afloramiento, de microscopía óptica y μ CT. En cuanto a las ignimbritas, al microscopio se reconocen sus componentes y texturas relacionadas a procesos piroclásticos, los cuales son asociados con lo observado por μ CT. Este último, permite un análisis de porosidad y permeabilidad a través de modelos numéricos.

5.1. Análisis de Facies

De las unidades estudiadas, la más antigua corresponde a la ignimbrita Pelón, descrita en la zona norte del área de estudio en un solo punto en el Llano de la Paciencia, en el punto L3LLP1 (Figura 5.1). El depósito es de color gris a gris rosáceo y presenta 8 m de altura. Su base se dispone en contacto erosivo con la Formación San Pedro, seguido por tres secuencias de 2-3 m de tobas y lapillitas ricas en cristales matriz-soportada (Tabla 5.1). Presenta un mayor grado de soldamiento en la base, una secuencia con gradación inversa de líticos y orientación de micas horizontales. Se reconoce hacia techo la aparición de pómez y mayor contenido de vesículas, junto con la desaparición de líticos y aumento del tamaño de grano, además la base presenta vetillas verticales rellenas de calcita.

En cuanto a las unidades del Plioceno, los puntos de la ignimbrita Atana se reconocen hacia el sector noreste, con su mayor afloramiento de 14 m de altura en el punto L3AT1 (Figura 5.3), ubicado hacia el sector proximal de esta ignimbrita cerca del Salar Aguas Calientes. Está compuesta por secuencias de lapillita de mala selección matriz-soportada, con presencia de fiammes en la base y menor grado de soldamiento hacia techo. Se observa gradación normal de líticos y desaparición de estos hacia techo. Se reconoce una fina capa continua rica en cristales de poco espesor (Tabla 5.1).

Por otra parte, los puntos de la ignimbrita Patao corresponden a la parte distal del depósito y afloran en quebradas cercanas a Tilomonte y Peine, en el sector oriental próximo al Salar de Atacama. Su mayor afloramiento se encuentra en el punto L3TM1 de 5m de espesor, compuesto por secuencias de tobas y lapillitas matriz-soportada de color gris a gris anaranjado (Figura 5.2). Compuesto por una matriz vítrea, con un aumento en el grado de soldamiento que se caracteriza por la aparición de pómez elongadas (fiammes) hacia su tramo superior, el cual presenta un contacto irregular en su base que se reconoce por la aparición de líticos.

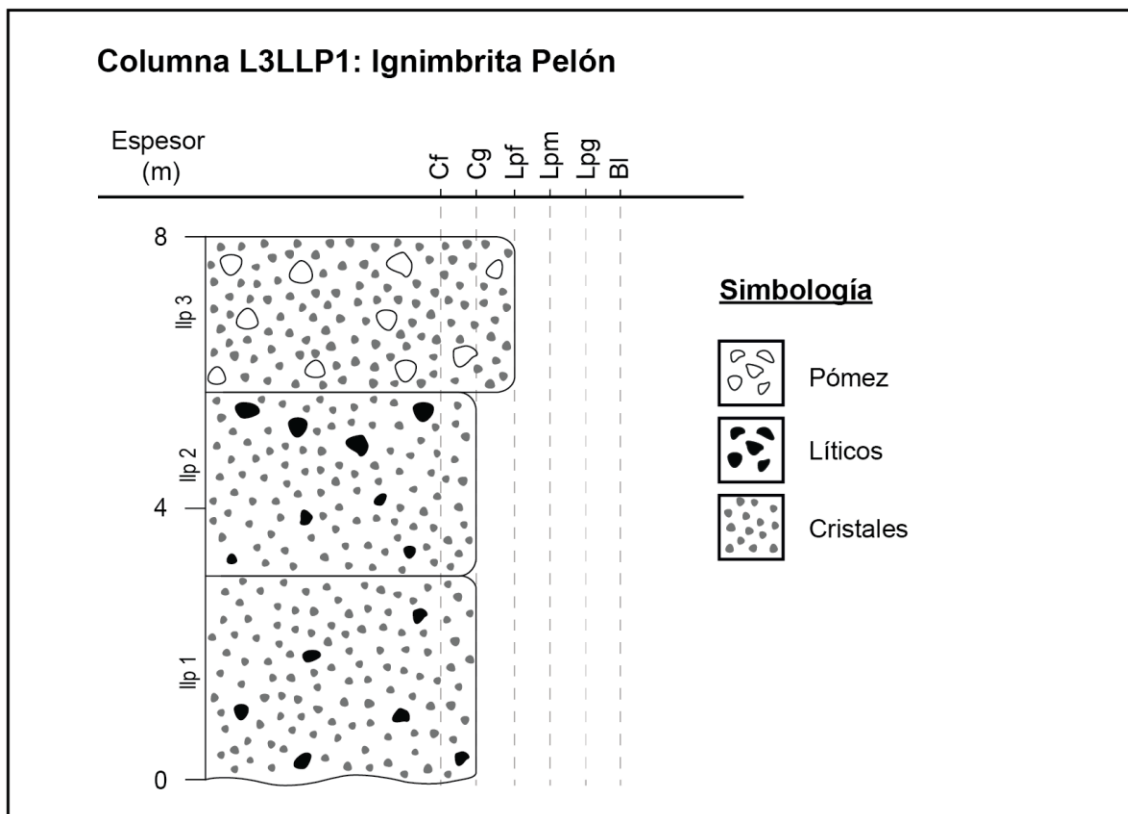


Figura 5.1: Columna estratigráfica ignimbrita Pelón. Cf: Ceniza fina, Cg: Ceniza gruesa, Lpf: Lapillita fina, Lpm: Lapillita media, Lpg: Lapillita gruesa, Bl: Bloque.

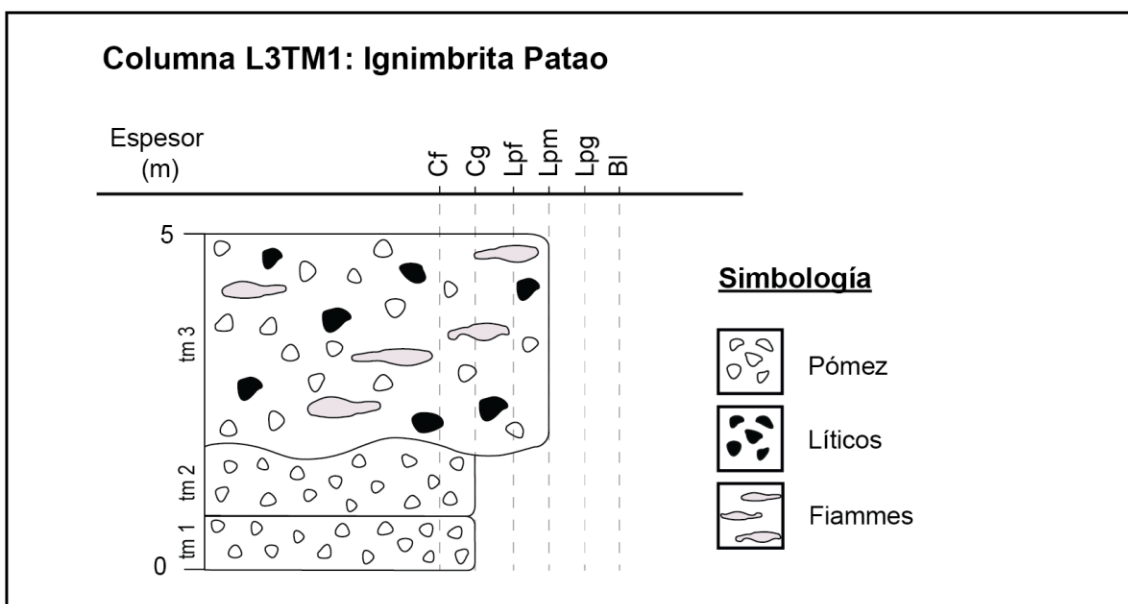


Figura 5.2: Columna estratigráfica ignimbrita Patao. Cf: Ceniza fina, Cg: Ceniza gruesa, Lpf: Lapillita fina, Lpm: Lapillita media, Lpg: Lapillita gruesa, Bl: Bloque.

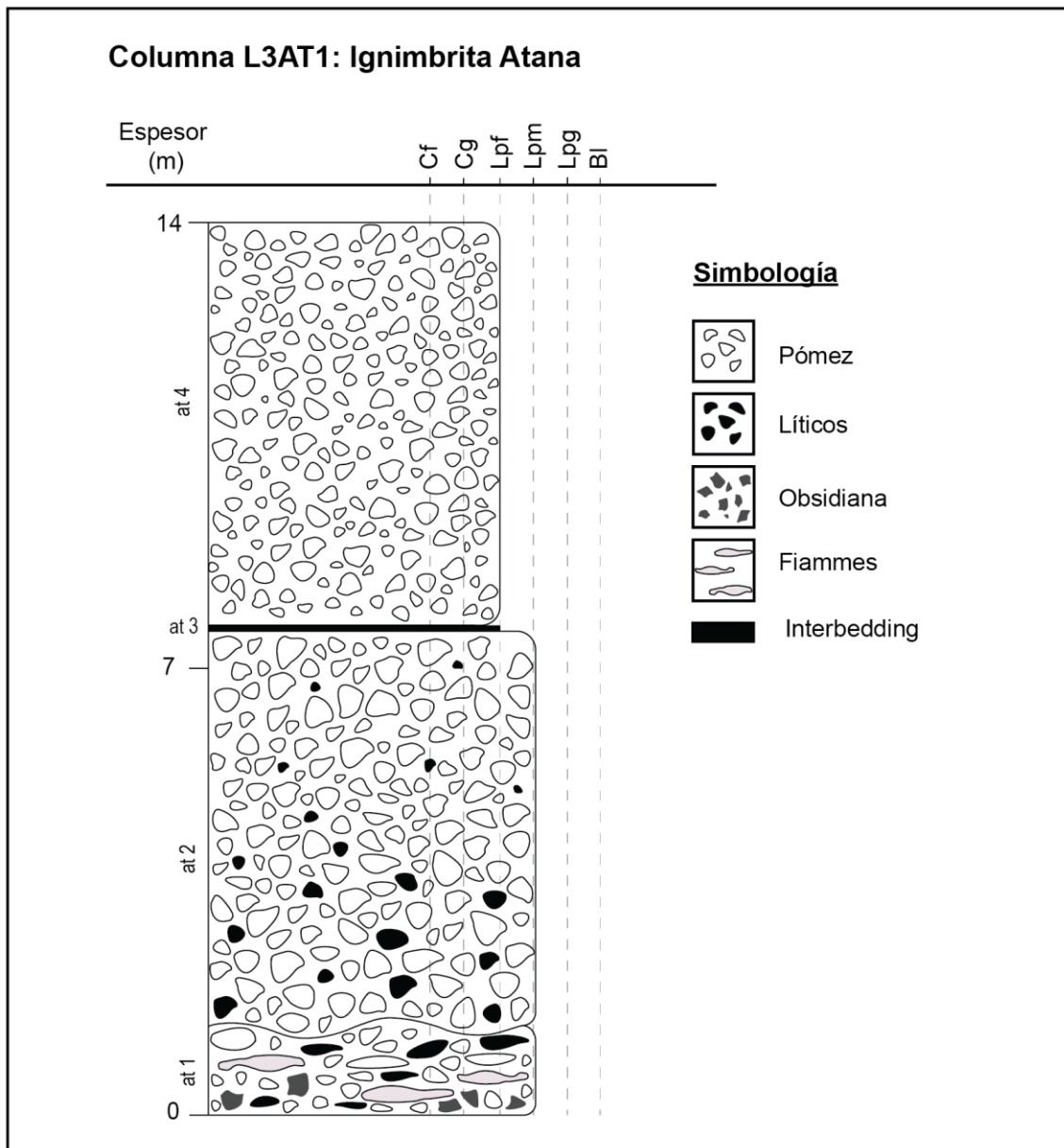


Figura 5.3: Columna estratigráfica ignimbrita Atana. Cf: Ceniza fina, Cg: Ceniza gruesa, Lpf: Lapillita fina, Lpm: Lapillita media, Lpg: Lapillita gruesa, Bl: Bloque.

Una litofacies se refiere a las características de un depósito, que se identifican por una combinación de características que la definen, como el tamaño de grano, forma de los clastos, estratificación, selección y composición entre otros. En base al estudio de Branney & Kokelaar (2002), las muestras estudiadas corresponden litológicamente a tobas y lapillitas, en general masivas (mLT) y en algunos casos con orientación de clastos (mLTf) o textura eutaxítica (emLT). Se reconocen secciones con gradación normal o inversa de líticos (mLT_(nl); mLT_(il)). Localmente, en la ignimbrita Atana se reconoce una delgada capa de lapillita (bLT) (Tabla 5.1). Para las ignimbritas estudiadas el soldamiento es variable según la unidad y las facies descritas, donde se observan facies con mayor grado de soldamiento hacia techo en la ignimbrita Patao y en facies basales de la ignimbrita Atana.

5.2. Petrografía

5.2.1. Descripción Microscópica

Para la descripción textural de rocas piroclásticas se estudia el tamaño de los fragmentos que componen la muestra, siendo categorizadas en tipo ceniza (<2 mm), lapilli (2-64 mm) y bomba o bloque (>64 mm) (Fisher, 1966) (Figura 5.4). De las muestras analizadas, las provenientes de la ignimbrita Patao y Pelón corresponden a tobas, mientras que la de la ignimbrita Atana se clasifica como toba de lapilli (Tabla 5.2). Tanto la ignimbrita Patao como Atana presentan texturas vitroclástica, eutaxítica y axiolítica según el grado de soldamiento (Anexo IV).

Tabla 5.1: Columnas estratigráficas de las ignimbritas Pelón, Atana y Patao.
Características principales y litofacies asociadas (Branney & Kokelaar; 2002).

Unidad	Subunidad	Espesor (m)	Litofacie	Característica Principal
L3LLP1	<i>llp 1</i>	3,0	mLTf	Toba vítrea-cristalina matriz-soportada, levemente soldada. Biotitas orientadas y clastos de la unidad inferior (Fm San Pedro). Vetillas rellenas de calcita subhorizontales.
	<i>llp 2</i>	2,7	mLT _(il)	Toba con gradación inversa de líticos. Muestra LLP1R1.
	<i>llp 3</i>	2,3	mLTf	Lapillita con Biotitas orientadas y presencia de pómez.
L3AT1	<i>at 1</i>	1,4	emLT	Lapillita matriz-soportada de mala selección, con matriz vítrea. Fiammes y obsidiana hacia la base.
	<i>at 2</i>	6,3	mLT _(nl)	Toba de lapilli matriz-soportada de mala selección, con matriz vítrea. Gradación normal de líticos. Muestra AT1R1.
	<i>at 3</i>	0,06	bLT	Capa continua de bajo espesor de color anaranjado. Lapillita fina con alto contenido de cristales y máficos, sin presencia de líticos. Muestra AT1R2.
	<i>at 4</i>	6,3	mLT	Lapillita masiva de mala selección, de composición similar a unidades anteriores, sin presencia de líticos.
L3TM1	<i>tm 1</i>	1,0	mLT	Toba matriz-soportada de selección media, con alto grado de soldamiento, matriz vítrea y sin presencia de líticos.
	<i>tm 2</i>	0,8	mLT	Toba matriz-soportada, con bajo grado de soldamiento. Matriz vítrea, alto grado de meteorización y sin presencia de líticos.
	<i>tm 3</i>	3,2	emLT	Lapillita matriz-soportada, con matriz vítrea y líticos volcánicos y piroclásticos. Fiammes de color blanco rosáceo de 5-20 cm. Textura eutaxítica observada al microscopio en la muestra TM1R1.

mLT: Toba/lapillita masiva, **mLTf:** Toba/lapillita masiva con clastos orientados, **mLT_(nl,il):** Toba/lapillita masiva con gradación normal e inversa de líticos, **emLT:** Toba/lapillita masiva con textura eutaxítica, **bLT:** Delgada capa de toba/lapillita.

Tabla 5.2: Clasificación textural de rocas piroclásticas. Basado en Fisher (1966).

Código	Unidad	Tamaño (%)			Clasificación
		Ceniza	Lapilli	Bloque	
TM1R1	Patao	85	15	-	Toba
TM2R2	Patao	95	5	-	Toba
PE2R1	Patao	90	10	-	Toba
TA2R1	Atana	70	30	-	Toba de Lapilli
AT1R1	Atana	70	30	-	Toba de Lapilli
AL3R1	Atana	65	35	-	Toba de Lapilli
LLP1R1	Pelón	100	-	-	Toba

En cuanto a los componentes principales, estas pueden estar conformadas por distintas proporciones de cristales, líticos y fases vítreas (Figura 5.4). Las muestras de la ignimbrita Atana y Patao clasifican como tobas vítreas, 1 toba lítica de la ignimbrita Patao y la única muestra que clasifica como toba cristalina es de la ignimbrita Pelón (Tabla 5.3).

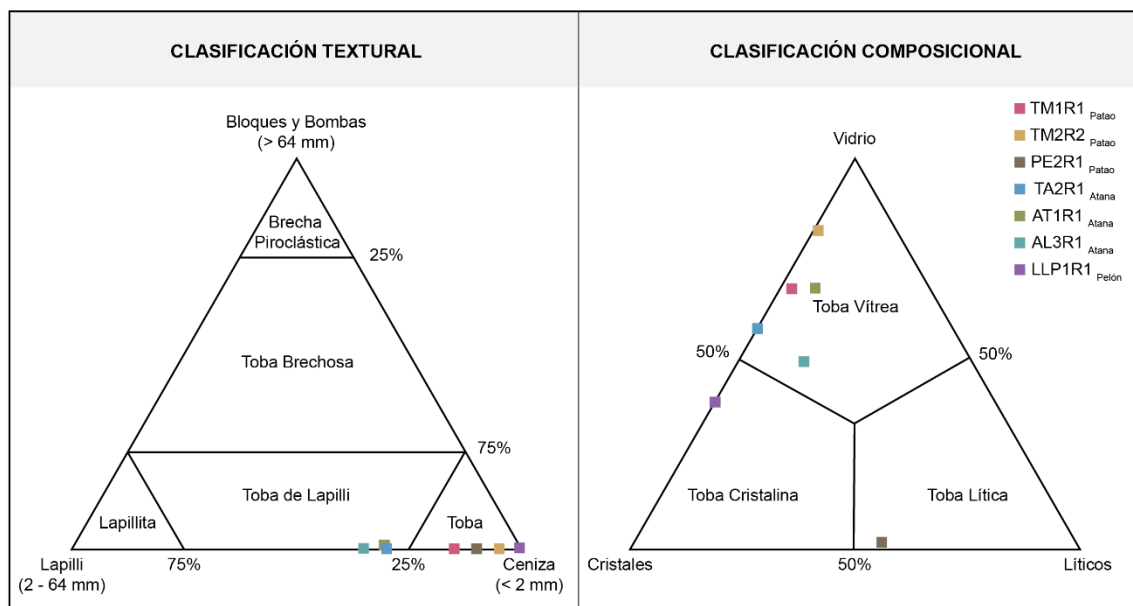


Figura 5.4: Clasificación textural y composicional de rocas. Basado en Fisher (1966) y Schmidt (1981) respectivamente.

