



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



ESTUDIO PETROGRÁFICO Y GEOQUÍMICO DE LOS PRODUCTOS DE LA ERUPCIÓN MÁS EXPLOSIVA DEL VOLCÁN SAN PEDRO, REGIÓN DE ANTOFAGASTA, CHILE

Memoria para optar al Título de Geólogo

Rocío Millaray Espinoza Sáez

Profesora Guía: Dra. Verónica Oliveros Clavijo
Profesores Comisión: Dr. Osvaldo González-Maurel
Dra. Javiera González Alarcón

Concepción, 2024

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
1.2. OBJETIVOS	2
1.2.1. Objetivo general	2
1.2.2. Objetivos específicos	2
1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS	3
1.4. TRABAJOS ANTERIORES	4
1.5. AGRADECIMIENTOS	5
2. MARCO GEOLÓGICO	7
2.1. GEOLOGÍA REGIONAL	7
2.2. GEOLOGÍA LOCAL	8
2.2.1. Etapa San Pedro I (Pleistoceno Medio, ca > 310-140 ka)	10
2.2.1.1. Coladas lava y depósitos piroclásticos Plsp1 (ca. >310-140 ka)	10
2.2.1.2. Unidad escoriácea indiferenciada Ple1 (ca. 158-140 ka)	10
2.2.1.3. Depósito de avalancha San Pedro Plad1 (ca. 140 ka)	11
2.2.2. Etapa San Pedro 2 (Pleistoceno Medio-Holoceno, ca. < 140 ka)	11
2.2.2.1. Coladas de lava San Pedro Plsp2 (ca. 140-60 ka)	11
2.2.2.2. Complejo de domos y lavas-domo San Pedro Pld2 (ca. 60-15 ka)	12
2.2.2.3. Cono piroclástico La Poruña Plclp (ca. 55 ka)	12
2.2.2.4. Depósitos laháricos del pleistoceno superior Pllh2 (ca. >55-37 ka) ...	12
2.2.2.5. Depósito de flujo de escorias Ojos de San Pedro Plfe2 (ca. 15 ka) ...	13
2.2.2.6. Depósitos piroclásticos de caída San Pedro plhp2 (ca. >11 ka)	13
2.2.2.7. Ignimbrita El Encanto Hie2 (ca. 11 ka)	14
2.2.2.8. Complejo de domos del holoceno Hd2 (ca. <11 ka)	15
2.2.2.9. Depósitos piroclásticos de bloques y ceniza Hbc2 (ca. <11 ka)	15
3. METODOLOGÍA Y MATERIALES	17
3.1. RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA Y SELECCIÓN DE MUESTRAS	17

3.2. ELABORACIÓN CORTES TRANSPARENTES	17
3.3. DESCRIPCIÓN DE CORTES TRANSPARENTES	17
3.4. ANÁLISIS DE QUÍMICA MINERAL	17
4. RESULTADOS	19
4.1.OBSERVACIONES DE TERRENO	19
4.1.1. Depósito piroclástico de caída San Pedro (PIHp2)	20
4.1.2. Ignimbrita El Encanto (Hie2)	23
4.2. ANÁLISIS MICROSCÓPICO	25
4.2.1. Depósito de caída 6	26
4.2.1.1. SP-3 Escoria distal depósito de caída 6	26
4.2.1.2. SP-9 Escoria distal de depósito de caída 6	26
4.2.1.3. SP-15 Escoria proximal de depósito de caída 6	27
4.2.2. Depósito de caída 7	27
4.2.2.1. SP-2, IP-M30 Pómez de depósito de caída 7	27
4.2.2.2. SP-2.2 Lítico en pómez	28
4.2.3. Ignimbrita ‘El Encanto’	29
4.2.3.1. SP-7 Pómez y escoria distales de Ignimbrita ‘El Encanto’	29
4.2.3.2. SP-7.2 Pómez distal bandeada de Ignimbrita ‘El Encanto’	29
4.2.3.3. SP-8 Escoria distal de Ignimbrita ‘El Encanto’	30
4.2.3.4. SP-14 Pómez más distal de la Ignimbrita ‘El Encanto’	30
4.2.3.5. SP-18 Pómez basal de la ignimbrita ‘El Encanto’	31
4.2.3.6. IP-M18 pómez de Ignimbrita ‘El Encanto’	32
4.3. MICROSONDA ELECTRÓNICA (EPMA)	32
4.3.1. Vidrio	32
4.3.2. Plagioclasas	34
4.3.3. Piroxenos	36
4.3.4. Anfíboles	37
4.3.5. Olivinos	39
4.3.6. Termobarometría	40
5. DISCUSIÓN	44
5.1. FASES MINERALES	44

5.2. DATOS DE QUÍMICA MINERAL	48
5.3. MODELO DE CÁMARA MAGMÁTICA	49
6. CONCLUSIÓN	54
7. REFERENCIAS	55
ANEXOS	59

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1 Mapa de ubicación y accesos al volcán San Pedro y área de estudio	3
2. 1 Imagen satelital de la cadena volcánica San Pedro-Linzor.....	7
2. 2 Mapa geológico del Volcán San Pedro	9
4. 1 Ubicación de los puntos visitados en terreno	19
4. 2 Contacto entre depósito de caída piroclástica 7 y 6	20
4. 3 Nivel de escoria cubierto por suelo.....	21
4. 4 Nivel de caída de pómez cortadas por un paleocanal	22
4. 5 Acercamiento a tercer nivel desde la base de las escorias	22
4. 6 Afloramiento de pómez blancas y anaranjadas	23
4. 7 Afloramiento de 35 cm de alto, de pómez anaranjadas, mal seleccionadas	24
4. 8 Nivel de fragmentos líticos y pómez blancas separados por un paleosuelo	25
4. 9 Olivinos con bordes de reacción de ortopiroxenos en Depósito de caída 6	26
4. 10 Textura en cristales de plagioclasa	27
4. 11 Texturas en cristales de plagioclasa	28
4. 12 Olivino con borde de reacción de clinopiroxenos	28
4. 13 Texturas y variaciones en plagioclasas	29
4. 14 Texturas en pómez de Ignimbrita El Encanto	30
4. 15 Zonación concéntrica en cristal de plagioclasa	31
4. 16 Texturas y ocurrencias en pómez de Ignimbrita El Encanto	31
4. 17 Olivino con borde de reacción de clinopiroxenos	32
4. 18 Diagrama TAS (Total Alkali-Silica) para las composiciones del vidrio	33
4. 19 Diagrama ternario Ab-An-Or de clasificación para plagioclasas	34
4. 20 Diagrama de clasificación ternario de En-Wo-Fe para los piroxenos	37
4. 21 Diagrama de clasificación de anfíboles cálcicos	38
4. 22 Diagramas de Fo (%mol) versus Ca y Mn	40
4. 23 Temperaturas obtenidas para cada unidad	41
4. 24 Presiones obtenidas para cada unidad	41
4. 25 Temperatura promedio por método utilizado	42
4. 26 Presiones promedio por método utilizado	43
4. 27 Gráfico temperatura versus presión y profundidad	43
5. 1 Textura de sieve fina en plagioclasa	46
5. 2 Bandeamiento en Ignimbrita El Encanto	46
5. 3 Olivinos con bordes de reacción	48
5. 4 Modelo de cámara magmática propuesto en este trabajo	53

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
3. 1 Ecuaciones de P y T usadas para cada método termobarométrico, con sus K_D correspondientes para pasar las pruebas de equilibrio	18
4. 1 Puntos de terreno visitados con sus muestras asociadas y coordenadas	19
4. 2 Valores normalizados de composición de óxidos de vidrio en wt%	33
4. 3 Valores normalizados de composición de óxidos de plagioclasas en wt%	35

4.	4	Valores normalizados de composición de óxidos de piroxenos en wt%	36
4.	5	Valores normalizados de composición de óxidos de anfíboles en wt%	38
4.	6	Valores normalizados de composición de óxidos de olivinos en wt%	39
5	1	Proporciones de contenido mineral promedio en porcentaje para cada unidad	44

1. RESUMEN

El volcán San Pedro (21°53'17"S; 68°23'26"W) es un estratovolcán históricamente activo perteneciente a la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVCA), siendo uno de los más elevados a nivel mundial (6.145 m s.n.m.). Dicho volcán se encuentra en el Altiplano, en la comuna de Calama, cerca de la confluencia de los ríos Loa y San Pedro, a unos 35 km del límite entre Chile y Bolivia (Bertín & Amigo, 2015). Estudios recientes han encontrado que el volcán ha producido dos erupciones plinianas en los últimos 16 ka, siendo una de estas la más grande en el registro geológico del volcán (VEI 6.0/M6.0), generando uno de los mayores depósitos de tefra en los últimos 12 ka en el norte de Chile (Alcozer-Vargas, *et al.*, 2022). Muchos autores interpretan que este mismo evento eruptivo habría dado origen a la Ignimbrita El Encanto, y al depósito de caída piroclástica 7 San Pedro (Francis *et al.*, 1974; Bertín & Amigo, 2019).

La Ignimbrita El Encanto corresponde a una toba dacítica (62,7-64,6% de SiO₂) de dos piroxenos, pumícea, de pequeño volumen (0.75 km³) y espesor muy irregular (hasta 35 m), conformada por al menos siete unidades de flujo, las que formarían una sola unidad de enfriamiento, y cubre gran parte de las laderas oeste y sur del volcán San Pedro (Bertín & Amigo, 2019). Por otro lado, los depósitos piroclásticos de caída San Pedro, representan una secuencia piroclástica conformada por, al menos, siete depósitos individuales. Estas unidades, al representar la última actividad de importancia en el volcán San Pedro, constituyen al objeto de estudio más adecuado para poder estimar los factores gatillantes de este evento.

Para este estudio se seleccionaron muestras de diferentes niveles de la ignimbrita El Encanto y de los depósitos piroclásticos de caída 6 y 7 (Bertín & Amigo, 2019). Se realizó una descripción petrográfica para identificar mineralogía y texturas de disequilibrio en fenocristales, y finalmente, se realizó análisis de química mineral mediante Microsonda Electrónica, con el fin de efectuar cálculos de termobarometría. El análisis petrográfico de las muestras recolectadas en la Ignimbrita El Encanto aporta evidencias que sugieren una recarga máfica, entre las que destaca la presencia de pómez bandeadas, fragmentos de escoria, olivinos con indicios de disequilibrio en presencia de bordes de reacción con piroxeno y anfíboles. Además, se observaron diversas texturas de disequilibrio en cristales de plagioclasa y piroxeno, como textura de sieve y zonación oscilatoria. Se aplicaron distintos métodos de termobarometría y se obtuvieron diversos datos de presión y temperatura para muestras de la Ignimbrita El Encanto, el Depósito piroclástico de caída San Pedro 6 y 7. Los valores de temperatura varían entre 840°C y 1.115°C reconociéndose dos rangos principales. La presión varía entre 0,5 y 6,0 kbar, reflejando de igual forma dos rangos.

Los valores obtenidos de temperatura y presión dan indicios de una cámara magmática heterogénea en profundidad, con la presencia de dos dominios identificables por los rangos mostrados. Las texturas de disequilibrio dan cuenta de procesos que llevaron a la inestabilidad de la cámara magmática. En particular, olivinos con bordes de reacción de anfíboles y piroxenos, son sugerentes de procesos relacionados a mezcla de magmas (Coombs & Gardner, 2004). De esta manera, se propone un modelo de cámara magmática de dos reservorios marcados por múltiples etapas, incluyendo mezcla de magma por posible recarga máfica, generando un disequilibrio interno que habría gatillado la actividad volcánica altamente explosiva.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El volcán San Pedro (21°53'17"S; 68°23'26"W; 6.145 m s.n.m.) es un estratovolcán perteneciente a la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVCA). Dicho volcán se encuentra en el Altiplano, en la comuna de Calama, cerca de la confluencia de los ríos Loa y San Pedro, a unos 35 km del límite entre Chile y Bolivia (Bertín & Amigo, 2015). La actividad del volcán San Pedro registra 11 erupciones en los últimos 150 años de historia, y la última erupción ocurrió hace más de 60 años. Sin embargo, la descripción de estos eventos es incompleta, siendo solo 6 de sus erupciones confirmadas, asignándoles un Índice de Explosividad Volcánica (VEI) de 2 (Alcozer-Vargas *et al.*, 2022).

Estudios recientes han encontrado que el volcán ha producido dos erupciones Plinianas en los últimos 16 ka. Las estimaciones del volumen de depósitos de caída de tefra dan como resultado erupciones de VEI5/M5.7 y VEI6/M6.0. La erupción M6.0 es la más grande en el registro geológico del volcán San Pedro y uno de los mayores depósitos de tefra en los últimos 12 ka en el norte de Chile. Muchos autores (Francis *et al.*, 1974; O'Callaghan & Francis, 1986; Bertín & Amigo, 2019) interpretan que esta erupción también generó corrientes piroclásticas que produjeron la Ignimbrita 'El Encanto' (Alcozer-Vargas *et al.*, 2022).

La ignimbrita El Encanto corresponde a una toba dacítica de dos piroxenos, pumícea, de pequeño volumen y espesor muy irregular (hasta 35 m), conformada por al menos siete unidades de flujo, las que formarían una sola unidad de enfriamiento, y cubre gran parte de las laderas oeste y sur del volcán San Pedro (Bertín & Amigo, 2019).

Las ignimbritas son un tipo de depósito de flujo piroclástico que composicionalmente incluyen material piroclástico juvenil, (pómez o escoria) en la fracción de bloques-lapilli y por fragmentos de vidrio y cristales en la fracción de cenizas, y fragmentos líticos derivados de las paredes del conducto o recogidos de la superficie (Sigurdsson *et al.*, 1999). Estos depósitos se producen comúnmente por el colapso de columnas eruptivas durante erupciones Plinianas (Gill, 2010).

Los factores que pueden gatillar estas erupciones de gran magnitud capaces de generar ignimbritas han sido ampliamente debatidos. Dentro de estos factores, los más significativos que tienen ocurrencia al interior de la cámara magmática son: (i) Inyección de magmas ricos en volátiles en una cámara magmática más evolucionada, que es el mecanismo desencadenante más comúnmente invocado, (ii) Mezcla de magmas después de la inyección de magma máfico y (iii) Generación de sobrepresión debido a la exsolución de volátiles mediante una segunda ebullición debido a la cristalización prolongada (Arzilli *et al.*, 2019).

Las rocas volcánicas conservan texturas que reflejan los procesos magmáticos y volcánicos dinámicos que conducen a su formación, erupción y preservación. Las fases minerales más sensibles a los cambios externos (como la plagioclasa) serán capaces de registrar los disequilibrios termodinámicos en sus patrones de zonación textural y composicional (Ruefer *et al.*, 2021; Renjith, 2014). De esta manera, el estudio petrológico de las ignimbritas que resultan de 'supererupciones' puede proporcionar una visión importante sobre la evolución de estos grandes cuerpos de magma, incluyendo su longevidad y los mecanismos que pueden desencadenar una 'supererupción' (Pamukcu *et al.*, 2013).

Si bien se han realizado diversos trabajos (Bertín & Amigo, 2019; Alcozer-Vargas *et al.*, 2022; O'Callaghan & Francis, 1986) que describen composicionalmente los productos de la erupción más explosiva del volcán San Pedro, urge la necesidad de realizar un estudio petrológico de sus texturas y poder identificar sus condiciones pre eruptivas para tener una imagen más completa del funcionamiento interno del volcán. De este modo, se espera encontrar texturas que evidencien disequilibrio o mezcla de magmas que den indicios de los factores que gatillaron la erupción VEI 6 del volcán San Pedro.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo general

Identificar los factores gatillantes de la erupción más explosiva que ha tenido el volcán San Pedro en la Región de Antofagasta.

1.2.2 Objetivos específicos

- Estimar condiciones pre eruptivas del evento que dio origen a la Ignimbrita El Encanto.
- Determinar si existe relación genética entre Ignimbrita El Encanto y los flujos de escoria anteriores.

1.3 UBICACIÓN Y ACCESOS

El volcán San Pedro ($21^{\circ}53'17''\text{S}$; $68^{\circ}23'26''\text{W}$) se encuentra ubicado en la comuna de Calama, región de Antofagasta, 35 km al oeste del límite internacional con Bolivia y al este-noreste de la confluencia de los ríos Loa y San Pedro (Figura 1). El principal camino de acceso al volcán corresponde a la ruta internacional CH-21, que conecta la ciudad de Calama con el paso fronterizo hacia Bolivia. Desde Calama, se toma esta ruta por aproximadamente 90 km hasta llegar al volcán, que se encuentra hacia el lado este de la carretera. Opcionalmente, se puede acceder por la parte sur tomando un desvío hacia la ruta B-145.

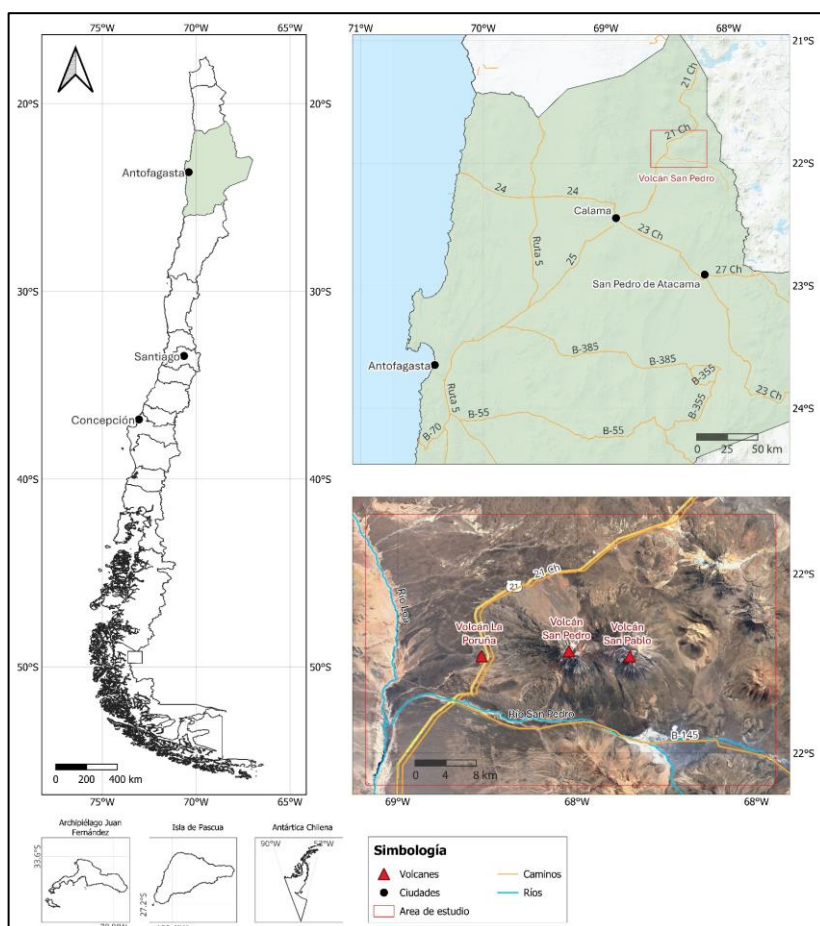


Figura 1.1 Mapa de ubicación y accesos al volcán San Pedro y área de estudio.

1.4 TRABAJOS ANTERIORES

Siegers (1969) y Thorpe *et al.* (1976) realizan estudios petrográficos y geoquímicos en formaciones andesíticas del norte de Chile, donde incluyen el análisis de rocas pertenecientes al volcán San Pedro.

Francis *et al.* (1974) realizan el primer estudio sistemático sobre los volcanes San Pedro y San Pablo, entregando descripciones de la estructura, evolución y petrología de estos volcanes. Se describe la morfología de dos conos, uno antiguo y otro más joven, que ha tenido actividad post-glaciar considerable. Se hace hincapié en sus depósitos de avalancha y piroclásticos, y se realizan análisis químicos en lavas andesíticas de piroxeno y hornblenda.

O'Callaghan & Francis (1986) realizan un primer mapa geológico de los volcanes San Pedro y San Pablo, junto con una descripción más a fondo de la estructura del volcán, su historia evolutiva y estratigrafía, además de incluir un estudio petrográfico e interpretación sobre los procesos que ocurrieron en la cámara magmática, sugiriendo la existencia de procesos de mezcla de magmas.

Godoy *et al.* (2014, 2017, 2020) realizan análisis de elementos traza, mayores e isotópicos de Sr, Nd, Pb, U y Th para lavas de la cadena volcánica San Pedro-Linzor entregando información sobre la relación entre el magmatismo de la zona y la corteza continental por procesos de cristalización fraccionada y contaminación cortical. De manera complementaria, Klerkx *et al.* (1976), Hawkesworth *et al.* (1978), Wörner *et al.* (1992), Mamani *et al.* (2008) y Harmon *et al.* (1984) realizan análisis isotópicos en distintas rocas ígneas de los Andes Centrales, incluyendo rocas del volcán San Pedro.

González-Maurel *et al.* (2019) realizan análisis geoquímicos, mineralógicos e isotópicos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) a lavas del cono La Poruña y volcán San Pedro, encontrando relaciones genéticas entre La Poruña y las lavas más antiguas del volcán, revelando un aumento en la contaminación cortical en niveles someros de la corteza para lavas más jóvenes de San Pedro.

Amigo *et al.* (2012) realizan un mapa de peligros volcánicos de la zona norte de Chile, de escala 1:250.000 donde se definen 3 zonas de peligro proximal, y un mapa escala 1:3.000.000 de peligros

distales, para los centros eruptivos más importantes de la zona, entre los cuales se encuentra el volcán San Pedro. Por otro lado, Lara *et al.* (2011) realizan un mapa de peligros volcánicos de todo Chile a escala 1:2.000.000, y Bertín & Amigo (2015) proporcionan información sobre la geología y el riesgo volcánico asociado al volcán San Pedro.

Delunel *et al.* (2016) realizan estudios geocronológicos a un flujo de lava del volcán San Pedro mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y determinan la edad de erupción de esta lava.

En cuanto a la geomorfología de la zona, Payne (1998) realiza estudios a los glaciares de roca entre los 16°S y 22°S en los Andes Centrales, a Nevado Chachan, Cerro Arintica y los volcanes San Pedro-San Pablo. Para estos últimos, se obtuvo una datación de radiocarbono ^{14}C para la edad mínima de desglaciación en este lugar. Por su parte, Peckyno (2010) realiza análisis a las morfologías de los lóbulos de los márgenes de flujos de lava, en donde se estudiaron 62 lóbulos del volcán San Pedro.

Bertín & Amigo (2019) realizan la carta geológica del volcán San Pedro de escala 1:50.000, dividiéndolo en 35 unidades geológicas. Para este estudio, se incluyeron alrededor de 200 puntos de muestreo usados para análisis granulométricos, análisis químicos de roca total (elementos mayores, trazas, tierras raras y trazas especiales), dataciones radiométricas ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y ^{14}C).

Alcozer-Vargas *et al.* (2022) realizan evaluaciones de múltiples peligros del volcán San Pedro por medio de un sistema de información geográfica (GIS), simulando subescenarios explosivos para la caída de tefra, flujos piroclásticos de caída (PDCs) concentrados y lahares, y escenarios efusivos para flujos de lava en bloques, y generan un mapa de zonas de peligros múltiples para caída de tefra y flujos de masa, a escala 1:120.000.

1.5 AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradecer al Instituto Milenio de Investigación en Riesgo Volcánico–Ckelar Volcanes que patrocina este trabajo, el cual es financiado por la Agencia Nacional de Investigación y Desarrollo (ANID), a través de la Iniciativa Científica Milenio, código proyecto ICN2021_038.

Mis más sinceros agradecimientos a la Dra. Verónica Oliveros Clavijo, quien dirigió este trabajo y me proporcionó su total apoyo y disposición para ayudarme, enseñarme y guiarme en cada paso de este largo camino. Sus conocimientos, comprensión, empatía y generosidad fueron fundamentales para la realización de este trabajo.

También agradecer a los funcionarios del Departamento de Ciencias de la Tierra, en especial a don Pedro y a la Sra. Angélica, quienes siempre contaban con una muy buena voluntad para ayudarme en todo lo que necesité.

A las amigas que me entregó la carrera: Gery, Cami, Belén, Feña, Pancito, Camila y Dani, quienes estuvieron siempre para mí y me apoyaron durante los momentos más difíciles a lo largo de los años, quienes me inspiraron, me enseñaron y me motivaron a ser mejor y a seguir adelante. Muchas gracias por todos los buenos recuerdos que llevaré conmigo de ahora en adelante.

A mis amigas de toda la vida, Valeria, Ely y Kim, quienes han sido un pilar fundamental en mi desarrollo como persona. Su apoyo constante y cariño incondicional me han acompañado a lo largo de cada etapa de este trayecto.

Finalmente, a mis padres, Angélica y Luis, quienes me dieron la vida y me han apoyado y alentado con fervor durante los últimos 6 años, trabajando y esforzándose el doble para que nunca me faltara nada, y quienes creyeron en mí incluso cuando yo misma no podía hacerlo. Y a mis hermanos, Fer y Nico. Los amo infinitamente.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 GEOLOGÍA REGIONAL

El Volcán San Pedro pertenece a la Zona Volcánica Central (ZVC) del arco andino. La ZVC incluye 44 edificios volcánicos activos, ubicados al sur de Perú, norte de Chile, suroeste de Bolivia y noroeste de Argentina (Stern, 2004), y corresponde a una de las provincias de ignimbritas del Terciario más extensas del mundo (De Silva, 1989a). El vulcanismo que caracteriza a esta zona produce ignimbritas dacíticas ricas en cristales, de gran extensión con volúmenes que superan los 1.000 km^3 y ha sido continuo desde hace aproximadamente 23 Ma (De Silva, 1989a). La ZVC se encuentra sobre una corteza excepcionalmente gruesa ($\sim 70 \text{ km}$; James, 1971), cuyo espesor es el resultado del acortamiento tectónico ocurrido hace aproximadamente 12-10 Ma (De Silva, 1989b). Dentro de los centros volcánicos más activos y conocidos en la ZVC se encuentra el volcán San Pedro (Francis *et al.*, 1974; O'Callaghan & Francis, 1986).

El volcán San Pedro se encuentra dentro de la cadena volcánica San Pedro-Linzor ($21^{\circ}53'S$ $68^{\circ}23'W$ – $22^{\circ}09'S$ $67^{\circ}58'W$) la cual es una cadena volcánica de aproximadamente 65 km de longitud con orientación NW-SE, y es parte de la evolución del Plio-Pleistoceno del Arco Magmático de los Andes Centrales. Esta cadena se encuentra ubicada en el margen NW del Complejo Volcánico Altiplano-Puna (Figura 2.1) y en el borde occidental del Cuerpo Magmático Altiplano-Puna (Godoy *et al.*, 2014; Godoy *et al.*, 2015).

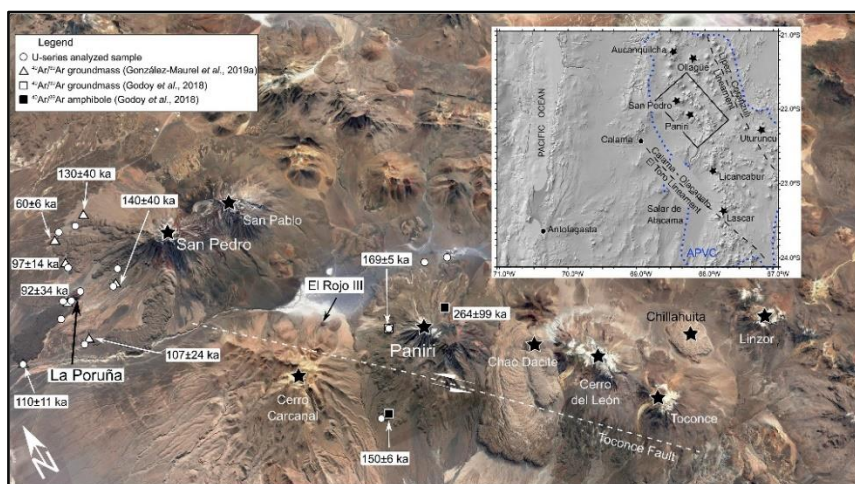


Figura 2.1. Imagen satelital de la cadena volcánica San Pedro-Linzor. El recuadro muestra la ubicación de la cadena volcánica, las principales estructuras volcánicas en el área y la distribución del Complejo Volcánico Altiplano-Puna. Extraído de Godoy *et al.*, 2020.

La cadena volcánica San Pedro-Linzor yace sobre una corteza continental que alcanza los 70 km de espesor (Beck *et al.*, 1996) e incluye una serie de edificios volcánicos grandes y en parte complejos: volcanes San Pedro, Paniri, Cerro del León, Toconce y Linzor constituidos por flujos de lava y domos, así como flujos piroclásticos y brechas de escoria (Godoy, 2014).

2.2 GEOLOGÍA LOCAL

El volcán San Pedro se compone de dos conos, uno oriental más antiguo y uno occidental más joven. El cono oriental, más antiguo, se eleva a una altitud de 6.145 m s.n.m. y está coronado por un apilamiento de lavas que forman la cima de un volcán dominado por andesitas piroxénicas. El cono occidental, más joven, se eleva hasta los 5.974 m s.n.m., se ubica en el lado noroeste del cono más antiguo y está compuesto principalmente por andesitas con hornblenda. Además, presenta un cráter en su cumbre donde se encuentra la fumarola activa (Francis, 1974).

El cono antiguo (o ancestral) ha sido significativamente disectado por la acción glaciaria, especialmente en las laderas del sur, por lo que se asume que su vida activa precede a la última glaciación en la zona. Este cono está delimitado al oeste por un escarpe empinado que se curva hacia el sur, el cual se habría formado por el colapso del flanco noroeste del volcán en un evento catastrófico ocurrido en torno a los 140 ka (O’Callaghan & Francis, 1986). El cono joven (o moderno) se construyó por la acumulación progresiva de flujos de lavas que se emitieron en los flancos del cono ancestral y dentro del anfiteatro formado por el colapso del cono antiguo, siendo el cono moderno solo unos 100 m más bajo que su predecesor (O’Callaghan & Francis, 1986).

El volcán San Pedro se levanta sobre un basamento conformado por al menos cuatro mesetas ignimbríticas de distribución regional, todas ellas pertenecientes al Mioceno Superior. La geología del volcán San Pedro se ha organizado en 13 unidades estratigráficas, descritas y cartografiadas en la Carta Geológica del volcán realizada por Bertín & Amigo (2019) (Figura 2.2). Estas unidades corresponden a fases eruptivas independientes y sucesivas, aunque en algunos casos, en especial con respecto a las unidades más antiguas, hay un traslape parcial entre ellas. Estas unidades se han agrupado en dos etapas evolutivas principales y consecutivas, las que han sido denominadas Etapa San Pedro 1 y Etapa San Pedro 2, en orden decreciente de edad. Durante la primera etapa se formó

el edificio volcánico ancestral, mientras que durante la segunda se construyó el edificio volcánico moderno (Bertín & Amigo, 2019).

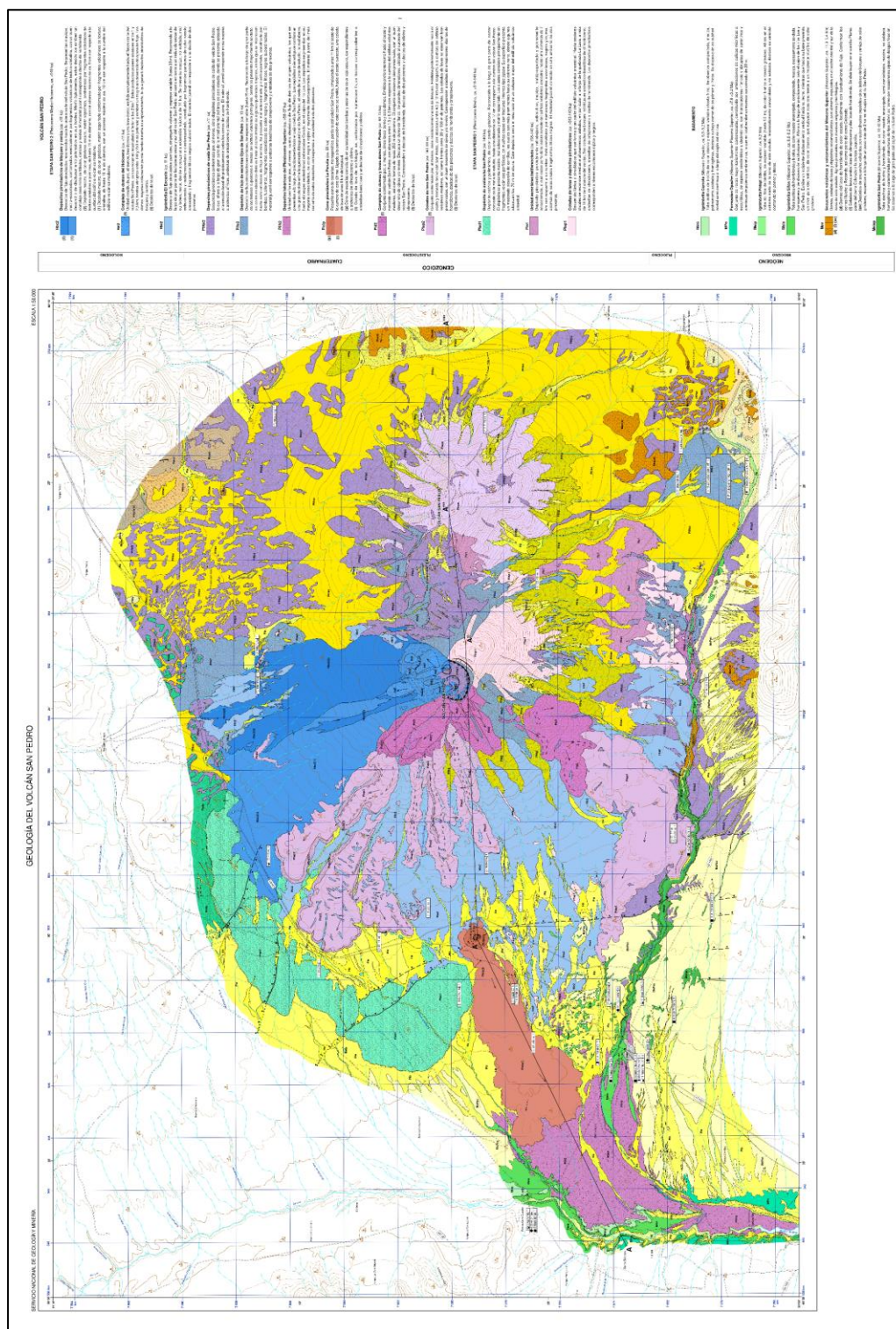


Figura 2.2. Mapa geológico del Volcán San Pedro. Extraído de Bertín & Amigo (2019).

2.2.1 Etapa San Pedro I (Pleistoceno Medio, ca. > 310-140 ka)

La actividad volcánica se inicia alrededor de los 310 ka, representada por la emisión de numerosas coladas de lava andesíticas y dacíticas, algunas de las cuales alcanzaron los 14 km de distancia con respecto a la cumbre del edificio volcánico ancestral, y culmina a los ca. 140 ka con un evento de colapso volcánico dirigido al noroeste, el cual removió cerca de un 10% del edificio ancestral. Sus productos se encuentran medianamente preservados y en su mayoría, cubiertos por depósitos glaciares, aluviales y coluviales, así como por los productos volcánicos generados durante la etapa evolutiva subsiguiente (Bertín & Amigo, 2019). Los productos volcánicos asociados a esta etapa evolutiva se presentan a continuación, descritos por Bertín & Amigo (2019).

2.2.1.1 Coladas lava y depósitos piroclásticos Plsp1 (ca. >310-140 ka)

Secuencia l vica y piroclástica bien expuesta en las laderas sur y sureste del volcán por encima de la cota 5.000 m. Por encima de los 5.950 m, hasta la cumbre del volcán, constituye la totalidad del edificio volcánico ancestral. Por otra parte, por debajo de la cota 5.000 m, se presenta mediante afloramientos aislados en las laderas norte, oeste y sur del volcán, se puede observar, en particular, a lo largo de la Quebrada La Lava hasta la cota 3.250 m (Bertín & Amigo, 2019). En el trabajo de Bertín & Amigo (2019) se obtuvieron seis edades radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental para las coladas de bloques de esta unidad: 311 ± 40 ka para aquella más distal, 166 ± 16 ka para la colada reconocida al sureste del volcán, 166 ± 12 ka para la colada más oriental presente al norte del volcán, 160 ± 50 ka para un frente de lava aislado, $158,6\pm3,1$ ka para aquella ubicada al sur del volcán, cercana al Río San Pedro, y 139 ± 33 ka para la colada más occidental presente al norte del volcán.

2.2.1.2 Unidad escoriácea indiferenciada Ple1 (ca. 158-140 ka)

Es un depósito piroclástico que cubre una porción de la ladera sureste del edificio volcánico ancestral, entre las cotas 5.200 y 3.950 m, hasta una distancia de 7 km con respecto a su cumbre. La unidad está compuesta por fragmentos escoriáceos de color negro y rojizo, así como por ocasiones fragmentos líticos negros, inmersos en una matriz de material epiclástico. Aunque no se obtuvieron dataciones radiométricas, la relación de contacto sugiere una edad de aproximadamente

158-140 ka para este depósito, y es probable que corresponda a la última actividad piroclástica de importancia en el volcán San Pedro previo a su evento de colapso (Bertín & Amigo, 2019).

2.2.1.3 Depósito de avalancha San Pedro Plad1 (ca. 140 ka)

Depósito de color pardo-grisáceo, reconocido a lo largo de gran parte del sector noroeste de la zona de estudio, alcanzando una distancia de hasta 17 km de la cumbre del edificio volcánico ancestral. Se encuentra expuesta solamente en su sección distal, en donde abarca un área de aproximadamente 120 km², con un volumen estimado de alrededor de 6 km³, mientras que su sección más proximal está cubierta por productos derivados de la etapa evolutiva subsiguiente del volcán San Pedro (Bertín & Amigo, 2019). Está compuesto por fragmentos líticos subangulosos a subredondeados inmersos en una matriz areno-limosa, y además contiene fragmentos volcánicos porfídicos principalmente andesitas-basálticas y dacitas (Bertín & Amigo, 2019).

2.2.2 **Etapas San Pedro 2 (Pleistoceno Medio-Holoceno, ca. <140 ka)**

El depósito de avalancha San Pedro (Plad1) culminó con un colapso volcánico que representaría el fin de la etapa evolutiva San Pedro 1, ocurrida hace aproximadamente 140 mil años. Este evento volcánico desplazó alrededor de 6 km³ de material del antiguo volcán, lo que representa cerca del 10% de su volumen total, y originó un escarpe en forma de arco de 250 metros de desnivel, orientado hacia el noroeste, desde donde han sido emitidos todos los productos de la actividad volcánica de la etapa evolutiva subsiguiente San Pedro 2. Los productos derivados de esta etapa, que continúa hasta la actualidad, representan alrededor del 35% del volumen total del volcán San Pedro, y han construido el edificio volcánico moderno (Bertín & Amigo, 2019).

2.2.2.1 Coladas de lava San Pedro Plsp2 (ca. 140-60 ka)

Conformada por al menos doce coladas individuales de bloques, con frentes variables entre 20 y 100 m de espesor y alcances entre 4,5 y 12 km con respecto a la cumbre del edificio volcánico moderno. Cubren gran parte del sector occidental del volcán y el margen proximal a intermedio del depósito de avalancha San Pedro (Plad1). Se encuentran bien preservadas, con buen desarrollo de ojivas y/o levées. Algunas de estas coladas fueron cubiertas en diferentes grados por la Ignimbrita El Encanto (Hie2) y los depósitos piroclásticos de bloques y ceniza (Bertín & Amigo, 2019).

2.2.2.2 Complejo de domos y lavas-domo San Pedro Pld2 (ca. 60-15 ka)

Conjunto formado por al menos cinco lavas-domo y seis domos, con espesores de hasta 250 m y alcances entre 1,5 y 6,5 km respecto a la cumbre. Cubren gran parte del flanco occidental del edificio volcánico ancestral, donde la gran mayoría de ellas fueron emitidas desde las proximidades del escarpe de colapso con la que culminó la etapa San Pedro 1, y se emplazaron por sobre el margen superior de las coladas de lava San Pedro (Plsp2) (Bertín & Amigo, 2019). Este conjunto de domos y lavas-domo se muestran bien preservadas, la mayoría con un buen desarrollo de ojivas y/o levées, además de importantes depósitos de talud en sus frentes y márgenes laterales (Bertín & Amigo, 2019).

2.2.2.3 Cono piroclástico La Poruña Plclp (ca. 55 ka)

El cono piroclástico La Poruña corresponde a un pequeño cono de escorias (Plclp(p)), de aparente origen monogenético, parásito del volcán San Pedro, emplazado a 11 km al oeste de él, desde donde se emitió, hacia el oeste-suroeste, una colada de lava (Plclp(l)) de unos 8 km de longitud. Se encuentra bien preservado, y se le asigna una edad de aproximadamente 55 ka, indicando una cierta contemporaneidad con respecto al periodo en el cual se registró la principal actividad efusiva de la etapa evolutiva San Pedro 2 (Plsp2, Pld2) (Bertín & Amigo, 2019).

La colada de lava (Plclp(l)) tiene morfología “aa” (Francis *et al.*, 1974) y abarca un área de ca. 15 km² y un volumen de 0,5 km³. Está conformada por múltiples lóbulos de pequeñas dimensiones cada uno con un muy buen desarrollo de canales, ojivas y pliegues. Por otra parte, el cono de escorias (Plclp(p)) tiene ca. 140 m de altura y ca. 340 m de radio basal, cubriendo un área cercana a los 0,5 km² con un volumen estimado de 0,05 km³. El cono está constituido en su totalidad por escorias y bombas, de hasta 2,5 m de diámetro, de color rojizo oscuro, la mayoría con superficies brechosas y morfologías de corteza de pan (Bertín & Amigo, 2019). En Bertín & Amigo (2019) se obtuvo una edad de 110±50 ka (⁴⁰Ar/³⁹Ar en roca total) y 54±26 ka (⁴⁰Ar/³⁹Ar en masa fundamental) para la colada de lava La Poruña.

2.2.2.4 Depósitos laháricos del pleistoceno superior Pllh2 (ca. >55-37 ka)

Conformado por al menos cuatro depósitos de flujo de detritos de origen volcánico. Los dos depósitos más antiguos conforman gran parte de la pampa Lunar, entre la Quebrada Alpaguasi y el

Río San Pedro, en la mitad occidental de la zona de estudio, donde abarca hasta el margen septentrional del embalse Conchi, en el cajón del Río Loa, distante a más de 25 km de la cumbre del volcán San Pedro (Francis *et al.*, 1974; O'Callaghan & Francis, 1986). Por otro lado, los dos depósitos restantes se observan solo al sur del volcán San Pedro, en el entorno del cajón del río homónimo, a no más de 8 km de distancia con respecto a la cumbre del volcán (Bertín & Amigo, 2019).

2.2.2.5 Depósito de flujo de escorias Ojos de San Pedro Plfe2 (ca. 15 ka)

El depósito de flujo piroclástico escoriáceo consta de al menos siete unidades de flujo, con espesores entre 10 y 30 cm, distribuidas alrededor de quebradas al suroeste, sureste y norte del volcán San Pedro, y en abanicos piroclásticos que alcanzan hasta 14 km al sureste del volcán. Este depósito cambia gradualmente de apariencia con la distancia desde la cumbre: en afloramientos proximales, es mayormente soldado y clasto-soportado, mientras que en afloramientos distales es no soldado, macizo y matriz-soportado. Este depósito de flujo de escorias se correlaciona con el depósito de caída piroclástica 6, perteneciente a la unidad PIHp2, por lo que pertenecerían al mismo evento eruptivo (Bertín & Amigo, 2019).

Al suroeste del volcán, el depósito cubre parcialmente las quebradas y se compone de bombas fusiformes, fragmentos escoriáceos y líticos accesorios, con algunos dominios altamente soldados. En el sureste, cubre parte del salar Ojos de San Pedro y se presenta como un abanico piroclástico con hasta siete unidades de flujo. Al norte, cerca de la ruta CH-21, se presenta como un depósito macizo con fragmentos escoriáceos y subyace localmente al depósito de caída piroclástica 7 (PIHp2) (Bertín & Amigo, 2019). En el trabajo de Bertín & Amigo (2019) se dataron los depósitos de flujo de escoria en 15.453±253/-230 años AP (^{14}C en sedimento orgánico).

2.2.2.6 Depósitos piroclásticos de caída San Pedro plhp2 (ca. >11 ka)

Conformado por al menos siete depósitos de caída piroclástica, distribuidos principalmente en la mitad oriental del área de estudio, desde el nor-noreste hasta el sur del volcán, alcanzando hasta 25 km de distancia. Estos depósitos son visibles en cortes de terreno, especialmente en canteras abandonadas en el salar Ojos de San Pedro, explotadas durante la década de 1960. Hacia el noreste, la mejor sección de la secuencia se encuentra cerca del poblado de Ascotán, a 27 km del volcán,

mientras que cerca del retén Inacaliri, a 38 km al este-sureste del volcán, solo se observa el depósito más reciente (Bertín & Amigo, 2019).

Bertín & Amigo (2019) realizan una descripción detallada de cada uno de estos depósitos: El depósito de caída 1 se compone de estratos grisáceos a negros con pómez afíricas, depósito 2 contiene fragmentos pumíceos grisáceos, el 3 muestra gradaciones y fragmentos de ceniza que sugieren un colapso eruptivo en pulsos sucesivos. El depósito 4 incluye fragmentos pumíceos y escoriáceos, con indicios de intervalos de quietud eruptiva y el depósito 5, de menor potencia, presenta fragmentos pumíceos afíricos y líticos, y se encuentra intercalado con limos y estratos lacustres datados en el Pleistoceno, lo que sugiere variabilidad en la actividad eruptiva.

El depósito de caída piroclástica 6 es reconocido en todo el sector oriental de la zona de estudio y acompañado siempre del depósito de caída piroclástica 7. Constituido de abundantes fragmentos escoriáceos afíricos de color negro, y líticos negros subordinados. Los antecedentes sugieren que este depósito de caída piroclástica escoriácea estaría relacionado con el mismo evento eruptivo que originó el depósito de flujo de escorias Ojos de San Pedro (Plfe2) (Bertín & Amigo, 2019).

El depósito de caída piroclástica 7 se encuentra en todo el sector oriental de la zona de estudio, y está constituido por abundantes fragmentos pumíceos, de color blanco, y líticos negros subordinados (Bertín & Amigo, 2019). Si bien el volumen del depósito es incierto, la distribución del depósito y sus espesores observados sugieren un volumen más cercano a 10 km³ aproximadamente. Antecedentes petrográficos y geoquímicos sugieren que este depósito de caída piroclástica pumícea y la Ignimbrita El Encanto (Hie2) habrían sido generados durante el mismo evento eruptivo, hipótesis también sostenida por Francis *et al.* (1974) y confirmada por el trabajo de Bertín & Amigo (2019) con base en sus relaciones de contacto.

2.2.2.7 Ignimbrita El Encanto Hie2 (ca. 11 ka)

Corresponde a una toba dacítica de dos piroxenos, pumícea, de pequeño volumen (0,75 km³) y espesor muy irregular (hasta 35 m), conformada por al menos siete unidades de flujo, las que formarían una sola unidad de enfriamiento (Francis *et al.*, 1974; O'Callaghan & Francis, 1986). Esta ignimbrita cubre gran parte de las laderas oeste y sur del volcán San Pedro, así como un

reducido sector de su ladera norte, lo que suma un área total de ca. 50 km² con una extensión máxima de 14 km con respecto a la cumbre del volcán. Su espesor varía, alcanzando hasta 35 m al oeste-suroeste del volcán y disminuyendo a 3 m en cotas más bajas (Bertín & Amigo, 2019).

La ignimbrita está compuesta principalmente por fragmentos pumíceos de color rosado anaranjado y líticos negros, con una distribución granulométrica homogénea en los dos tercios inferiores. En algunos sectores, como al norte de La Poruña, se observa una mayor concentración de fragmentos pumíceos de hasta 10 cm de diámetro (Bertín & Amigo, 2019).

Tanto Francis *et al.* (1974) como Bertín & Amigo (2019) sugieren que la ignimbrita y el depósito de caída piroclástica 7 fueron generados por el mismo evento eruptivo, con un volumen de 0,75 km³ (recalculado por Bertín & Amigo (2019)), correspondiente al 7% del volumen total de los depósitos piroclásticos. La datación de estratos lacustres subyacentes entrega edades de 11.553±240/-239 años AP (¹⁴C en turba), lo que sugiere que la Ignimbrita El Encanto se formó a inicios del Holoceno, hace aproximadamente 11.553 años, representando la última actividad eruptiva de importancia en el volcán San Pedro (Bertín & Amigo, 2019).

2.2.2.8 Complejo de domos del holoceno Hd2 (ca. <11 ka)

Unidad constituida por al menos tres domos y una lava-domo, emitida de manera exclusiva hacia el flanco norte del edificio volcánico moderno, con un volumen acumulado inferior a los 2 km³, la cual rellena por completo una depresión de ca. 1,5 km de diámetro generada, probablemente, a los ca. 11 ka. De estos productos, el más antiguo corresponde a una lava-domo de mediano alcance (ca. 2,5 km). El producto más reciente de esta unidad consiste en un domo de medianas dimensiones (ca. 0,5 km³ de volumen), el cual corona esta unidad. Todos ellos exhiben morfologías caracterizadas por frentes abruptos (entre 130 y 250 m de espesor) y un muy buen desarrollo de ojivas de flujo, además de importantes desarrollos de talud en sus frentes y márgenes (Bertín & Amigo, 2019).

2.2.2.9 Depósitos piroclásticos de bloques y ceniza Hbc2 (ca. <11 ka)

Depósitos de flujo piroclástico reconocidos hacia la ladera norte del volcán San Pedro, originados por colapsos parciales, quizás durante el emplazamiento de los domos 2 y 4, pertenecientes al

complejo de domos del Holoceno (Hd2). Morfológicamente exhiben un complejo desarrollo de lóbulos, canales y levées, muchos de los cuales se truncan u ocultan bajo otros lóbulos o canales del mismo depósito (Bertín & Amigo, 2019).

3. METODOLOGÍA Y MATERIALES

La metodología seguida consta de las siguientes etapas:

3.1 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA Y SELECCIÓN DE MUESTRAS

En primera instancia se realizó una recopilación bibliográfica de estudios anteriores realizados en el volcán San Pedro. Esta etapa incluye la confección de una base de datos geoquímicos extraídos de diversos estudios realizados en el volcán. Además, se realizó la revisión y selección de muestras del terreno realizado en abril de 2024, con el fin de apartar aquellas pertenecientes a la última gran erupción del volcán San Pedro (es decir, Ignimbrita El Encanto y Depósito de caída piroclástica 7) y la caída que le precedió (Depósito de caída 6), ya que son las relevantes a la problemática a tratar.

3.2 ELABORACIÓN CORTES TRANSPARENTES

Luego de la selección de las muestras, se realizó la preparación de 13 cortes transparentes, de los cuales 7 corresponden a la Ignimbrita El Encanto (5 pómez y 2 escoria), 3 al depósito de caída 6 (escorias) y 3 al depósito de caída 7 (2 pómez, y 1 lítico plutónico). Estos cortes fueron elaborados en el Taller de Cortes del Instituto de Geología Aplicada (GEA) en la Universidad de Concepción.

3.3 DESCRIPCIÓN DE CORTES TRANSPARENTES

Posteriormente, se dio paso a la descripción petrográfica de los cortes transparentes con uso de microscopio en las instalaciones del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, para identificar mineralogía y texturas de desequilibrio en fenocristales que sean indicadoras de procesos magmáticos pre eruptivos. Las observaciones fueron realizadas en un microscopio binocular marca Leica modelo DM750 P que se encuentra equipado con una cámara Leica ICC50 con la que se tomaron las fotomicrografías. Además, para llevar a cabo la cuantificación de las fases minerales, se utilizó un contador de puntos acoplado al microscopio.

3.4 ANÁLISIS DE QUÍMICA MINERAL

De los 13 cortes transparentes preparados se seleccionaron 5 cortes de acuerdo a su petrografía, dando prioridad a aquellos con evidencias mineralógicas de desequilibrio. Los cortes seleccionados SP-8, SP-9 y SP-18 fueron sometidos a análisis de química mineral en donde se midieron sus

óxidos principales (FeO, MnO, K₂O, CaO, Na₂O, Al₂O₃, SiO₂, MgO, TiO₂, Cr₂O₃), por medio de Microsonda Electrónica (EPMA) JEOL JXA-8230 en la Universidad Memorial de Newfoundland (Canadá), mientras que los cortes IP-M30 e IP-M18 fueron analizados en el Instituto de Ciencias de la Tierra de Orléans, Francia, con un equipo CAMECA SX-50. De un total de 136 puntos obtenidos en fenocristales de plagioclasa, piroxenos, anfíboles, olivinos y vidrio, se consideraron válidos solo 126 puntos, usando como criterio de aceptación un porcentaje total de lectura de análisis entre 98% y 102%.

Posteriormente, la información química de elementos principales entregada por esta técnica es integrada usando termobarometría de Putirka (2008) y Ridolfi (2021) con Ridolfi & Renzulli (2012) para obtener las condiciones de presión y temperatura previas a las erupciones que dieron origen a los productos eruptivos estudiados. Los métodos usados fueron *Two-pyroxene thermobarometer*, *clinopyroxene-liquid thermobarometers*, *orthopyroxene-liquid thermobarometers*, *Plagioclase-liquid thermometers*, *olivine-liquid thermometers* y *Amphibole-only thermobarometer*. En la tabla 3 se muestran las ecuaciones usadas de cada método para presión y temperatura, en conjunto con las pruebas de equilibrio correspondientes.

Tabla 3.1. Ecuaciones de P y T usadas para cada método, con sus K_D correspondientes para pasar las pruebas de equilibrio. Las ecuaciones para métodos de piroxenos, plagioclase y olivino se encuentran en Putirka (2008), mientras que las ecuaciones para anfíbol se encuentran en Ridolfi (2021) y Ridolfi & Renzulli (2012).

MÉTODO	ECUACIÓN T	ECUACIÓN P	K _D
Two-pyroxene	Eqn. 36	Eqn. 38	1,09 ± 0,14
Clinopyroxene-liquid	Eqn. 33	Eqn. 30	0,28 ± 0,08
Orthopyroxene-liquid	Eqn. 28a	Eqn. 29a	0,29 ± 0,06
Plagioclase-liquid	Eqn. 24a	-	0,28 ± 0,11 (T>1.050°C) 0,10 ± 0,05 (T<1.050°C)
Olivine-liquid	Eqn. 22	-	0,30 ± 0,03
Amphibole-only	Eqn. 2	Eqn. P1b	-

Tanto las clasificaciones de los minerales, como los cálculos realizados fueron llevados a cabo por medio de la herramienta Thermobar de Pyhton (Wieser *et al.*, 2021).

4. RESULTADOS

4.1 OBSERVACIONES DE TERRENO

Los puntos observados durante los días de terreno se muestran en la figura 4.1, en conjunto con la cartografía de las unidades de interés de Depósitos piroclásticos de caída San Pedro, e Ignimbrita El Encanto realizado por Bertín & Amigo (2019). La tabla 4.1 resume los puntos visitados con sus respectivas muestras.

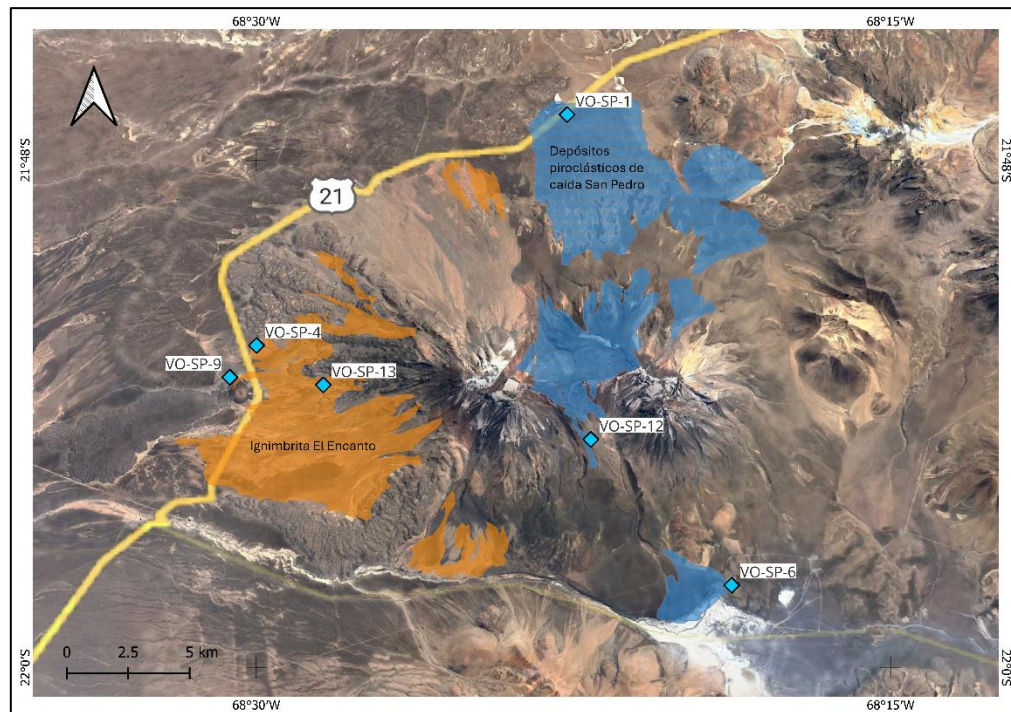


Figura 4.1 Ubicación de los puntos visitados en terreno. Incluye la cartografía de la Ignimbrita El Encanto y Depósitos piroclásticos de caída San Pedro realizada por Bertín & Amigo (2019).

Tabla 4.1. Puntos de terreno visitados con sus muestras asociadas y coordenadas.

Punto	Muestra	Coordenadas UTM		Unidad
		N	E	
VO-SP-1	SP-3	7591338,00	564510,00	Depósito de caída piroclástica 6
VO-SP-6	SP-9	7570610,00	570967,00	Depósito de caída piroclástica 6
VO-SP-12	SP-15	7576995,00	565264,00	Depósito de caída piroclástica 6
VO-SP-1	SP-2 / SP-2.2 / IP-M30	7591338,00	564510,00	Depósito de caída piroclástica 7
VO-SP-4	SP-7 / SP-7.2 / SP-8 / IP-M18	7581165,00	551664,00	Ignimbrita El Encanto
VO-SP-9	SP-14	7579761,00	550575,00	Ignimbrita El Encanto
VO-SP-13	SP-18	7579414,00	554377,00	Ignimbrita El Encanto

4.1.1 Depósito piroclástico de caída San Pedro (PIHp2)

Los depósitos piroclásticos de caída San Pedro afloran en gran parte de la mitad oriental del área de estudio, como fue descrito por Bertín & Amigo (2019), quienes indican el sector norte del volcán como el lugar donde mejor se pueden apreciar estos depósitos.