Tabla 5.3: Clasificación composicional de rocas piroclásticas. Basado en Schmidt (1981), con porcentajes de sus componentes normalizados.

Código	Unidad	Componentes (%)			Clasificación
		Cristales	Líticos	Vidrio	
TM1R1	Patao	30,6	2,9	66,5	Toba Vítreo
TM2R2	Patao	17,5	0,8	81,7	Toba Vítreo
PE2R1	Patao	44,1	54,5	1,4	Toba Lítica
TA2R1	Atana	43,5	-	56,5	Toba Vítreo
AT1R1	Atana	25,6	7,7	66,8	Toba Vítreo
AL3R1	Atana	37,4	14,7	47,9	Toba Vítreo
LLP1R1	Pelón	62,3	-	37,7	Toba Cristalino

Los principales minerales observados al microscopio son cuarzo, biotita, plagioclasa, anfíbol y piroxeno, donde predomina el contenido de cuarzo y plagioclasa (Tabla 5.4). En cuanto al cuarzo, presenta en general hábito anhedral y localmente se reconoce embahiamiento (Figura 5.5A), mientras que la plagioclasa muestra un hábito euhedral a subhedral y localmente se reconoce en cúmulos en la muestra AL3R1 (Figura 5.5B). Minerales máficos como biotita y anfíbol presentan hábito euhedral a subhedral y generalmente se encuentran oxidadas (Figura 5.5C y D), mientras que piroxeno solo es observado en las muestras TM2R2 y PE2R1, reconocido por presentar mayores colores de birrefringencia y relieve (Figura 5.5F). De minerales de alteración se reconoce calcita en las muestras PE2R1 y LLP1R (Figura 5.5F) y minerales accesorios solo se reconoce esfeno (Figura 5.5E).

Tabla 5.4: Minerales reconocidos al microscopio y sus porcentajes.

Código	Unidad	Cristales (%)				
		Qz	Plg	Bt	Anf	Px
TM1R1	Patao	1,2	25,0	3,4	-	-
TM2R2	Patao	-	12,5	1,9	-	0,4
PE2R1	Patao	3,5	6,2	1,1	3,2	-
TA2R1	Atana	14,0	21,0	4,5	0,7	-
AT1R1	Atana	6,6	10,9	3,3	0,1	-
AL3R1	Atana	7,6	20,7	7,2	0,4	-
LLP1R1	Pelón	3,1	41,8	8,9	1,7	-

Qz: cuarzo, **Plg:** plagioclasa, **Bt:** biotita, **Anf:** anfíbol, **Px:** piroxeno.

En cuanto a líticos, se encuentran principalmente en bajos porcentajes que varían entre 0% y 7,5%, a excepción de las muestras AL3R1 y PE2R1, donde alcanzan el 14,5% y 20,1% respectivamente. Se reconocen líticos volcánicos por su textura porfídica, donde se identifican microlitos de plagioclasa y en general presentan aspecto subredondeado, mientras que en la muestra TM1R1 los líticos se encuentran deformados. De líticos piroclásticos se diferencian los tobáceos (Figura 5.6A), que se reconocen en LPP por su diferencia composicional de la matriz y presentan en general un mayor grado de alteración, de los líticos pumíceos (Figura 5.6B), de alta porosidad, no deformados y en general con matriz alterada en sus bordes. En menor medida se reconocen líticos intrusivos, reconocidos por su textura fanerítica.

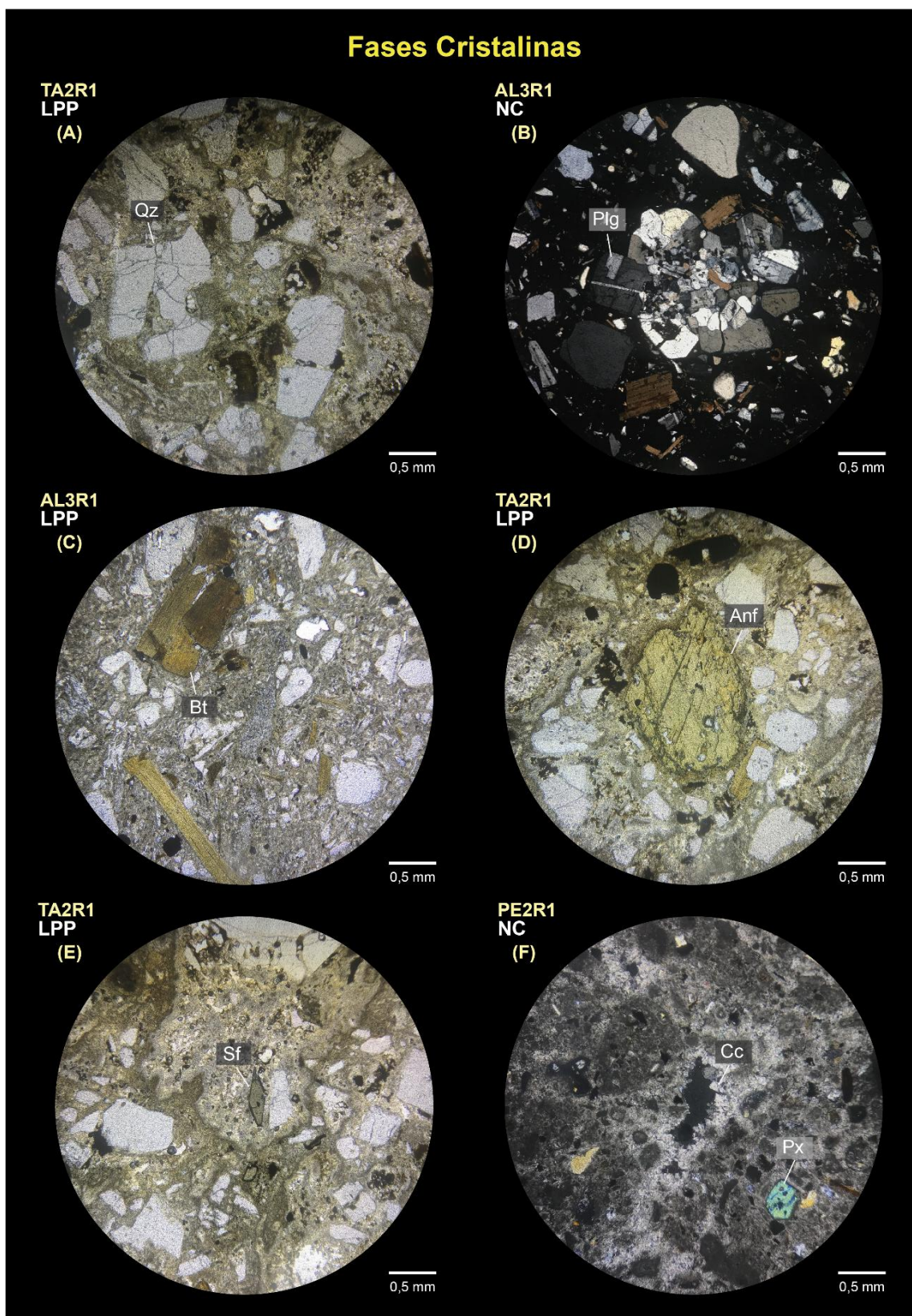


Figura 5.5: Secciones transparentes de minerales principales. LPP: Luz polarizada plana, NC: Nicoles cruzados, Qz: Cuarzo, Plg: Plagioclasa, Bt: Biotita, Anf: Anfíbol, Sf: Esfeno, Cc: Calcita, Px: Piroxeno.

Las fases vítreas reconocidas son esquirlas, vidrio fino y pómez juveniles o fiammes, donde en general predomina el vidrio fino (Tabla 5.5). Las esquirlas corresponden a pequeños fragmentos de vidrio volcánico, reconocidos por su forma elongada, en forma de luna o Y, con superficies cóncavas que representan la ruptura de bordes de burbujas (Figura 5.6C). Estas presentan textura dependiendo del grado de soldamiento, donde esquirlas no soldadas presentan una textura vitroclástica, mientras que aquellas parcialmente soldadas presentan textura eutaxítica, estas últimas reconocidas por su aspecto deformado y compactado (Figura 5.6D). Se reconoce desvitrificación en esquirlas, reconocido por su leve birrefringencia.

Pómez juveniles se diferencian de líticos pumíceos por presentar una composición similar a la matriz, mientras que los líticos muestran tonos marrones en bordes que indican mayor alteración. Estos líticos pumíceos presentan un gradiente de color más marcado entre clasto y matriz y en general tienen caras más angulosas que indican que el objeto ya era sólido anterior a su ascenso, a diferencia de pómez juveniles que pueden observarse redondeadas o deformadas por encontrarse en un régimen dúctil. Las pómez juveniles deformadas se denominan fiammes (Figura 5.6E) y demuestran un mayor grado de soldamiento, con textura axiolítica relacionada a desvitrificación de estas (Figura 5.6F).

Tabla 5.5: Fases vítreas reconocidas al microscopio y sus porcentajes.

Código	Unidad	Fases Vítreas (%)			Total
		Esquirlas	Pómez	Fino	
TM1R1	Patao	14,6	9,4	41,9	65,9
TM2R2	Patao	30,6	-	44,9	75,5
PE2R1	Patao	0,5	-	-	0,5
TA2R1	Atana	-	29,1	27,2	56,3
AT1R1	Atana	10,1	18,7	36,8	65,6
AL3R1	Atana	26,9	7,8	12,8	47,5
LLP1R1	Pelón	-	-	35,3	35,3

Para las ignimbritas analizadas en este estudio, no se logra identificar una variación notoria en el contenido de fases vítreas en distintos sectores de la secuencia para una misma unidad (proximal, distal). Lo mismo con grado de desvitrificación y distancia a la fuente.

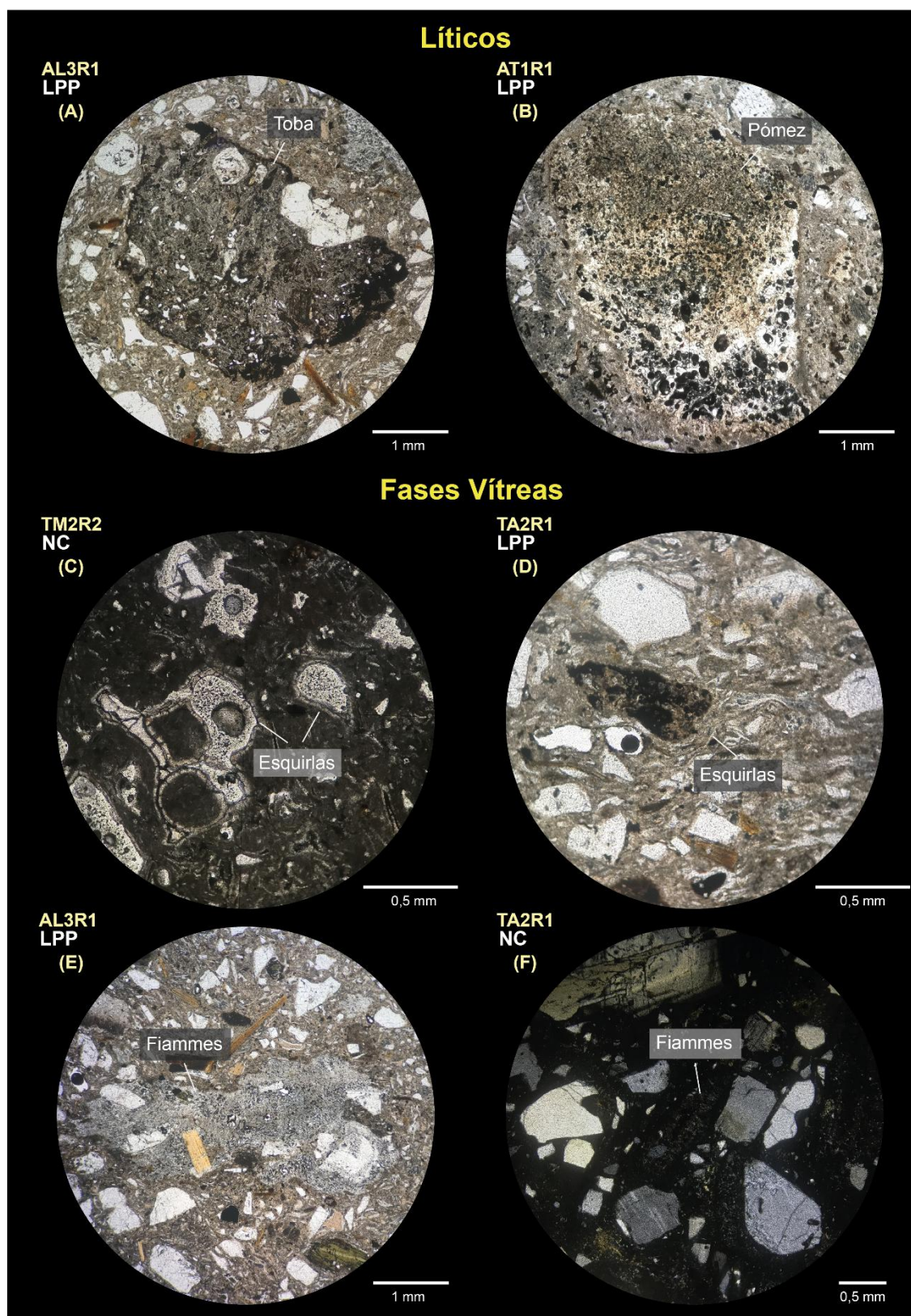


Figura 5.6: Secciones transparentes de líticos y fases vítreas. LPP: Luz polarizada plana, NC: Nícoles cruzados.

5.2.2. Descripción Microtomografía de Rayos-X

Para μ CT, se logran identificar distintos componentes a partir del coeficiente de atenuación, el cual es designado de forma cualitativa como muy bajo (negro), bajo, medio o alto (Anexo V). Así, se identifican tectosilicatos, que incluyen cuarzo y/o plagioclasa, con un coeficiente de atenuación medio a bajo. Máficos como biotita y en algunos casos anfíbol o piroxeno, con un coeficiente de atenuación medio a alto y habito en general subhedral a euhedral (Figura 5.7A). En muestras como PE2R1 no es posible diferenciar el coeficiente de atenuación de distintos minerales, mientras que en el caso de presentar oxidación su coeficiente de atenuación es aún mayor. Los minerales metálicos se identifican por su coeficiente de atenuación alto (Figura 5.7B).

Tanto pómez juveniles como líticos pumíceos presentan alta porosidad que las identifica, pero no se logran diferenciar correctamente entre ambos y en algunos casos incluso es difícil diferenciar de la matriz vítrea (Figura 5.7C y F). Se observa elongación de pómez (fiammes) y cristales (biotita), según la dirección de flujo (Figura 5.7D). En algunas muestras, se logra identificar esquiras por su forma característica (Figura 5.7E).

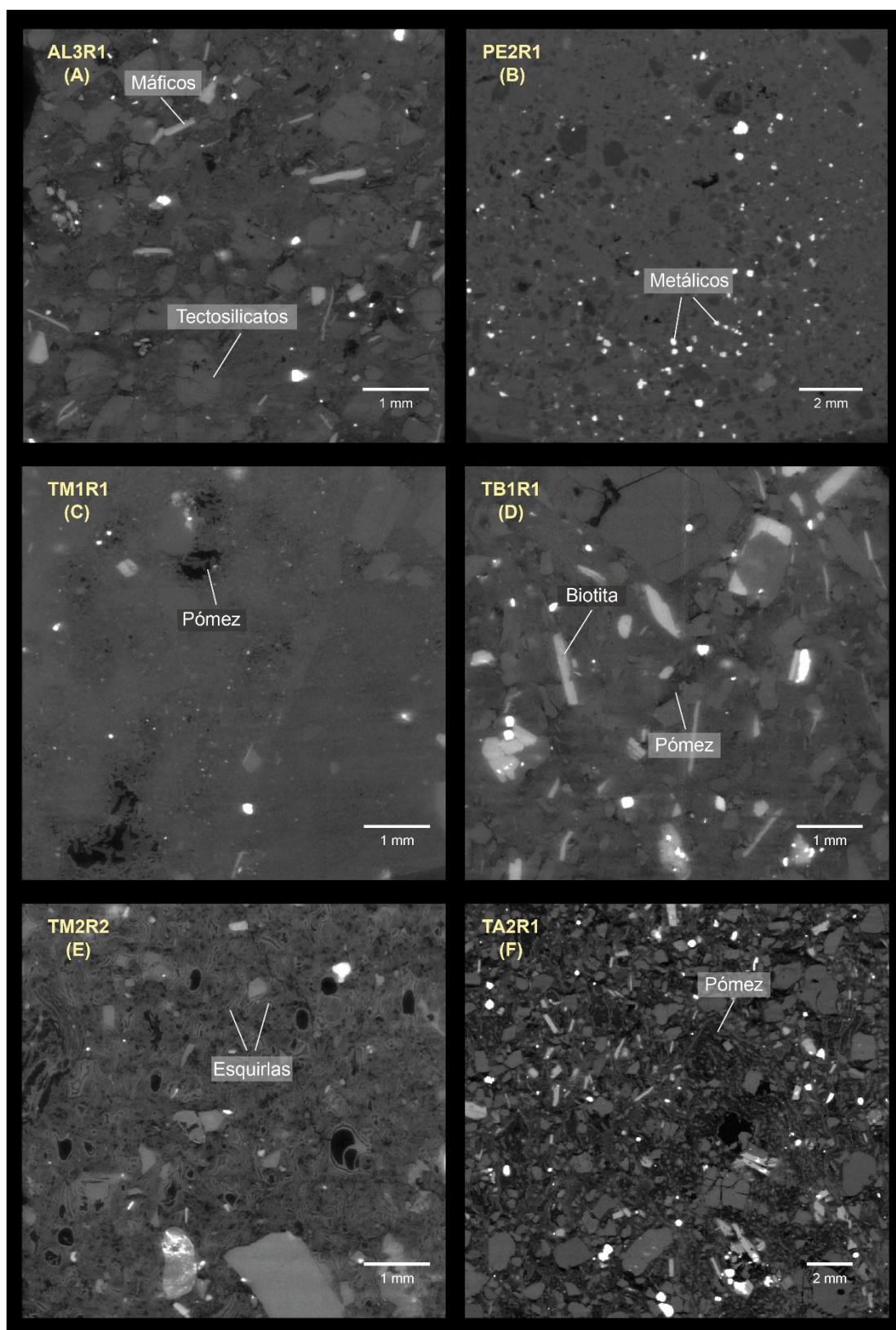


Figura 5.7: Tomogramas obtenidos de microtomografía de rayos-X.