EL punto VO-SP-1 ubicado en el flanco septentrional del volcán, corresponde a un afloramiento de 130 cm marcado por dos niveles fácilmente reconocibles (Figura 4.2). El nivel superior compuesto de pómez es masivo, de color blanco a rosado y cuyos fragmentos son lapilli gruesa bien seleccionada, mientras que el nivel inferior está compuesto de escorias, de color gris oscuro verdoso y se presenta estratificado, con gradación normal. La muestra SP-2 fue extraída de las pómez blancas del nivel superior, que corresponde al depósito de caída piroclástica 7, mientras que SP-2.2 corresponde a un lítico gris microfanerítico asociado a las pómez. SP-3 fue extraído de las escorias del nivel inferior, correspondiente al depósito de caída piroclástica 6.



Figura 4.2. Contacto entre depósito de caída piroclástica 7 y caída piroclástica 6. El nivel superior corresponde a pómez pertenecientes a la caída 7, que yace sobre escorias del depósito de caída 6

El punto VO-SP-12 se ubica en el flanco sureste del volcán y corresponde a un nivel de lapilli mal seleccionado con poca matriz, clastos angulosos con escasos líticos densos desde donde se extrajo la muestra SP-15 correspondiente a sus fragmentos escoriáceos. Está cubierta por un suelo de 15 cm de arena gruesa (Figura 4.3). Más hacia el sureste, en una quebrada afluente al Río San Pedro, se encuentra VO-SP-6 donde afloran secuencias de caída muy bien expuestas y estratificadas, en donde se aprecia en la base un nivel de caída de pómez blancas y grises que forman bandas, luego un nivel sedimentario laminado que marca un paleo canal, y finalmente un nivel de caída de escorias bien seleccionadas tamaño lapilli medio cubriendo lo anterior (Figura 4.4). Se identificaron hasta 4 niveles de 1-15 cm de espesor de escorias café oscuro a naranja, separados por niveles brechosos, matriz-soportado, de líticos volcánicos polimícticos. SP-9 se extrae desde el tercer nivel desde la base (Figura 4.5), el único nivel que contiene solo material juvenil.



Figura 4.3. Nivel de escoria cubierto por suelo.



Figura 4.4. Nivel de caída de pómez cortado por un paleocanal. La caída de pómez está cubierta por un nivel de caída de escorias.



Figura 4.5. Acercamiento a tercer nivel desde la base de las escorias. El nivel contiene solo material juvenil.

4.1.2 Ignimbrita El Encanto (Hie2)

En VO-SP-4 se encuentra Ignimbrita El Encanto, en un afloramiento de 3 m de espesor de color rosado sin base expuesta, mal seleccionado, con fragmentos tamaño lapilli y bomba (Figura 4.6). Entre sus componentes se encuentran pómez de color anaranjado (predominantes hacia el techo), pómez blancas con 15 % de cristales de plagioclasa y piroxenos, pómez bandeadas con zonas más oscuras, escorias pobres en cristales y líticos densos oscuros angulosos (predominantes hacia la base). De este punto, se extrajeron las muestras SP-7 de pómez con escoria, SP-7.2 de pómez bandeada, IP-M18 de pómez blanca y SP-8 de escoria, todas ellas pertenecientes a la ignimbrita.



Figura 4.6. Afloramiento de pómez blancas (hacia la base) y anaranjadas (hacia el techo). Mal seleccionadas.

VO-SP-9 corresponde al punto más distal de la Ignimbrita El Encanto hacia el oeste, donde se aprecia un afloramiento de 35 cm de alto de un depósito monomítico de pómez anaranjadas mal seleccionado, con componentes de tamaños entre 1-20 cm (moda 4-10 cm) y una matriz de lapilli fina a ceniza (Figura 4.7). Se reconoce un 85% de vidrio blanco y un 15 % de cristales de anfíbol,

piroxenos, plagioclasa y magnetita, con tamaños entre 1-4 mm, de donde se extrae la muestra SP-14.



Figura 4.7. Afloramiento de 35 cm de alto, de pómez anaranjadas, mal seleccionadas.

En el punto VO-SP-13, se encuentra un afloramiento de 15 m de espesor que contiene, de base a techo, un nivel mal seleccionado de color gris claro con fragmentos líticos de tamaño entre 150 a 0,5 cm, polimícticos, que subyace a un nivel de paleosuelo marrón de 8 cm (Figura 4.8) y por sobre

eso, un nivel mal seleccionado monomítico de pómez blancas, con fragmentos de 5-0,5 cm y escasos líticos, desde donde se extrae la muestra SP-18.



Figura 4.8. Nivel de fragmentos líticos y pómez blancas separados por un paleosuelo.

4.2 ANÁLISIS MICROSCÓPICO

A continuación, se muestra una descripción petrográfica resumida de cada corte transparente realizado a partir de las muestras recogidas durante los días de terreno. Una descripción más detallada y completa se encuentra en el Anexo 1.

4.2.1 Depósito de caída 6

4.2.1.1 SP-3 Escoria distal depósito de caída 6

Roca volcánica piroclástica, compuesta por cristales de piroxenos (2,5 %), y plagioclasa (<1%). La roca corresponde a escoria.

Los piroxenos presentan formas subhedrales y se encuentran altamente fracturados. Los clinopiroxenos se reconocen por sus tonos verdosos, mientras que los ortopiroxenos por sus colores beige. Los piroclastos de plagioclasa son subhedrales y se observan mal preservados, evidenciado por su alta fracturación y ausencia de cristales completos. Es posible reconocer textura sieve moderada e inclusiones fluidas.

4.2.1.2 SP-9 Escoria distal de depósito de caída 6

Roca volcánica piroclástica compuesta por piroclastos de plagioclasa (10,2%), olivino (1,4%) y piroxenos (<1%). La roca corresponde a una escoria.

Los piroclastos de plagioclasa se encuentran en estado mal preservado al observarse altamente fracturados. Las texturas de sieve son gruesas y abundantes, y se observa zonación concéntrica y ‘a parches’. Adicionalmente, presentan maclas polisintéticas. Los piroxenos son pequeños, presentan formas anhedrales, y se encuentran mal preservados.

Los olivinos encuentran en dos puntos del corte, en piroclastos grandes xenomorfos de morfologías redondeadas. Presentan bordes de reacción de ortopiroxenos (Figura 4.9).

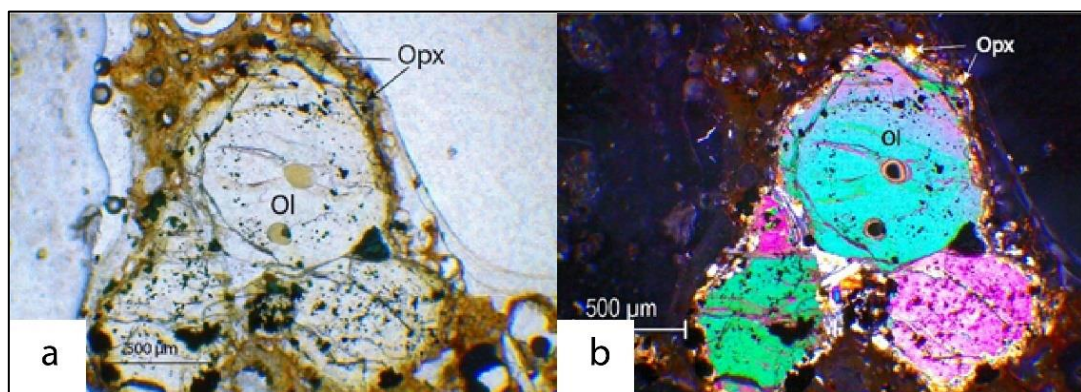


Figura 4.9. Olivinos con bordes de reacción de ortopiroxenos en Depósito de caída piroclástica 6. La imagen se muestra en a) LPP y b) NC.

4.2.1.3 SP-15 Escoria proximal de depósito de caída 6

Roca volcánica piroclástica vesicular constituida por piroclastos de plagioclasa (7,8%) y piroxenos (2,2%). La roca corresponde a una escoria.

Los piroclastos de plagioclasa se observan medianamente a mal preservadas. Presentan texturas de tipo sieve media a gruesa (Figura 4.10), y es posible reconocer zonaciones concéntricas y ‘a parches’, así como también maclas polisintéticas. Presenta inclusiones fundidas primarias. Los piroxenos son más grandes que en los observados en SP-9, presentan pleocroísmo en tonos verdosos y café, tienen zonación a parches, maclas lamelares y simples.

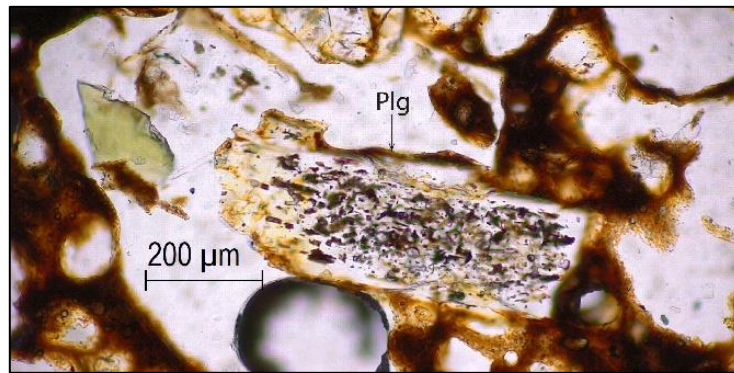


Figura 4.10. Texturas en cristales de plagioclasa. Textura sieve gruesa en plagioclasa, destruyendo casi la totalidad del cristal.

4.2.2 Depósito de caída 7

4.2.2.1 SP-2, IP-M30 Pómez de depósito de caída 7

Roca volcánica piroclástica altamente vesicular, compuesta por piroclastos de plagioclasa (3,1%), anfíbol (1,4%), piroxeno (<1%). La roca corresponde a una pómez.

Los cristales de plagioclasa son escasos, y generalmente mal preservados. Presentan textura de sieve media y fina. En algunos granos presenta zonación concéntrica (Figura 4.11a) y maclas polisintéticas. Se pueden apreciar unas pocas inclusiones fundidas (Figura 4.11b). La mayoría de los anfíboles presentes tienen formas anhedrales a subhedrales y se encuentran en su mayoría fracturados y mal preservados.

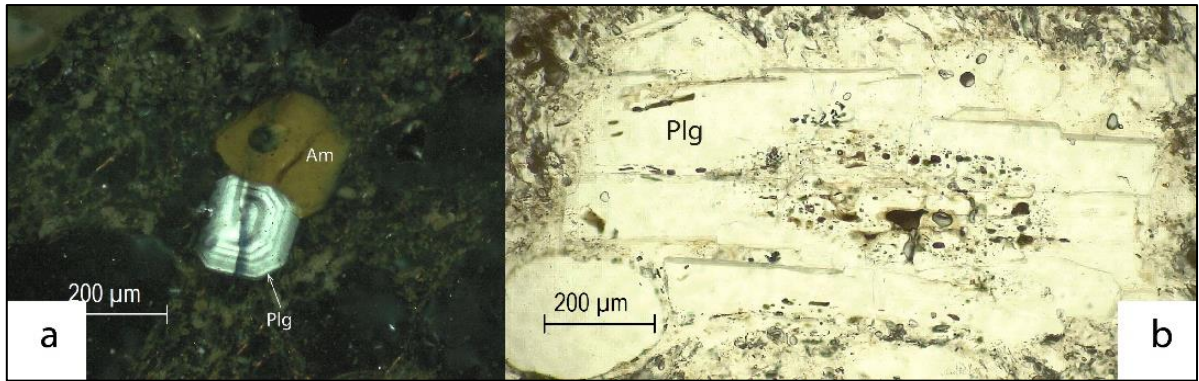


Figura 4.11. Texturas en cristales de plagioclase. a) Zonación concéntrica y b) textura sieve en cristales de plagioclase.

4.2.2.2 SP-2.2 Lítico en pómez

Roca ígnea plutónica, compuesta por plagioclase (80,5%), y piroxenos (18,7%), olivino (<1%). Roca corresponde a un xenolito (Gabro).

Los cristales de plagioclase se observan se encuentran en su mayoría bien preservadas. Se pudo identificar textura sieve de tipo fina a media, zonación concéntrica y maclas polisintéticas. Las inclusiones fluidas son primarias, tipo I. Los piroxenos se encuentran distribuidos mayormente en cúmulos a lo largo de todo el corte y se encuentran bien preservados. Los olivinos se encuentran en dos puntos del corte, siempre rodeado de piroxenos en su borde (Figura 4.12).

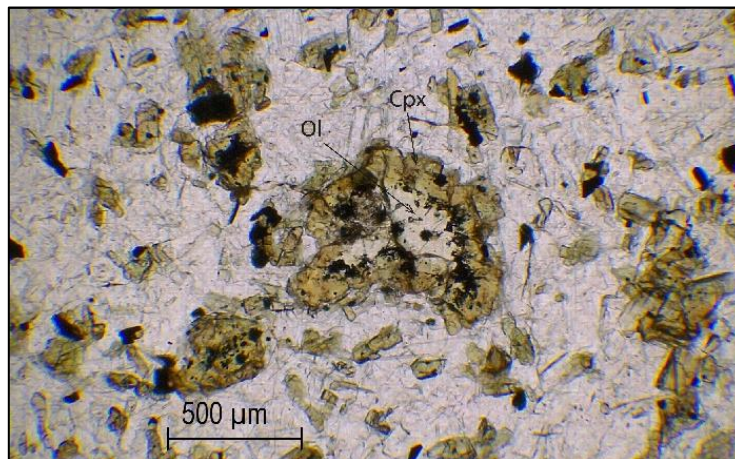


Figura 4.12. Olivino con borde de reacción de clinopiroxenos.

4.2.3 Ignimbrita ‘El Encanto’

4.2.3.1 SP-7 Pómez y escoria distales de Ignimbrita ‘El Encanto’

Roca volcánica piroclástica, compuesta por piroclastos de plagioclasa, piroxenos, anfíbol, más un fragmento de escoria que ocupa cerca del 25% del corte. Por un lado, la pómez está compuesta por piroclastos de plagioclasa (9%), piroxenos (3%), anfíbol (<1%).

Las plagioclasas tienen texturas sieve de tipo fina a media. Las zonaciones presentes son complejas, desde oscilatorias hasta más irregular, y se observaron maclas polisintéticas. Los clinopiroxenos tienen formas anhedrales a subhedrales, en secciones basales cuadradas principalmente, y presentan colores verdosos. Los ortopiroxenos están presentes en menos proporción.

Por otro lado, la escoria es una roca de coloración más oscura, compuesta por piroclastos de plagioclasas (14,1%), piroxenos (2,8%), anfíbol (1,4%).

Las plagioclasas presentan textura sieve fina a media, zonación concéntrica y ‘a parches’ y maclas polisintéticas y simples (Figura 4.13). Los piroxenos se muestran en colores levemente verdosos y se encuentran bien preservados. Es posible reconocer zonación concéntrica y ‘a parches’, además de reconocer maclas simples (Figura 4.13c). Los anfíboles son anhedrales a subhedrales. Sus colores son marrones y pardos principalmente, siendo algunos de ellos de tonos más verdosos.

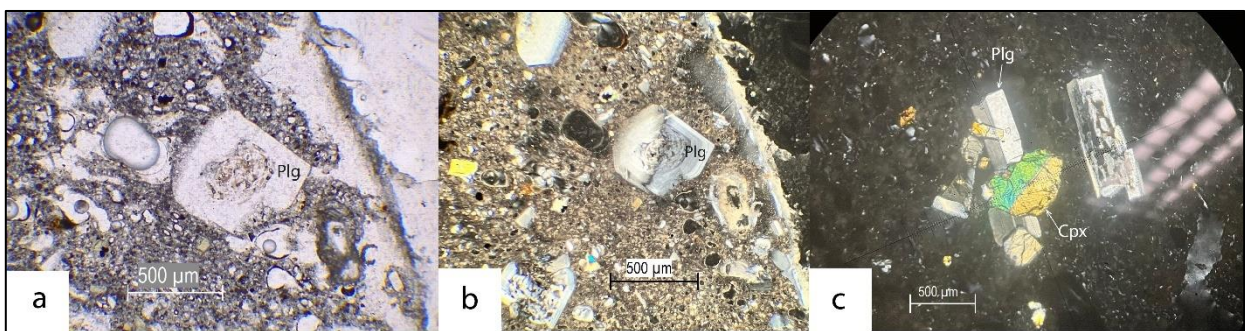


Figura 4.13. Texturas y variaciones en plagioclasas. a) textura sieve y zonación concéntrica en plagioclasa en LPP y b) en NC. c) maclas simples en plagioclasas y piroxeno.

4.2.3.2 SP-7.2 Pómez distal bandeada de Ignimbrita ‘El Encanto’

Roca volcánica piroclástica bandeada (Figura 4.14a), compuesta por piroclastos de plagioclasa (7,7%), piroxeno (2,9%) y anfíbol (<1%). La roca corresponde a una pómez.

Los piroclastos de plagioclasa se encuentran medianamente bien preservadas. Se observa textura sieve desde fina a muy gruesa, que llega a destruir casi en su totalidad a algunos granos, y textura poiquilítica (Figura 4.14b). Es posible observar zonación concéntrica oscilatoria y ‘a parches’, y también maclas polisintéticas. Se observaron bordes de reabsorción. En los piroxenos fue posible reconocer textura poiquilítica, zonación concéntrica e irregular, y maclas lamelares. Los anfíboles tienen formas anhedrales a subhedrales, y se encuentran medianamente mal preservadas.

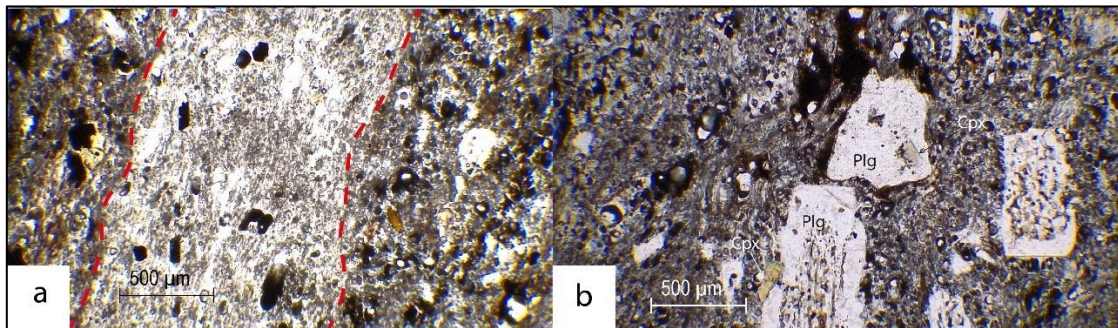


Figura 4.14. Texturas en pómez de Ignimbrita El Encanto. a) bandeamiento en pómez. b) textura poiquilítica en plagioclasa envolviendo a granos de piroxeno.

4.2.3.3 SP-8 Escoria distal de Ignimbrita ‘El Encanto’

Roca volcánica piroclástica vesicular. Compuesta por piroclastos de piroxenos (6.4%) y plagioclasa (4.8%). La roca corresponde a una escoria.

Los piroclastos de plagioclasa presentan textura sieve gruesa, destruyendo la mayoría de los granos, y es posible distinguir zonación concéntrica oscilatoria y ‘a parches’, así como también maclas polisintéticas. Los clinopiroxenos tienen colores verdosos y están medianamente bien preservados. Los ortopiroxenos tienen hábitos prismáticos cortos ortogonales, y colores rosa pálido. Se pudo observar textura poiquilítica, zonación a parches, maclas simples y lamelares.

4.2.3.4 SP-14 Pómez más distal de la Ignimbrita ‘El Encanto’

Roca volcánica piroclástica compuesta por piroclastos de plagioclasa (8,4 %), piroxenos (2,7%) y anfíbol (<1%). La roca corresponde a una pómez.

Los piroclastos de plagioclasa exhiben texturas de sieve fina a gruesa y es posible reconocer zonación concéntrica oscilatoria (Figura 4.15) y ‘a parches’, y maclas polisintéticas. Los piroxenos

se presentan en cúmulos principalmente, con formas anhedrales a subhedrales. Fue posible observar zonación concéntrica y a parches, además de maclas simples y lamelares.

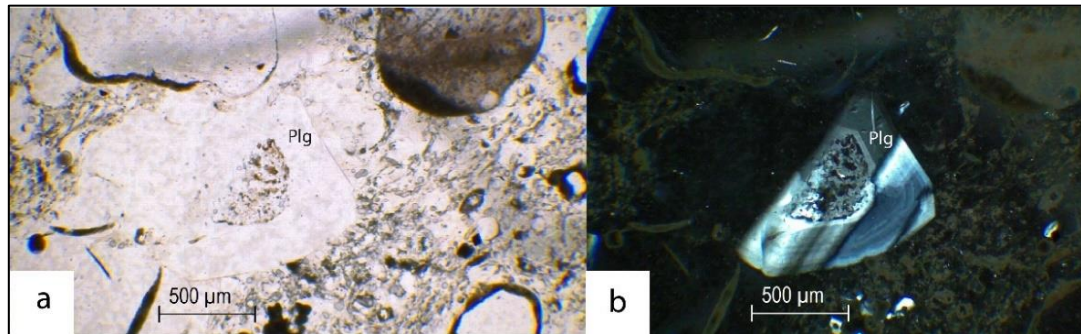


Figura 4.15. Zonación concéntrica en cristal de plagioclasa. Imágenes en a) LPP y b) NC.

4.2.3.5 SP-18 Pómez basal de la Ignimbrita ‘El Encanto’

Roca volcánica piroclástica, compuesta por piroclastos de plagioclasa (10,3%), anfíbol (4,5%), piroxenos (<1%) y olivino (<1%). La roca corresponde a una pómez.

Los piroclastos de plagioclasa tienen formas anhedrales a subhedrales, observándose mal preservados. Se reconoce textura poiquilítica. Adicionalmente, se observaron zonación concéntrica oscilatoria (Figura 4.16a), maclas polisintéticas y de tipo Carlsbad. Los anfíboles son en su mayoría subhedrales a euhedrales, con formas prismáticas alargadas y algunas con forma de hexágono muy irregular. Los piroxenos se encuentran en lugares puntuales, asociado a anfíbol. presentan forma anhedrales a subhedrales y hábitos prismáticos cortos. El olivino se encuentra en solo un punto del corte, muy fracturado y rodeado de granos de anfíbol y piroxenos (Figura 4.16b).

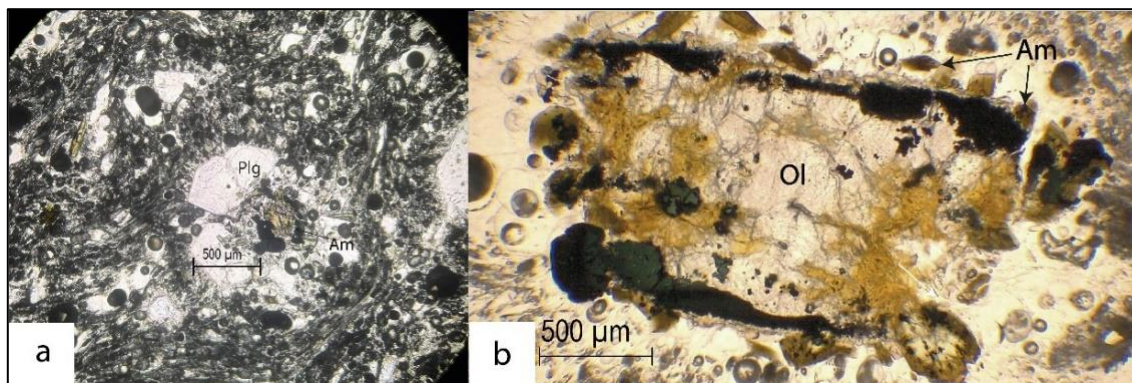


Figura 4.16. Texturas y ocurrencias en pómez de Ignimbrita El Encanto. a) zonación concéntrica en plagioclasa. b) olivino rodeado de anfíbol y piroxenos.

4.2.3.6 IP-M18 pómez de Ignimbrita ‘El Encanto’

Roca volcánica piroclástica con matriz con textura de lava y vesicular, compuesta por plagioclasa (6,5%), piroxeno (4,3%) y anfíbol (2%). La roca corresponde a una pómez.

Los cristales de plagioclasa son euhedrales de hasta 1,5 mm, con textura sieve, zonación oscilatoria y maclas polisintéticas, además de inclusiones fundidas con burbujas. Los piroxenos son euhedrales, bien preservados, de hasta 0,5 mm. Los anfíboles son euhedrales a anhedrales, bien conservados y alcanzan 0,7 mm. El olivino (1%) aparece en una zona específica rodeado de piroxenos (Figura 4.17). La matriz incluye vidrio café claro, vesículas redondeadas y alargadas, y magnetita como componente metálico.

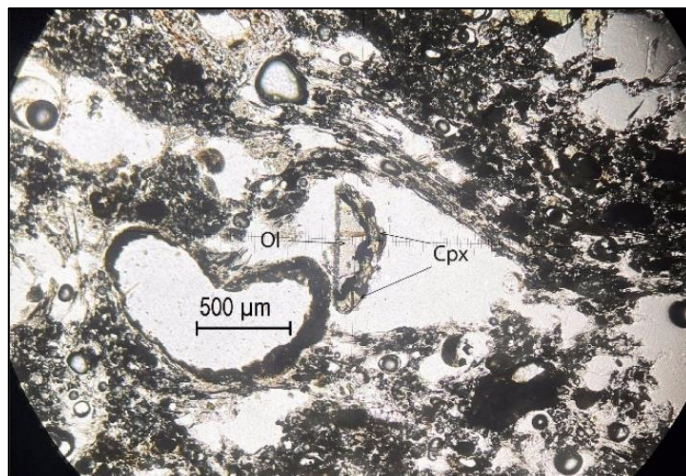


Figura 4.17. Olivino con borde de reacción de clinopiroxeno.

4.3 MICROSONDA ELECTRÓNICA (EPMA)

A continuación, se presentan los resultados obtenidos de los análisis puntuales obtenidos por microsonda electrónica, de las muestras SP-8, SP-9, SP-18, IP-M18 y IP-M30 separados por mineralogía.

4.3.1 Vidrio

De un total de 11 puntos de análisis para el vidrio, solo 8 cumplen con los estándares de control impuestos, los cuales exigen que el total de las lecturas en los análisis esté en el rango de 98-102%. Sus composiciones de óxidos principales se muestran en la tabla 4.2.

Tabla 4.2. Valores normalizados al 100% de composición de óxidos de vidrio en wt%.

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	Cl	Total
SP-8	53,21	29,17	0,94	0,00	0,19	10,93	5,11	0,36	0,11	0,03	0,01	0,01	100
SP-9	58,75	17,29	6,91	0,11	3,15	5,58	4,08	2,53	1,23	0,34	0,04	0,07	100
SP-9	59,26	17,00	7,08	0,13	2,84	5,46	3,92	2,62	1,25	0,35	0,04	0,08	100
SP-9	59,72	17,60	6,27	0,11	2,70	4,91	4,18	2,85	1,21	0,34	0,04	0,07	100
SP-18	74,75	14,93	1,21	0,03	0,27	1,10	3,21	4,09	0,29	0,04	0,01	0,10	100
IP-M18	70,85	15,12	2,42	0,04	0,62	2,11	4,23	3,99	0,44	0,09	0,00	0,08	100
IP-M30	66,08	16,10	4,01	0,06	1,32	3,75	4,45	3,03	0,74	0,32	0,00	0,09	100
IP-M30	67,70	16,48	3,68	0,13	1,33	3,91	2,56	3,14	0,68	0,22	0,00	0,15	100

A partir de estos datos, es posible plotear estos valores en el diagrama de Total Alkali versus Silica (TAS) (Le Maitre *et al.*, 1989) (Figura 4.18). Las muestras SP-8 y SP-9, que corresponden a escorias de la Ignimbrita El Encanto y al Depósito de Caída 6 respectivamente, caen en el campo de clasificación traquiandesitas y traquiandesitas basálticas. Por otro lado, los datos de IP-M30, correspondiente a pómez del Depósito de Caída 7, caen en el campo de dacitas. Por último, SP-18 y IP-M18 correspondientes a pómez de Ignimbrita El Encanto caen en el campo de las riolitas.

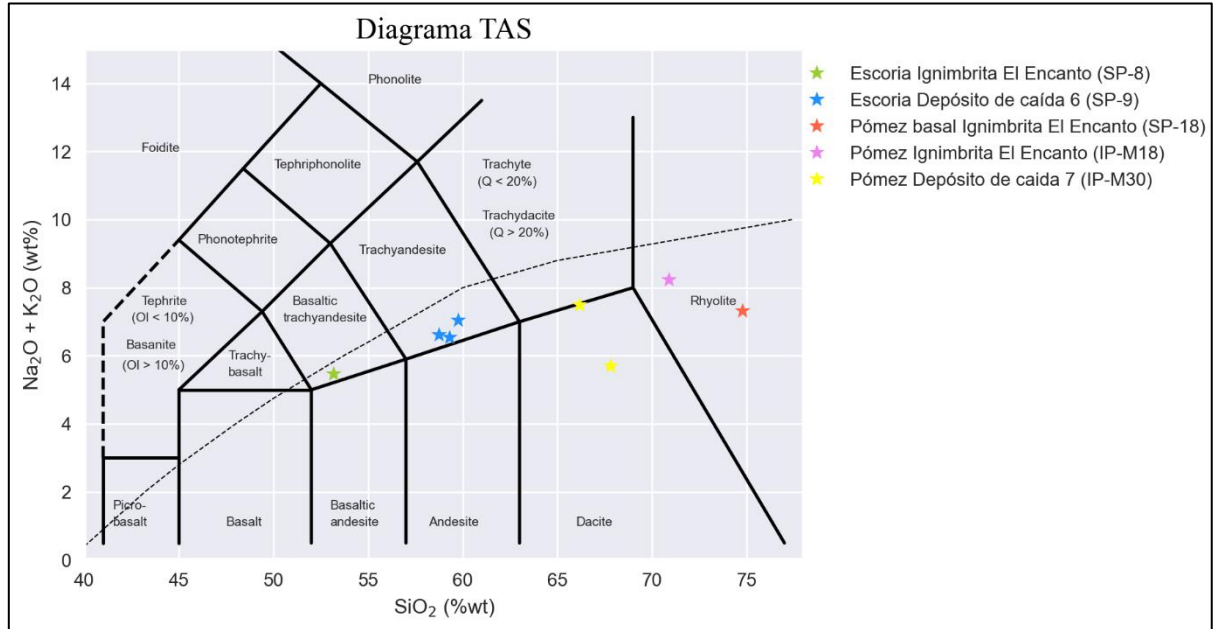


Figura 4.18. Diagrama TAS (Total Alkali-Silica) para las composiciones del vidrio. Corresponden a traquiandesitas basálticas (SP-8), traquiandesitas (SP-9), dacitas (IP-M30) y riolitas (SP-18 y IP-M18).

4.3.2 Plagioclasas

Se determinaron las composiciones minerales para 41 puntos analizados en los centros y bordes de las plagioclasas pertenecientes a las muestras previamente descritas. Los resultados obtenidos a partir de estas mediciones se presentan de forma detallada en la tabla 4.3.

A partir de esta información, se realizó una clasificación utilizando el diagrama ternario Ab-An-Or, el cual permite establecer la composición mineralógica de las plagioclasas. Como resultado de esta clasificación, se determinó que las plagioclasas analizadas corresponden predominantemente a andesinas, labradoritas y bitownitas. Este rango composicional abarca un porcentaje de anortita ($An\%$) que varía aproximadamente entre 35 y 90, lo que se observa claramente en la Figura 4.19.

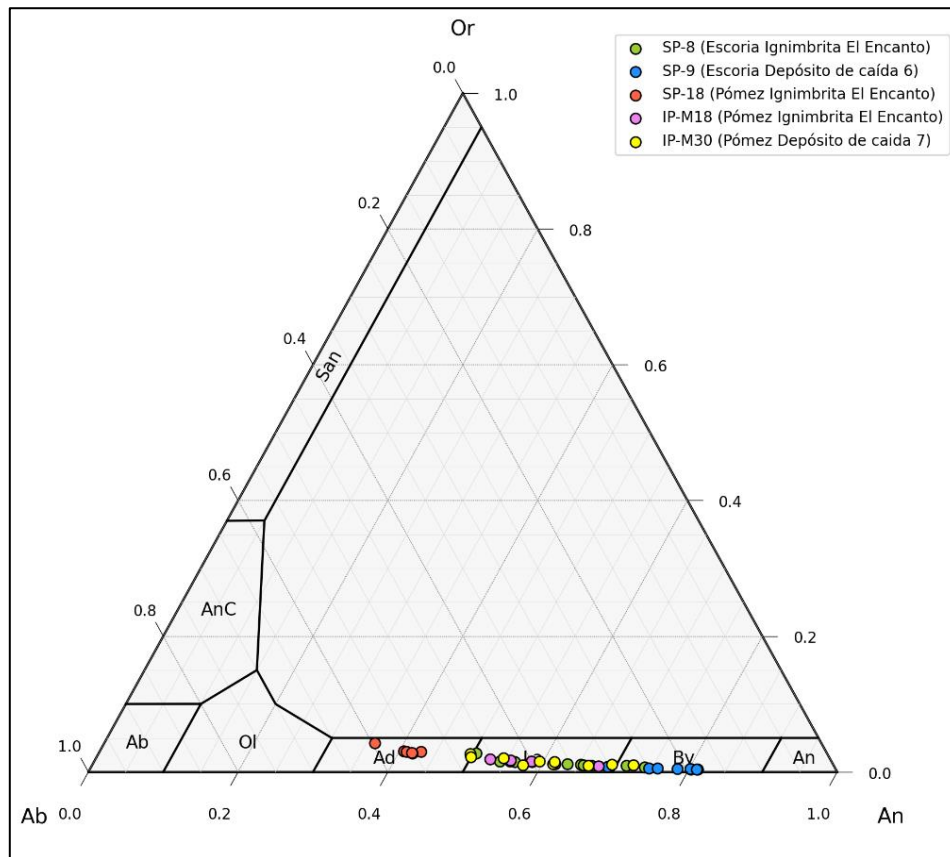


Figura 4.19. Diagrama ternario Ab-An-Or de clasificación para plagioclasas. Corresponden a andesinas (SP-18), labradoritas (SP-8, SP-9, IP-M18, IP-M30) y bitownitas (SP-8, SP-9, IP-M30).

Tabla 4.3. Valores normalizados al 100% de composición de óxidos de plagioclasas en wt%.

Muestra	SiO₂	Al₂O₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	Total
SP-8	52,71	30,04	0,64	0,00	0,11	11,47	4,78	0,25	100
SP-8	50,26	31,69	0,65	0,02	0,10	13,31	3,79	0,19	100
SP-8	51,17	31,05	0,57	0,01	0,09	12,69	4,21	0,21	100
SP-8	50,38	31,66	0,64	0,00	0,11	13,29	3,74	0,18	100
SP-8	48,12	33,12	0,60	0,02	0,11	15,06	2,86	0,12	100
SP-8	52,94	29,80	0,54	0,02	0,07	11,26	5,10	0,27	100
SP-8	50,02	31,79	0,61	0,01	0,10	13,66	3,65	0,16	100
SP-8	54,32	28,54	0,74	0,01	0,18	10,40	5,33	0,48	100
SP-8	49,07	32,74	0,65	0,00	0,09	14,24	3,05	0,16	100
SP-8	50,93	31,13	0,65	0,01	0,10	12,96	4,01	0,20	100
SP-9	46,72	34,16	0,68	0,01	0,09	16,12	2,15	0,08	100
SP-9	49,49	32,16	0,68	0,01	0,12	14,01	3,40	0,13	100
SP-9	47,65	33,53	0,59	0,01	0,10	15,38	2,66	0,09	100
SP-9	47,93	33,34	0,68	0,00	0,08	15,10	2,78	0,10	100
SP-9	46,79	34,17	0,63	0,01	0,07	15,89	2,37	0,07	100
SP-9	46,75	34,21	0,66	0,00	0,08	16,10	2,14	0,07	100
SP-9	46,34	34,48	0,61	0,00	0,07	16,36	2,07	0,07	100
SP-9	46,30	34,50	0,62	0,01	0,06	16,39	2,06	0,07	100
SP-18	60,39	25,09	0,26	0,00	0,01	6,20	7,17	0,88	100
SP-18	56,36	27,95	0,31	0,02	0,02	8,75	6,09	0,51	100
SP-18	56,45	27,68	0,34	0,00	0,06	8,66	6,33	0,48	100
SP-18	56,58	27,55	0,30	0,03	0,02	8,54	6,46	0,52	100
SP-18	59,26	26,28	0,27	0,01	0,01	7,05	6,42	0,70	100
SP-18	56,53	27,63	0,31	0,01	0,03	8,47	6,49	0,53	100
SP-18	56,36	27,76	0,32	0,01	0,02	8,67	6,36	0,49	100
IP-M18	52,81	29,10	0,57	0,07	0,04	12,38	4,68	0,27	100
IP-M18	53,82	28,75	0,44	0,00	0,05	11,53	4,93	0,28	100
IP-M18	54,55	28,04	0,53	0,02	0,05	11,04	5,26	0,33	100
IP-M18	51,29	30,40	0,61	0,02	0,08	13,70	3,52	0,15	100
IP-M18	53,65	28,83	0,46	0,01	0,03	12,07	4,58	0,27	100
IP-M18	54,58	28,22	0,48	0,01	0,06	11,35	4,83	0,30	100
IP-M30	52,85	29,23	0,61	0,00	0,06	12,63	4,25	0,20	100
IP-M30	55,72	27,56	0,41	0,01	0,03	10,16	5,38	0,46	100
IP-M30	53,40	29,01	0,47	0,03	0,03	12,13	4,39	0,27	100
IP-M30	54,82	28,08	0,53	0,00	0,03	11,13	4,92	0,35	100
IP-M30	51,45	30,44	0,51	0,00	0,07	13,52	3,69	0,16	100
IP-M30	49,93	31,86	0,68	0,00	0,07	14,62	2,99	0,17	100
IP-M30	56,11	27,46	0,54	0,04	0,05	10,34	5,48	0,39	100
IP-M30	52,32	29,74	0,42	0,00	0,05	12,71	4,22	0,26	100
IP-M30	50,45	30,95	0,45	0,02	0,04	14,10	3,32	0,19	100
IP-M30	53,86	29,16	0,48	0,00	0,07	11,93	4,75	0,18	100

4.3.3 Piroxenos

Para los piroxenos, se analizaron 38 puntos de las muestras seleccionadas, escogidos de los bordes y centros de sus cristales. Los datos obtenidos por microsonda se muestran en la tabla 4.4.

Tabla 4.4. Valores normalizados al 100% de composición de óxidos de piroxenos en wt%.

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Total
SP-8	51,96	2,84	7,52	0,14	16,48	19,83	0,40	0,01	0,57	0,25	100
SP-8	52,44	2,37	7,08	0,16	17,16	19,74	0,32	0,00	0,45	0,27	100
SP-8	52,22	2,22	8,30	0,23	15,83	20,27	0,36	0,00	0,57	0,00	100
SP-8	51,25	3,31	7,97	0,18	15,58	20,50	0,36	0,01	0,69	0,15	100
SP-8	51,39	3,25	8,24	0,19	15,44	20,22	0,39	0,01	0,67	0,19	100
SP-8	51,96	2,74	8,56	0,22	16,38	19,04	0,42	0,01	0,54	0,13	100
SP-8	51,37	3,34	7,17	0,15	16,11	20,43	0,35	0,01	0,60	0,47	100
SP-8	54,81	1,34	12,83	0,28	28,90	1,49	0,04	0,01	0,18	0,12	100
SP-8	53,33	2,67	14,58	0,30	27,27	1,47	0,05	0,01	0,31	0,01	100
SP-8	51,13	3,39	8,57	0,20	15,84	19,70	0,37	0,01	0,67	0,11	100
SP-8	51,71	3,21	6,89	0,12	16,12	20,60	0,37	0,01	0,59	0,37	100
SP-8	54,83	1,80	13,85	0,27	28,25	0,41	0,08	0,00	0,25	0,25	100
SP-8	53,86	1,22	15,96	0,37	26,66	1,59	0,04	0,00	0,24	0,05	100
SP-8	55,34	1,68	14,35	0,32	26,17	1,57	0,18	0,08	0,27	0,05	100
SP-8	55,44	1,67	13,07	0,26	28,98	0,17	0,02	0,00	0,21	0,16	100
SP-9	54,35	0,76	16,17	0,46	26,19	1,76	0,03	0,00	0,30	0,00	100
SP-9	52,22	1,74	9,06	0,29	16,27	19,44	0,33	0,00	0,67	0,00	100
SP-9	52,05	1,78	9,22	0,25	16,24	19,37	0,38	0,01	0,68	0,02	100
SP-9	53,82	1,38	15,63	0,43	26,36	1,88	0,03	0,00	0,45	0,02	100
SP-9	53,90	1,09	16,09	0,44	26,33	1,70	0,04	0,00	0,38	0,03	100
SP-9	53,84	1,03	16,57	0,47	25,81	1,83	0,05	0,00	0,37	0,02	100
SP-9	53,77	1,22	16,27	0,43	25,87	1,95	0,05	0,00	0,38	0,05	100
SP-18	53,98	0,53	19,63	1,05	23,86	0,80	0,01	0,01	0,14	0,00	100
SP-18	53,69	1,40	17,06	0,52	26,11	0,98	0,02	0,00	0,18	0,03	100
IP-M18	53,19	2,21	14,76	0,34	27,68	1,41	0,03	0,00	0,26	0,10	100
IP-M18	52,28	1,28	8,42	0,35	16,13	20,77	0,28	0,00	0,39	0,02	100
IP-M18	54,86	0,92	13,88	0,24	28,25	1,46	0,02	0,00	0,16	0,12	100
IP-M18	53,78	1,04	17,04	0,43	26,08	1,40	0,04	0,00	0,10	0,01	100
IP-M18	50,53	3,25	8,46	0,17	14,83	21,17	0,38	0,00	0,78	0,33	100
IP-M18	52,81	1,80	15,95	0,36	27,37	1,32	0,05	0,00	0,27	0,03	100
IP-M18	50,88	3,30	8,16	0,18	15,68	20,60	0,34	0,00	0,67	0,14	100
IP-M18	50,03	3,62	9,52	0,23	14,68	20,63	0,45	0,00	0,78	0,03	100
IP-M18	51,87	3,93	12,48	0,20	29,77	0,99	0,03	0,02	0,26	0,36	100
IP-M18	52,75	2,28	15,19	0,32	27,67	1,39	0,02	0,02	0,24	0,08	100
IP-M18	53,51	0,92	16,29	0,51	27,43	0,97	0,03	0,01	0,18	0,01	100
IP-M30	51,87	1,72	9,32	0,34	16,30	19,63	0,37	0,03	0,40	0,00	100
IP-M30	50,79	3,25	9,15	0,15	14,79	20,65	0,39	0,02	0,68	0,00	100
IP-M30	52,74	1,14	19,42	0,60	24,38	1,28	0,06	0,02	0,30	0,00	100

A partir de estos datos, se realiza la clasificación en el diagrama ternario En-Wo-Fe (Figura 4.20) obteniéndose que los piroxenos pertenecen a principalmente dos grupos. El primer grupo, corresponde a clinopiroxenos que son augitas con un rango de Wo35 a Wo45, y enstatita que va desde En40 a En50. El segundo grupo corresponde a ortopiroxenos que son enstatitas que van desde el rango En65 a En80. Además, los piroxenos presentan un Mg# de un rango entre 0.68 y 0.81 (ver valores en Anexo 2).

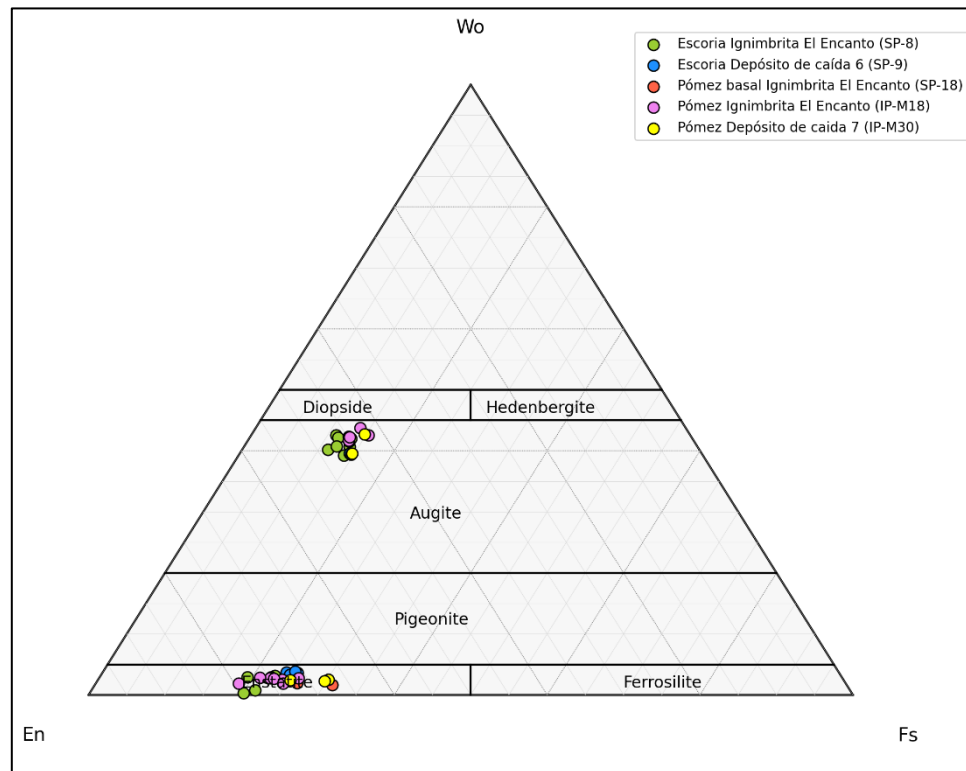


Figura 4.20. Diagrama de clasificación ternario de En-Wo-Fe para los piroxenos.
Corresponden a augitas y enstatitas.

4.3.4 Anfíbol

En el caso de los anfíboles, se llevaron a cabo análisis detallados en un total de 17 puntos, los cuales corresponden a cristales de anfíboles provenientes de las muestras SP-18 (Pómez basal de la Ignimbrita El Encanto) y IP-M30 (Pómez del depósito de caída 7) (tabla 4.5).

Tras realizar los análisis composicionales, se determinó que la totalidad de los anfíboles estudiados pertenecen al grupo de los anfíboles cálcicos. Por esta razón, los datos obtenidos fueron graficados en el diagrama de clasificación específico para este grupo, siguiendo las directrices establecidas

por Leake *et al.* (1997). Se obtiene que los anfíboles presentes corresponden a magnesiohastingsita y edenita (Figura 4.21).

Tabla 4.5. Valores normalizados al 100% de composición de óxidos de anfíboles en wt%.

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Cl	Total
SP-18	47,91	8,19	12,29	0,29	15,45	11,34	1,82	0,77	2,10	0,00	0,07	100
SP-18	45,21	10,38	12,95	0,32	14,23	11,22	2,27	0,87	2,62	0,01	0,07	100
SP-18	43,56	11,65	13,36	0,21	13,05	11,54	2,47	1,10	2,87	0,04	0,30	100
SP-18	46,76	8,92	12,77	0,31	14,85	11,42	1,86	0,87	2,30	0,03	0,08	100
SP-18	47,81	8,28	12,32	0,29	15,39	11,38	1,85	0,75	2,00	0,04	0,08	100
SP-18	43,28	12,40	13,24	0,13	13,59	11,48	2,33	0,71	2,72	0,00	0,02	100
SP-18	46,14	10,20	12,62	0,29	14,63	11,33	2,19	0,64	2,07	0,02	0,07	100
SP-18	46,86	9,04	12,37	0,26	14,93	11,37	1,99	0,80	2,24	0,00	0,07	100
SP-18	45,62	10,12	12,75	0,26	14,25	11,34	2,16	0,84	2,72	0,03	0,08	100
SP-18	47,28	8,73	12,33	0,30	15,14	11,38	1,87	0,75	2,02	0,00	0,08	100
SP-18	47,13	9,09	12,57	0,34	14,92	11,33	2,04	0,69	2,00	0,01	0,07	100
SP-18	44,97	10,14	12,74	0,24	14,48	11,26	2,30	0,89	2,73	0,02	0,10	100
SP-18	44,97	10,14	12,74	0,24	14,48	11,26	2,30	0,89	2,73	0,02	0,10	100
IP-M30	43,27	11,65	12,24	0,19	14,31	11,50	2,45	0,67	3,61	0,02	0,04	100
IP-M30	43,34	11,93	12,26	0,16	14,19	11,49	2,33	0,68	3,47	0,00	0,03	100
IP-M30	43,29	11,55	12,49	0,19	14,57	11,59	2,46	0,70	3,01	0,01	0,03	100
IP-M30	43,51	11,13	12,77	0,16	14,63	11,40	2,40	0,66	3,27	0,01	0,01	100

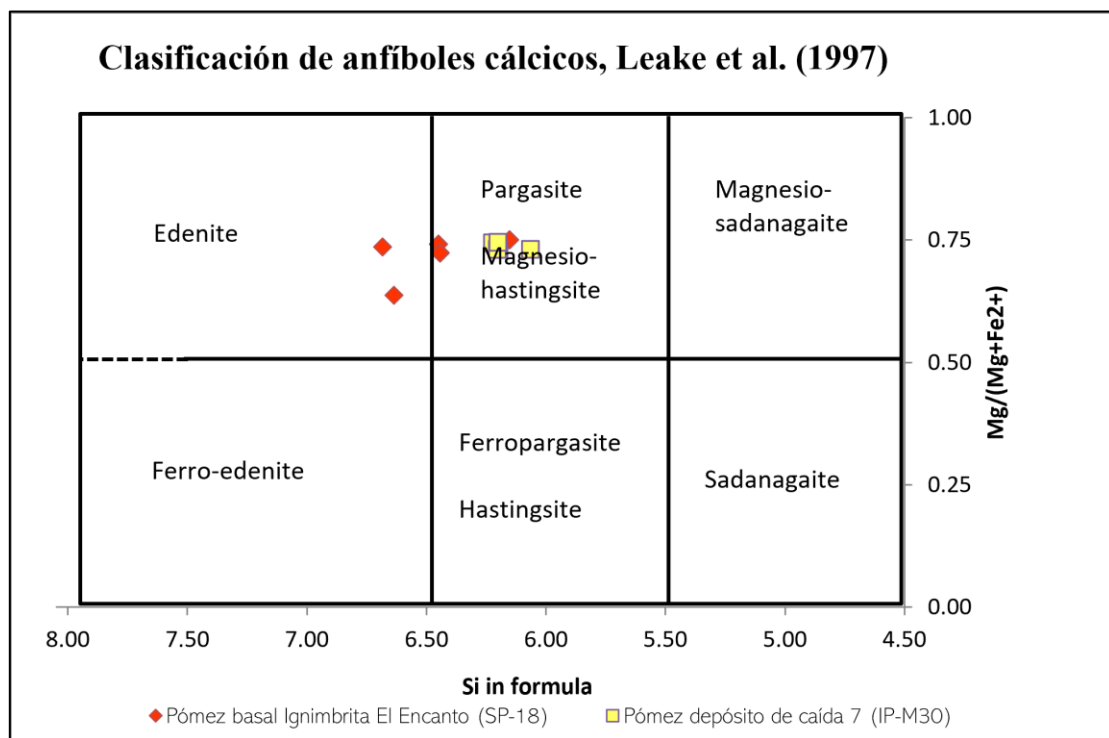


Figura 4.21. Diagrama de clasificación de anfíboles cálcicos. Clasificación para $Ca_B \geq 1,50$; $(Na+K)_A \geq 0,50$ según Leake *et al.* (1997).

4.3.5 Olivinos

Los olivinos fueron identificados en muestras de escoria del depósito de caída 6 (SP-9) y en muestras de pómez asociadas a la Ignimbrita El Encanto (SP-18 y IP-M18). Fueron 22 los datos de microsonda para los olivinos de estas muestras, y se encuentran en la tabla 4.6.

Tabla 4.6. Valores normalizados al 100% de composición de óxidos de olivinos en wt%.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	K ₂ O	CaO	Na ₂ O	Total
SP-9	38,41	0,01	0,00	0,03	22,18	0,35	38,90	0,00	0,12	0,01	100,00
SP-9	39,28	0,04	0,01	0,01	18,17	0,25	42,09	0,00	0,15	0,00	100,00
SP-9	38,54	0,00	0,01	0,02	21,19	0,35	39,75	0,00	0,12	0,01	100,00
SP-9	38,66	0,00	0,00	0,02	20,62	0,30	40,23	0,00	0,14	0,03	100,00
SP-9	38,39	0,01	0,02	0,02	23,04	0,41	37,94	0,00	0,13	0,05	100,00
SP-9	38,60	0,00	0,02	0,02	21,24	0,35	39,63	0,00	0,13	0,02	100,00
SP-9	38,06	0,00	0,02	0,01	23,98	0,41	37,36	0,00	0,16	0,00	100,00
SP-9	38,50	0,01	0,01	0,00	21,23	0,32	39,81	0,00	0,14	0,00	100,00
SP-9	38,55	0,03	0,00	0,00	21,15	0,29	39,85	0,00	0,13	0,01	100,00
SP-9	38,59	0,03	0,01	0,01	21,51	0,31	39,40	0,01	0,14	0,00	100,00
SP-9	38,50	0,00	0,01	0,00	21,38	0,30	39,68	0,00	0,13	0,00	100,00
SP-9	38,71	0,02	0,01	0,00	21,42	0,31	39,41	0,00	0,13	0,00	100,00
SP-9	38,61	0,01	0,01	0,00	21,16	0,31	39,78	0,01	0,13	0,01	100,00
SP-9	38,54	0,02	0,00	0,00	21,24	0,33	39,75	0,00	0,13	0,00	100,00
SP-9	38,47	0,00	0,01	0,00	21,26	0,32	39,81	0,01	0,13	0,00	100,00
SP-18	38,72	0,01	0,00	0,02	20,62	0,60	39,96	0,00	0,05	0,01	100,0
SP-18	39,54	0,01	0,01	0,01	15,76	0,27	44,28	0,00	0,09	0,03	100,0
SP-18	38,94	0,01	0,04	0,06	19,00	0,47	41,35	0,00	0,12	0,01	100,0
SP-18	39,11	0,03	0,02	0,04	17,96	0,45	42,36	0,00	0,04	0,01	100,0
SP-18	38,93	0,02	0,01	0,04	20,26	0,59	39,74	0,00	0,38	0,02	100,0
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO		
IP-M18	36,785	0	0,0331	0,04	21,654	0,382	40,804	0,1803	0,059	-	100
IP-M18	39,159	0	0,0004	0,02	15,204	0,19	44,976	0,2784	0,1153	-	100

Estos datos fueron usados para calcular las concentraciones de forsterita, calcio y manganeso para los 22 puntos analizados (ver valores en Anexo 3).

De esta manera, se obtuvo que la muestra SP-9 (escoria de depósito de caída 6) tiene valores de Fo entre 74,6 – 80,5% mol, sus valores de calcio están entre 867-1.093 ppm, y sus valores de manganeso entre 1.907-3.175 ppm. Por otro lado, las muestras SP-18 y IP-M18 (Ignimbrita El Encanto) presentan valores de Fo entre 76,7 – 83,9% mol, valores de calcio entre 298 – 2.732 ppm, y valores de manganeso entre 1.469 – 4.682 ppm.

A partir de los gráficos Fo vs Ca y Mn (Figura 4.22) se puede identificar una tendencia levemente negativa para el calcio con el aumento de forsterita, mientras que para el manganeso esta relación es fuertemente negativa, con la Ignimbrita El Encanto presentando una pendiente mayor en comparación con el depósito de caída 6.

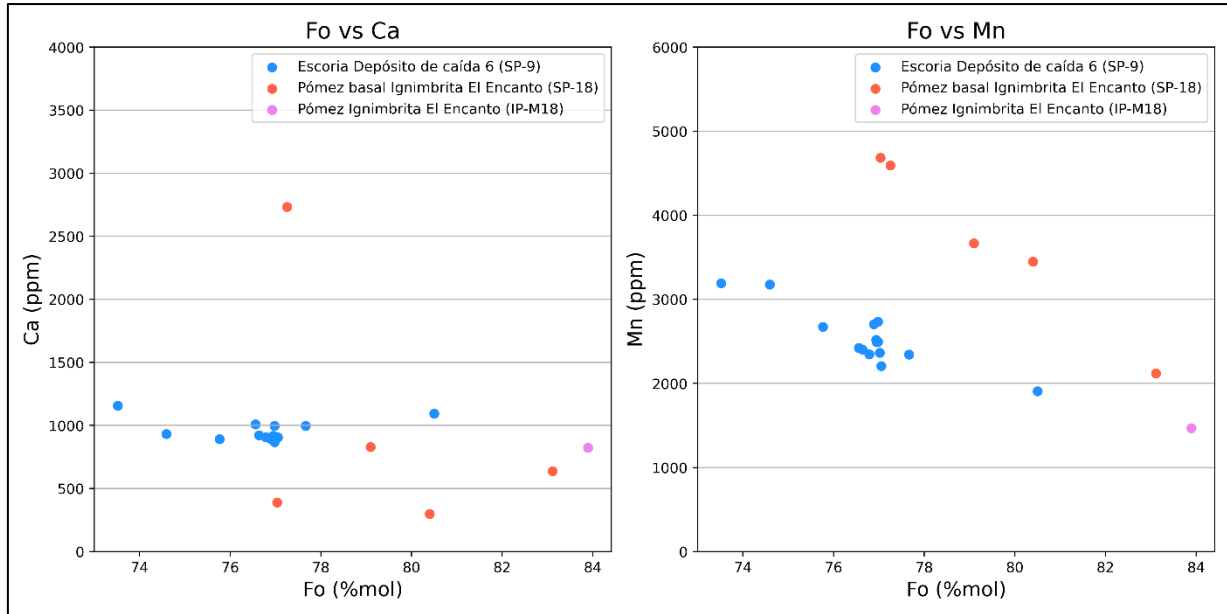


Figura 4.22. Diagramas de Fo (%mol) versus Ca y Mn. Representan a olivinos de muestra SP-9 correspondiente a Depósito de caída 6 y SP-18, IP-M18 correspondientes a Ignimbrita El Encanto.

4.3.6 Termobarometría

Se realizó geotermobarometría usando los termobarómetros de Putirka (2008) y Ridolfi (2021), que incluyen los pares ortopiroxeno-clinopiroxeno, ortopiroxeno-líquido, clinopiroxeno-líquido, plagioclasa-líquido, olivino-líquido y anfíbol-solo. Cabe mencionar que los pares que usan líquido fueron calculados con vidrio y roca total, dejando solo aquellos que pasaron las pruebas de equilibrio impuestos según cada autor. Los valores de roca total fueron obtenidos del trabajo de Bertín & Amigo (2019).