Un punto importante de μ CT es que permite identificar variaciones texturales en una muestra. Un ejemplo de esto es la muestra PE2R1, donde se reconocen tres dominios principales a partir de bandeamiento en el plano XZ, con un dominio superior rico en cristales y alto contenido de metálicos, un dominio central matriz soportada y uno inferior con alto contenido de amígdalas y venillas (Figura 5.8). Se observan variaciones en el tamaño y cantidad de amígdalas en cada dominio, con elongación siguiendo el eje Z, indicando una relación entre estructuras de la roca original y su permeabilidad.

Otro ejemplo es la muestra LLP1R1, la cual presenta bandeamiento dado por zonas rellenas de carbonato, formada por venillas y bordes de cristales rellenas por este mineral, siguiendo la dirección de orientación de minerales como biotita (Anexo V). Estas variaciones pueden estar relacionadas con cambios en la permeabilidad de la roca original, lo cual se asocia a un bandeamiento dado por procesos de formación de la roca.

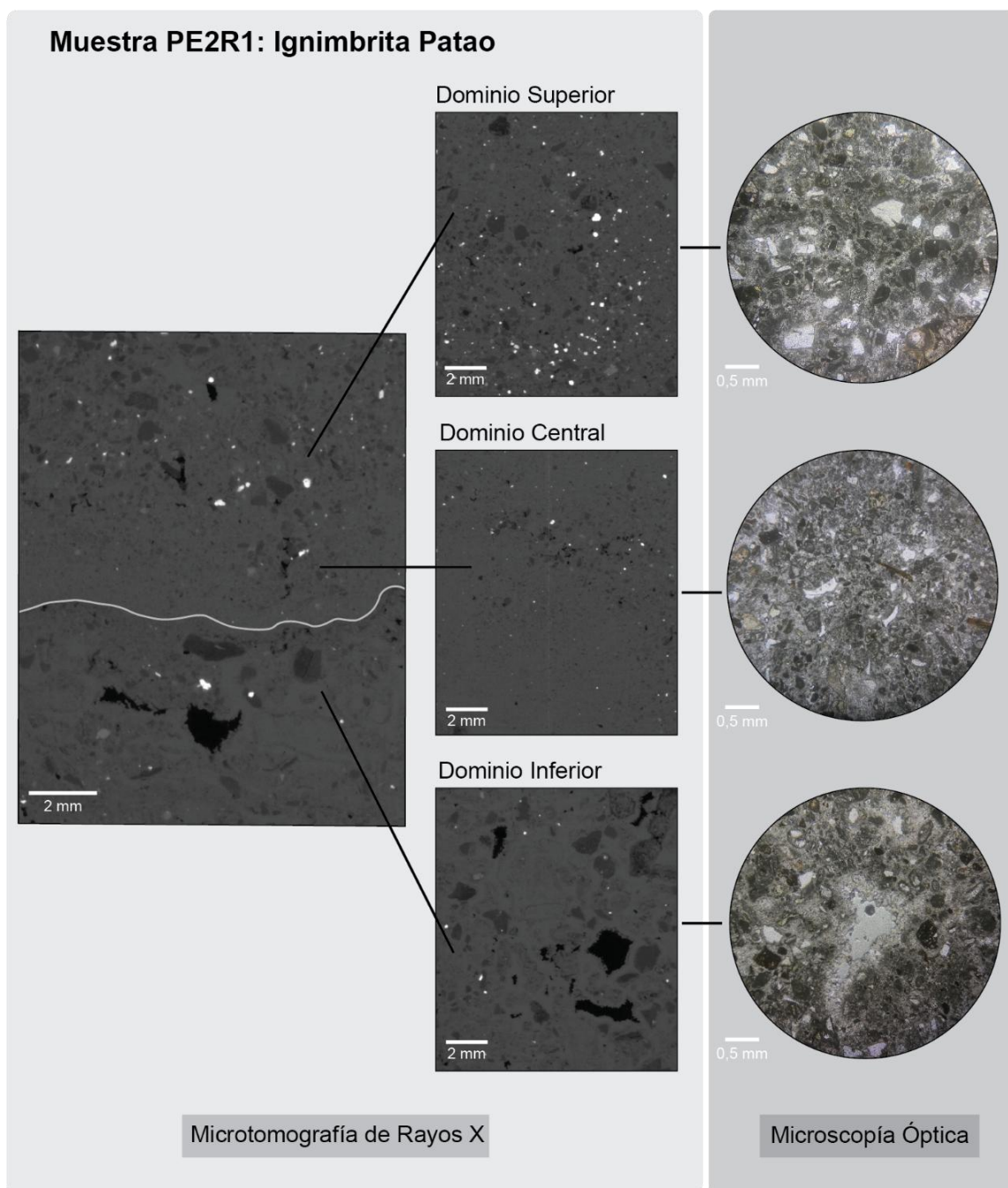


Figura 5.8: Esquema de variación textural de la muestra PE2R1. Dominio superior y central son separados de un dominio inferior por un plano de bandeamiento marcado (línea gris claro).

5.3. Tipos de Poros

5.3.1. Vesículas

La principal porosidad son familias de vesículas y se reconocen hasta dos tipos en una misma muestra, separándose en vesículas mayores y menores.

5.3.1.1. Vesículas Mayores Relacionadas a Esquirlas

Dentro de las vesículas de mayor tamaño se diferencian aquellas relacionadas a fragmentación de esquirlas, observado solo en la muestra TM2R2, con un diámetro máximo de 0,62 mm (Anexo II). De formas esféricas y bordes regulares, distribuidas de manera homogénea. Si bien esta familia de vesículas entrega una alta porosidad en las muestras, no presentan conectividad y por lo tanto corresponden a porosidad aislada (Figura 5.9A).

5.3.1.2. Vesículas Mayores por Fracturamiento de Cristales

Estas vesículas mayores alcanzan un máximo de 6,20 mm de diámetro (Anexo II), observado en las muestras TA2R1, AT1R1 y AT1R2. Relacionadas al fracturamiento de cristales, reconocidas en sus bordes y asociada a cúmulos de cristales, formando un aumento local de la porosidad alrededor de estos (Figura 5.9B). Presentan en general formas elongadas e irregulares, en algunos casos siguiendo la dirección del flujo, con una distribución heterogénea. Esta familia de vesículas entrega una alta porosidad conectada a las muestras.

5.3.1.3. Vesículas Menores

Familia de vesículas de menor tamaño, con un máximo de 0,49 mm (Anexo II), se reconocen en la mayoría de las muestras. Con formas sub-esféricas de bordes regulares a irregulares, asociadas a espacios en la matriz y de distribución homogénea en esta. En general este tipo de vesículas no presenta conectividad (Figura 5.9A y B).

5.3.1.4. Vesículas Relacionada a Pómez

Reconocidas principalmente al microscopio, se observan en μ CT como zonas de bajo coeficiente de atenuación, con alto contenido de vesículas (Figura 5.9 C, D y F). Se observan en las muestras TM1R1, TM2R2, TA2R1, TB1R1, AT1R1 y AL3R1, con tamaños máximos variables entre 0,98 – 14,81 mm (Anexo II). Su conectividad se relaciona con el contenido de pómez, ya sea juveniles y/o líticos pumíceos, y su tamaño, donde se requieren altos porcentajes en volumen para su conectividad (e.g. TA2R1 y AT1R1).

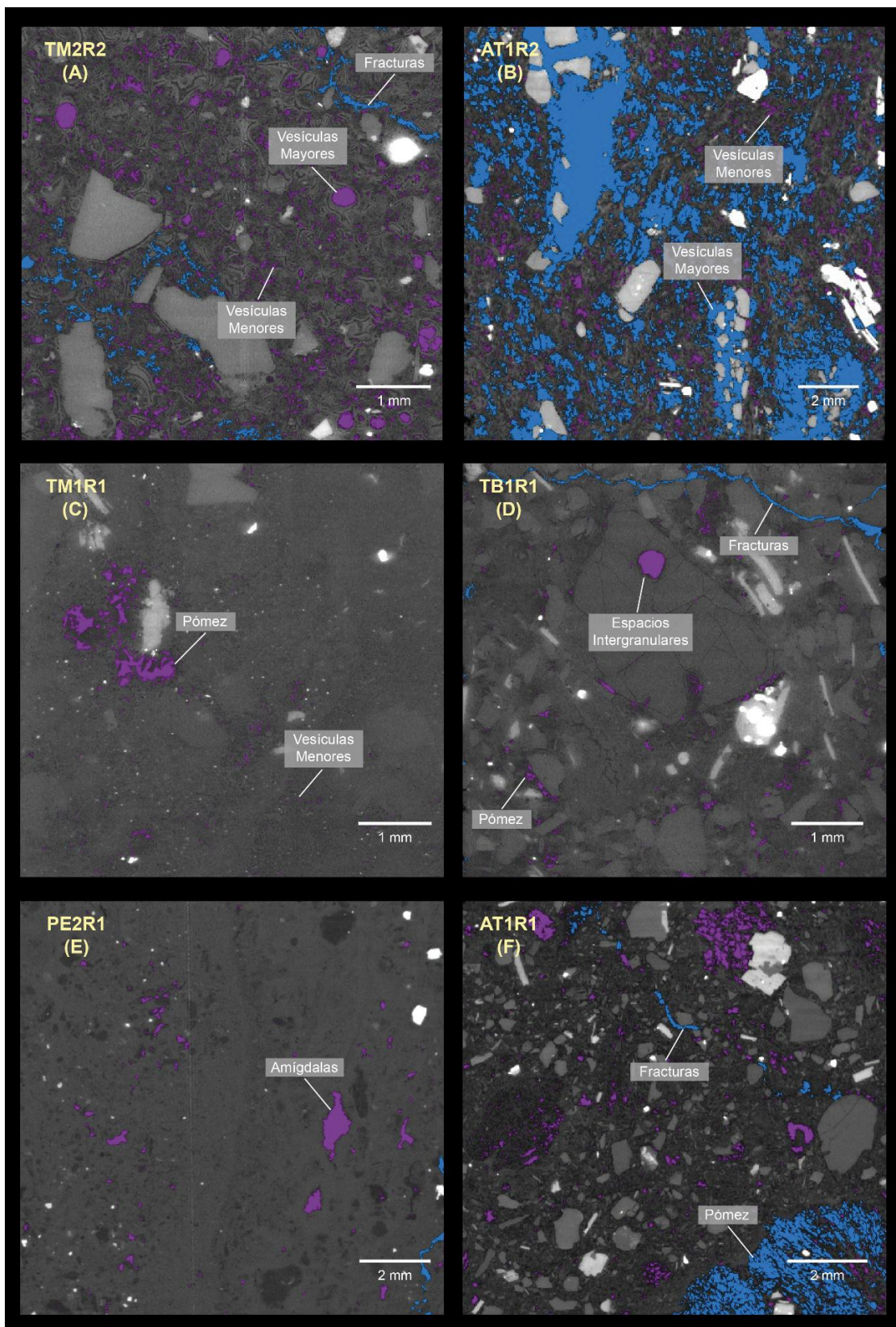


Figura 5.9: Tipos de poros en radiogramas de μ CT. En azul porosidad conectada y en morado porosidad aislada.

5.3.2. Amígdalas y Paleo-Poros

Corresponden a antiguas vesículas que fueron rellenadas de manera parcial (amígdalas) o total (paleo-poros) por precipitación de carbonatos. Se observan principalmente al microscopio y se reconocen solo en la muestra PE2R1, con un tamaño máximo de 4,64 mm (Anexo II). Presentan bordes irregulares y formas elongadas siguiendo la dirección del flujo (Figura 5.9E), se interpreta que correspondieron a antigua porosidad conectada, la cual debido a su alta permeabilidad permitieron el paso de fluidos y precipitación mineral, quedando actualmente como porosidad aislada.

5.3.3. Fracturas, Venas y Redes de Venillas

Estructuras reconocidas en la matriz, relacionadas al fracturamiento en un régimen frágil principalmente por el paso de fluidos, observadas en las muestras TM2R2, PE2R1, TA2R1, TB1R1, AT1R1, y LLP1R1. Permiten la conexión de vesículas y amígdalas, aumentando la conectividad y se encuentran limitadas por la presencia de clastos como líticos y cristales (Figura 5.9B, D y F). Corresponden a estructuras continuas planares o irregulares, en algunos casos paralelas entre sí y siguiendo una orientación preferencial (e.g. TA2R1). Se reconocen redes de venillas rellenas por carbonatos (muestras PE2R1 y LLP1R1), indicando antiguas zonas de porosidad conectada que permitieron el paso de fluidos y precipitación mineral.

5.3.4. Espacios Intergranulares

Porosidad relacionada al centro de cristales fracturados, reconocido principalmente en microtomografía y asociado a cristales de mayor tamaño. Se observa en las muestras TA2R1, TB1R1 y AL3R1, donde esta porosidad no presenta conexión con el resto de la muestra (Figura 5.9D).

5.4. Análisis Cuantitativo

5.4.1. Porosidad

La porosidad total de las muestras se encuentra en un amplio rango, con valores entre $1,81 \times 10^9 - 1,47 \times 10^{12} \mu\text{m}^3$, con los mayores valores registrados en muestras de la ignimbrita Atana, con un máximo de 20,64% en AT1R2 (Tabla 5.6). La conectividad de poros varía entre 27,21%-89,65%, con los mayores valores también asociado a muestras de la ignimbrita Atana, que corresponden a las muestras TA2R1, AT1R1 y AT1R2, con valores cercanos al 90% (Figura 5.10). Además, estas muestras presentan conectividad de poros a lo largo del eje Z (Tabla 5.6).

Tabla 5.6: Mediciones de volumen y porosidad de ignimbritas.

Muestra	Unidad	V (μm^3)	ϕ_T (μm^3)	ϕ_T (%)	ϕ_C (μm^3)	ϕ_C (%)	C	C _{eje}
TM1R1	Patao	2,82E+11	1,81E+09	0,64%	5,99E+08	0,21%	33,17%	-
TM2R2	Patao	2,82E+11	1,41E+10	5,00%	3,83E+09	1,36%	27,21%	-
PE2R1	Patao	2,32E+12	2,61E+10	1,12%	7,12E+09	0,31%	27,31%	-
TA2R1	Atana	7,31E+12	1,00E+12	13,71%	8,69E+11	11,89%	86,70%	Eje Z
TB1R1	Patao	2,81E+11	3,69E+09	1,31%	1,44E+09	0,51%	39,03%	-
AT1R1	Atana	2,45E+12	4,28E+11	17,47%	3,79E+11	15,48%	88,63%	Eje Z
AT1R2	Atana	7,14E+12	1,47E+12	20,64%	1,32E+12	18,51%	89,65%	Eje Z
AL3R1	Atana	2,68E+11	1,07E+10	3,97%	3,14E+09	1,17%	29,45%	-
LLP1R1	Pelón	2,83E+11	2,81E+09	0,99%	1,35E+09	0,48%	48,07%	-

V: Volumen total, ϕ_T : Porosidad total, ϕ_C : Porosidad conectada, C: Conectividad de poros, C_{eje}: Conectividad en un eje.

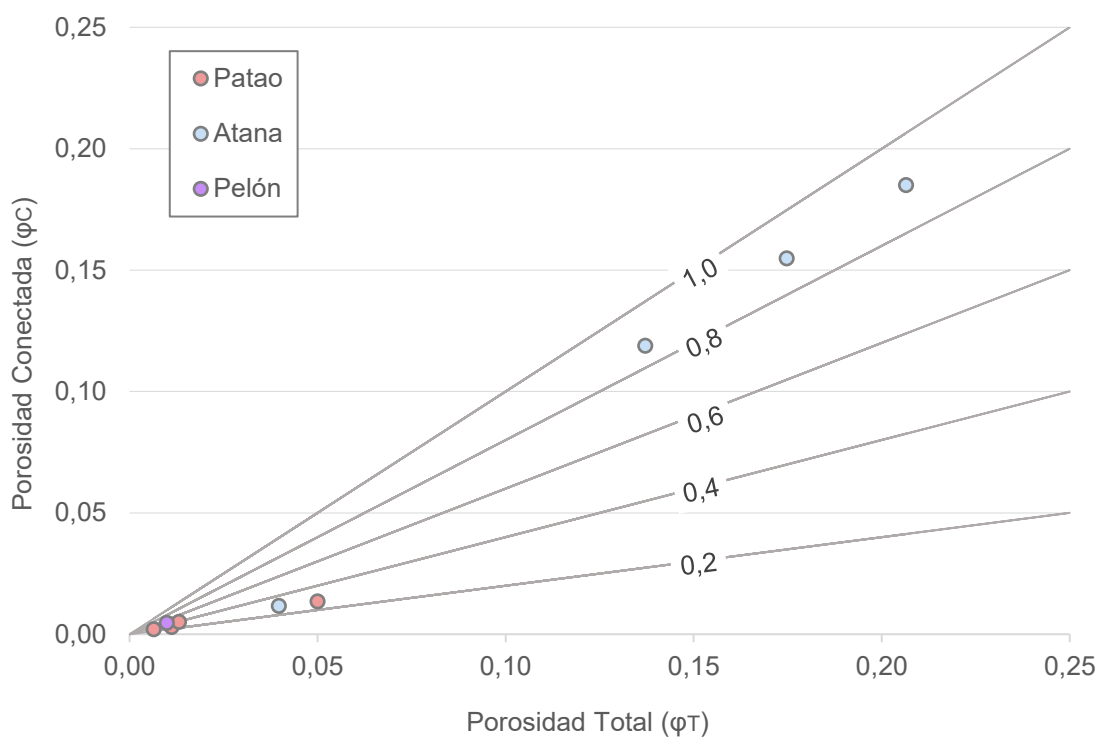


Figura 5.10: Gráfico de porosidad conectada vs porosidad total. Las líneas representan distintos valores de conectividad

5.4.2. Permeabilidad

A través de mediciones texturales con μ CT se obtienen datos de porosidad de las ignimbritas, describiendo la porosidad conectada como aquella que se encuentra conectada con el exterior, mientras que la porosidad aislada son poros que no están conectados unos con otros. Se describe así el diámetro hidráulico, diámetro equivalente y espesor, en la porosidad conectada y aislada (Anexo III). Se estima la permeabilidad de las muestras, obteniendo los mayores valores en las muestras TA2R1, AT1R1 y AT1R2 de la ignimbrita Atana (Tabla 5.7), que son las únicas que presentan conectividad en un eje (eje Z) y concuerda con su alta conectividad (Figura 5.11), entregando valores de permeabilidad varios órdenes de magnitud mayor.

Para el cálculo de la permeabilidad viscosa se utiliza la ecuación modificada de Kozeny-Carman (ec. 3.2), obteniendo valores en el rango de $8,52E^{-18}$ – $6,22E^{-11}$ m² (Tabla 5.7), con el mayor valor para la muestra AT1R2 y valores dentro del rango de rocas silíceas volcánicas de otras zonas (Colombier *et al.*, 2017). El valor χ es calculado con los valores de diámetro equivalente medio D_{eq} y diámetro hidráulico D_h de poros conectados, obtenidos por μ CT (ec. 3.3) y el valor de τ es estimado utilizando un factor de tortuosidad $m=3,0$ (ec. 3.4) obtenido de manera empírica, donde para canales circulares rectos $m=1$. Finalmente, en el cálculo de permeabilidad, el valor d se utiliza el diámetro hidráulico medio D_h .

Tabla 5.7: Mediciones de permeabilidad.

Muestra	Unidad	C	ϕ_C	D_{eq} (μm)	D_h (μm)	χ	τ	k_v (m^2)
TM1R1	Patao	0,3317	0,0021	9,882	51,44	0,04	476,19	4,15E-17
TM2R2	Patao	0,2721	0,0136	12,55	29,14	0,19	73,53	7,20E-16
PE2R1	Patao	0,2731	0,0031	21,94	91,38	0,06	322,58	2,70E-16
TB1R1	Patao	0,3903	0,0051	12,92	24	0,29	196,08	1,65E-17
TA2R1	Atana	0,8670	0,1189	33,16	100,7	0,11	8,41	9,82E-12
AT1R1	Atana	0,8863	0,1548	24,32	71,41	0,12	6,46	1,02E-11
AT1R2	Atana	0,8965	0,1851	47,11	136,6	0,12	5,40	6,22E-11
AL3R1	Atana	0,2945	0,0117	13,06	28,87	0,20	85,47	4,08E-16
LLP1R1	Pelón	0,4807	0,0048	10,9	19,56	0,31	208,33	8,52E-18

ϕ_C : Porosidad conectada, D_{eq} : Diámetro equivalente, D_h : Diámetro hidráulico, χ : Factor de forma, τ : Tortuosidad, k_v : Permeabilidad viscosa.

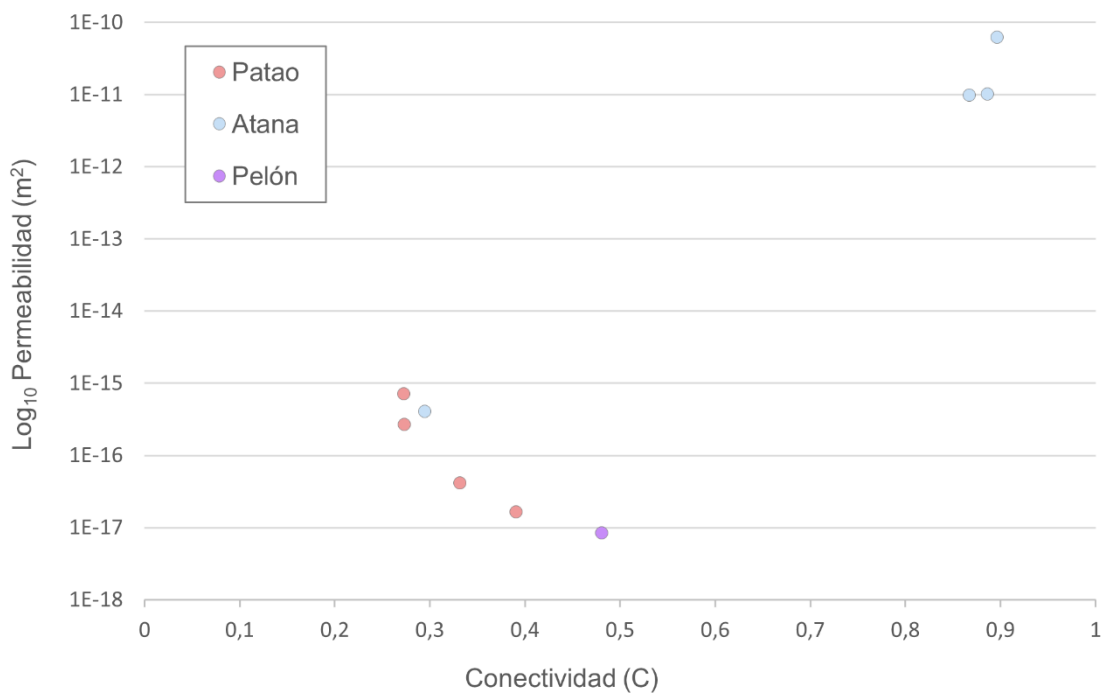


Figura 5.11: Gráfico de permeabilidad vs conectividad.

6. DISCUSIÓN

Las ignimbritas de la Cordillera Occidental estudiadas muestran una marcada heterogeneidad textural producto de procesos pre-, syn- y post-eruptivos, observado en la variación de litofacies que controlan la porosidad y permeabilidad, que se puede asociar con características texturales observadas al microscopio. Además, la microtomografía de rayos-X permite cuantificar en 3D la distribución y geometría de los poros, así como su conectividad real, lo que resulta esencial para evaluar la lixiviación de Li.

6.1. Aspectos Texturales

6.1.1. Interpretación de Litofacies y su Relación con la Conectividad

La ignimbrita con mayores valores de conectividad y permeabilidad es Atana (AT1R1 y AT1R2), dominada por facies masivas (mLT, mLT_(nl)) con presencia de pómez y textura vitroclástica, matriz soportada y poco soldadas, con vesículas abundantes y conectadas. Facies de capas delgadas (bLT) subordinada presentan la mayor conectividad y permeabilidad, a pesar de no presentar pómez. Ambas facies presentan orientación preferencial de cristales, que se interpreta como un flujo con importante componente granular, que produce organización y orientación de clastos (Branney & Kokelaar, 2002). En general, la ignimbrita Atana presenta alto contenido de pómez, que entrega un mayor potencial de porosidad conectada, y facies masivas matriz soportadas que favorecen la conectividad.

La facies de capas delgadas (bLT) puede indicar una pausa (hiato) entre dos corrientes sucesivas, separando dos flujos ignimbríticos, o bien un cambio abrupto en las condiciones del mismo flujo. Este último puede ser causado por ejemplo por cambios en la velocidad y/o concentración de la corriente, o por un cambio de las partículas incluidas (Branney & Kokelaar, 2002). Por otra parte, la ignimbrita Patao presenta el menor valor de porosidad conectada (TM1R1) asociado a litofacies eutaxíticas (emLT), con piroclastos juveniles deformados (fiammes) que forman redes anisotrópicas con baja conectividad. Se interpreta como un proceso de soldamiento y deformación a altas temperaturas en un régimen dúctil, asociado a la compactación (Branney & Kokelaar, 2002). Esto último es concordante con lo observado en otros depósitos similares como Shevlin Park Tuff, donde se propone que un alto grado de soldamiento disminuiría la porosidad conectada (Wright & Cashman, 2014).

6.1.2. Rol del Tipo de Poro en la Conectividad y Permeabilidad

La conectividad de las ignimbritas depende del tipo de poros y su distribución. Atana presenta los mayores valores de conectividad y permeabilidad de las muestras, asociada a vesículas mayores elongadas por cúmulos de cristales fracturados y vesículas mayores relacionadas a pómez, que entregan porosidad conectada gracias a su alto contenido (Tabla 6.1). Estas estructuras se encuentran localmente potenciadas por fracturas y redes de venillas que entregan una alta conectividad axial. Por otra parte, los menores valores de conectividad los muestra Patao, con vesículas esféricas y

sub-esféricas de pómez y esquirlas, que si bien presentan una distribución isotrópica forman parte de la porosidad aislada. Dominios ricos en líticos y amígdalas rellenas de alteración secundaria (calcita) reducen la conectividad efectiva, que se pueden asociar a procesos anteriores de lixiviación. Muestras con bajo contenido vítreo como Pelón se asocian a valores de conectividad media, donde la alteración a carbonatos localmente rellena fracturas y venillas que explican el bajo valor de porosidad. Así, los factores más relevantes para el transporte de fluido son la porosidad conectada de extremo a extremo, que se relacionan a porosidad tipo vesículas elongadas asociadas al fracturamiento de cristales, además de altos porcentajes de pómez, donde su conectividad se ve potenciada por estructuras locales como fracturas y redes de venillas, mientras que el relleno por alteración posterior disminuye la conectividad y limita los caminos de flujo.

Tabla 6.1: Cuadro resumen de características principales y conectividad.

	Código	Composición	Textura	Pómez	ϕT (%)	C	k_v (m ²)	Tipos de Poro	Porosidad
Patao	TM1R1	Vítrea	Axiolítica	9,3%	0,64%	33,17%	4,15,E-17	Pómez	Aislada
	TM2R2	Vítrea	Vitroclástica	-	5,00%	27,21%	7,20,E-16	Esquirlas	Aislada
	PE2R1	Lítica	Vitroclástica	-	1,12%	27,31%	2,70,E-16	Amígdalas	Aislada
	TB1R1*	Vítrea	Axiolítica	9,0%	1,31%	39,03%	1,65,E-17	Pómez	Aislada
Atana	TA2R1	Vítrea	Axiolítica	29,1%	13,71%	86,70%	9,82,E-12	FCxs Pómez	Conectada Conectada
	AT1R1	Vítrea	Vitroclástica	18,7%	17,47%	88,63%	1,02,E-11	Pómez	Conectada
	AT1R2	-	-	-	20,64%	89,65%	6,22,E-11	FCxs	Conectada
	AL3R1	Vítrea	Eutaxítica	7,8%	3,97%	29,45%	4,08,E-16	Pómez	Aislada
Pelón	LLP1R1	Cristalina	Piroclástica	-	0,99%	48,07%	8,52,E-18	Vesículas	Aislada

* Composición, textura y porcentaje de pómez obtenido de Rosales (2021).

FCxs: Fracturamiento de cristales

6.2. Modelos de Permeabilidad y Transporte de Fluidos

Aplicando la ecuación modificada de Kozeny-Carman (Degruyter *et al.*, 2010; Colombier *et al.*, 2017) se observa una importante relación entre la conectividad y permeabilidad, lo cual respalda la hipótesis principal del trabajo. La permeabilidad viscosa aumenta con la porosidad conectada (Tabla 5.7) y disminuye con el aumento de la tortuosidad y factor de forma. Obteniendo valores de permeabilidad que varían más de 5 órdenes de magnitud (de 10^{-18} a 10^{-12}).

Los mayores valores de permeabilidad se observan en las muestras de la ignimbrita Atana, debido a la combinación de factores mencionados anteriormente. Estas muestras presentan una alta porosidad conectada y los menores valores del factor de forma (0,11-0,12), relacionado con una geometría de poro más favorable, evidenciado por un mayor diámetro hidráulico (Tabla 5.7), que junto con una baja tortuosidad entregan una permeabilidad máxima (AT1R2). En el caso de Atana las muestras presentan un D_{eq} y D_h alto, que pueden asociarse a poros elongados y lisos, asociado a fracturamiento de cristales y pómez en alto porcentaje, que entregan una alta permeabilidad y baja resistencia superficial.

Para esta misma ignimbrita, valores menores son obtenidos por una geometría de poros menos eficiente que es reflejado en el D_{eq} y D_h , como es el caso de AL3R1 que, donde su bajo contenido de pómez crea una distribución anisotrópica que entrega baja conectividad. Por otra parte, los menores valores de permeabilidad se presentan en las ignimbritas Pelón y Patao, con diferencias de varios órdenes de magnitud, concordante con sus menores valores de D_{eq} y D_h , obtenidos por una geometría de poros menos eficiente, como porosidad en esquiras o asociados a pómez en bajo porcentaje que no presentan conectividad. Lo anterior respalda la importancia de la estructura de poros en la permeabilidad, y no solo el valor de porosidad y conectividad.

Las permeabilidades obtenidas se encuentran dentro del rango de otros estudios de depósitos piroclásticos, con valores entre 10^{-20} - 10^{-11} m² (Wright & Cashman, 2014), esperable para ignimbritas parcialmente soldadas a no soldadas. Así, los mayores valores en Atana pueden comportarse como acuíferos de alta transmisividad, permitiendo transporte de salmueras y solutos lixiviados como el Li,

6.3. Implicancias en la Lixiviación y Acumulación de Li

El contenido vítreo y desvitrificación controla la liberación de Li, que al ser altamente soluble entrega un mayor potencial de lixiviación (Álvarez-Amado et al., 2022b). Ignimbritas con alto contenido vítreo, como Atana y Patao, son más susceptibles a lixiviación bajo interacción agua-roca, favorecida por sus registros de altas concentraciones de Li (Rosales, 2021). De estas, la ignimbrita Patao se compone por un alto contenido vítreo, pero su porosidad predominante presenta baja conectividad y localmente es reducida por rellenos de carbonato, lo cual limita su aporte y solo actuaría como un reservorio local. Por otra parte, Atana es la unidad con mayor potencial de aporte de Li, ya que su contenido de vidrio y pómez, acompañado de alta permeabilidad favorecería la movilización de Li. Así, para que este alcance el salar se requieren fases vítreas que permitan la liberación de Li, pero también rutas continuas, con conectividad axial y permeabilidad significativa que faciliten su transporte.

En términos genéticos, la ignimbrita Atana está asociada al colapso de la caldera La Pacana y posterior formación de un domo, una de las calderas resurgentes más grandes del mundo (Lindsay et al., 2001). Ignimbritas formadas por este proceso presentan características en común en los Andes Centrales, caracterizadas por su gran volumen, consisten generalmente en depósitos masivos homogéneos de gran distribución y cierto grado de soldamiento. Posterior a su depositación, durante el proceso post-caldera ocurrió la extrusión del domo resurgente dacítico, con un sistema magmático

activo hasta 2 Ma posterior a la erupción principal de la ignimbrita Atana, relacionado a procesos hidrotermales (Lindsay et al., 2001). En cambio, el origen de la ignimbrita Patao es atribuido al cordón de Puntas Negras (Ramírez & Gardeweg, 1982), con erupciones centrales en centros de emisión menores que no estarían asociados a la formación de grandes calderas. Estas variaciones genéticas pueden entregar una importante relación entre el origen de las ignimbritas y su aporte de Li.

6.4. Limitaciones

La principal restricción en el estudio de la porosidad y permeabilidad se encuentra en la resolución de μ -CT (4.6–17.6 $\mu\text{m}/\text{voxel}$), la cual no permite captar microporosidad de menor tamaño y puede llevar a subestimar la porosidad fina y sesgar estimaciones de diámetro equivalente y tortuosidad. Otra limitación importante de μ -CT es el tamaño de la muestra utilizada, ya que las ignimbritas al ser muestras en general anisotrópicas, poseen valores de permeabilidad y porosidad que pueden variar, por lo cual es importante considerar un volumen de interés (VOI) adecuado que sea representativo. También es importante considerar la variación de facies que tienen las ignimbritas incluso en un mismo afloramiento, además de variaciones entre sectores proximales y distales. En cuanto al modelo de permeabilidad utilizado, la estimación empírica de τ y χ puede entregar errores en el valor obtenido de k_v , ya que variaciones en el valor del factor de tortuosidad (m) pueden afectar los resultados en factor de varios órdenes de magnitud. Por último, la presencia de cementación y rellenos de minerales secundarios

observado en microscopía pueden ocultar rutas antiguas de flujo que no son consideradas en el cálculo de la permeabilidad con μ -CT. Así, las mediciones actuales reflejan el estado presente de la ignimbrita, pero no necesariamente la historia de transporte, considerando que la formación del Salar de Atacama y su acumulación de solutos como el Li son procesos de escala de tiempo de miles a millones de años (Munk et al., 2018).

7. CONCLUSIONES

Las ignimbritas de la Cordillera Occidental han sido consideradas como la principal fuente de Li para la zona de estudio, donde su potencial radica en sus grandes volúmenes, los contenidos de Li que pueden hospedar y su eficiente lixiviación. El presente estudio, se demuestra que la capacidad de estas ignimbritas para actuar como proxy del flujo y transporte de Li hacia el salar depende de la conjunción de rasgos petrográficos y petrofísicos que controlan la liberación y movilización. Así, la integración de técnicas de petrografía, microtomografía de rayos-X y modelamiento de permeabilidad permitió caracterizar las condiciones óptimas para que esto ocurra. Las ignimbritas estudiadas muestran una marcada heterogeneidad textural, donde las mejores condiciones se presentan en facies masivas con alto contenido vítreo y abundancia de pómez, que favorecen la liberación de Li por lixiviación, relacionado a un grado de soldamiento medio a bajo que preserva la porosidad primaria. En cambio, facies eutaxíticas con alto grado de soldamiento generan redes anisotrópicas que reducen la conectividad, limitando su aporte.