El conjunto de datos obtenidos para las temperaturas se grafica en la Figura 4.23 y para las presiones en la Figura 4.24. Las escorias del depósito de caída piroclástica 6 son consistentes con rangos de temperatura altos, entre 1.020 y 1.115°C, mientras que presentan presiones relativamente bajas (menos de 3 kbar). La pómez basal de la Ignimbrita El Encanto junto con la pómez del depósito de caída 6 presentan temperaturas bajo los 960°C, y presiones bajo los 4 kbar. La escoria

de Ignimbrita El Encanto presenta dos rangos de temperatura y presión, entre 1.020 y 1.045°C, y otro entre 840 y 860°C. Sus presiones también presentan dicotomía, una cercana a los 6 kbar y y otro cercano a los 4 kbar. Por último, la pómez de la Ignimbrita El Encanto se ubica entre temperaturas sobre los 960°C y un amplio rango de presión, entre 0 y 6 kbar.

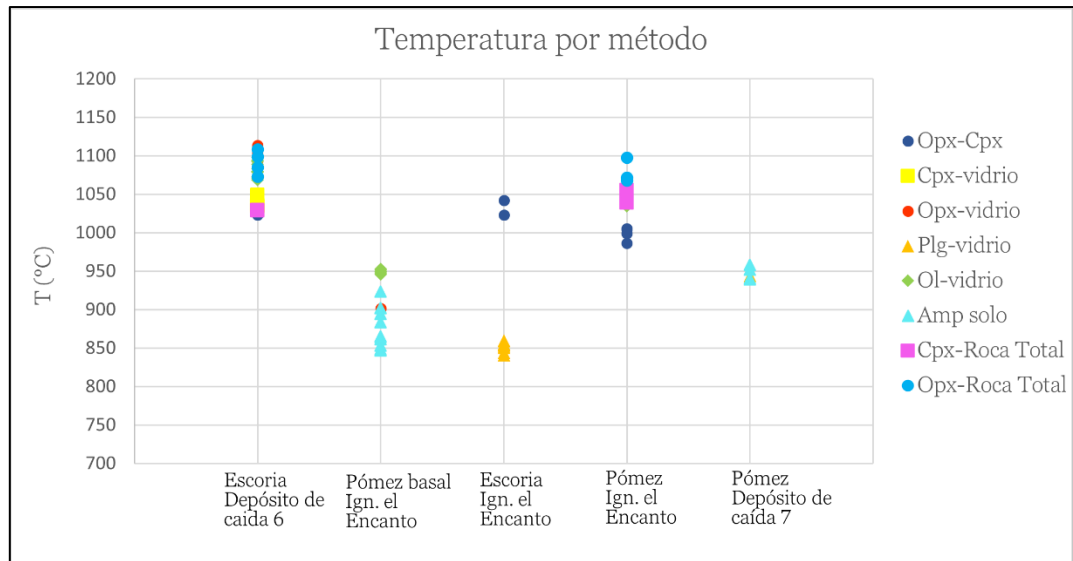


Figura 4.23. Temperaturas obtenidas para cada unidad. Los valores fueron obtenidos con los distintos termobarómetros de Putirka (2008) y Ridolfi (2021).

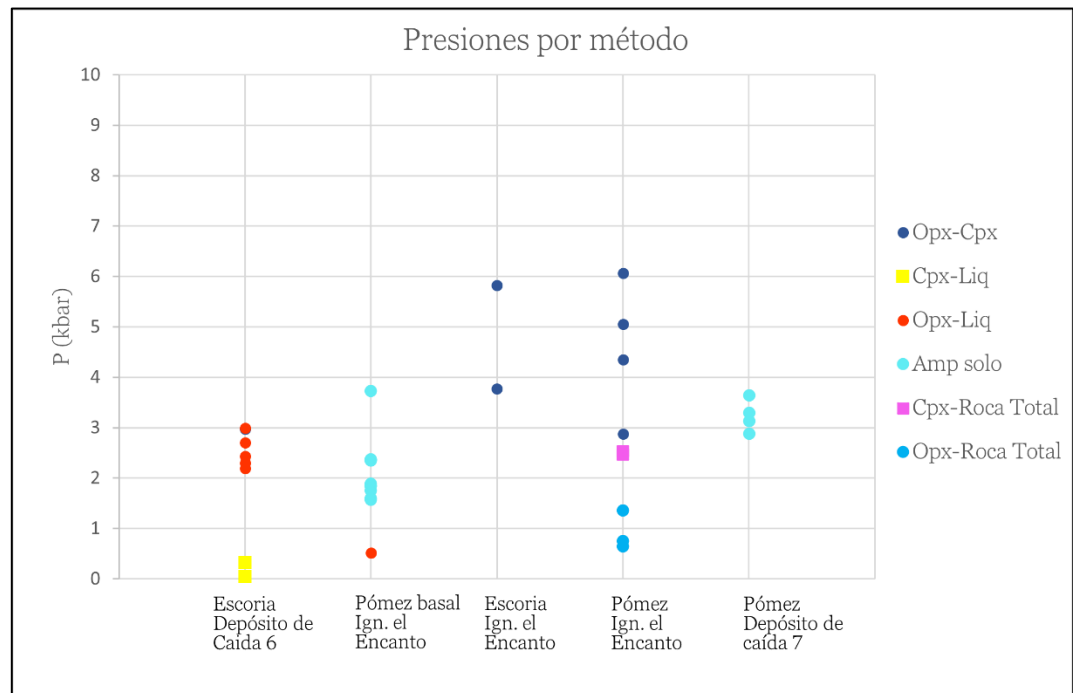


Figura 4.24. Presiones obtenidas para cada unidad. Los valores fueron obtenidos con los distintos termobarómetros de Putirka (2008) y Ridolfi (2021).

Si se analizan en conjunto todos estos datos entregados, es posible identificar dos rangos generales, tanto para la temperatura como para la presión. En cuanto a la temperatura, se distinguen dos rangos térmicos bien definidos: uno de valores altos, que abarca aproximadamente desde los 980°C ($\pm 20^\circ\text{C}$) hasta los 1.115°C ($\pm 20^\circ\text{C}$), y otro rango más bajo, comprendido entre los 840° C ($\pm 20^\circ\text{C}$) y los 960°C ($\pm 20^\circ\text{C}$).

Esta distribución de temperaturas está representada de manera más clara y sistemática en la Figura 4.25, donde se integran los valores promedio obtenidos mediante los diferentes métodos termobarométricos utilizados.

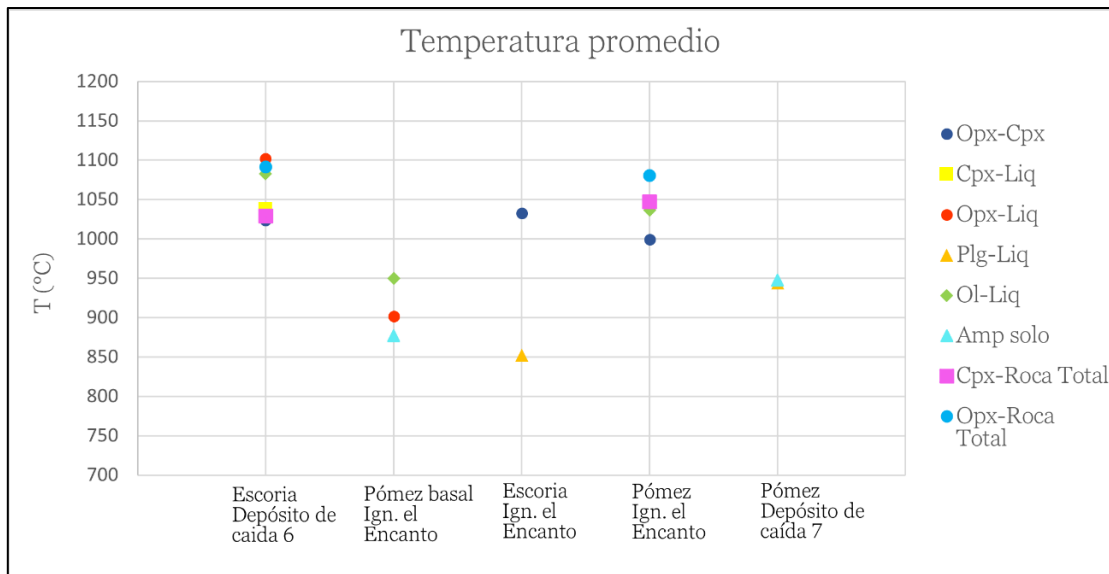


Figura 4.25. Temperatura promedio por método utilizado.

Sumado a esto, esta separación en las temperaturas tiene su análogo en las presiones, permitiendo identificar claramente dos dominios. Por un lado, se observa un rango de baja presión que abarca valores desde 0 hasta aproximadamente 3,7 kbar ($\pm 1,5$ kbar), dentro del cual se ubican los depósitos correspondientes a las caídas 6, 7 y la capa basal de la Ignimbrita El Encanto. Por otro lado, se distingue un rango de mayor presión, que se extiende desde 4,3 hasta 6 kbar ($\pm 1,5$ kbar), rango que es alcanzado exclusivamente por las rocas pertenecientes a la ignimbrita. Estos límites pueden verse mejor retratados en el gráfico de presiones promedio (Figura 4.26).

Por último, se hizo una integración de estos datos y se construyó un gráfico presión versus temperatura, incluyendo el equivalente en profundidad a partir de la densidad de la corteza en la zona en la se encuentra el volcán (Figura 4.27).

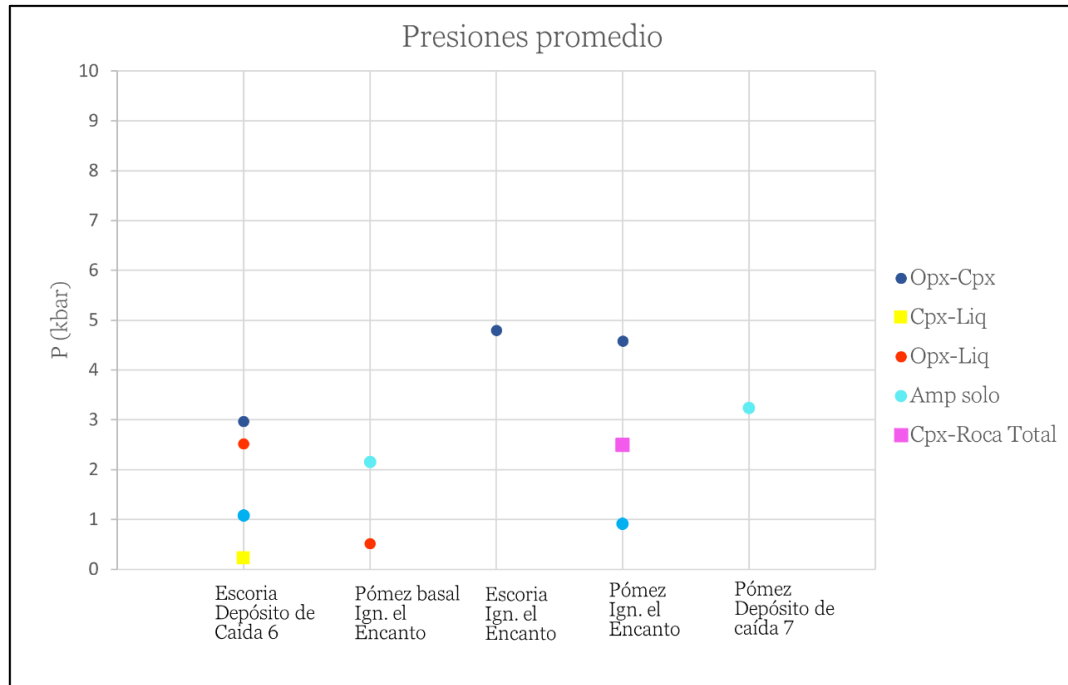


Figura 4.26. Presiones promedio por método utilizado.

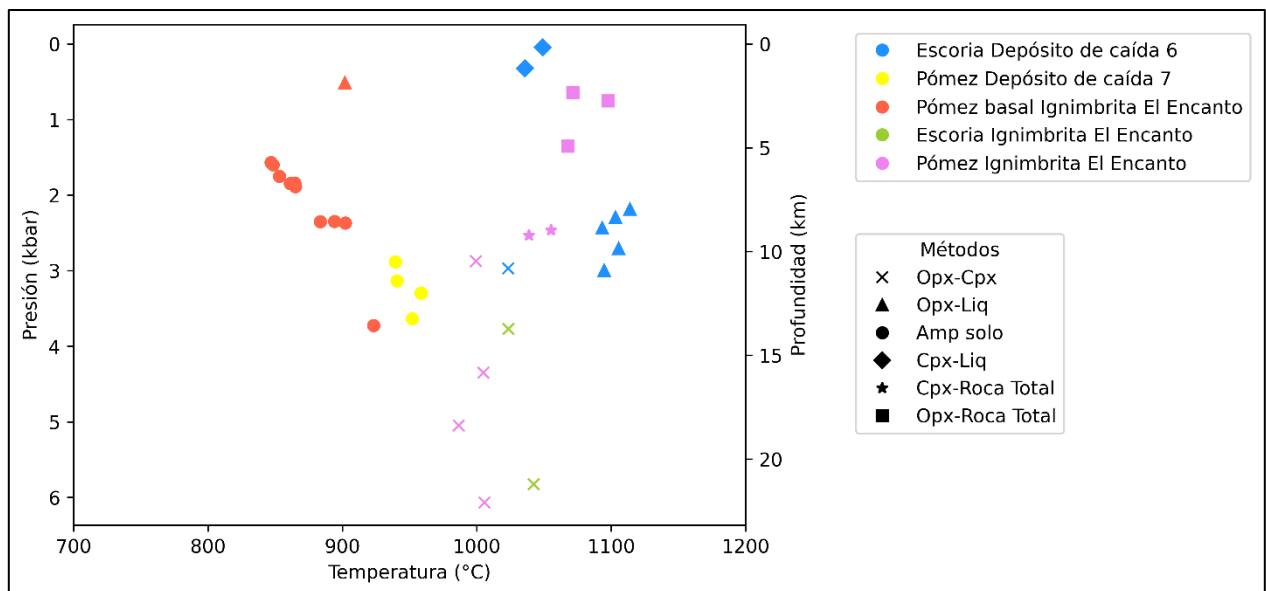


Figura 4.27. Gráfico temperatura versus presión y profundidad. Se usó una densidad de la corteza de 2800 kg/m^3 según Lucassen *et al* (2001).

5. DISCUSIÓN

Los distintos datos recolectados tanto en terreno como en el trabajo posterior en gabinete dan cuenta de procesos complejos ocurridos al interior de la cámara magmática que habrían sido clave a la hora de originar la erupción tipo pliniana generadora de grandes volúmenes de magma.

5.1 FASES MINERALES

Una primera mirada al contenido mineral de cada unidad nos da un indicio preliminar de las diferencias existentes entre cada una (Tabla 5).

Tabla 5.1. Proporciones de contenido mineral promedio en porcentaje para cada unidad.

	Plg	Cpx	Opx	Am	Ol	Vidrio	Vesículas
Depósito de caída 6	6	2	<1		1	60	31
Depósito de caída 7	2	1		1		57	37
Ignimbrita el Encanto (pómez)	9	3	1	2	<1	67	17
Ignimbrita El Encanto (escorias)	10	2	3	1		61	24

En primer lugar, entre ambos depósitos de caída piroclástica se puede notar una diferencia más clara, entre un depósito más rico en cristales, predominando las fases de piroxenos, plagioclasa y olivino correspondiente a la caída 6, versus un depósito con menos enriquecido en cristales, pocos piroxenos, pero presencia de anfíbol, correspondiente a la caída 7.

Por otro lado, en la Ignimbrita El Encanto presenta diferencias de acuerdo con la presencia de pómez o escorias, siendo las escorias más abundantes en ortopiroxenos y vesículas, pero con menor proporción de clinopiroxeno, anfíbol y olivino que las pómez.

Los minerales son una ventana directa a los procesos magmáticos por medio de las texturas que presentan. Algunas de estas texturas suelen estar relacionadas con diferentes tipos de desequilibrio que ocurren durante la evolución de los sistemas magmáticos y, en particular, se interpretan como

posibles efectos de variaciones en la presión, temperatura o composición que alteraron un estado de equilibrio preexistente del cuerpo magmático (Perugini *et al.*, 2003).

En las plagioclasas, las texturas de zonación concéntrica e irregulares (o parcheada) fueron encontradas en la mayoría de las muestras pertenecientes a las distintas unidades. La zonificación irregular o parcheada puede ocurrir como respuesta a varios procesos geológicos, principalmente por exsolución y reemplazo químico controlado por la estructura cristalina del mineral. Este fenómeno refleja un intento del cristal por alcanzar el equilibrio en un nuevo entorno fisicoquímico, influido por tensiones internas y redistribución composicional (Fraser, 1966).

Por otro lado, las zonaciones oscilatorias también fueron observadas en las plagioclasas, pero únicamente en aquellas muestras pertenecientes a la Ignimbrita El Encanto. Esta textura puede desarrollarse en dos condiciones: por la cristalización a partir de un magma que experimenta cambios rítmicos en temperatura, presión de agua o composición, o por el crecimiento incremental controlado por la difusión local en la interfaz cristal-magma en respuesta a condiciones cercanas al equilibrio (Renjith, 2014). Es decir, la zonación oscilatoria sugiere una inyección periódica de magma fresco y caliente en la cámara magmática, alterando las condiciones de temperatura, composición y contenido de agua de cristalización de los fenocristales.

Sumado a esto, la textura sieve fue encontrada en las plagioclasas de la gran mayoría de las muestras. Las texturas sieve fina predominaron en los depósitos de caída 7 y en la Ignimbrita, mientras que las de tipo media a gruesas se presentaron mayormente en la Ignimbrita El Encanto, pero también en los depósitos de caída 6 y 7.

Existen dos mecanismos propuestos para el origen de estas texturas de sieve o tamiz en plagioclasas: la mezcla de magmas (Tsuchiyama, 1985) y la descompresión magmática (Nelson & Montana, 1992). En el proceso de descompresión, cuando un magma con bajo contenido de agua asciende rápidamente, la presión de H_2O ($P(H_2O)$) del sistema aumenta, lo que reduce la estabilidad de la plagioclase y provoca su disolución, generando espacios, luego rellenos con magma atrapado, formando así la textura (Renjith, 2014). Por otro lado, la reacción con un magma más cálido y rico en calcio causa la disolución parcial de la plagioclase, generando una mezcla fina de cristales y magma en los bordes del cristal con morfología de tamiz (Tsuchiyama, 1985). En relación con esto,

cabe destacar que las texturas sieve de tipo fina están asociadas al sobrecalentamiento, mientras que las más gruesas están relacionadas a eventos de descompresión (Renjith, 2014).

De esta manera, las texturas sieve finas encontradas en la Ignimbrita El Encanto y el depósito de caída 7 (Figura 5.1) pueden deberse a la interacción de estos fenocristales con un magma más caliente de diferente composición. Mientras que, por otro lado, la textura sieve media a gruesa presente en gran parte de las muestras estaría relacionado con la descompresión por el rápido ascenso.

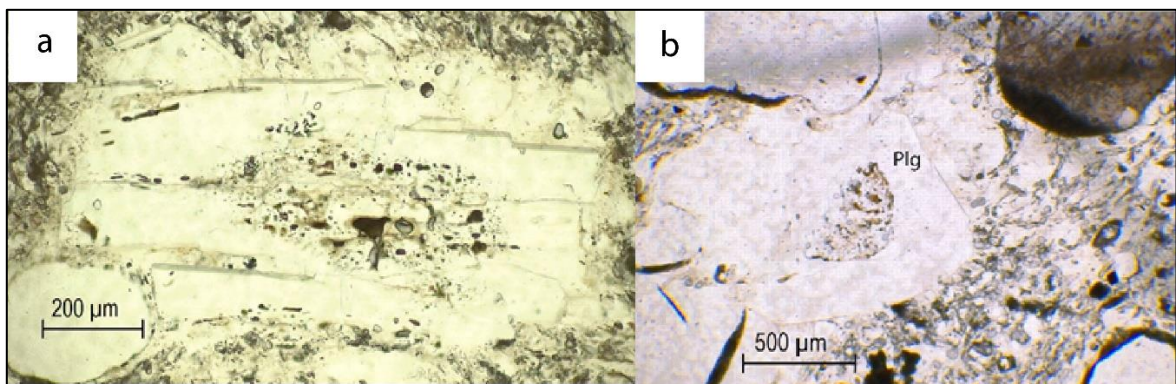


Figura 5.1. Textura de sieve fina en plagioclasas. Los cristales pertenecen a a) Depósito de caída piroclástica 7 y b) Ignimbrita El Encanto.

Por otra parte, la presencia de pómez bandeada al interior de las muestras de Ignimbrita El Encanto (SP-7.2) es una clara evidencia de heterogeneidad en el proceso eruptivo (Figura 5.2).

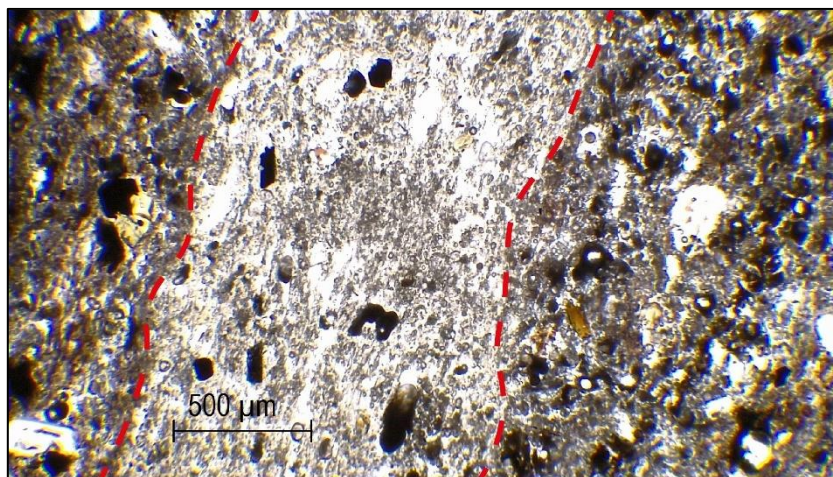


Figura 5.2. Bandeamiento presente en pómez de Ignimbrita El Encanto.

La presencia de pómez bandeadas sugiere la extracción simultánea de composiciones distintas durante la erupción. El bandeamiento composicional observado en las pómez indica la mezcla fluida de distintos tipos de magma durante su ascenso en el propio conducto, y su buena preservación implica una corta duración de contacto entre los magmas distintos (Shamloo & Grunder, 2023).

Aunque los eventos de recarga y mezcla de magmas son comunes, la pómez bandeadada es rara porque necesita que la mezcla se detenga rápidamente para que se conserven las características de estratificación (Andrews & Manga, 2014). La interacción ocurre típicamente entre magmas de composiciones, temperaturas y reologías distintas, lo que impide una mezcla completa para formar productos híbridos, debido a que sus contrastes de viscosidad y solidificación inhiben la mezcla (Bardelli *et al.*, 2020; Andrews & Manga, 2014).

En escenarios de recarga máfica, el magma intrusivo puede llevar a la fusión parcial y la removilización de las zonas de acumulación de cristales (*crystal mush*) de composición silícica, reduciendo su viscosidad y permitiendo el movimiento de los cristales, involucrando inevitablemente transferencia de calor y volátiles. Este proceso también puede desencadenar el vuelco convectivo del reservorio magmático, lo que aumenta el *mingling* y la mezcla de los magmas, y finalmente conduce a una erupción por sobrepresión (González-García *et al.*, 2022).

Cabe mencionar que mientras que algunos modelos sugieren que el bandeamiento composicional ocurre principalmente en profundidad, en el cuerpo magmático por procesos de convección, otros consideran que las bandas se forman principalmente durante el ascenso en el conducto magmático (Clynne, 1999).

Por último, otra evidencia importante del desequilibrio en la cámara magmática está dado por los cristales de olivino con bordes de reacción de anfíbol y piroxeno encontrados en las muestras de Ignimbrita El Encanto y en Depósito de caída 6 (Figura 5.3).

Los sobrecrecimientos de minerales pueden formarse como consecuencia de la mezcla de magmas, ya sea directamente mediante la introducción de una fase extraña en el líquido, o indirectamente

mediante enfriamiento y solidificación, seguido por dispersión. Los bordes de piroxeno o anfíbol pueden formarse en los olivinos durante una reacción peritética entre un olivino proveniente de una fase máfica y un fundido que lo recibe rico en SiO_2 (Coombs & Gardner, 2004; Tsuchiyama, 1986). El enfriamiento inducido por la mezcla puede acelerar este proceso. Estos bordes estarán en equilibrio con su fundido huésped (Coombs & Gardner, 2004).

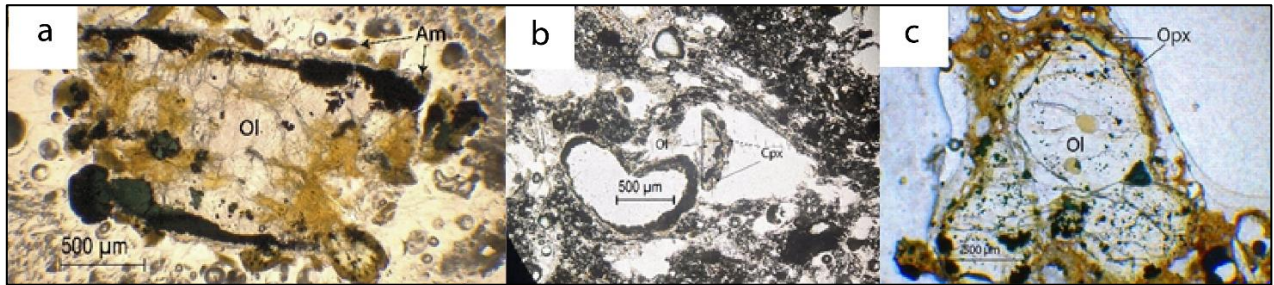


Figura 5.3. Olivinos con bordes de reacción. a) Olivino con borde de reacción de anfíbol en Ignimbrita El Encanto. b) Olivino con borde de reacción de piroxeno en Ignimbrita El Encanto. c) Olivino con borde de reacción de piroxeno en Depósito de caída piroclástica 6.

5.2 DATOS DE QUÍMICA MINERAL

A partir de los datos de microsonda electrónica, se obtuvieron distintos valores de presión y temperatura según los modelos termobarométricos de Putirka (2008) y Ridolfi (2021). Estos valores se muestran en la figura 4.27, que incluye la profundidad asociada a las presiones, en función de la densidad de la corteza.

En primer lugar, en cuanto a la temperatura, es posible observar dos rangos térmicos: uno de valores altos que va desde los 980°C a los 1.115°C ($\pm 20^{\circ}\text{C}$) aproximadamente, y otro rango más bajo que va desde los 840°C hasta los 960°C ($\pm 20^{\circ}\text{C}$). Estos rangos pueden observarse de igual manera en la Figura 4.27, implicando la existencia de dos fundidos con distintos dominios de temperaturas.

Para el rango de mayor temperatura, se identificaron las escorias del depósito de caída piroclástica 6 y las escorias de la Ignimbrita El Encanto, así como también las pómez de esta ignimbrita, mientras que las pómez del depósito de caída piroclástica 7 y pómez de la parte basal de la Ignimbrita El Encanto se ubican en el rango de menor temperatura.

De manera análoga, es bastante evidente la presencia de dos dominios en la presión y profundidad en donde se posicionan las distintas unidades analizadas. Por un lado, tenemos que los depósitos pertenecientes a las caídas 6, 7 y basal de la Ignimbrita El Encanto se ubican dentro de un rango más somero en la corteza, con una profundidad desde los 5 a los 13 km, mientras que el resto de las muestras correspondientes a la Ignimbrita El Encanto se posicionan desde regiones más profundas, hasta los 22 km de profundidad.

Estos rangos de profundidad son comparables con otros estudios termobarométricos realizados en sectores cercanos. Martínez (2014) entrega dos profundidades de emplazamiento de fundidos para la cadena volcánica Paniri-Toconce (a unos 35 km del volcán San Pedro), una a ~35 km de profundidad y otra a ~8 km, mientras que, por otro lado, Godoy *et al* (2012) reconoce profundidades de emplazamiento entre 16 y 21 km para la cadena volcánica San Pedro – Linzor, consistentes con los resultados entregados en este trabajo.

5.3 MODELO DE CÁMARA MAGMÁTICA

Los productos eruptivos del volcán San Pedro a lo largo de su historia y evolución magmática han presentado variaciones importantes que deben ser comprendidas para tener una mejor idea de los procesos internos involucrados en las erupciones de gran escala.

La presencia de pómez, escorias y pómez bandeadas encontradas en los depósitos generados por la misma gran erupción, indica procesos como cristalización fraccionada y mezcla de magmas.

Los productos de la etapa evolutiva de San Pedro I presentan contenidos variables de SiO₂ entre 56,3 y 65,7%. La etapa evolutiva II muestra un rango composicional entre 55,4 y 69,4% de SiO₂, con la composición menos diferenciada encontrada en el depósito de caída piroclástica 6, mientras que la de mayor evolución se reportó en un depósito piroclástico de bloques y ceniza que subyace al depósito de caída piroclástica 7 (Bertín & Amigo, 2019).