A nivel textural uno de los parámetros críticos es la porosidad conectada, donde los tipos de poro más eficientes son vesículas elongadas, asociadas a fracturamiento de cristales y pómez en altos porcentajes, favorecido por estructuras locales como fracturas y venillas que aumentan la conectividad. Así, de las ignimbritas estudiadas Atana reúne las condiciones óptimas para ser un buen proxy de fuente y transporte de Li, con los mayores valores de porosidad conectada y permeabilidad, asociada a un factor de forma elevado que refleja una estructura de poros eficiente. Estas propiedades permiten obtener valores de permeabilidades varios órdenes de magnitud superiores,

lo cual la convierte en la ignimbrita estudiada más relevante para la lixiviación y transporte de Li, actuando como un acuífero de alta transmisividad, facilitando el transporte de salmueras enriquecidas en Li. En contraste, las ignimbritas Patao y Pelón presentan una permeabilidad limitada por su porosidad aislada y rellenos secundarios, lo cual restringe su capacidad de transporte y la convierte en un reservorio local. No obstante, se destaca que estas mediciones reflejan el estado actual de las ignimbritas, donde procesos de alteración y cementación posteriores a su formación pueden haber modificado rutas de flujo originales. Así, para identificar y modelar fuentes de Li en el Salar de Atacama, es imprescindible priorizar unidades con alto contenido vítreo, porosidad conectada y permeabilidad significativa, además de reconocer la geometría de poros y caminos de flujo. Estos criterios permiten discriminar las condiciones para una lixiviación efectiva de Li y formación de rutas permeables continuas que permitan su movilización en sistemas salinos.

8. RECOMENDACIONES

En futuros estudios se destaca dar énfasis a la resolución de μ CT, ya que es fundamental definir con precisión el volumen elemental representativo (REV) para cada litofacie, asegurando que los VOI seleccionados sean realmente representativos de la heterogeneidad de la roca. Para esto, también se pueden utilizar métodos de análisis de microtomografía con distintos tamaños de VOI para una misma muestra, ya que diferente resolución permite examinar texturas de un amplio rango de escala (e.g. Pamucku *et al.*, 2012). Una vez resuelta la estimación del REV, de manera complementaria se recomienda utilizar técnicas que permitan un análisis multiescala más completo, para así resolver detalles de microporosidad que no es observada por μ CT. Además, se recomienda complementar los cálculos de permeabilidad con ensayos experimentales de flujo en laboratorio como el uso de un permeámetro o con simulaciones de permeabilidad, de manera de validar y calibrar los modelos teóricos aplicados.

También, se sugiere integrar más análisis geoquímicos e isotópicos ($\delta^7\text{Li}$, $\delta^{11}\text{B}$) para confirmar la contribución de cada ignimbrita al enriquecimiento de Li en el salar. En este sentido, ampliar el muestreo hacia sectores distales de la ignimbrita Atana y proximales de Patao y Pelón resulta clave para contrastar sus facies y evaluar diferencias en el grado de soldamiento y contenido vítreo. Del mismo modo, se recomienda caracterizar en detalle la alteración secundaria, especialmente la cementación por carbonatos y relleno

de amígdalas, dado a su impacto en la reducción de la conectividad. Por último, para caracterizar en mayor detalle la relación entre la génesis de estas ignimbritas con su rol en la lixiviación y transporte de Li, se propone estudiar también otras ignimbritas asociadas a la caldera La Pacana, como la ignimbrita Tara y Toconao, o bien otras ignimbritas asociadas a colapso de calderas, como la ignimbrita Sifón que proviene de Pastos Grandes.

La integración de estos datos con modelos hidrogeológicos regionales permitirá simular rutas preferenciales de flujo y estimar la eficiencia del transporte de Li hacia el Salar de Atacama. Finalmente, se aconseja ampliar el número de muestras y facies analizadas, considerando variaciones laterales y verticales, y evaluar la evolución temporal de los procesos syn- y post-eruptivos, con el fin de comprender el origen del Li y posteriores cambios en la capacidad de lixiviación y transporte a lo largo del tiempo geológico.

9. REFERENCIAS

- ALFANO, F.; BONADONNA, C. & GURIOLI, L. 2012. Insights into eruption dynamics from textural analysis: the case of the May, 2008, Chaitén eruption. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **74**: 2.095-2.108.
- ALLMENDINGER, R.W.; JORDAN, T.E.; KAY, S.M. & ISACKS, B.L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. Vol. **25**, (1):139-174.
- ÁLVAREZ-AMADO, F.; TARDANI, D.; POBLETE-GONZÁLEZ, C.; GODFREY, L. & MATTE-ESTRADA, D. 2022a. Hydrogeochemical processes controlling the water composition in a hyperarid environment: new insights from Li, B, and Sr isotopes in the Salar de Atacama. *Science of the Total Environment*. Vol. **835**.
- ÁLVAREZ-AMADO, F.; ROSALES, M.; GODFREY, L.; POBLETE-GONZÁLEZ, C.; MORGADO, E.; ESPINOZA, M.; HIDALGO-GAJARDO, A.; VOLOSKY, D. & CORTÉS-ARANDA, J. 2022b. The role of ignimbrites and fine sediments in lithium distribution and isotopic fractionation in hyperarid environments: Insights from Li-isotopes in the Atacama Desert. *Journal of Geochemical Exploration*. Vol. **241**.
- AMILIBIA, A.; SABAT, F.; MCCLAY, K. R.; MUÑOZ, J. A.; ROCA, E. & CHONG, G. 2008. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology*. Vol. **30**, (12): 1.520-1.539.
- ARON, F. 2008. Arquitectura y estilo de la deformación compresiva neógena del borde sur-oriental del Salar de Atacama, norte de Chile (23°30' sur): Su relación con el volcanismo Plio-Cuaternario. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas: 138 pp. Antofagasta.

- ARRIAGADA, C.; COBBOLD, P. R. & ROPERCH, P. 2006. Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics*. Vol. **25** (1): 1-19.
- BAKER, D.R.; MANCINI, L.; POLACCI, M.; HIGGINS, M.D.; GUALDA, G.; HILL, R.J. & RIVERS, M.L. 2012. An introduction to the application of X-ray microtomography to the three-dimensional study of igneous rocks. *Lithos*. Vol. **148**: 262-276.
- BLOWER, J.D. 2001. Factors controlling permeability-porosity relationships in magma. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **63**: 497-504.
- BOSCHETTI, T.; CORTECCI, G.; BARBIERI, M. & MUSSI, M. 2007. New and past geochemical data on fresh to brine waters of the Salar de Atacama and Andean Altiplano, northern Chile. *Geofluids*. Vol. **7**: 33-50.
- BRADLEY, D.; MUNK, L.; JOCHENS, H.; HYNEK, S. & LABAY, K. 2013. A preliminary deposit model for lithium brines. U.S. Geological Survey. Open-File report 2013-1006: 6 pp.
- BRANNEY, M.J. & KOKELAAR, P. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society of London, Memoirs*. Vol. **27**.
- BREITKREUZ, C. & VAN SCHMUS, W.R. 1996. UPb geochronology and significance of Late Permian ignimbrites in Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **9** (5-6): 281-293.
- CARMONA, V.; PUEYO, J.J.; TABERNER, C.; CHONG, G. & THIRLWALL, M. 2000. Solute inputs in the Salar de Atacama (N. Chile). *Journal of Geochemical Exploration*. Vol. **69-70**: 449-452.
- CASSIDY, M.; MANGA, M.; CASHMAN, K. & BACHMANN, O. 2018. Controls on explosive-effusive volcanic eruption styles. *Nature Communications*. Vol. **9**.

- CAVAZOS-ÁLVAREZ, J.A.; CARRASCO-NÚÑEZ, G.; DÁVILA-HARRIS, P.; PEÑA, D.; JÁQUEZ, A. & ARTEAGA, D. 2020. Facies variations and permeability of ignimbrites in active geothermal systems; case study of the Xáltipan ignimbrite at Los Humeros Volcanic Complex. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **104**.
- CHARRIER, R.; PINTO, L. & RODRÍGUEZ, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *Geological Society London Special Publications*. 21-114.
- CNUUDE, V. & BOONE, M.N. 2013. High-resolution X-ray computed tomography in geosciences: A review of the current technology and applications. *Earth-Science Reviews*. Vol. **123**: 1-17.
- COLOMBIER, M.; WADSWORTH, F.B.; GURIOLI, L.; SCHEU, B.; KUEPPERS, U.; DIMURO, A. & DINGWELL, D.B. 2017. The evolution of pore connectivity in volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **462**: 99-109.
- DEGRUYTER, W.; BACHMANN, O. & BURGISSER, A. 2010. Controls on magma permeability in the volcanic conduit during the climactic phase of the Kos Plateau Tuff eruption (Aegean Arc). *Bulletin of Volcanology*. Vol. **72** (1): 63-74.
- DE SILVA, S. 1989b. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*. Vol. **17**: 1102-1106.
- FISHER, R. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Science Reviews*. Vol. **1** (4): 287-298.
- GARDEWEG, M. & RAMÍREZ, C. 1985. Hoja Río Zapaleri, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica N°66: 86 pp. 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.
- GODFREY, L.V.; HERRERA, C.; GAMBOA, C. & MATHUR, R. 2019. Chemical and isotopic evolution of groundwater through the active Andean arc of Northern Chile. *Chemical Geology*. Vol. **518**: 32-44.

- GODFREY, L.V. & ÁLVAREZ-AMADO, F. 2020. Volcanic and saline Lithium inputs to the Salar de Atacama. *Minerals*. Vol. **10** (2): 201-218.
- GONNERMANN, H. & MANGA, M. 2007. The fluid mechanics inside a volcano. *Annual Review of Fluid Mechanics*. Vol. **39**: 321-356.
- GUALDA, G. & ANDERSON, A. 2007. Magnetite scavenging and the buoyancy of bubbles in magmas. Part 1: Discovery of a pre-eruptive bubble in Bishop rhyolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **153**: 733-742.
- GUEST, J.E. 1968. Banded pumice in a Chilean ignimbrite. *Geological Magazine*. Vol. **105** (2): 177-184.
- GUEST, J.E. 1969. Upper Tertiary Ignimbrites in the Andean Cordillera of part of the Antofagasta Province, Northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **80** (3): 337-367.
- HENRÍQUEZ, S.; BECERRA, J.; ARRIAGADA, C. 2014. Geología del Área San Pedro de Atacama, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica N°171: 99 pp. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- HOUSTON, J.; BUTCHER, A.; EHREN, P.; EVANS, K. & GODFREY, L. 2011. The evaluation of brine prospects and the requirement for modifications to filing standards. *Economic Geology*. Vol. **106** (7): 1.225-1.239.
- 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*. Vol. **204**: 229-259.
- KESLER, S.; GRUBER, P.; MEDINA, P.; KEOLEIAN, G.; EVERSON, M. & WALLINGTON, T. 2012. Global lithium resources: Relative importance of pegmatite, brine and other deposits. *Ore Geology Reviews*. Vol. **48**: 55-69.

- KETCHAM, R. & CARLSON, W. 2001. Acquisition, optimization and interpretation of X-ray computed tomographic imagery: applications to the geosciences. *Computers & Geosciences*. Vol. **27**: 381-400.
- LINDSAY, J.M.; DE SILVA, S.; TRUMBULL, R.; EMMERMANN, R. & WEMMER, K. 2001. La Pacana caldera, N. Chile: a re-evaluation of the stratigraphy and volcanology of one of the world's largest resurgent calderas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **106**: 145-173.
- LOWENSTEIN, T. & RISACHER, F. 2008. Closed basin brine evolution and the influence of Ca-Cl inflow waters: Death Valley and Bristol Dry Lake California, Qaidam Basin, China and Salar de Atacama, Chile. *Aquatic Geochemistry*. Vol. **15**: 71-94.
- MARINOVIC, S. 1978. Geología de los cuadrángulos Chiquilchoro y Cerro Lila. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago.
- MARINOVIC, S. & LAHSEN, A. 1984. Hoja Calama, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica N°58: 140 pp. 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.
- MORAGA, A.; FORTT, M.A.; CHONG, G. & HENRIQUEZ, H. 1974. Estudio geológico del Salar de Atacama, provincia de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, boletín n°029: 56 pp. Santiago.
- MUNK, L.A.; HYNEK, S.; BRADLEY, D.; BOUTT, D.; LABAY, K. & JOCHENS, H. 2016. Lithium brines: A global perspective. *Journal of Economic Geology*. Vol. **18**: 339-365.
- MUNK, L.A.; BOUTT, D.; HYNEK, S. & MORAN, B. 2018. Hydrogeochemical fluxes and processes contributing to the formation of lithium-enriched brines in a hyper-arid continental basin. *Chemical Geology*. Vol. **493**: 37-57.
- MUÑOZ, N.; CHARRIER, R. & JORDAN, T. 2002. Interactions between basement and cover during the evolution of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Revista geológica de Chile*. Vol. **29** (1): 55-80.

- NIEMEYER, H.R. 2013. Geología del Área Cerro Lila-Peine, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica N°147: 37 pp. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- PAMUKCU, A. & GUALDA, G. 2010. Quantitative 3D petrography using X-ray tomography 2: Combining information at various resolutions. *Geosphere*. Vol. **6** (6): 775-781.
- PAMUKCU, A.; GUALDA, G. & ANDERSON, A. 2012. Crystallization stages of the Bishop Tuff magma body recorded in crystal textures in pumice clasts. *Journal of Petrology*. Vol. **53**: 589-609.
- POLACCI, M.; MANCINI, L. & BAKER, D.R. 2010. The contribution of synchrotron X-ray computed microtomography to understanding volcanic processes. *Journal of Synchrotron Radiation*. Vol. **17**: 215-221.
- RAMÍREZ, C. 1979. Edades Potasio-Argón de rocas volcánicas cenozoicas en la zona San Pedro de Atacama-El Tatio, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Segundo Congreso Geológico Chileno*. 31-40.
- RAMÍREZ, C. & GARDEWEG, M. 1982. Hoja Toconao, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica N°54: 122 pp. 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.
- RISACHER, F.; ALONSO, H. & SALAZAR, C. 2003. The origin of brines and salts in Chilean salars: a hydrochemical review. *Earth-Science Reviews*. Vol. **63**: 249-293.
- RISACHER, F. & FRITZ, B. 2009. Origin of salts and brine evolution of Bolivian and Chilean salars. *Aquatic Geochemistry*. Vol. **15**: 123-157.
- ROSALES, M. 2021. Mineralogía, petrografía y geoquímica de ignimbritas eocenas-cuaternarias de la Cordillera Occidental (22°20'-24°00'S) y sus implicancias en el origen del Litio, Región de Antofagasta, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra: 206 pp. Concepción.

- RUST, A.C. & CASHMAN, K.V. 2004. Compaction and gas loss in welded pyroclastic deposits as revealed by porosity, permeability and electrical conductivity measurements of the Shevlin Park Tuff. *GSA Bulletin*. Vol. **126** (1-2): 234-247.
- SONG, S.R.; JONES, K.W.; LINDQUIST, B.W.; DOWD, B.A. & SAHAGIAN, D.L. 2001. Synchrotron X-ray computed microtomography: studies on vesiculated basaltic rocks. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **63**: 252-263.
- U.S. GEOLOGICAL SURVEY. 2025. Mineral Commodity Summaries 2025. U.S. Geological Survey. 212 pp. En: <https://doi.org/10.3133/mcs2025>.
- TASSARA, A. & YÁÑEZ, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Andean Geology*. Vol. **30**: 159-186.
- WRIGHT, H.M. & CASHMAN, K.V. 2014. Compaction and gas loss in welded pyroclastic deposits as revealed by porosity, permeability and electrical conductivity measurements of the Shevlin Park Tuff. *GSA Bulletin*. Vol. **126** (1-2): 234-247.

ANEXOS

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo		Página
I.	Tamaños máximos observados por microscopía óptica	94
II.	Tamaños máximos observados por microtomografía de rayos-X ...	96
III.	Porosidad aislada y conectada obtenida con μ CT	97
IV.	Fichas microscopía óptica	98
V.	Fichas microtomografía de rayos-X	105

ANEXO I

Tamaños máximos observados por microscopía óptica.

		TM1R1	TM2R2	PE2R1	TA2R1	AT1R1	AL3R1	LLP1R1	
Cristales	Qz	L (mm)	0,41	-	1,18	2,83	1,57	1,24	0,64
		A (mm)	0,33	-	0,80	1,72	1,14	0,96	0,51
		R (A/L)	0,80	-	0,68	0,61	0,73	0,77	0,80
	Plg	L (mm)	2,25	2,20	1,67	1,48	0,59	1,40	1,61
		A (mm)	0,98	0,91	1,36	0,92	0,37	1,19	1,04
		R (A/L)	0,44	0,41	0,81	0,62	0,63	0,85	0,65
	Bt	L (mm)	1,01	1,15	0,63	1,29	0,85	1,67	1,02
		A (mm)	0,55	0,25	0,11	0,33	0,11	0,29	0,17
		R (A/L)	0,54	0,22	0,17	0,26	0,13	0,17	0,17
	Anf	L (mm)	-	-	0,54	1,75	0,45	0,74	0,71
		A (mm)	-	-	0,18	1,25	0,24	0,25	0,26
		R (A/L)	-	-	0,33	0,71	0,53	0,34	0,37
	Px	L (mm)	-	1,16	-	-	-	-	-
		A (mm)	-	0,50	-	-	-	-	-
		R (A/L)	-	0,43	-	-	-	-	-
	Op	L (mm)	0,05	0,24	0,27	0,21	0,26	0,32	0,41
		A (mm)	0,04	0,17	0,26	0,15	0,22	0,20	0,27
		R (A/L)	0,80	0,71	0,96	0,71	0,85	0,63	0,66
Líticos	Volcánico	L (mm)	0,23	-	0,63	-	-	-	-
		A (mm)	0,16	-	0,36	-	-	-	-
		R (A/L)	0,70	-	0,57	-	-	-	-
	Pirocl (Tobas)	L (mm)	-	0,88	2,31	-	5,00	3,72	-
		A (mm)	-	0,48	1,23	-	4,77	2,80	-
		R (A/L)	-	0,55	0,53	-	0,95	0,75	-
	Pirocl (Pómez)	L (mm)	-	-	-	-	2,23	0,50	-
		A (mm)	-	-	-	-	1,20	0,29	-
		R (A/L)	-	-	-	-	0,54	0,58	-
	Intrusivos	L (mm)	-	-	3,54	-	-	-	-
		A (mm)	-	-	2,68	-	-	-	-
		R (A/L)	-	-	0,76	-	-	-	-
	Otros (Alterado)	L (mm)	-	-	1,40	-	3,22	-	-
		A (mm)	-	-	0,39	-	2,17	-	-
		R (A/L)	-	-	0,28	-	0,67	-	-
Vidrio	Esquirlas	L (mm)	0,15	0,43	0,26	-	0,30	0,35	-
		A (mm)	0,02	0,06	0,04	-	0,09	0,05	-
		R (A/L)	0,13	0,14	0,15	-	0,30	0,14	-
	Pómez	L (mm)	1,04	-	-	3,17	4,48	3,28	-
		A (mm)	0,27	-	-	0,97	3,31	0,46	-
		R (A/L)	0,26	-	-	0,31	0,74	0,14	-

L: Largo, A: Ancho, R: Razón (ancho/largo).