Según los diagramas de SiO₂-K₂O, confirmado por los diagramas de Nb/Y-SiO₂, Y-Zr y Th/Yb-Zr/Y, las muestras del volcán San Pedro caen en los campos calcoalcalinos de andesitas basálticas,

andesitas y dacitas de medio y alto potasio, cercanos a la impronta de la corteza continental superior (Bertín & Amigo, 2019).

Según el estudio de Bertín & Amigo (2019) la evolución magmática del volcán San Pedro estaría dominada por procesos de cristalización fraccionada, con un fraccionamiento importante de plagioclasa y anfíbol, y moderado de clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino, pero sin evidencia de fraccionamiento de granate, lo que sugiere que la diferenciación ocurrió en cámaras magmáticas someras dentro de la corteza superior. Los autores también señalan que hay evidencia de asimilación cortical moderada y de mezcla de magmas, basándose en los restringidos tiempos de residencia en cámaras magmáticas poco profundas, y en que los magmas provendrían desde fuentes con composiciones isotópicas diferentes. Estos procesos se llevaron a cabo principalmente en niveles corticales superiores, siguiendo un modelo AFC (Asimilación y Cristalización Fraccionada), en lugar de una típica tipo MASH en la corteza inferior (Godoy *et al.*, 2014).

En los productos emitidos por el volcán San Pedro, los datos geoquímicos indican una fuente mantélica similar a una fuente N-MORB promedio, y se ha propuesto que la generación de magmas para estos centros, y para toda la Zona Volcánica Central (18-27° S), se habría producido por una fusión (5-15%) de una fuente mantélica, contaminada de componentes corticales, derivados de un proceso denominado erosión por subducción (Bertín & Amigo, 2019).

Además de estos procesos, en la corteza superior de la Complejo Volcánico Altiplano-Puna, se encuentra una gran anomalía geofísica conocida como el Cuerpo Magmático Altiplano-Puna (APMB), que es la mayor zona conocida de fusión parcial en la corteza continental a nivel mundial (Chmielowski *et al.*, 1999), con un volumen estimado de 500.000 km³ (Ward *et al.*, 2014). Godoy *et al.* (2014) propone que el Cuerpo Magmático Altiplano-Puna ha existido durante un tiempo geológico significativo y está relacionado con el origen de los grandes volúmenes de magmas silícicos que dieron lugar a las erupciones del Complejo Volcánico Altiplano-Puna (APVC), como las que originaron la Ignimbrita Sifón y los domos silícicos más jóvenes Dacita Chao y Chillahuita.

Los estudios magnetotelúricos han detectado que el APMB es una zona de baja resistividad, que comienza a ~15 km bajo el nivel del mar, debido a la presencia de fundidos andesíticos con una

fracción de fundido de hasta 25% en su centro y una temperatura estimada de ~ 1.000 °C (Comeau *et al.*, 2015, 2016). La anomalía tiene un grosor máximo de 11 km, definido por velocidades de onda S de 2.9 km/s, ya que valores más bajos implican claramente fusión parcial (Ward *et al.*, 2014;). Además, observaciones y modelos recientes sugieren estructuras de baja densidad más superficiales, interpretadas como columnas diapíricas de roca parcialmente fundida que conectan el APMB con regiones de almacenamiento magmático más someras (Annen *et al.*, 2015; Godoy *et al.*, 2019).

Un rasgo petrográfico característico del magmatismo máfico en el APVC es la textura de disequilibrio y las morfologías esqueléticas de los cristales de olivino, asociadas con el rápido ascenso y enfriamiento de magmas máficos facilitado por debilidades estructurales en la corteza. Además, casi todos los productos máficos eruptados en el APVC muestran evidencias de asimilación cortical a través de mezcla o interacción con magmas más diferenciados, indicadas por características petrográficas como bandas y fases mineralógicas con bordes reactivos. Por otro lado, los fenocristales de olivino encontrados en dacitas eruptadas por estratovolcanes dentro del arco principal del APVC (como las analizadas por O'Callaghan & Francis (1986) para muestras del volcán San Pedro) sugieren interacción entre magmas máficos y fundidos más diferenciados, interacción que es evidenciada por intercambio de fases mineralógicas y texturas de disequilibrio como sieve en plagioclasas (Godoy *et al.*, 2019).

Estas interacciones son posibles gracias a la presencia del APMB, que modifica la composición inicial de los magmas derivados del manto en los niveles de la corteza superior, como se reconoce en productos más diferenciados ($> 59\%$ de peso de SiO_2) eruptados en el APVC (Godoy *et al.*, 2019). Sin embargo, esta interacción no afecta de igual manera a todos los magmas de la zona. Los magmas que pasan más cerca del centro del APMB se mezclan con material derivado de esta gran masa magmática, lo que altera su composición isotópica de manera más fuerte. Hacia los márgenes del APMB, como es el caso del volcán San Pedro, la proporción de fundido del cuerpo magmático es mucho menor (4-10%), por lo que los magmas se muestran menos influenciados por el APMB y tienen composiciones isotópicas más cercanas a las de sus fuentes profundas (Godoy *et al.*, 2017).

Después de interactuar con el APMB, los magmas derivados del manto pueden ascender rápidamente hacia la superficie a través de debilidades corticales o almacenarse en reservorios magmáticos someros, donde evolucionan hacia productos más diferenciados. El rápido ascenso se refleja en la presencia de olivinos esqueléticos, mientras que el estancamiento en reservorios someros fomenta la incorporación de material de la base de la corteza (Godoy *et al.*, 2019).

Los resultados para este trabajo son consistentes la existencia de un reservorio magmático somero, entre los 0 y 10 km de profundidad, que albergaría las fuentes de origen para los depósitos de caída piroclásticas, y lo que sería la parte basal o temprana de la Ignimbrita El Encanto.

Además, de forma coherente con el contexto de la zona volcánica en la que se encuentra el volcán San Pedro, es posible inferir la existencia de una segunda cámara magmática a mayor profundidad, ubicada en la zona de APMB entre los 15 y 20 km, las cuales son profundidades congruentes con las obtenidas en este trabajo para la Ignimbrita El Encanto, que estaría almacenada a estas profundidades.

Al inicio del evento eruptivo en estudio se tendría en la cámara magmática somera, el magma que originó el depósito de caída piroclástica 7 y las pómez basales de la ignimbrita (teniendo en cuenta que el depósito de caída 6 erupcionó en un evento anterior), y tras una recarga rápida de magma máfico proveniente del manto, se desestabilizó el sistema somero, originando las texturas de desequilibrio observadas en los cristales. Cabe destacar que el paso de esta intrusión tuvo que haber sido lo suficientemente rápida para poder formar las texturas de desequilibrio y bandeamiento en las pómez, pero sin darle el tiempo de homogenizarse, por lo que se infiere que debió haber sido un evento de corta duración.

Posterior a la mezcla de magmas, el sistema incrementa su presión, lo que gatilla una erupción altamente explosiva, provocando la salida del depósito de caída piroclástica 7, y la parte basal de lo que sería la Ignimbrita El Encanto, compuesta únicamente de pómez. Una vez la cámara somera se vacía, procede el ascenso del resto de la Ignimbrita El Encanto, que sería una erupción de 0,75 km³ de material pumíceo y escoriáceo producto de la mezcla, y que generaría eventualmente, la

depresión de aproximadamente 1,5 km de diámetro descrita por Bertín & Amigo (2019) en la cumbre del edificio volcánico moderno (Figura 5.4).

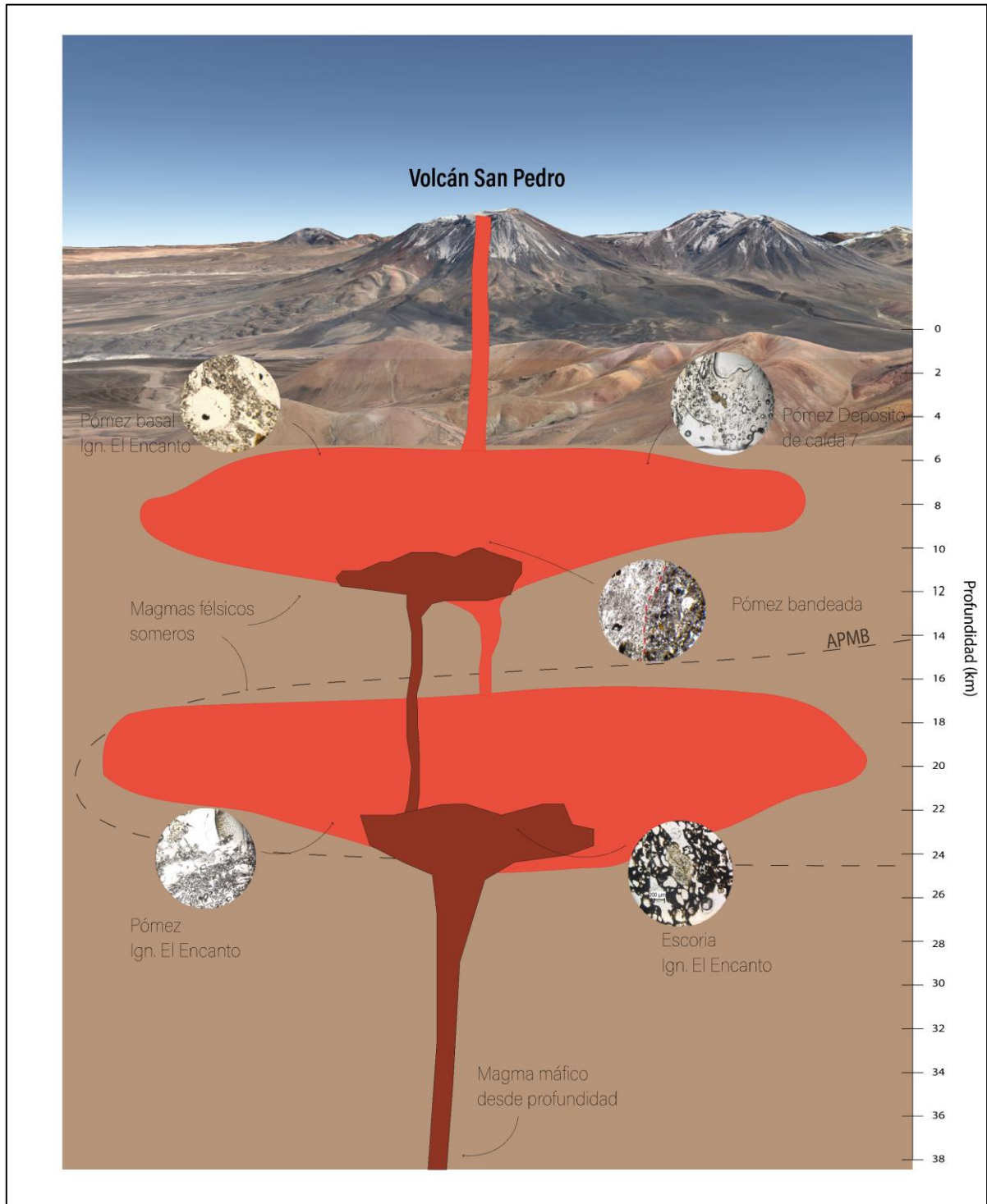


Figura 5.4. Modelo de cámara magmática propuesto en este trabajo. La proyección del APMB se hizo de acuerdo a Ward *et al.*, 2014.

6. CONCLUSIÓN

El estudio realizado sobre los productos eruptivos del volcán San Pedro ha permitido identificar los procesos internos clave que dieron origen a la erupción más explosiva de éste, poniendo énfasis en los factores que desencadenaron la formación de la Ignimbrita El Encanto y depósito de caída piroclástica 7. Este análisis ha aportado una visión integral de las dinámicas magmáticas que caracterizan a este sistema volcánico, revelando una compleja interacción entre los magmas ascendentes y los reservorios corticales.

A través del análisis petrográfico se determinaron texturas indicativas de desequilibrio, como la textura de sieve, zonaciones concéntricas y oscilatorias, bandeamiento y olivinos con bordes de reacción. Estas texturas no solo evidencian cambios progresivos en las condiciones composicionales dentro de las cámaras magmáticas, sino que también reflejan episodios de mezcla magmática, característicos de sistemas sometidos a recarga de magmas primitivos.

Por medio de análisis geoquímicos y geotermobarómetros se establecieron rangos de temperaturas, presión y profundidad para los distintos productos eruptivos estudiados, obteniéndose dos rangos de temperatura entre los 840 y 960 °C ($\pm 20^\circ\text{C}$) y los 980 y 1.115°C ($\pm 20^\circ\text{C}$), y dos rangos de profundidad, de 5 a 13 km, y otro más profundo de 15 a 22 km.

La integración e interpretación de los datos petrográficos y geotermobarométricos permitió proponer un nuevo modelo de cámara magmática para el volcán e inferir la existencia de dos cámaras magmáticas conectadas en la corteza superior en el volcán San Pedro, que recibieron aportes de magmas más primitivos proveniente del manto, conducentes a la desestabilización de los sistemas magmáticos someros.

Finalmente, la historia y evolución del volcán San Pedro es aún un enigma que espera ser resuelto, especialmente en lo que respecta a sus procesos internos. Este trabajo aporta información crucial para comprender la evolución magmática y los mecanismos que pueden detonar erupciones de gran magnitud en volcanes activos de la Zona Volcánica Central. Sin embargo, aún son necesarios

estudios adicionales que integren disciplinas geoquímicas, geofísicas y modelos dinámicos para esclarecer y completar el registro de información faltante.

7. REFERENCIAS

- Alcozer-Vargas, N.; Reyes-Hardy, M. P.; Esquivel, A. & Aguilera, F. 2022. A GIS-based multi-hazard assessment at the San Pedro volcano, Central Andes, northern Chile. *Frontiers in Earth Science*. Vol. **10**, N° 897.315: 25 pp.
- Amigo, Á.; Bertín, D.; & Orozco, G. 2012. Peligros volcánicos de la zona norte de Chile, regiones de Arica y Parinacota, Tarapacá, Antofagasta y Atacama. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental, 1 mapa en 5 hojas escala 1:250.000, 1 mapa escala 1:3.000.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. N° 17: 45 pp. Santiago.
- Andrews, B. J. & Manga, M. 2014. Thermal and rheological controls on the formation of mafic enclaves or banded pumice. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **167**, N° 961: 16 pp.
- Annen, C.; Blundy, J. D.; Leuthold, J. & Sparks, R. S. J. 2015. Construction and evolution of igneous bodies: Towards an integrated perspective of crustal magmatism. *Lithos*. Vol. **230**: 206-221.
- Arzilli, F.; Morgavi, D.; Petrelli, M.; Polacci, M.; Burton, M.; Di Genova, D. & Perugini, D. 2019. The unexpected explosive sub-Plinian eruption of Calbuco volcano (22–23 April 2015; southern Chile): Triggering mechanism implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **378**: 35-50.
- Bardelli, L.; Arnosio, M.; Báez, W.; Suzaño, N.; Becchio, R., Viramonte, J.; Bustos, E. & Berteau, E. 2020. Multi-banded pumice in the Campo de la Piedra Pómez rhyolitic ignimbrite (Southern Puna plateau): Pre-eruptive physical and chemical interactions between mafic and rhyolitic melts. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **101**, N° 102616: 25 pp.
- Bertín, D. & Amigo, A. 2015. Geología y peligros del volcán San Pedro, II Región. Congreso Geológico Chileno N°14. Actas 3: 128-131. La Serena.
- Bertín, D. & Amigo, A. 2019. Geología del volcán San Pedro, región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, mapa escala, 1:50.000. N° 201: 71 pp. Santiago.
- Chmielowski, J.; Zandt, G. & Haberland, C. 1999. The central Andean Altiplano-Puna magma body. *Geophysical Research Letters*. Vol. **26**, N° 6: 783-786.
- Clynne, M. A. 1999. A complex magma mixing origin for rocks erupted in 1915, Lassen Peak, California. *Journal of Petrology*. Vol. **40**, N° 1: 105-132.
- Comeau, M. J.; Unsworth, M. J.; & Cordell, D. 2016. New constraints on the magma distribution and composition beneath Volcán Uturuncu and the southern Bolivian Altiplano from magnetotelluric data. *Geosphere*. Vol. **12**, N° 5: 1.391-1.421.
- Comeau, M. J.; Unsworth, M. J.; Ticona, F. & Sunagua, M. 2015. Magnetotelluric images of magma distribution beneath Volcán Uturuncu, Bolivia: Implications for magma dynamics. *Geology*. Vol. **43**, N° 3: 243-246.
- Coombs, M. L. & Gardner, J. E. 2004. Reaction rim growth on olivine in silicic melts: Implications for magma mixing. *American Mineralogist*. Vol. **89**, N° 5-6: 748-758.
- Delunel, R.; Blard, P.H.; Martin, L. C. P.; Nomade, S. & Schlunegger, F. 2016. Long term low latitude and high elevation cosmogenic ³He production rate inferred from a 107 ka-old lava flow in northern Chile; 22°S-3400 m a.s.l. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **184**: 71-87.

- De Silva, S. 1989a. Geochronology and stratigraphy of the ignimbrites from the 21° 30' S to 23° 30' S portion of the Central Andes of northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **37**, N° 2: 93-131.
- De Silva, S. 1989b. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*. Vol. **17**, N° 12: 1.102-1.106.
- Francis, P.; Roobol, M.; Walker, G.; Cobbold, P.; & Coward, M. 1974. The San Pedro and San Pablo volcanoes of northern Chile and their hot avalanche deposits. *Geologische Rundschau*. Vol. **63**: 357-388.
- Fraser, A. G. 1966. Patchy zoning in plagioclase: a discussion. *The Journal of Geology*. Vol. **74**, N° 4: 514-517.
- Godoy, B.; Wörner, G. & Kojima, S. 2012. Análisis de Inclusiones Fundidas de la Cadena Volcánica San Pedro–Linzor, Andes Centrales. Congreso Geológico Chileno N° 13. Actas 4: 548-550. Antofagasta.
- Godoy, B.; Wörner, G.; Kojima, S.; Aguilera, F.; Simon, K. & Hartmann, G. 2014. Low-pressure evolution of arc magmas in thickened crust: The San Pedro–Linzor volcanic chain, Central Andes, Northern Chile. *Journal of South American earth sciences*. Vol. **52**: 24-42.
- Godoy, B.; McGee, L.; González-Maurel, O.; Rodríguez, I.; le Roux, P.; Morata, D. & Menzies, A. 2020. Upper crustal differentiation processes and their role in ²³⁸U–²³⁰Th disequilibria at the San Pedro–Linzor volcanic chain (Central Andes). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **102**, N° 102.672: 11 pp.
- Godoy, B.; Martínez, P.; Wörner, G.; Roux, P. L.; Kojima, S.; De Silva, S.; Morata, D. & Parada, M. 2015. Isotopic evolution at San Pedro –Linzor Volcanic Chain, Central Andes. Congreso Geológico Chileno N° 14. Actas 1: 472-475. La Serena.
- Godoy, B.; Taussi, M.; González-Maurel, O.; Renzulli, A.; Hernández-Prat, L.; Le Roux, P.; Morata, D. & Menzies, A. 2019. Linking the mafic volcanism with the magmatic stages during the last 1 Ma in the main volcanic arc of the Altiplano-Puna Volcanic Complex (Central Andes). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **95**, N° 102.295: 11 pp.
- Godoy, B.; Wörner, G.; Le Roux, P.; de Silva, S.; Parada, M.; Kojima, S.; González-Maurel, O.; Morata, D.; Polanco, E. & Martínez, P. 2017. Sr-and Nd-isotope variations along the Pleistocene San Pedro–Linzor volcanic chain, N. Chile: Tracking the influence of the upper crustal Altiplano-Puna Magma Body. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. **341**: 172-186.
- González-García, D.; Petrelli, M.; Perugini, D.; Giordano, D.; Vasseur, J.; Paredes-Mariño, J.; Marti, J. & Dingwell, D. B. 2022. Pre-eruptive conditions and dynamics recorded in banded pumices from the El Abrigo caldera-forming eruption (Tenerife, Canary Islands). *Journal of Petrology*. Vol. **63**, N° 3: 24 pp.
- González-Maurel, O.; Godoy, B.; Le Roux, P.; Rodríguez, I.; Marín, C.; Menzies, A.; Bertín, D.; Morata, D. & Vargas, M. 2019. Magmatic differentiation at La Poruña scoria cone, Central Andes, northern Chile: Evidence for assimilation during turbulent ascent processes, and genetic links with mafic eruptions at adjacent San Pedro volcano. *Lithos*. Vol. **338**: 128-140.
- Harmon, R. S.; Barreiro, B. A.; Moorbath, S.; Hoefs, J.; Francis, P. W.; Thorpe, R. S.; Déruelle, B.; McHugh, J. & Viglino, J. A. 1984. Regional O-, Sr-, and Pb-isotope relationships in late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera. *Journal of the Geological Society*. Vol. **141**, N° 5: 804-822.
- Hawkesworth, C. J.; Norry, M. J.; Roddick, J. C.; Baker, P. E.; Francis, P. W. & Thorpe, R. S. 1979. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, and incompatible element variations in calc-alkaline andesites and plateau lavas from South America. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **42**, N° 1: 45-57.

- James, D. 1971. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **82**, N° 12: 3.325-3.346
- Klerkx, J.; Deutsch, S.; Pichler, H. & Zeil, W. 1977. Strontium isotopic composition and trace element data bearing on the origin of Cenozoic volcanic rocks of the central and southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **2**, N° 1: 49-71.
- Lara, L. E.; Orozco, G.; Amigo, Á. & Silva, C. 2011. Peligros volcánicos de Chile. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental, 1 mapa escala 1:2.000.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. N° 13: 34 pp. Santiago.
- Le Maitre, R. W.; Bateman, P.; Dudek, A.; Keller, J.; Lameyre, J.; Le Bas, M. J.; Sabine, P. A.; Schmit, R.; Sorensen, H.; Streckeisen, A.; Woolley, A. R. & Zanettin, B. 1989. A classification of Igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences subcommission on the systematic of igneous rocks. Blackwell: 193 pp. Oxford.
- Leake, B.; Woolley, A.; Arps, C.; Birch, W.; Gilbert, M.; Grice, J.; Hawthorne, F.; Kato, A.; Kisch, H.; Krivovichev, V.; Linthout, K.; Laird, J.; Mandarino, J.; Maresch, W.; Nickel, E.; Rock, N.; Schumacher, J.; Smith, D.; Stephenson, N.; Unagaretti, L.; Whittaker, E. & Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*. Vol. **61**, N° 405: 295-310.
- Lucassen, F.; Becchio, R.; Harmon, R.; Kasemann, S.; Franz, G.; Trumbull, R.; Wilke, H.; Romer, R. & Dulski, P. 2001. Composition and density model of the continental crust at an active continental margin—the Central Andes between 21 and 27 S. *Tectonophysics*. Vol. **341**, N° 1-4: 195-223.
- Mamani, M.; Tassara, A. & Wörner, G. 2008. Composition and structural control of crustal domains in the central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol. **9**, N° 3: 13 pp.
- Martínez Ramírez, P. 2014. Petrología y geoquímica de lavas recientes, al noroeste del Campo Geotermal del Tatio. Memoria para optar al Título de Geóloga. Universidad de Chile, Departamento de Geología: 200 pp. Santiago.
- Nelson, S. T. & Montana, A. 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*. Vol. **77**, N° 11-12: 1.242-1.249.
- O'Callaghan, L. & Francis, P. 1986. Volcanological and petrological evolution of San Pedro volcano, provincia El Loa, north Chile. *Journal of the Geological Society*. Vol. **143**, N° 2: 275-286.
- Pamukcu, A. S.; Carley, T. L.; Gualda, G. A.; Miller, C. F. & Ferguson, C. A. 2013. The evolution of the Peach Spring giant magma body: Evidence from accessory mineral textures and compositions, bulk pumice and glass geochemistry, and rhyolite-MELTS modeling. *Journal of Petrology*. Vol. **54**, N° 6: 1.109-1.148.
- Payne, D. 1998. Climatic implications of rock glaciers in the arid Western Cordillera of the Central Andes. *Glacial Geology and Geomorphology*. N° 3: 11p.
- Peckyno, R. 2010. Lava flow lobation and margin analysis. M. Sc. Thesis, Oregon State University: 71 pp. Corvallis.
- Perugini, D.; Busa, T.; Poli, G. & Nazzareni, S. 2003. The role of chaotic dynamics and flow fields in the development of disequilibrium textures in volcanic rocks. *Journal of Petrology*. Vol. **44**, N° 4: 733-756.
- Putirka, K. D. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in mineralogy and geochemistry*. Vol. **69**, N° 1: 61-120.

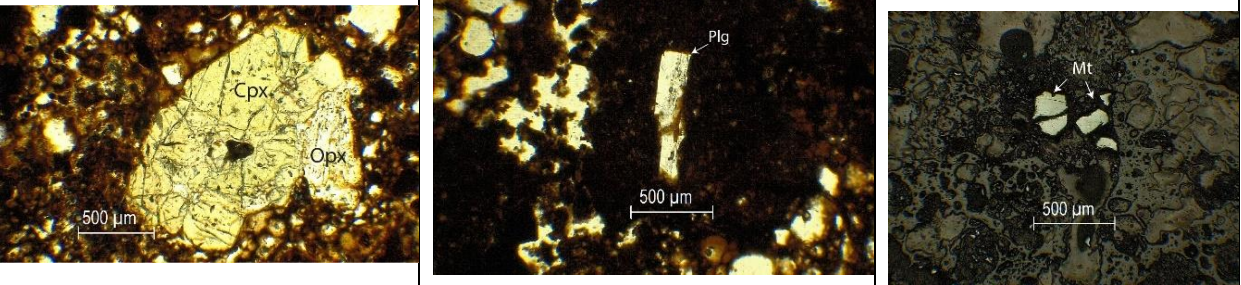
- Renjith, M. L. 2014. Micro-textures in plagioclase from 1994–1995 eruption, Barren Island Volcano: evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone. *Geoscience frontiers*. Vol. **5**, N° 1: 113-126.
- Ridolfi, F. 2021. Amp-TB2: an updated model for calcic amphibole thermobarometry. *Minerals*. Vol. **11**, N° 324: 9 pp.
- Ridolfi, F. & Renzulli, A. 2012. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130° C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **163**: 877-895.
- Ruefer, A. C.; Befus, K. S.; Thompson, J. O. & Andrews, B. J. 2021. Implications of multiple disequilibrium textures in quartz-hosted embayments. *Frontiers in Earth Science*. Vol. **9**, N° 742895: 13 pp.
- Shamloo, H. I. & Grunder, A. L. 2023. Magma mingling and ascent in the minutes to hours before an explosive eruption as recorded by banded pumice. *Geology*. Vol. **51**, N° 10: 957-961.
- Siegers, A.; Pichler, H. & Zeil, W. 1969. Trace element abundances in the "Andesita" formation of northern Chile. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **33**, N° 7: 882-887.
- Sigurdsson, H.; Houghton, B.; Rymer, H.; Stix, J. & McNutt, S. 1999. Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press: 1456 pp. San Diego.
- Stern, C. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **31**, N° 2: 161-206. Santiago.
- Thorpe, R. S.; Potts, P. J. & Francis, P. W. 1976. Rare earth data and petrogenesis of andesite from the North Chilean Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **54**, N° 1: 65-78.
- Tsuchiyama, A. 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to mineralogy and petrology*. Vol. **89**, N° 1: 1-16.
- Tsuchiyama, A. 1986. Experimental study of olivine-melt reaction and its petrological implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **29**, N° 1-4: 245-264.
- Ward, K. M.; Zandt, G.; Beck, S. L.; Christensen, D. H. & McFarlin, H. 2014. Seismic imaging of the magmatic underpinnings beneath the Altiplano-Puna volcanic complex from the joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **404**: 43-53.
- Wieser, P.; Petrelli, M.; Lubbers, J.; Wieser, E.; Ozaydin, S.; Kent, A. & Till, C. 2022. Thermobar: An open-source Python3 tool for thermobarometry and hygrometry. *Volcanica*. Vol. **5**, N°2: 349–384.
- Wörner, G.; Escobar, Á. L. L.; Moorbath, S.; Horn, S.; Harmon, R. S. & Davidson, J. 1992. Variaciones geoquímicas, locales y regionales, en el frente volcánico cuaternario de los Andes Centrales (17° 30'–22° 00'S), Norte de Chile. *Revista Geológica de Chile: An international journal on Andean geology*. Vol. **19**, N° 1: 37-56. Santiago.

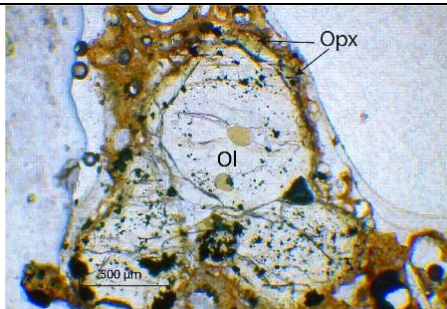
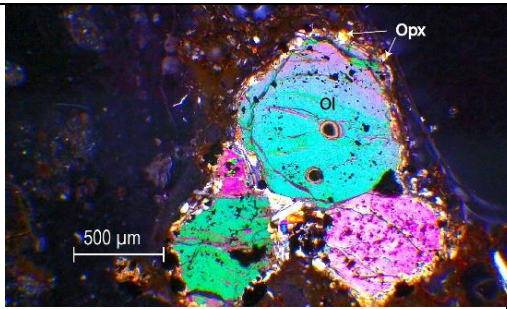
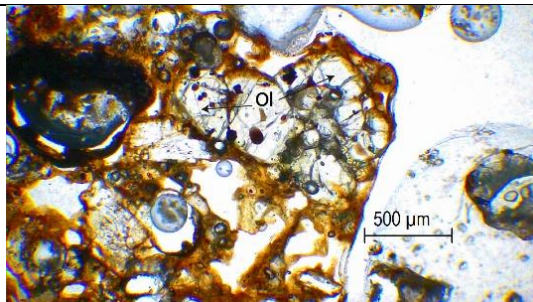
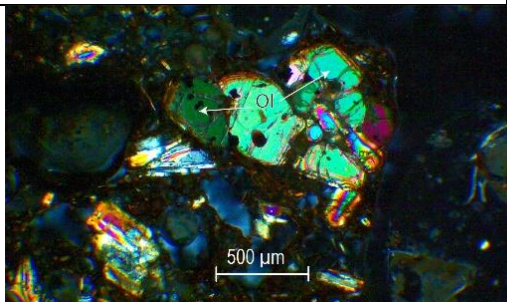
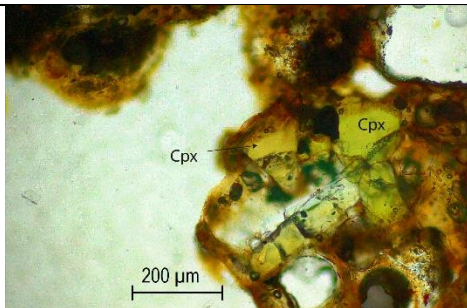
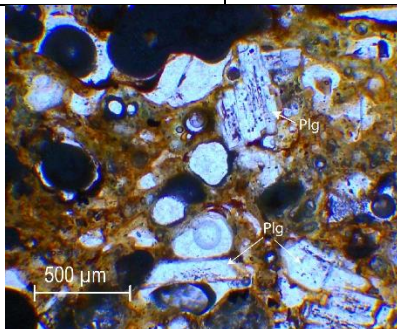
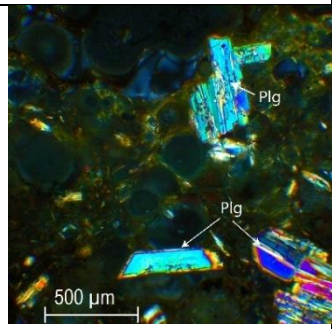
ANEXOS

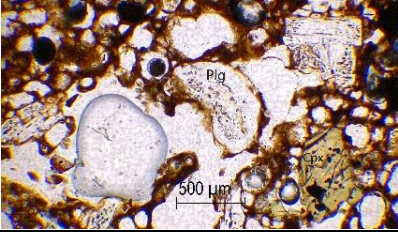
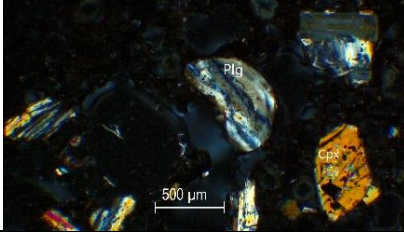
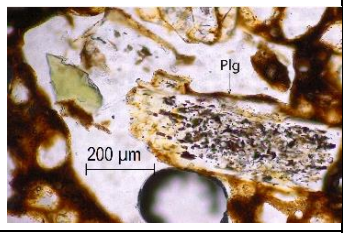
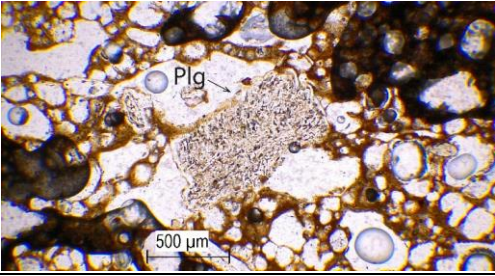
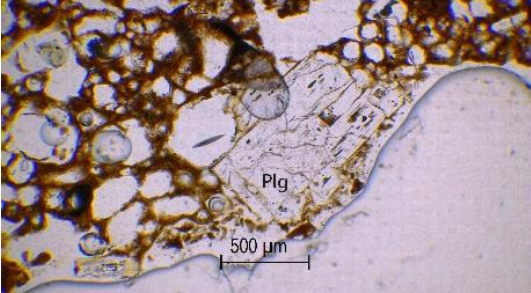
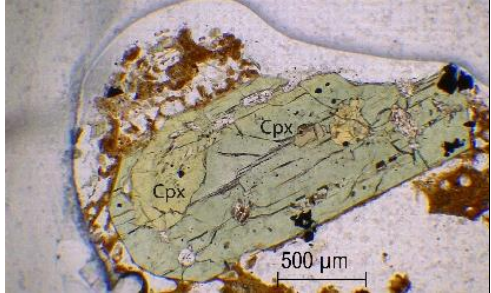
ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo	Página
1 Descripciones detalladas y fotografías de cortes transparentes	62
2 Valores de Mg# para los piroxenos	77
3 Información química de análisis puntuales de microsonda electrónica para olivinos ...	78

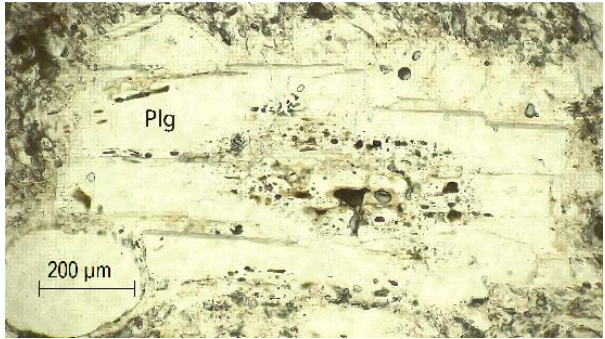
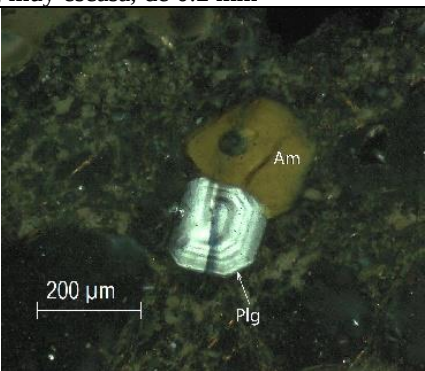
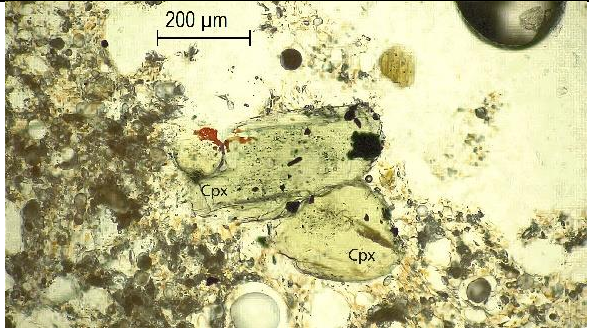
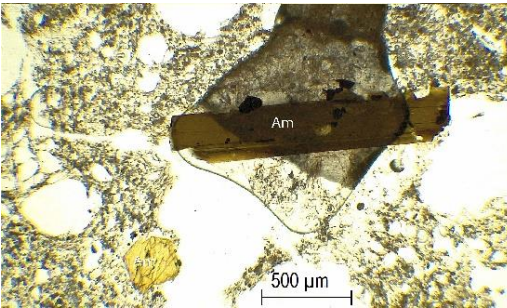
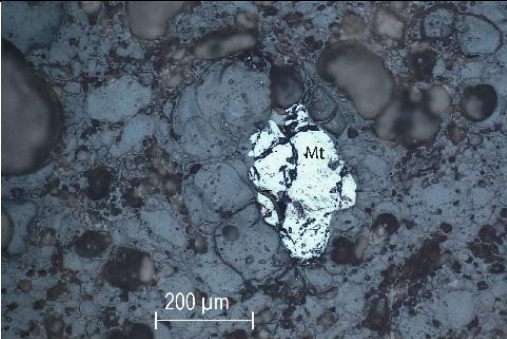
Anexo 1. Descripciones detalladas y fotografías de cortes transparentes.

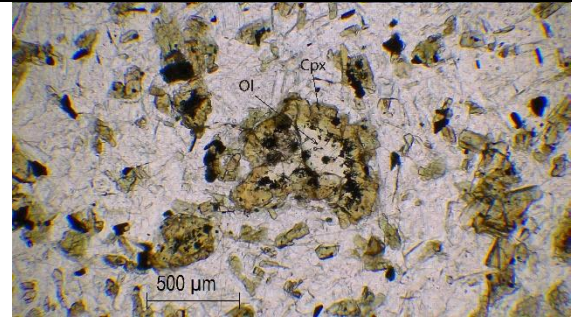
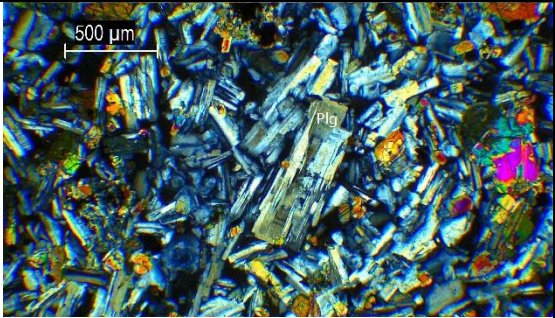
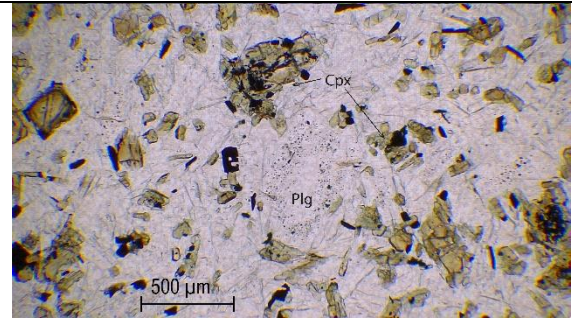
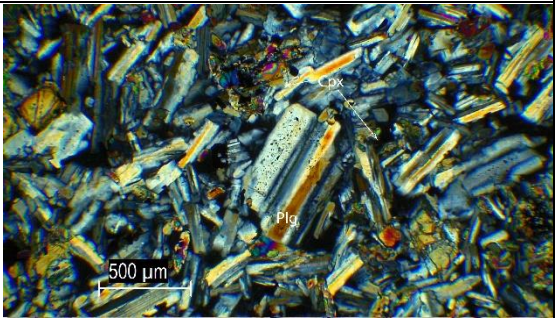
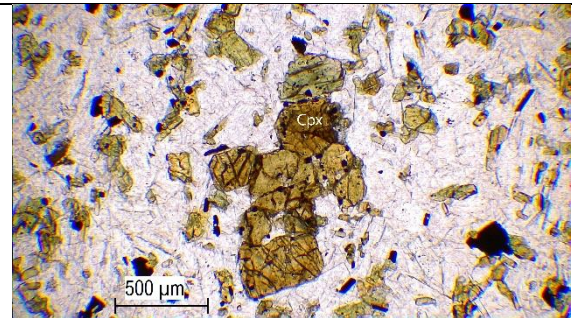
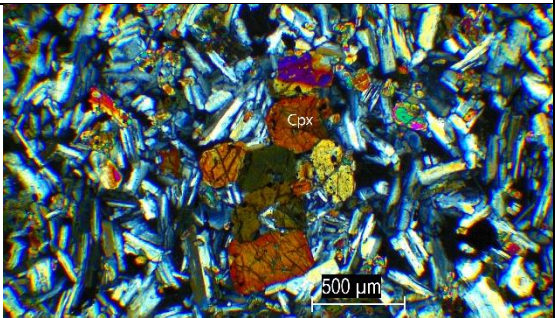
SP-3		
Roca volcánica piroclástica, con textura vesicular. Escoria.		
Componente	%	Descripción
Plg	<1 (0,6)	Los piroclastos de plagioclasa se encuentran predominantemente de forma subhedral, fracturadas y mal preservadas, alcanzando como máximo un tamaño de 1 mm. Es posible reconocer textura sieve media. Las inclusiones fluidas son redondeadas y presentan burbujas de gran tamaño (IF tipo II) paralelas al alargamiento máximo del cristal (IF primarias).
Cpx	2	Los piroxenos presentan formas subhedrales, con hábitos rómbicos predominantemente, altamente fracturados. Los clinopiroxenos se reconocen por sus tonos verdosos en luz polarizada plana y birrefringencia de segundo orden (azules). Alcanzan tamaños de hasta 1,5 mm. Se observan inclusiones fluidas, dispuestas de manera aleatoria, y bordes de reabsorción con piroclastos de piroxenos incrustados dentro de un fenocristal más grande del mismo mineral.
Opx	<1 (0,5)	los ortopiroxenos por sus colores beige y colores de birrefringencia de primer orden (grises). Alcanzan tamaños de hasta 1,5 mm. Se observan inclusiones fluidas, dispuestas de manera aleatoria.
Vidrio	83,1	La matriz está compuesta de vidrio de color café oscuro
Vesículas	13,8	Las vesículas son redondeadas y ovaladas.
Metálico		Grano de magnetita de 0,2 mm
		
Piroxenos LPP		Plagioclasa sieve LPP
		Magnetita
SP-9		
Roca volcánica piroclástica con textura vitrea y matriz altamente vesicular. Escoria.		
Componente	%	Descripción
Plg	10,2	Los piroclastos de plagioclasa presentan formas anhedrales a subhedrales, en estado mal preservado y altamente fracturados. Las texturas de sieve son gruesas y abundantes, y se observa zonación concéntrica y 'a parches'. Adicionalmente, presentan maclas polisintéticas. Las inclusiones fluidas tienen formas redondeadas esféricas, con burbujas que pueden llegar hasta el 30% de su volumen. Estas se encuentran alineadas siguiendo el borde del fenocristal que las contiene (IF primarias).
Ol	1,4	Se encuentran en dos puntos del corte, en piroclastos grandes xenomorfo de morfologías redondeadas, en agregados de aproximadamente 1,5 mm. Se encuentran fracturados y medianamente preservados. Presentan bordes de reacción con piroxenos (cpx).
Cpx	1,8	Los piroxenos son pequeños, verdosos, presentan formas anhedrales, y se encuentran mal preservados. se encuentran principalmente en el borde de los olivinos, con solo 1 grano encontrado fuera de estos.
Vidrio	47,5	El vidrio presenta una coloración café clara parda
Vesículas	39,1	Las vesículas son redondeadas y abundantes

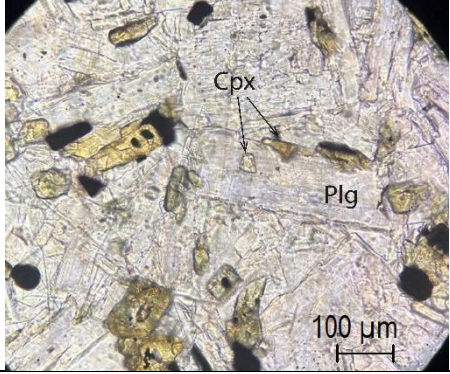
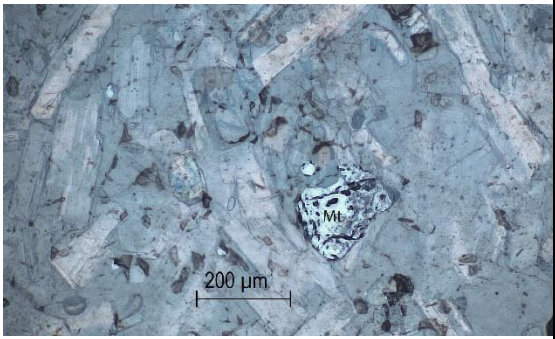
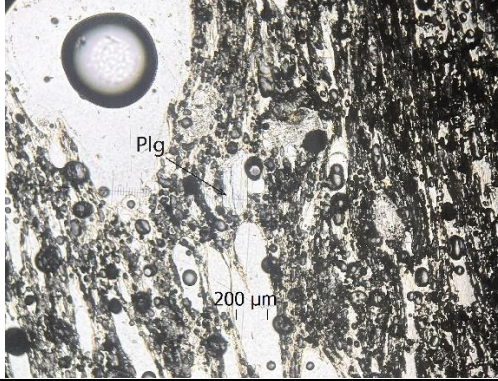
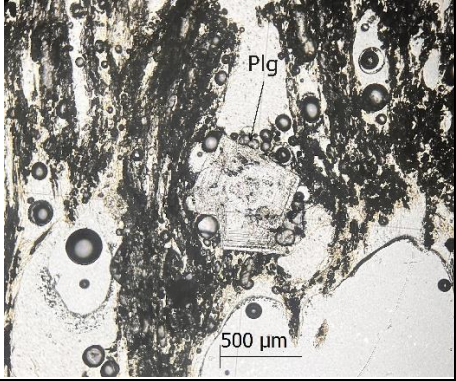
		
Olivinos LPP	Olivinos NC	
		
Olivinos LPP	Olivinos NC	
		
Clinopiroxeno LPP	Plagioclasas LPP	Plagioclasas NC
SP-15		
Roca volcánica piroclástica con matriz vítrica altamente vesicular. Escoria		
Componente	%	Descripción
Plg	7,8	Los piroclastos de plagioclasa presentan formas anhedrales a subhedrales, y se observan medianamente a mal preservadas, alcanzando tamaños máximos de 1 mm. Presentan texturas de tipo sieve media a gruesa, y es posible reconocer zonaciones concéntricas y ‘a parches’, así como también maclas polisintéticas. Las inclusiones fundidas tienen formas alargadas y ameboides y algunas de estas se encuentran ubicadas paralelas al borde del grano que las contiene (IF primarias), mientras que otras están ubicadas de forma aleatoria al interior de éste.
Cpx	2,2	Los piroxenos son más grandes que en los observados en SP-9, presentan forma subhedral a euhedral, hábitos prismáticos cortos, octogonales y cuadradas. Presentan pleocroísmo en tonos verdosos y café. Su tamaño máximo es de 2 mm, tienen zonación a parches, maclas lamelares y simples.
Vidrio	50,2	Vidrio color café oscuro.
Vesículas	39,8	Abundantes vesículas de formas redondeadas, ovaladas y alargadas de 2 mm máximo.

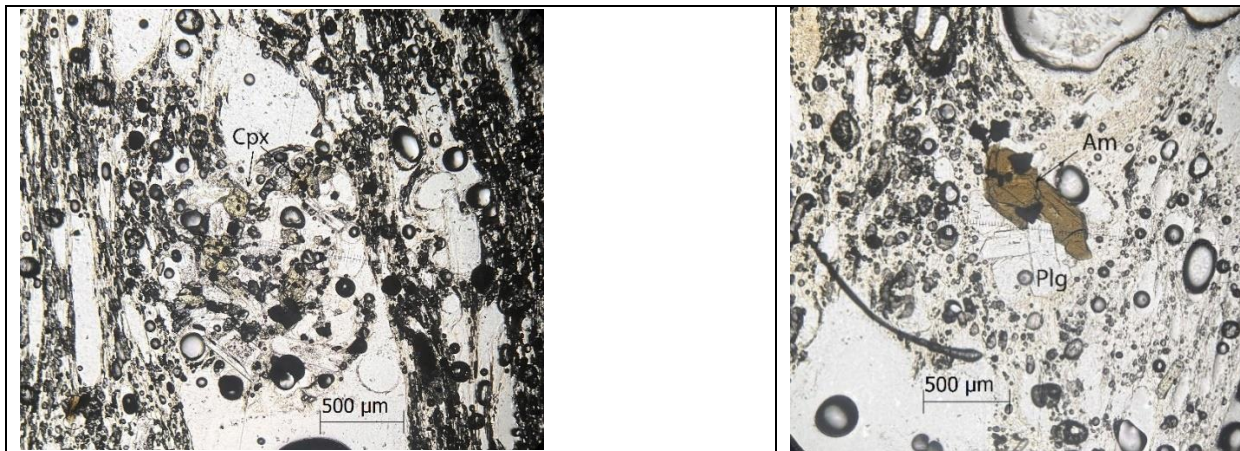
		
Plagioclase zonada LPP	Plagioclase zonada NC	Plagioclase sieve gruesa LPP
		
Plagioclase sieve gruesa LPP		Plagioclase sieve gruesa LPP
		
Plagioclase LPP		Clinopiroxeno LPP

SP-2		
Roca volcánica piroclástica, con matriz vítrica altamente vesicular. Pómez.		
Componente	%	Descripción
Plg	3,1	Los cristales de plagioclase se observan en formas anhedrales a subhedrales, y generalmente mal preservadas. Son escasas, alcanzando tamaños máximos de hasta 1 mm. Presentan textura de sieve media y fina. En algunos granos presenta zonación concéntrica y adicionalmente, se observan maclas polisintéticas. Se pueden apreciar unas pocas inclusiones fundidas en su interior, sin ningún orden determinado (foto) y con ausencia de burbujas.
Am	1,4	La mayoría de los anfíboles presentes tienen formas anhedrales a subhedrales, con algunas pocas excepciones que exhiben una forma euhedral. El hábito varía desde prismas alargados hasta secciones basales con forma de hexágono irregular, siendo estas últimas las predominantes, y presentan colores marrones y parduzcos en luz polarizada plana. Se encuentran en su mayoría fracturados y mal preservados, y alcanzan un tamaño máximo de 1,5 mm.
Cpx	<1 (0,6)	Tienen formas anhedrales, con colores de pleocroísmo en tonos verdes y colores de birrefringencia en tonos azules y rosados, por lo que se clasifica como clinopiroxeno. Se observó en un solo punto del corte, en un agregado de dos granos del mineral de un tamaño de 0,4 mm.
Vidrio	58,6	El vidrio es de color café muy claro
Vesículas	36,3	Las vesículas son abundantes, en su mayoría ovaladas con tamaños de hasta 2 mm.

Metálico		Se reconoce magnetita, muy escasa, de 0.2 mm
		
Plagioclase sieve media LPP		Plagioclase zoned NC
		
Piroxenos LPP		Anfiboles LPP
		
Anfibol LPP		Magnetita
SP-2.2		
Roca ígnea plutónica, microcristalina hipidimórfica equigranular. Gabro.		
Componente	%	Descripción
Plg	80,5	Los cristales de plagioclase se observan con formas euhedrales a anhedrales, habito tabular alargado y se encuentran en su mayoría bien preservadas. Sus tamaños varían ampliamente, alcanzando un máximo de 1,5 mm de largo. Se pudo identificar textura sieve de tipo fina a media, zonación concéntrica y maclas polisintéticas. Las inclusiones fluidas son escasas y muy pequeñas (0,1 mm). Tienen formas redondeadas a alargadas, y siguen dirección paralela al borde del cristal (IF primarias). Presentan burbujas, no mayor al 20% de su volumen (IF tipo I). En algunos granos es posible apreciar textura poiquilítica.

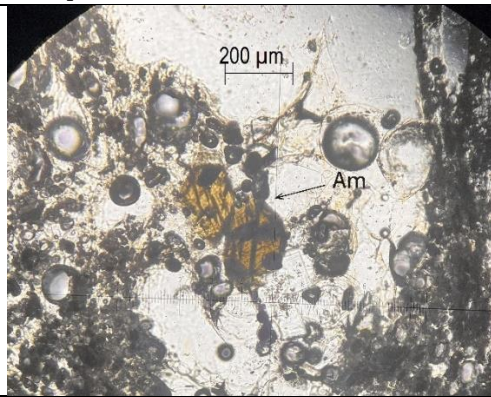
Cpx	18,7	Los piroxenos se encuentran distribuidos mayormente en cúmulos a lo largo de todo el corte, y presentan formas anhedrales a euhedrales y hábitos que van desde octogonales a prismáticos alargados, reconocibles por sus colores de pleocroísmo en tonos verdes y marrones. Se encuentran bien preservados y tienen diversos tamaños, pero alcanzan un máximo de 0,45 mm. Pueden reconocerse inclusiones fluidas, redondeadas a alargadas, sin orientación preferencial, ricas en fluido. Las burbujas no supera el 20% del volumen.
Ol	<1 (0,8)	Se encuentra en dos puntos del corte, siempre rodeado de piroxenos en su borde (foto), y tienen un tamaño de 0,4 mm aproximadamente.
Metálico		Magnetita algunos granos dispersos.
		
Olivino rodeado de piroxenos LPP		Plagioclasa zonada NC
		
Plagioclasa sieve fina LPP		Plagioclasa sieve fina NC
		
Cúmulo de piroxenos LPP		Cúmulo de piroxenos NC

		
Textura poiquilítica LPP		Magnetita
IP-M30		
Roca volcánica piroclástica, con textura vitrofídica con matriz altamente vesicular. Pómez.		
Componente	%	Descripción
Plg	1,5	Los cristales de plagioclasa se observan en formas euhedrales a subhedrales, habito tabular, y medianamente bien preservadas. Son escasas, alcanzando tamaños máximos de hasta 1 mm. Presentan textura de sieve fina. En algunos granos presenta zonación concéntrica y adicionalmente, se observan maclas polisintéticas. Se pueden apreciar unas pocas inclusiones fundidas y fluidas en su interior, las más grandes con formas alargadas a circulares, y también ameboides. Se presentan en algunos casos paralelas al alargado del mineral (IF primarias) (foto).
Am	1,2	La mayoría de los anfíboles presentes tienen formas euhedral a subhedrales. El hábito varía desde prismas alargados hasta secciones basales con forma de hexágono irregular y rómbica, siendo estas últimas las predominantes, y presentan colores marrones y parduzcos en luz polarizada plana. Se encuentran en su mayoría fracturados y mal preservados, y alcanzan un tamaño máximo de 1 mm.
Cpx	1	Tienen formas euhedrales a subhedrales, mal preservados, con colores de pleocroísmo en tonos verdes y colores de birrefringencia en tonos azules y rosados, por lo que se clasifica como clinopiroxeno. La mayor parte de sus cristales se encuentra en un cúmulo, alcanzando un tamaño máximo de 0,3 mm.
Vidrio	55,3	El vidrio es de color café claro.
Vesículas	41	Las vesículas son abundantes, en su mayoría alargadas con tamaños de hasta 3,3 mm.
Metálico		No se reconoce mineralogía metálica
		
Plagioclasa LPP		Plagioclasa zonada NC



Clinopiroxenos LPP

Anfibol y plagioclasa LPP

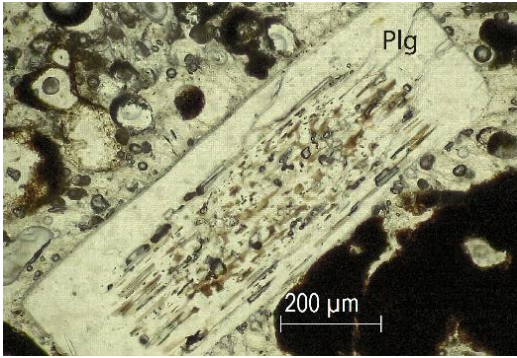
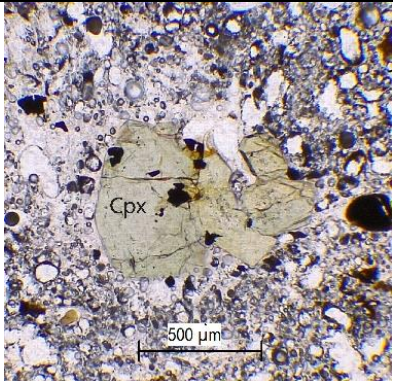
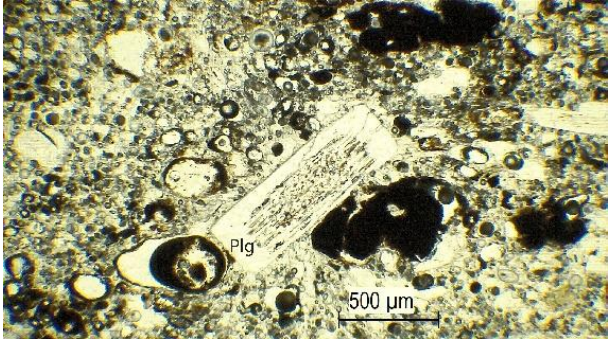
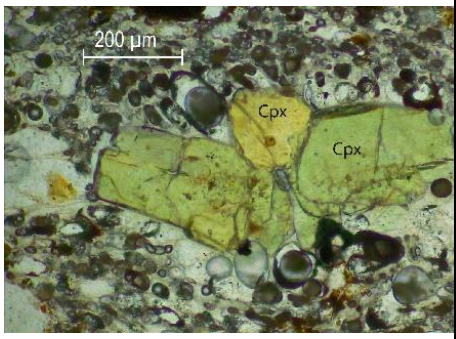