Continuación tamaños máximos observados por microscopía óptica.

		TM1R1	TM2R2	PE2R1	TA2R1	AT1R1	AL3R1	LLP1R1	
Porosidad	Vesículas	L (mm)	0,19	1,15	-	0,31	0,29	0,28	0,07
		A (mm)	0,03	0,38	-	0,14	0,24	0,18	0,06
		R (A/L)	0,16	0,33	-	0,45	0,83	0,64	0,86
		A ² (mm ²)	0,008	0,271	-	0,023	0,830	0,039	0,004
	Fracturas	L (mm)	-	-	-	-	3,99	0,87	-
		A (mm)	-	-	-	-	0,06	0,01	-
		R (A/L)	-	-	-	-	0,02	0,01	-
	Amígdalas	L (mm)	-	-	1,83	-	-	-	-
		A (mm)	-	-	0,90	-	-	-	-
		A ² (mm ²)	-	-	1,400	-	-	-	-
		R (A _p /A _t)	-	-	0,30	-	-	-	-

L: Largo, **A:** Ancho, **R:** Razón (ancho/largo), **A²:** Área, **A_p:** Área parcial, **A_t:** Área total.

ANEXO II

Tamaños máximos observados por microtomografía de rayos-X.

		PE2R1	AL3R1	LLP1R1	AT1R1	AT1R2	TA2R1	TM2R2	TB1R1	TM1R1	
Cristales	Tectosilicato ^s	L (mm)	2,08	2,05	2,76	2,35	3,38	3,23	1,91	3,21	2,02
		A (mm)	1,53	1,28	1,63	1,63	2,25	2,14	0,97	1,92	1,66
		R (A/L)	0,74	0,62	0,59	0,69	0,67	0,66	0,51	0,60	0,82
	Máficos	L (mm)	-	1,15	1,96	0,96	4,66	2,15	0,79	1,08	1,05
		A (mm)	-	0,40	0,22	0,39	1,24	0,73	0,17	0,15	0,33
		R (A/L)	-	0,35	0,11	0,41	0,27	0,34	0,22	0,14	0,31
	Metálicos	L (mm)	0,45	0,43	0,35	0,23	0,41	1,00	0,40	0,28	0,37
		A (mm)	0,37	0,32	0,28	0,12	0,35	0,68	0,29	0,23	0,31
		R (A/L)	0,82	0,74	0,80	0,52	0,85	0,68	0,73	0,82	0,84
Líticos	Líticos	L (mm)	5,09	3,20	-	-	-	7,24	1,23	-	-
		A (mm)	2,63	2,22	-	-	-	4,92	0,89	-	-
		R (A/L)	0,52	0,69	-	-	-	0,68	0,72	-	-
Vidrio	Pómez	L (mm)	-	2,60	-	14,81	-	4,83	3,32	0,98	2,66
		A (mm)	-	2,02	-	6,65	-	2,32	1,45	0,77	0,71
		R (A/L)	-	0,78	-	0,45	-	0,48	0,44	0,79	0,27
	Esquirlas	L (mm)	-	-	-	-	-	-	0,68	-	-
		A (mm)	-	-	-	-	-	-	0,04	-	-
		R (A/L)	-	-	-	-	-	-	0,06	-	-
Poros	Vesículas (1)	L (mm)	0,30	0,24	0,09	0,21	0,49	0,36	0,10	0,16	0,54
		A (mm)	0,10	0,16	0,05	0,19	0,21	0,25	0,06	0,09	0,34
		R (A/L)	0,33	0,67	0,56	0,90	0,43	0,69	0,60	0,56	0,63
		A ² (mm ²)	0,026	0,026	0,004	0,032	0,077	0,057	0,005	0,010	0,086
	Vesículas (2)	L (mm)	-	-	-	1,17	6,20	2,07	0,62	-	-
		A (mm)	-	-	-	0,48	1,09	1,41	0,59	-	-
		R (A/L)	-	-	-	0,41	0,18	0,68	0,95	-	-
		A ² (mm ²)	-	-	-	0,454	3,369	1,419	0,274	-	-
	Fracturas	L (mm)	-	2,30	2,23	2,82	-	12,53	4,03	1,04	-
		A (mm)	-	0,01	0,03	0,06	-	0,27	0,07	0,06	-
		R (A/L)	-	0,004	0,013	0,021	-	0,02	0,02	0,06	-
	Amígdalas	L (mm)	5,40	-	-	-	-	-	-	-	-
A (mm)		1,30	-	-	-	-	-	-	-	-	
A ² (mm ²)		4,235	-	-	-	-	-	-	-	-	
R (A _p /A _t)		0,241	-	-	-	-	-	-	-	-	

L: Largo, A: Ancho, R: Razón (ancho/largo), A²: Área, Ap: Área poro, At: Área total.

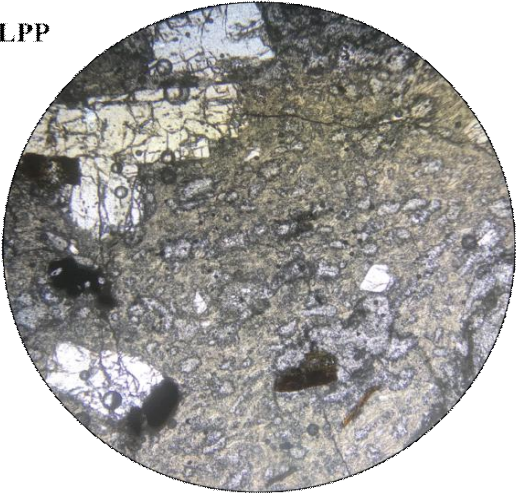
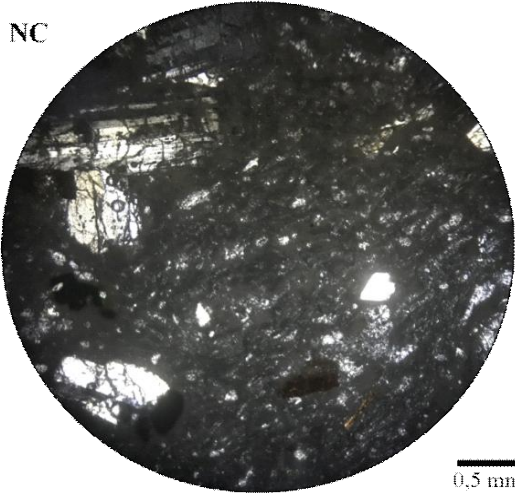
ANEXO III

Porosidad aislada y conectada obtenida con μ CT

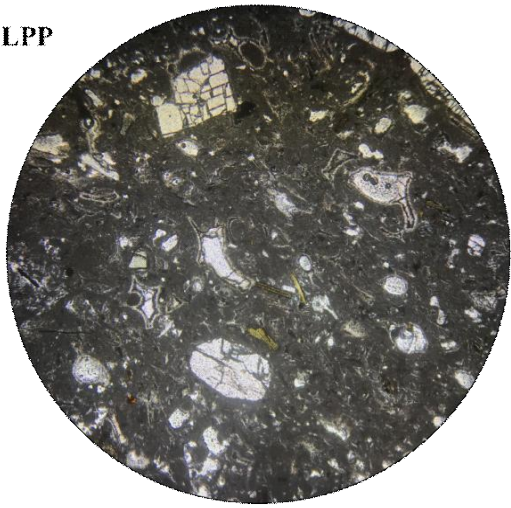
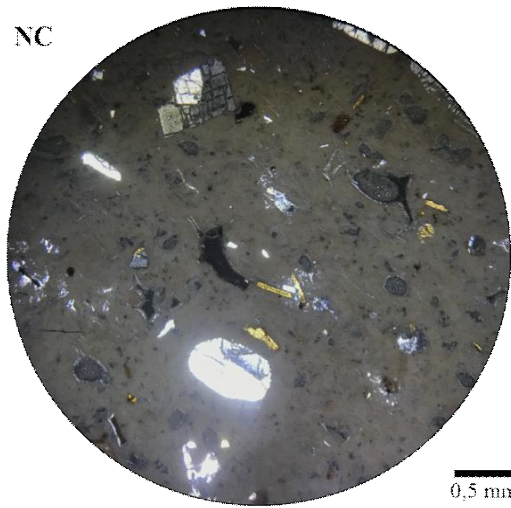
	TM1R1	TM2R2	PE2R1	TA2R1	TB1R1	AT1R1	AT1R2	AL3R1	LLP1R1	
Porosidad Conectada	Diámetro hidráulico poros conectados (μ m)	51,44	29,14	91,38	100,7	24	71,41	136,6	28,87	19,56
	Diámetro eq. medio poros conectados (μ m)	9,882	12,55	21,94	33,16	12,92	24,32	47,11	13,06	10,9
	Diámetro eq. máximo poros conectados (μ m)	1007	1667	1474	11750	1118	8848	13540	1362	969,8
	Espesor medio poros conectados (μ m)	7,262	11,54	26,28	58,33	9,871	43,13	71,66	11,16	9,004
	Espesor máximo poros conectados (μ m)	345	348	874,7	772,1	135,1	435,2	1460	397,6	172,1
Porosidad Aislada	Diámetro hidráulico poros aislados (μ m)	17,05	21,01	88,85	65,94	17,2	53,76	58,5	19,57	15,11
	Diámetro eq. medio poros aislados (μ m)	12,33	13,76	28,55	25,13	11,62	34,25	60,12	12,56	12,1
	Diámetro eq. máximo poros aislados (μ m)	531,4	1008	2333	845,5	564,1	3090	930	924	482,2
	Espesor medio poros aislados (μ m)	5,379	6,68	17,07	23,95	5,646	16,84	23,94	6,261	5,581
	Espesor máximo poros aislados (μ m)	170,2	366,6	1008	348,2	237,7	455,4	299	187,4	116,3
Otros	Diámetro hidráulico total (μ m)	21,91	22,73	89,52	94,13	19,33	68,84	120	21,62	16,96
	Conectividad en un eje	No	No	No	Si	No	Si	Si	No	No
	Conectividad	-	-	-	Eje Z	-	Eje Z	Eje Z	-	-

ANEXO IV

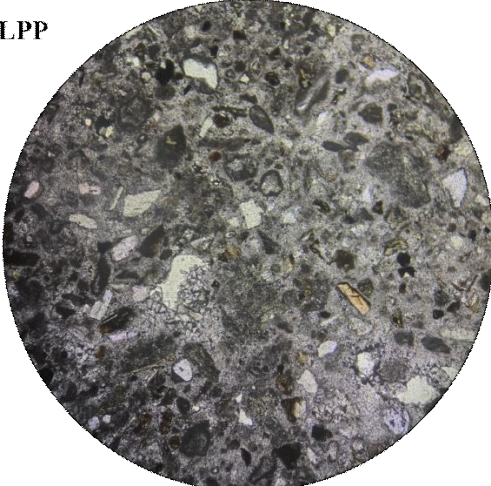
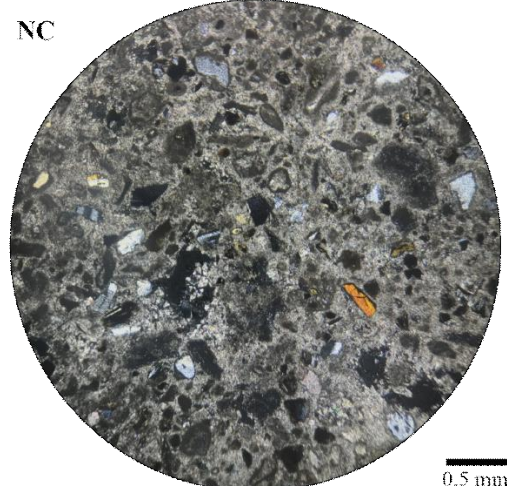
Fichas de microscopía óptica.

TM1R1			
LPP		NC	
			
Coordenadas	592081m E / 7367463m N - UTM		
Ignimbrita	Patao		
Textura	Axiolítica		
Estructuras	Esquirlas parcialmente soldadas, fiammes con textura axiolítica y líticos volcánicos deformados. Leve orientación de biotita según dirección de flujo.		
Clasificación textural			
Ceniza	85%	Clasificación Textural (Fisher, 1966)	
Lapilli	15%		
Bombas / Bloques	-		
Fábrica	Matriz soportada		
Textura de la matriz	Fragmental	Toba	
Clasificación Composicional			
Cristales	Cuarzo	1,2%	Anhedral
	Plagioclasa	25,0%	Subhedral, alteración a arcillas
	Biotita	3,4%	Euhedral, oxidada
	Opacos	0,8%	Subhedral
Líticos	Volcánicos	2,9%	Deformados
Vidrio	Esquirlas	14,6%	
	Fiammes	9,4%	Textura axiolítica
	Vidrio Fino	41,9%	
Otros	Vesículas	0,8%	Formas irregulares
Clasificación Composicional (Schmidt, 1981)		Toba Vítreo	
Observaciones			
Desvitrificación de esquirlas y pómez. Piroxeno en bajo porcentaje.			

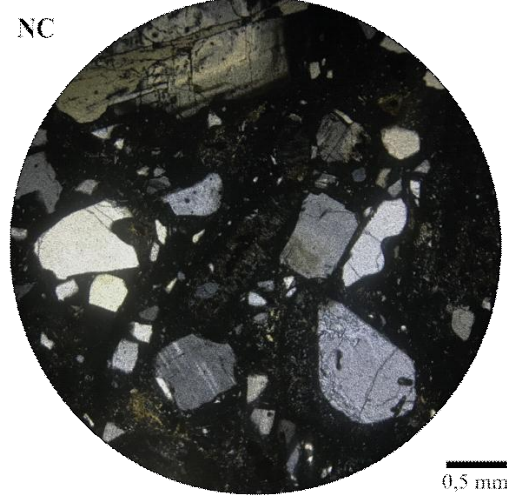
Continuación fichas de microscopía óptica.

TM2R2			
LPP		NC	
			
Coordenadas	594148m E / 7367374m N - UTM		
Ignimbrita	Patao		
Textura	Vitroclástica		
Estructuras	Cistales fracturados, esquirlas no soldadas.		
Clasificación textural			
Ceniza	95%	Clasificación Textural (Fisher, 1966)	
Lapilli	5%		
Bombas / Bloques	-		
Fábrica	Matriz soportada		
Textura de la matriz	Fragmental		
Clasificación Composicional			
Cristales	Plagioclasa	12,5%	Subhedral
	Biotita	1,9%	Subhedral, oxidada
	Piroxeno	0,4%	Euhedral a subhedral
	Opacos	1,4%	Subhedral
Líticos	Piroclásticos (tobáceos)	0,7%	
Vidrio	Esquirlas	30,6%	No soldadas
	Vidrio Fino	44,9%	
Otros	Vesículas	7,6%	Redondeadas y sub-redondeadas
Clasificación Composicional (Schmidt, 1981)		Toba Vítreo	
Observaciones			
Vesículas redondeadas relacionadas a esquirlas y vesículas sub-redondeadas con bordes irregulares relacionadas a porosidad de la matriz. Desvitrificación de esquirlas. Se reconoce pómez en bajo porcentaje.			

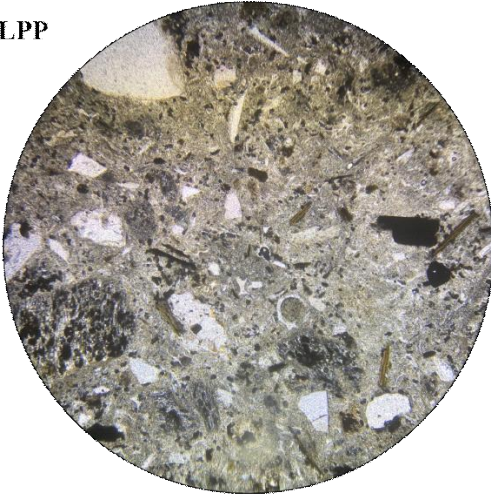
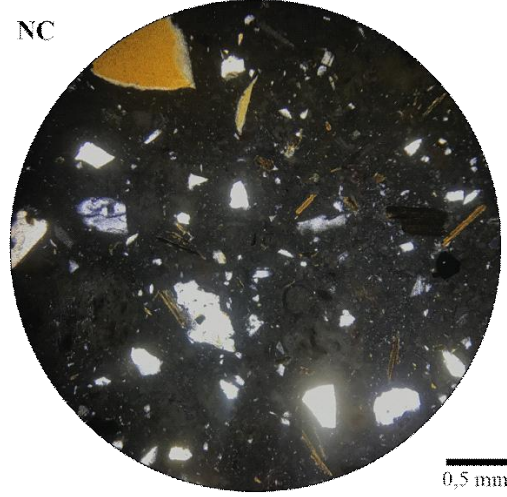
Continuación fichas de microscopía óptica.

PE2R1			
LPP		NC	
			
Coordenadas	596025m E / 7380530m N - UTM		
Ignimbrita	Patao		
Textura	Vetroclástica		
Estructuras	Cristales fracturados, esquirlas no soldadas.		
Clasificación textural			
Ceniza	90%	Clasificación Textural (Fisher, 1966)	
Lapilli	10%		
Bombas / Bloques	-		
Fábrica	Matriz soportada		
Textura de la matriz	Fragmental		
Toba			
Clasificación Composicional			
Cristales	Cuarzo	3,5%	Anhedral
	Plagioclasa	6,2%	Subhedral, alteración a arcilla
	Biotita	1,1%	Euhedral
	Anfibol	3,2%	Subhedral
	Opacos	2,2%	Subhedral
Líticos	Volcánicos	8,0%	
	Otros	12,0%	Alterados
Vidrio	Esquirlas	0,5%	
Otros	Calcita	57,0%	Mineral de alteración
	Amígdalas	6,3%	Relleno de calcita
Clasificación Composicional (Schmidt, 1981)		Toba Lítica	
Observaciones			
Embahiamiento en cuarzo, paleo-poros (vesículas y fracturas) rellenas por calcita. Alteración a calcita no permite reconocer la composición original de la matriz y algunos clastos. Líticos intrusivos y tobáceos en bajo porcentaje. Variación textural y composicional en el corte.			

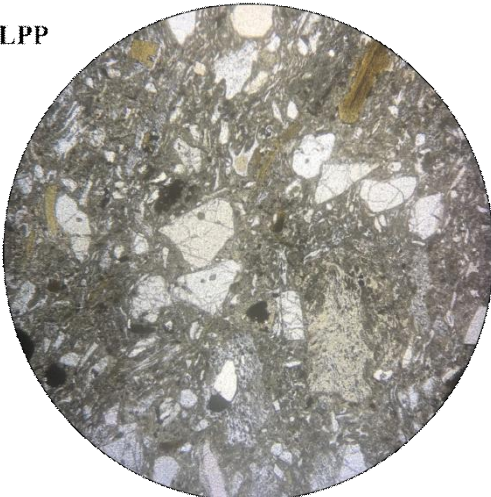
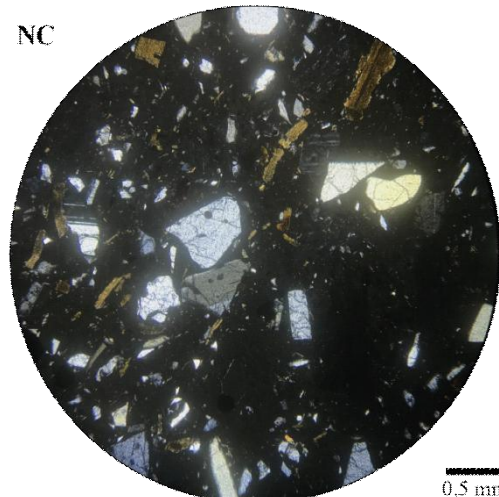
Continuación fichas de microscopía óptica.

TA2R1			
LPP		NC	
			
Coordenadas	666015m E / 7446411m N - UTM		
Ignimbrita	Atana		
Textura	Axiolítica		
Estructuras	Grado de soldamiento parcial, fiammes con textura axiolítica y cristales fracturados. Leve orientación de biotita según dirección de flujo.		
Clasificación textural			
Ceniza	70%	Clasificación Textural (Fisher, 1966)	
Lapilli	30%		
Bombas / Bloques	-	Toba de Lapilli	
Fábrica	Matriz soportada		
Textura de la matriz	Fragmental		
Clasificación Composicional			
Cristales	Cuarzo	14,0%	Anhedral
	Plagioclasa	21,0%	Subhedral
	Biotita	4,5%	Euhedral, oxidada
	Anfibol	0,7%	Subhedral, oxidada
	Opacos	3,1%	Subhedral
Vidrio	Fiammes	29,1%	Textura axiolítica
	Vidrio Fino	27,1%	
Otros	Vesículas	0,5%	Formas irregulares
Clasificación Composicional (Schmidt, 1981)		Toba Vítreo	
Observaciones			
Desvitrificación de pómez, embahiamiento en cuarzo. Piroxeno en bajo porcentaje y esfeno como mineral accesorio. Porosidad relacionada a cúmulos de plagioclasa.			

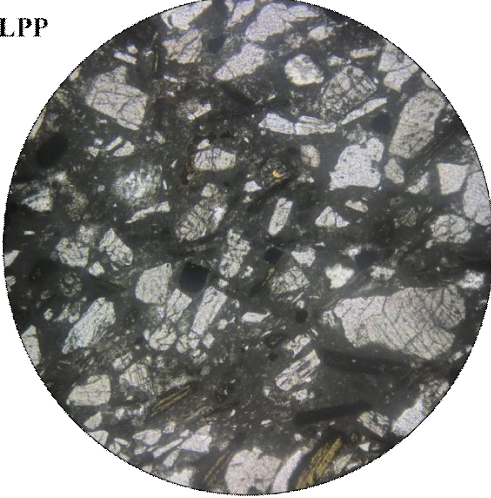
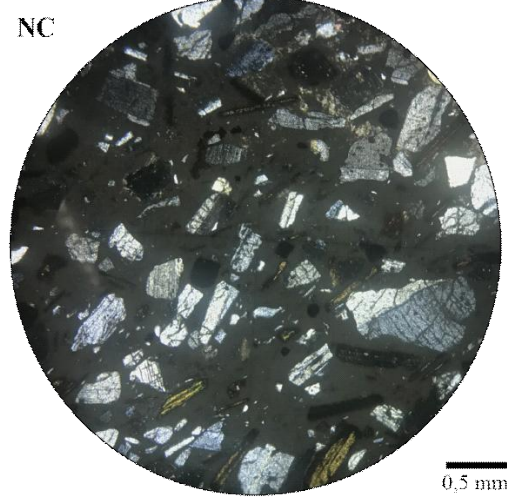
Continuación fichas de microscopía óptica.

AT1R1			
LPP		NC	
			
Coordenadas	657570m E / 7445141m N - UTM		
Ignimbrita	Atana		
Textura	Vetroclástica		
Estructuras	Esquirlas no soldadas, pómez juveniles no deformada y cristales fracturados.		
Clasificación textural			
Ceniza	70%	Clasificación Textural (Fisher, 1966)	
Lapilli	30%		
Bombas / Bloques	-	Toba de Lapilli	
Fábrica	Matriz soportada		
Textura de la matriz	Fragmental		
Clasificación Composicional			
Cristales	Cuarzo	6,7%	Anhedral
	Plagioclasa	10,9%	Subhedral a euhedral
	Biotita	3,3%	Euhedral, oxidada
	Anfibol	0,1%	Anhedral
	Opacos	4,1%	Subhedral
Líticos	Piroclásticos (pumíceos)	1,4%	
	Piroclásticos (tobáceos)	5,0%	
	Otros	1,1%	Alterados
Vidrio	Esquirlas	10,1%	
	Pómez (juveniles)	18,7%	
	Vidrio Fino	36,8%	
Otros	Vesículas	1,8%	Formas elongadas
Clasificación Composicional (Schmidt, 1981)		Toba Vítreo	
Observaciones			
Embahiamiento en cuarzo. Vesículas elongadas, fracturas y porosidad asociada a presencia de pómez. Posible microporosidad asociada a la matriz.			

Continuación fichas de microscopía óptica.

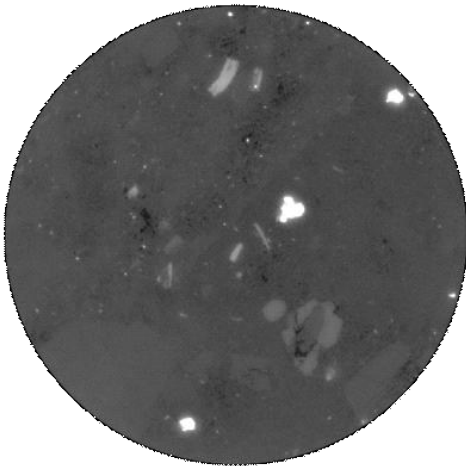
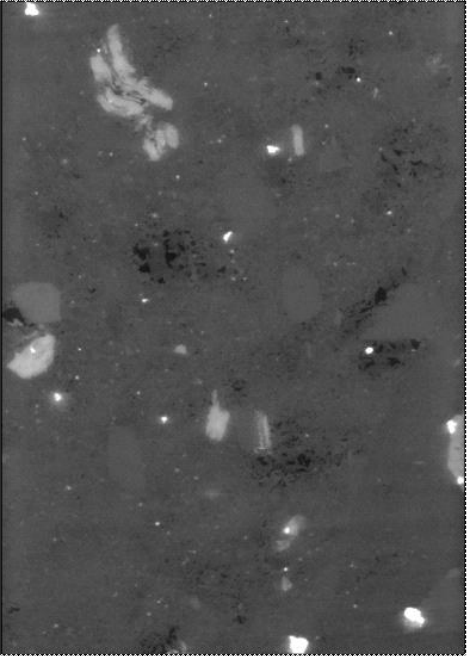
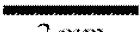
AL3R1			
LPP			
NC			
Coordenadas	638982m E / 7433117m N - UTM		
Ignimbrita	Atana		
Textura	Eutaxítica		
Estructuras	Esquirlas parcialmente soldadas, fiammes con elongación según la dirección del flujo y biotitas orientadas.		
Clasificación textural			
Ceniza	65%	Clasificación Textural (Fisher, 1966)	
Lapilli	35%		
Bombas / Bloques	-	Toba de Lapilli	
Fábrica	Matriz soportada		
Textura de la matriz	Fragmental		
Clasificación Composicional			
Cristales	Cuarzo	7,6%	Anhedral, fracturados
	Plagioclasa	20,7%	Euhedral a subhedral
	Biotita	7,2%	Euhedral
	Anfibol	0,4%	Euhedral
	Opacos	1,3%	Subhedral
Líticos	Piroclásticos (pumíceos)	8,6%	
	Piroclásticos (tobáceos)	6,0%	
Vidrio	Esquirlas	26,9%	Parcialmente soldadas
	Fiammes	7,8%	
	Vidrio Fino	12,8%	
Otros	Vesículas	0,7%	Redondeadas a sub-redondeadas
Clasificación Composicional (Schmidt, 1981)		Toba Vítreá	
Observaciones			
Embahiamiento en cuarzo, esfeno como mineral accesorio. Porosidad relacionada a cúmulos de plagioclasa, borde de líticos y pómez. Micro-fracturas en bordes de líticos.			

Continuación fichas de microscopía óptica.

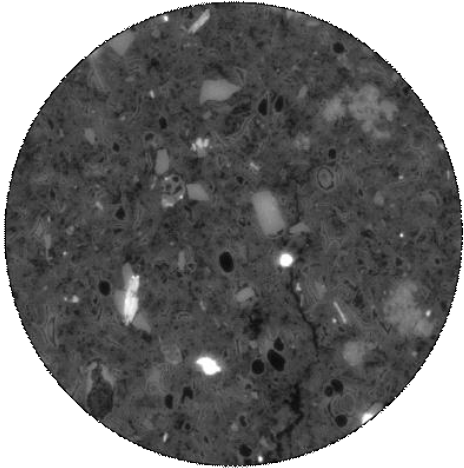
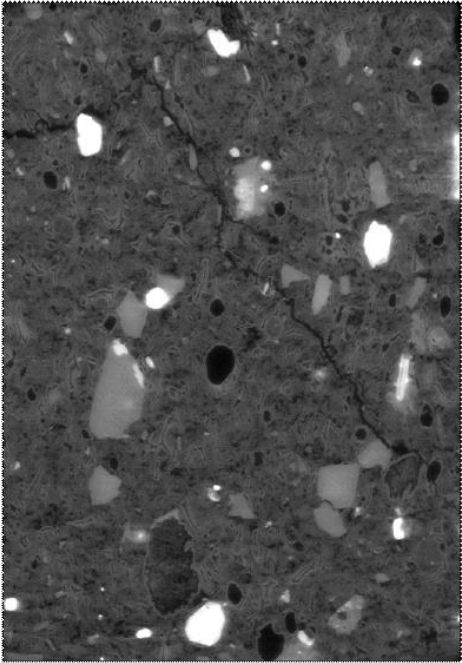
LLP1R1			
LPP		NC	
			
Coordenadas	576481m E / 7473507m N - UTM		
Ignimbrita	Pelón		
Textura	Piroclástica o fragmental		
Estructuras	Cristales fracturados, biotita y plagioclasa orientada según dirección del flujo.		
Clasificación textural			
Ceniza	100%	Clasificación Textural (Fisher, 1966)	
Lapilli	-		
Bombas / Bloques	-		
Fábrica	Matriz soportada		
Textura de la matriz	Fragmental		
Clasificación Composicional			
Cristales	Cuarzo	3,1%	Anhedral
	Plagioclasa	41,8%	Euhedral a subhedral
	Biotita	8,9%	Euhedral, oxidada
	Anfibol	1,7%	Subhedral
	Opacos	2,7%	Subhedral
Vidrio	Vidrio Fino	35,3%	
Otros	Calcita	3,5%	Mineral de alteración
	Vesículas	3,0%	Formas irregulares
Clasificación Composicional (Schmidt, 1981)		Toba Cristalina	
Observaciones			
Alteración a carbonato asociada a borde de cristales y zonas de la matriz. Vesículas pequeñas con formas irregulares.			

ANEXO V

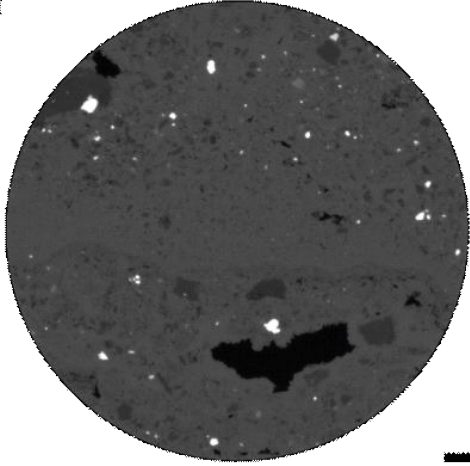
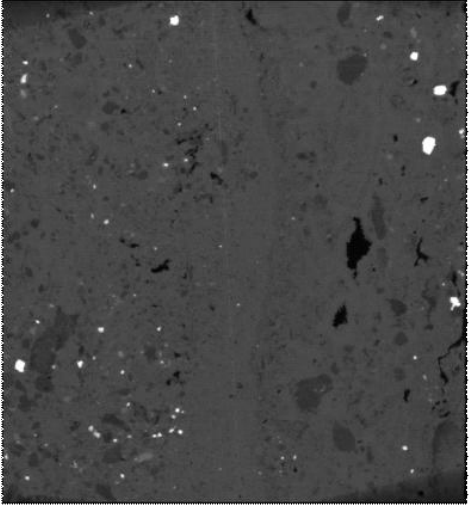
Fichas de microtomografía de rayos-X.

TMIR1				
XY		XZ		
				
		 2 mm		
Coordenadas	592081m E / 7367463m N - UTM			
Ignimbrita	Patao			
Descripción General	Toba vítrea con bandeamiento por elongación de pómez (fiammes) y orientación de cristales (biotita) en el eje Z. No se diferencia matriz vítrea de pómez y esquirlas.			
Clasificación Composicional	Tamaño Max (mm)		Coeficiente de Atenuación	Descripción
	Largo	Ancho		
Tectosilicatos	2,02	1,66	Bajo	Cuarzo y plagioclasa. Anhedral a Subhedral, fracturados
Máficos	1,05	0,33	Medio	Biotita, euhedral
Metálicos	0,37	0,31	Alto	
Pómez	2,66	0,71	Bajo	Alta porosidad
Vesículas	0,54	0,34	Muy Bajo	Sub-esféricas
Porosidad				
Porosidad relacionada a pómez observadas al microscopio y vesículas menores asociadas a la matriz. Porosidad distribuida de manera heterogénea.				

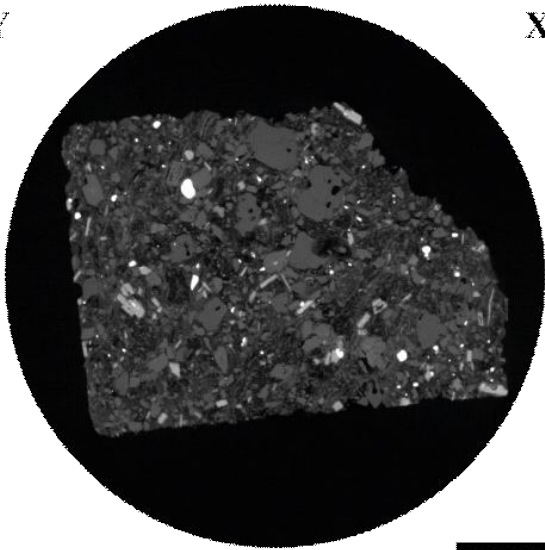
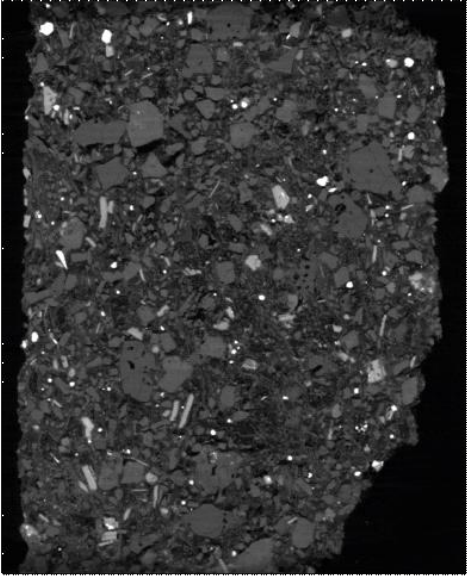
Continuación fichas de microtomografía de rayos-X.

TM2R2				
XY		XZ		
				
		2 mm		
Coordenadas	594148m E / 7367374m N - UTM			
Ignimbrita	Patao			
Descripción General	Toba vítrea con esquirlas no soldadas. Presenta pómez elongadas (fiammes), sin orientación reconocida. Cambio en coeficiente de atenuación del vidrio por desvitrificación.			
Clasificación Composicional	Tamaño Max (mm)		Coeficiente de Atenuación	Descripción
	Largo	Ancho		
Tectosilicatos	1,91	0,97	Medio	Plagioclasa. Anhedral, algunos fracturados
Máficos	0,79	0,17	Medio a Alto	Biotita y piroxeno. Subhedral a euhedral
Metálicos	0,40	0,29	Alto	
Líticos	1,23	0,89	Medio	
Pómez	3,32	1,45	Bajo	
Esquirlas	0,68	0,04	Bajo	No soldadas
Vesículas (1)	0,62	0,59	Muy Bajo	Esféricas
Vesículas (2)	0,10	0,06	Muy Bajo	Sub-esféricas, de bordes irregulares
Porosidad				
<p>Dos familias de poros: (1) Vesículas esféricas con bordes regulares, relacionada a esquirlas, (2) vesículas de menor tamaño, sub-esféricas con bordes irregulares, relacionadas a espacios en la matriz.</p> <p>Ambas distribuidas de forma homogénea en toda la muestra. Fracturas con forma irregular y orientaciones variables, con unión de vesículas a través de fracturas.</p>				

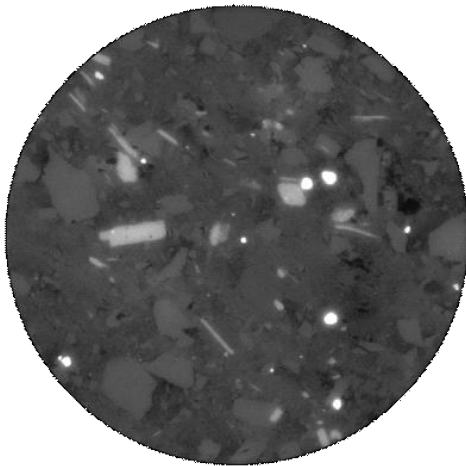
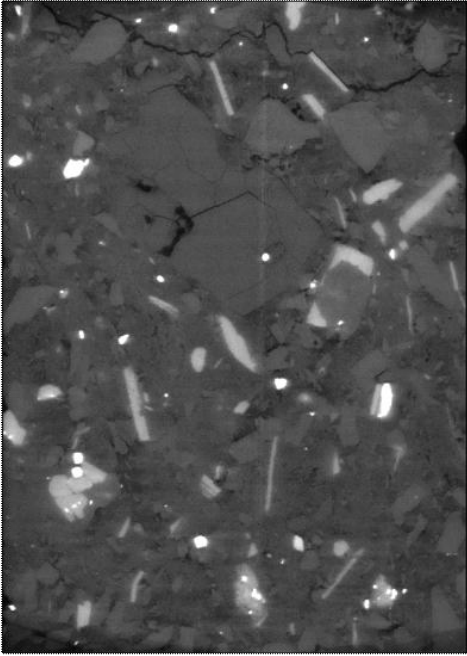
Continuación fichas de microtomografía de rayos-X.

PE2R1				
XY		YZ		
				
		5 mm		
Coordenadas	596025m E / 7380530m N - UTM			
Ignimbrita	Patao			
Descripción General	Toba lítica con bandeamiento en el plano XZ. Se reconocen tres dominios, (1) uno superior rico en cristales de menor tamaño y alto contenido de metálicos, (2) un dominio central matriz soportada, con menor contenido y tamaño de amígdalas y (3) uno inferior rico en líticos y cristales de gran tamaño, con alto contenido de amígdalas y venillas.			
Clasificación Composicional	Tamaño Max (mm)		Coeficiente de Atenuación	Descripción
	Largo	Ancho		
Silicatos	2,08	1,53	Medio	Cuarzo, plagioclasa, biotita, anfíbol. Anhedral a subhedral
Metálicos	0,45	0,37	Alto	Algunos en cúmulos
Líticos	5,09	2,63	Bajo	Bordes irregulares
Amígdalas	4,64	2,15	Muy Bajo	Elongadas, de bordes irregulares y relleno de calcita
Vesículas	0,54	0,2	Muy Bajo	Esféricas a sub-esféricas
Porosidad				
Dos familias de poros: (1) Amígdalas parcialmente rellenas por calcita, de formas elongadas en el eje Z y bordes irregulares, siguiendo la dirección de bandeamiento. (2) Vesículas de menor tamaño, esféricas a sub-esféricas con bordes regulares y distribución homogénea. Se reconocen paleo-poros completamente rellenos por calcita y redes de venillas que permiten la conexión entre amígdalas, limitadas por la presencia de clastos.				

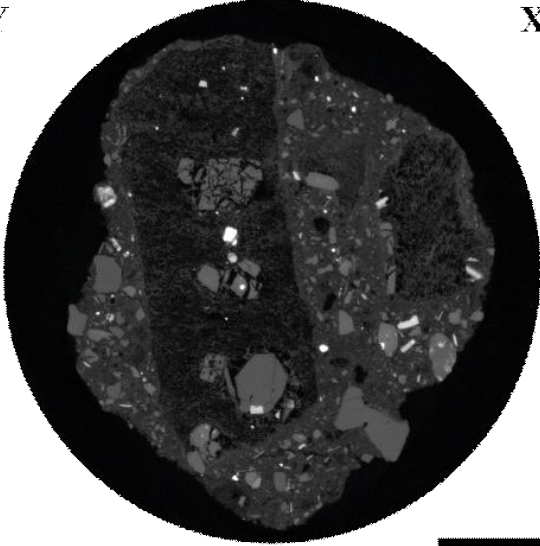
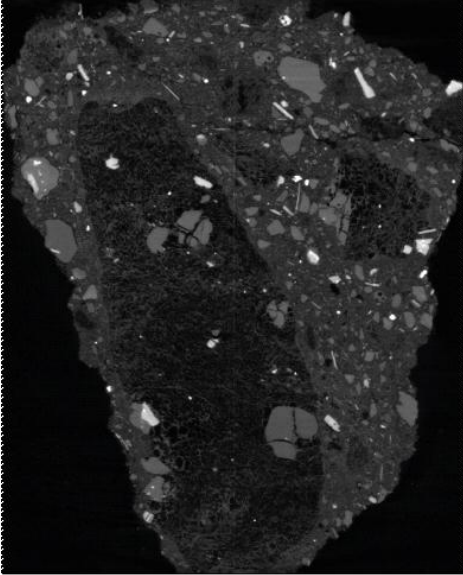
Continuación fichas de microtomografía de rayos-X.

TA2R1				
XY		XZ		
				
		6 mm		
Coordenadas	666015m E / 7446411m N - UTM			
Ignimbrita	Atana			
Descripción General	Toba del lapilli de composición vítrea, con textura axiolítica. Leve elongación de pómez (fiammes) y orientación de cristales (biotita) en el eje Z.			
Clasificación Composicional	Tamaño Max (mm)		Coeficiente de Atenuación	Descripción
	Largo	Ancho		
Tectosilicatos	3,23	2,14	Medio	Cuarzo y plagioclasa. Anhedral, algunos fracturados
Máficos	2,15	0,73	Medio a Alto	Biotita y anfíbol. Subhedral a euhedral, algunos en cúmulos
Metálicos	1,00	0,68	Alto	
Pómez	4,83	2,32	Bajo	
Vesículas (1)	2,07	1,41	Muy Bajo	Formas irregulares y bordes rectos
Vesículas (2)	0,36	0,25	Muy Bajo	Formas irregulares
Porosidad				
Dos familias de poros: (1) Vesículas de mayor tamaño, con formas irregulares y bordes rectos, relacionada a bordes y/o fracturamiento de cristales. (2) Vesículas de menor tamaño, formas irregulares y distribución homogénea, asociadas a la matriz. Fracturas con formas irregulares, formando delgadas estructuras paralelas, limitadas por la presencia de cristales. Porosidad relacionada a pómez y localmente a espacios intergranulares.				

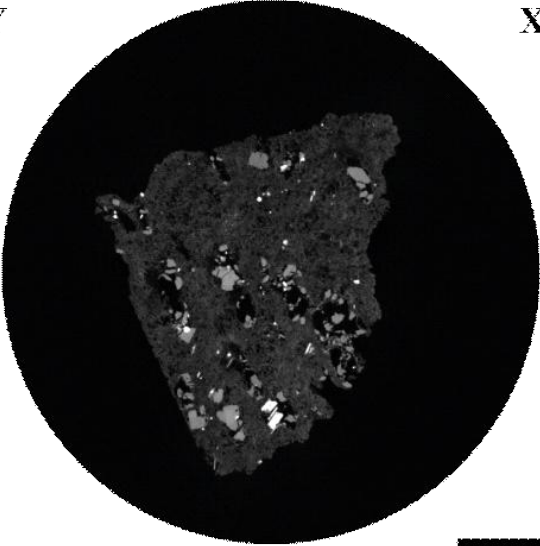
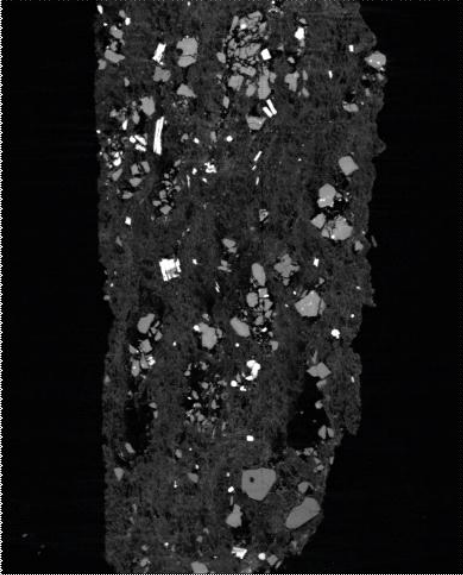
Continuación fichas de microtomografía de rayos-X.

TB1R1				
XY		YZ		
				
		2 mm		
Coordenadas	623755m E / 7420142m N - UTM			
Ignimbrita	Patao			
Descripción General	Toba vítrea con textura axiolítica, con elongación de pómez (fiammes) y cristales (biotitas) orientadas en el eje Z. Esquirlas y pómez desvitrificada, de coeficiente de atenuación similar a la matriz.			
Clasificación Composicional	Tamaño Max (mm)		Coeficiente de Atenuación	Descripción
	Largo	Ancho		
Tectosilicatos	3,21	1,92	Medio	Cuarzo y plagioclasa. Anhedral a euهدral, fracturas
Máficos	1,08	0,15	Medio a Alto	Biotita y anfíbol. Euهدral
Metálicos	0,28	0,23	Alto	
Pómez	0,98	0,77	Bajo	
Vesículas	0,16	0,09	Muy Bajo	Esféricas a sub-esféricas
Porosidad				
Porosidad relacionada a pómez y vesículas menores relacionada a la matriz, de tamaño y distribución heterogénea. Fracturas con orientación en el eje Z. Localmente se reconoce porosidad asociada a espacios intergranulares.				

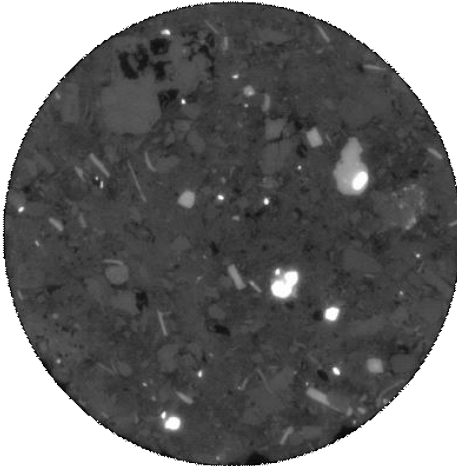
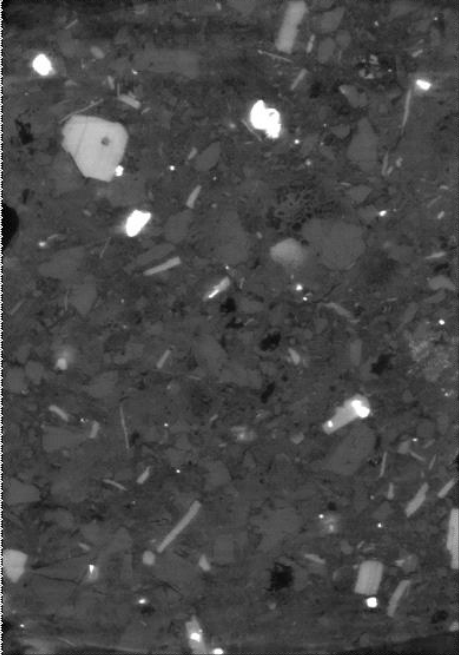
Continuación fichas de microtomografía de rayos-X.

AT1R1				
XY		XZ		
				
		5 mm		
Coordenadas	657570m E / 7445141m N - UTM			
Ignimbrita	Atana			
Descripción General	Toba de lapilli de composición vítrea. Orientación de cristales (biotita) y pómez según la dirección de flujo.			
Clasificación Composicional	Tamaño Max (mm)		Coeficiente de Atenuación	Descripción
	Largo	Ancho		
Tectosilicatos	2,35	1,63	Medio	Cuarzo y plagioclasa. Anhedral
Máficos	0,96	0,39	Medio a Alto	Biotita y anfíbol. Euhedral a subhedral
Metálicos	0,23	0,12	Alto	
Pómez	14,81	6,65	Bajo	
Vesículas (1)	1,17	0,48	Muy Bajo	Formas irregulares
Vesículas (2)	0,21	0,19	Muy Bajo	Esféricas a sub-esféricas
Porosidad				
Dos familias de poros: (1) Vesículas mayores con formas elongadas e irregulares. (2) Vesículas de menor tamaño, esféricas a sub-esféricas de bordes regulares. Ambas distribuidas de manera homogénea. Fracturas observadas también al microscopio.				

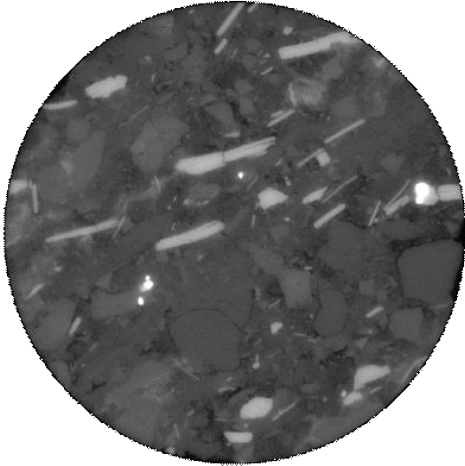
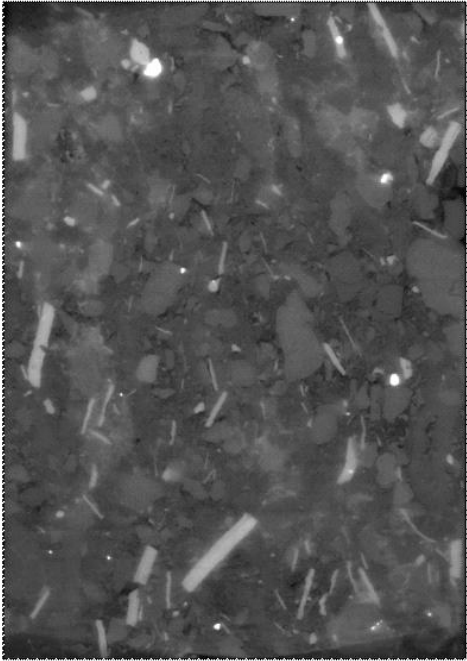
Continuación fichas de microtomografía de rayos-X.

AT1R2				
XY		XZ		
				
		6 mm		
Coordenadas	657570m E / 7445141m N - UTM			
Ignimbrita	Atana			
Descripción General	Toba con bandeamiento formado por cúmulos de cristales fracturados y vesículas. Orientación de cristales (biotitas) y bandeamiento siguiendo el plano YZ.			
Clasificación Composicional	Tamaño Max (mm)		Coeficiente de Atenuación	Descripción
	Largo	Ancho		
Tectosilicatos	3,38	2,25	Medio	Cuarzo y plagioclasa. Anhedral, fracturados
Máficos	4,66	1,24	Medio a Alto	Subhedral a euhedral
Metálicos	0,41	0,35	Alto	
Vesículas (1)	6,20	1,09	Muy Bajo	Elongadas
Vesículas (2)	0,49	0,21	Muy Bajo	Sub-esféricas
Porosidad				
Dos familias de poros: (1) Vesículas de mayor tamaño con formas elongadas, relacionada a cúmulos de cristales fracturados. (2) Vesículas de menor tamaño sub-esféricas en la matriz, de bordes regulares y distribución homogénea.				

Continuación fichas de microtomografía de rayos-X.

AL3R1				
XY		XZ		
				
		2 mm		
Coordenadas	638982m E / 7433117m N - UTM			
Ignimbrita	Atana			
Descripción General	Toba de lapilli de composición vítrea. Elongación de pómez (fiammes) y orientación de cristales (biotita).			
Clasificación Composicional	Tamaño Max (mm)		Coeficiente de Atenuación	Descripción
	Largo	Ancho		
Tectosilicatos	2,05	1,28	Medio	Cuarzo y plagioclasa. Anhedral a euhedral
Máficos	1,15	0,40	Medio	Biotita y anfíbol. Euhedral
Metálicos	0,43	0,32	Alto	
Líticos	3,20	2,22	Medio a Alto	
Pómez	2,60	2,02	Bajo	Alta porosidad
Vesículas	0,24	0,16	Muy Bajo	Esféricas a sub-esféricas
Porosidad				
Bajo porcentaje de vesículas menores, esféricas a sub-esféricas, con bordes regulares, asociadas a la matriz. Porosidad relacionada a presencia de pómez y localmente espacios intergranulares.				

Continuación fichas de microtomografía de rayos-X.

LLP1R1				
XY		YZ		
				
		2 mm		
Coordenadas	576481m E / 7473507m N - UTM			
Ignimbrita	Pelón			
Descripción General	Toba cristalina, con orientación de cristales (biotitas) en el plano XZ. Bandeamiento dado por zonas rellenas de carbonato.			
Clasificación Composicional	Tamaño Max (mm)		Coeficiente de Atenuación	Descripción
	Largo	Ancho		
Tectosilicatos	2,76	1,63	Medio	Cuarzo y plagioclasa. Anhedral a subhedral, fracturados
Máficos	1,96	0,22	Medio a Alto	Biotita y anfíbol. euhedral
Metálicos	0,35	0,28	Alto	
Vesículas	0,09	0,05	Muy Bajo	Sub-esféricas
Porosidad				
Bajo porcentaje de vesículas sub-esféricas, con bordes regulares. Mayor contenido de vesículas en zonas sin alteración ni relleno de carbonatos. Fracturas y venillas rellenas de carbonato.				