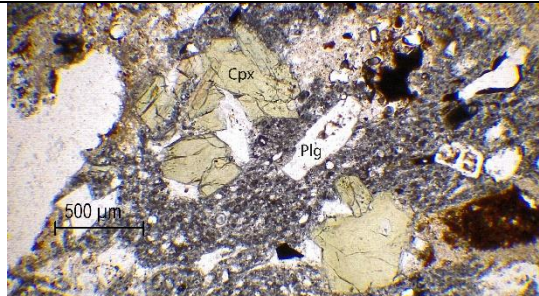
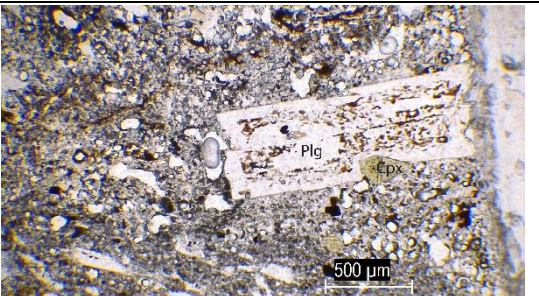
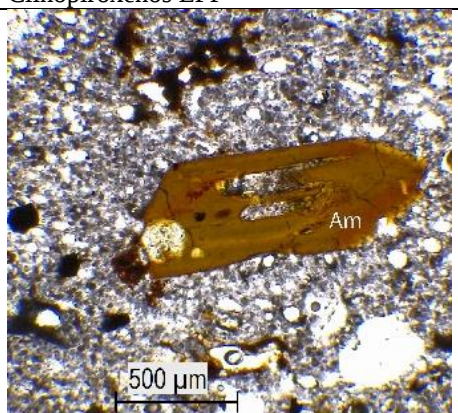
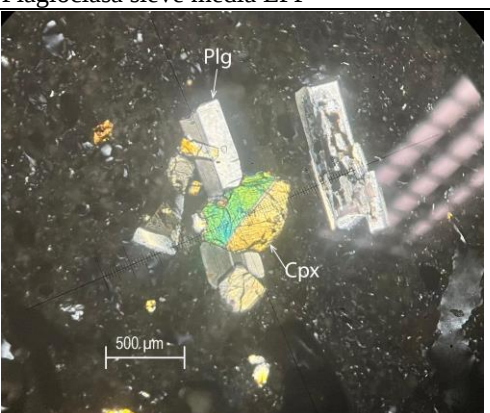
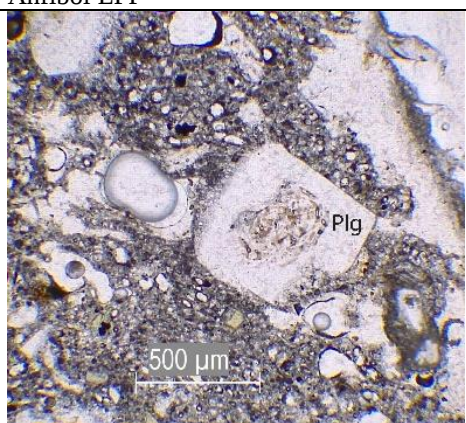
Anfibol LPP

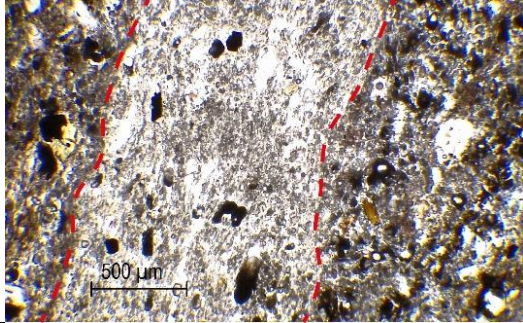
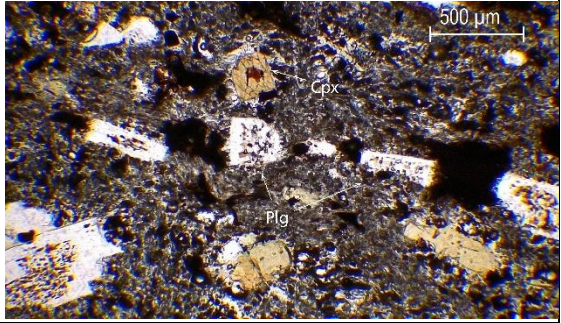
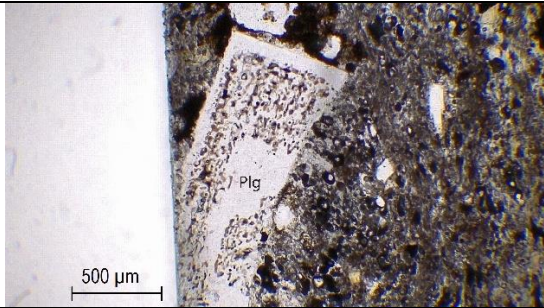
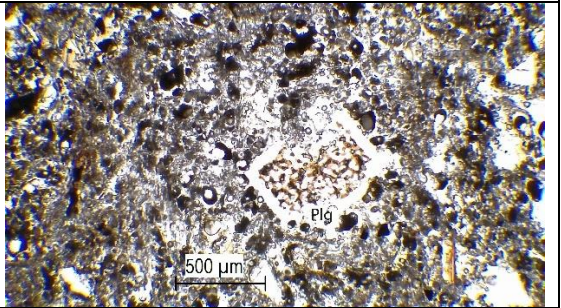
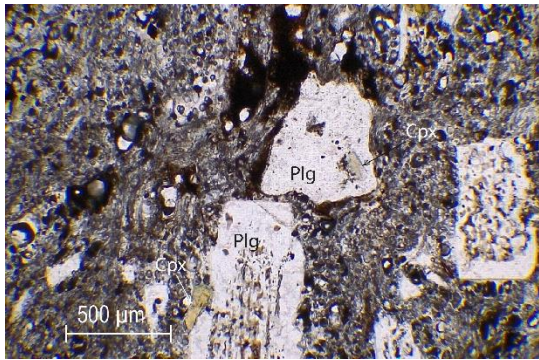
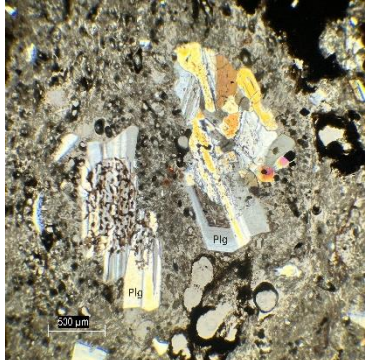
SP-7 (pómez)

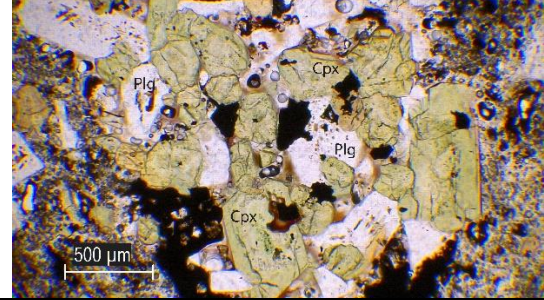
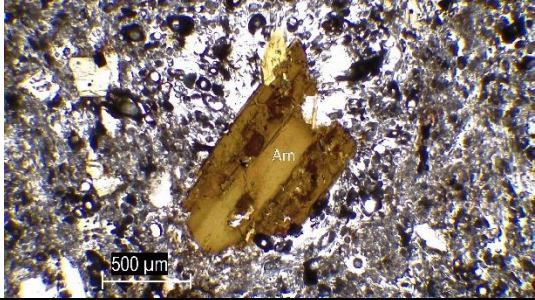
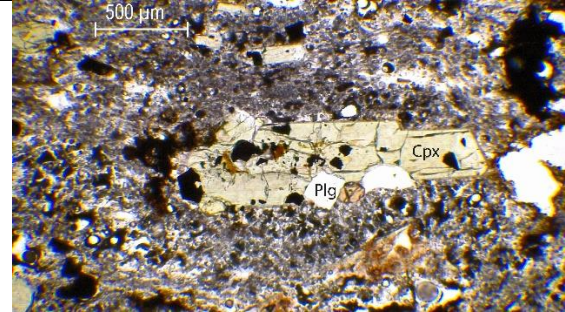
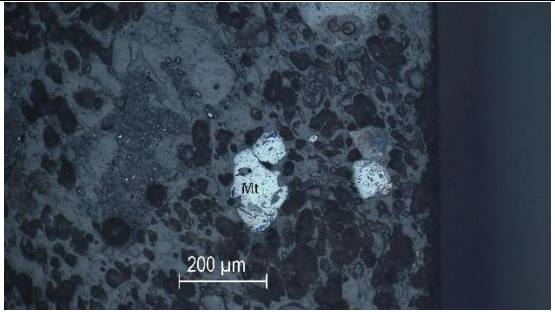
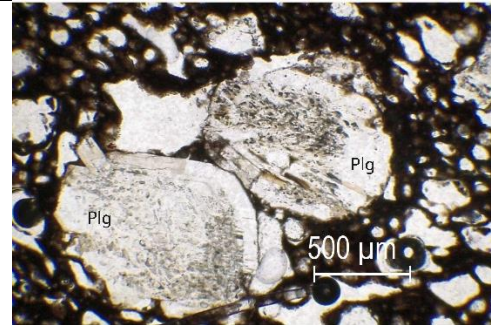
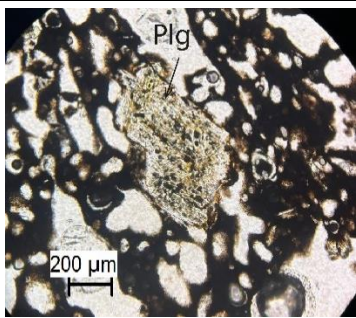
Roca volcánica piroclástica, con textura vitrofídica, de coloración blanquecina. Pómez

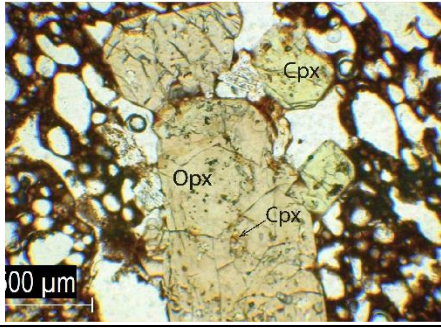
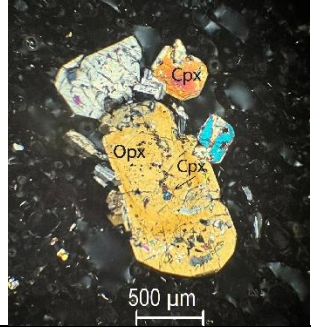
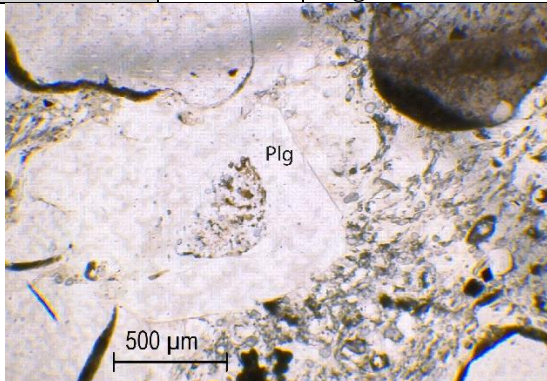
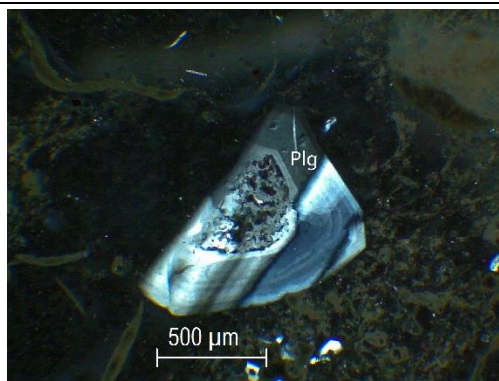
Componente	%	Descripción
Plg	9	Las plagioclases presentan formas variables desde anhedrales a euhedrales, algunas exhibiendo hábito tabular. La mayoría de sus granos se encuentran medianamente a mal preservados, observándose bastante fragmentados, mientras que otros se encuentran mejor preservados. Pueden alcanzar un tamaño máximo de 1,3 mm, y se identificaron texturas sieve de tipo fina a media. Las zonaciones presentes son complejas, desde oscilatorias hasta más 'a parches', y se observaron maclas polisintéticas. Las inclusiones fundidas son abundantes, de formas alargadas, redondeadas y ameboides, con burbujas en su interior que pueden llegar hasta el 40% de su volumen, y se encuentran orientadas paralelas al borde del cristal (IF primarias). Las inclusiones fluidas son menos frecuentes, sus burbujas ocupan el 20% de su volumen total, y no se distribuyen siguiendo orientaciones preferenciales.
Cpx	3	Los piroxenos se encuentran en cúmulos distribuidos a lo largo del corte. Los clinopiroxenos tienen formas anhedrales a subhedrales, en secciones basales cuadradas principalmente, y presentan colores verdosos. Su grano de mayor tamaño alcanza los 0,5 mm, y es posible observar macla simple.
Am	<1 (0,5)	los anfíboles exhiben una forma subhedral a euhedral, de hábito prismático alargado y color café oscuro. Estas se encuentran bien preservadas, y alcanzan un tamaño de hasta 0,5 mm.
Vidrio	70,8	Vidrio café claro a incoloro

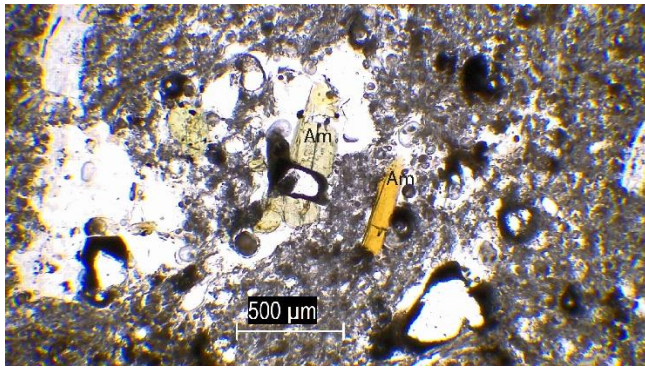
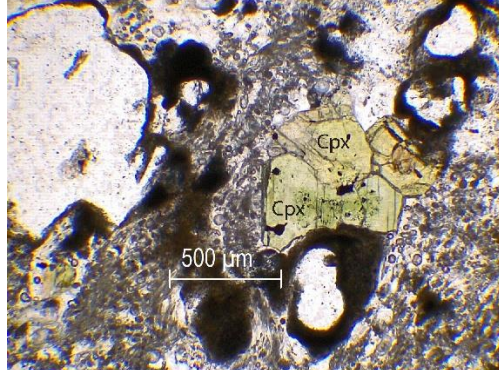
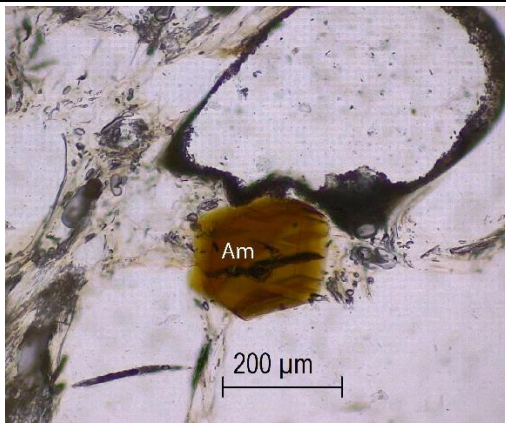
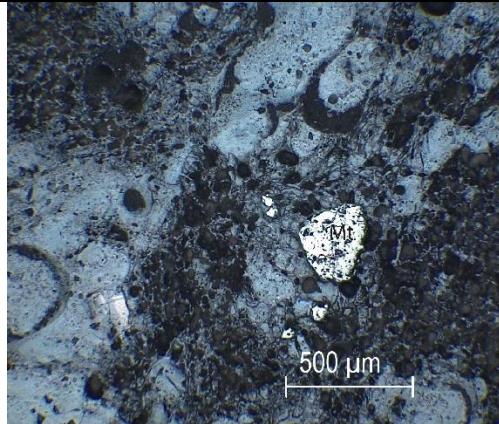
Vesículas	16,7	Vesículas de formas redondeadas y ovaladas de 1 mm máximo.
		
Plagioclase sieve media LPP		Cúmulo de clinopiroxeno LPP
		
Plagioclase sieve media LPP		Cúmulo de clinopiroxeno LPP
SP-7 (Escoria)		
Roca volcánica piroclástica de coloración más oscura. Escoria		
Componente	%	Descripción
Plg	14,1	Las plagioclasas tienen formas anhedrales a subhedrales, medianamente a bien preservadas. Su tamaño máximo observado fue de 1 mm. Presenta textura sieve fina a media, zonación concéntrica y 'a parches' y maclas polisintéticas y simples. Las inclusiones fundidas son más bien escasas, con burbujas que alcanzan hasta el 30% de su volumen, y se pueden encontrar distribuidos en dirección preferencial paralela al borde del cristal, así como también dispersos aleatoriamente al interior de él.
Cpx	2,8	Los piroxenos son anhedrales a subhedrales, y se encuentran en cúmulos principalmente. Se muestran en colores levemente verdosos y se encuentran bien preservados. Su tamaño máximo es de 0,7 mm y es posible reconocer zonación concéntrica y 'a parches', además de reconocer maclas simples.
Am	1,4	Los anfíboles son anhedrales a subhedrales, de formas prismáticas alargadas en predominancia, con algunos granos basales hexagonales menos frecuentes. Sus colores son marrones y pardos principalmente, siendo algunos de ellos de tonos más verdosos. Se encuentran medianamente a bien preservados, y poseen un tamaño máximo de 1,2 mm.
Vidrio	70,7	La matriz está compuesta de vidrio de un tono café más oscuro que el de la pómez que lo recibe, llegando a tonos grisáceos.
Vesículas	11	Las vesículas son menos frecuentes y de menor tamaño, llegando a 0,1 mm máximo.

			
Clinopiroxenos LPP		Plagioclasa sieve media LPP	
			
Anfibol LPP		Maclas simples en plagioclasa y piroxeno NC	
			
Plagioclasa zonada LPP		Plagioclasa zonada NC	
SP-7.2			
Roca volcánica piroclástica con textura vitrofídica y presencia de bandeamiento. Pómez.			
Componente	%	Descripción	
Plg	7,7	Plagioclasa: los piroclastos de plagioclasa tienen formas anhedrales a subhedrales, con un hábito tabular y medianamente bien preservadas. Pueden alcanzar 1,5 mm de largo máximo. Se observa textura sieve desde fina a muy gruesa, que llega a destruir casi en su totalidad a algunos granos, así como también textura poiquilítica. Es posible observar zonación concéntrica oscilatoria y ‘a parches’, y también maclas polisintéticas. Las inclusiones fundidas son abundantes, de formas alargadas y ameboides, ricas en fundido con burbujas que pueden llegar hasta el 20 % de su volumen. Algunas de ellas se pueden encontrar siguiendo la dirección paralela al borde cristalino que las contiene, mientras que otras pueden observarse dispersas sin orientación preferencial. Se observaron bordes de reabsorción. Los piroclastos de plagioclasa se encuentran distribuidos espacialmente de forma que trazan un bandeamiento en la roca.	

Cpx	2,9	Los piroxenos tienen formas anhedrales a subhedrales, con formas prismáticas alargadas y algunos octogonales, bien preservados. Presenta leves tonos verdosos y un largo de hasta 1,75 mm. Internamente fue posible reconocer textura poiquilítica englobando granos de piroxenos y cuarzo, zonación concéntrica y 'a parches', y maclas lamelares. Las inclusiones fluidas presentes son redondeadas, con burbujas ricas en fluido.
Am	<1 (0,6)	Los anfíboles tienen formas anhedrales a subhedrales, hábitos prismáticos alargados y cortos, y se encuentran medianamente mal preservadas. Tienen colores marrones pardos y un tamaño máximo de 1 mm.
Vidrio	81,6	El vidrio que varía desde un café claro a oscuro a través de las bandas
Vesículas	7,1	Las vesículas pequeñas de formas redondeadas y tamaños de hasta 0,3 mm
Metálicos		Magnetita
		
Bandeamiento LPP		Plagioclasas orientadas LPP
		
Plagioclase sieve medio-grueso LPP		Plagioclase sieve grueso LPP
		
Plagioclase textura poiquilítica LPP		Plagioclase zonada NC

		
Cúmulos de clinopiroxenos LPP		Anfibol LPP
		
Clinopiroxeno textura poiquilítica LPP		Magnetita
SP-8		
Roca volcánica piroclástica, con textura vitrofídica, y una matriz altamente vesicular. Escoria.		
Componente	%	Descripción
Cpx	2,1	Los piroxenos tienen formas anhedrales. Los clinopiroxenos tienen hábitos prismáticos cortos, colores verdosos y fracturados. Se encuentran casi siempre en conjunto con ortopiroxenos.
Opx	4,3	Los ortopiroxenos tienen hábitos prismáticos cortos ortogonales y cuadrados, y colores rosa pálido. Se observan altamente fracturados. Se pudo observar textura poiquilítica (opx engloba cpx en interior), zonación a parches, maclas simples y lamelares. Las inclusiones fundidas son de forma alargada y ameboide dispuestos de forma aleatoria.
Plg	4,8	los piroclastos de plagioclasa son escasas y se presentan en formas anhedrales a subhedrales. Se observan mal preservadas y altamente fragmentadas, alcanzando un máximo de 1 mm en su largo. La textura sieve presente es gruesa, destruyendo la mayoría de los granos, y es posible distinguir zonación concéntrica oscilatoria y 'a parches', así como también maclas polisintéticas. Las inclusiones fundidas tienen formas alargadas y ameboides, y estas son ricas en fundido (tipo II).
Vidrio	52,1	El vidrio presenta una coloración café oscura
Vesículas	36,7	Las vesículas son muy abundantes, con formas alargadas y redondeadas
Metálicos		No se pudo reconocer mineralogía metálica.
		

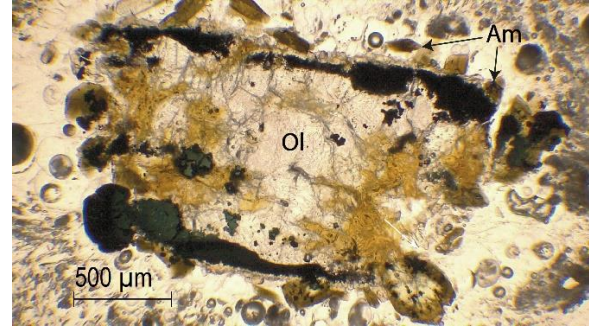
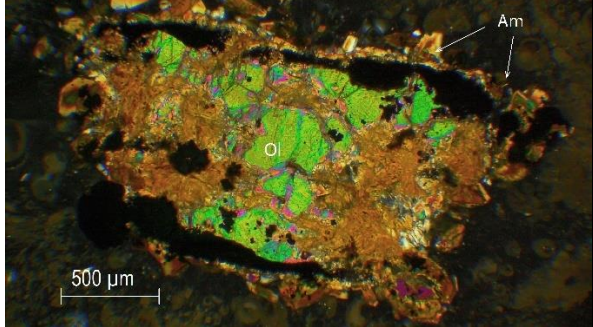
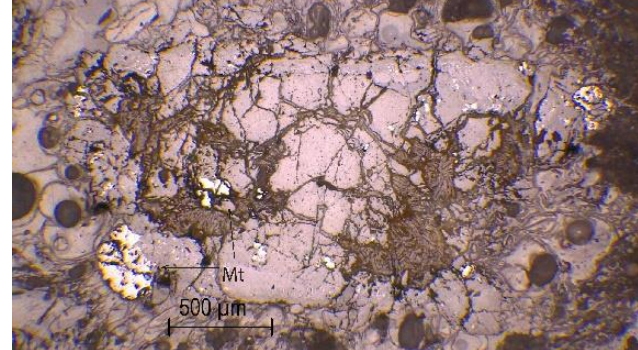
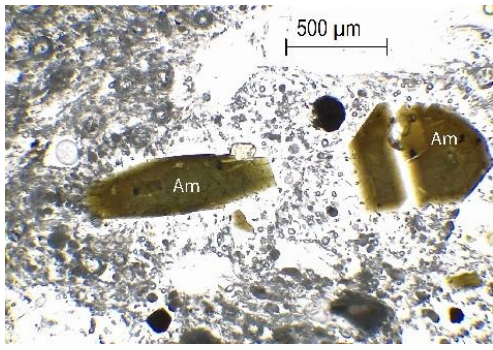
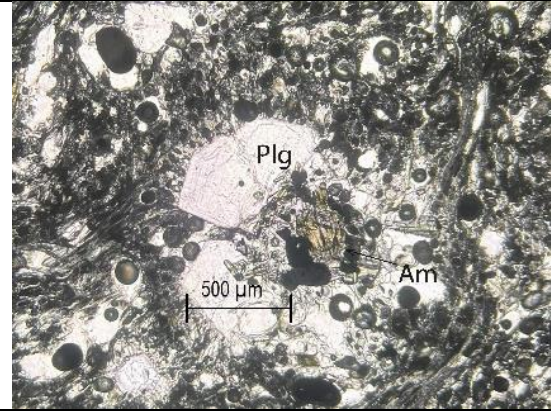
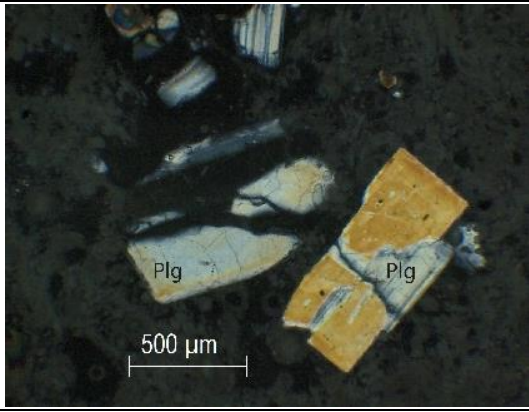
Plagioclasa sieve media LPP		Plagioclasa sieve gruesa LPP
		
Ortopiroxenos textura poikilitica LPP	Ortopiroxenos poikilitica NC	Clinopiroxeno y ortopiroxeno LPP
SP-14		
Roca volcánica piroclástica con textura vitrofídica y presencia de bandeamiento. Pómez.		
Componente	%	Descripción
Plg	8,4	Los piroclastos de plagioclasa tienen formas subhedrales a euhedrales en su mayoría, con algunos granos anhedralos muy escasos, y se encuentran medianamente a mal preservados. Estos granos alcanzan tamaños de hasta 1 mm y exhiben texturas de sieve fina a gruesa. Además, es posible reconocer zonación concéntrica oscilatoria y ‘a parches’, y maclas polisintéticas. Las inclusiones fundidas tienen formas redondeadas y alargadas, son ricas en fundido con burbujas que pueden llegar hasta el 20% de su volumen y se encuentran alineadas paralelas al borde del fenocristal. En menor medida, es posible reconocer inclusiones fluidas, con formas redondas y burbujas que pueden llegar hasta el 30% de su volumen (IF tipo I), y se encuentran distribuidas de manera aleatoria dentro de los piroclastos que la contienen.
Cpx	2,2	Se presentan en cúmulos principalmente, con formas anhedralos a subhedrales y hábitos prismáticos cortos. Los clinopiroxenos son de colores verdosos, y alcanzan hasta 0.6 mm, mientras que los ortopiroxenos son color café claro de hasta 0,2 mm. Fue posible observar zonación concéntrica y a parches, además de maclas simples y lamelares.
Opx	<1 (0,5)	Se presentan en cúmulos principalmente, con formas anhedralos a subhedrales y hábitos prismáticos cortos. Los ortopiroxenos son color café claro de hasta 0,2 mm. Fue posible observar zonación concéntrica y a parches, además de maclas simples y lamelares.
Am	<1 (0,3)	Los anfíboles presentan formas anhedralos a subhedrales, con hábitos de sección basal hexágono irregular y prismático alargado. Son de color marrón a pardo, y tienen un tamaño máximo de 0,4 mm.
Vidrio	60,1	Vidrio color café claro a incoloro
Vesículas	28,5	Vesículas grandes y alargadas, que alcanzan los 2,6 mm.
Metálicos		Magnetita de 0,25 mm.
		

Plagioclasa zonada LPP	Plagioclasa zonada NC
	
Anfiboles LPP	Clinopiroxenos LPP
	
Anfibol LPP	Magnetita

SP-18

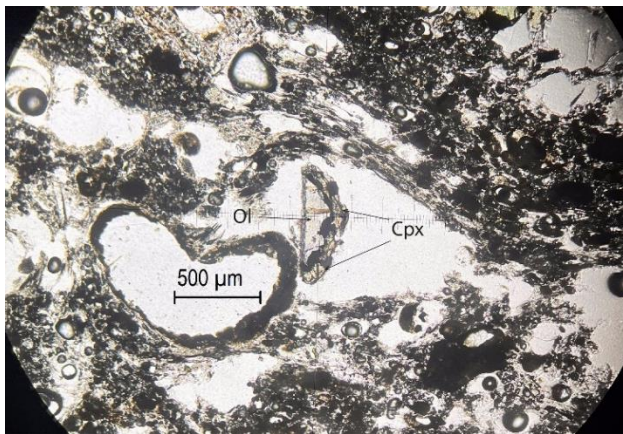
Roca volcánica piroclástica de textura vitrofídica con matriz altamente vesicular. Pómez

Componente	%	Descripción
Plg	10,3	Los piroclastos de plagioclasa tienen formas anhedrales a subhedrales, observándose mal preservados. Se reconoce textura poiquilitica con pequeños granos de piroxenos al interior de algunos piroclastos de plagioclasa. Adicionalmente, se observaron zonación concéntrica oscilatoria, maclas polisintéticas y de tipo Carlsbad. Las inclusiones fluidas presentes son redondeadas y alargadas, con burbujas de hasta 25% de su volumen, distribuidas sin orientación preferencial al interior del mineral, sin embargo, algunas inclusiones se presentan orientadas a lo largo del borde cristalino
Anf	4,5	Los anfiboles son en su mayoría subhedrales a euhedrales, con formas prismáticas alargadas y algunas con forma de hexágono muy irregular, formas rómbicas con doble clivaje, de coloración parda y algunas verdosas
Px	<1 (0,1)	Los piroxenos se encuentran en lugares puntuales, asociado a anfíbol. presentan forma anhedrales a subhedrales y hábitos prismáticos cortos.
Ol	<1 (0,7)	El olivino se encuentra en solo un punto del corte, muy fracturado y rodeado de granos de anfíbol. Su tamaño es de 2 mm.
Vidrio	66,6	Vidrio café claro
Vesículas	17,8	Vesículas alargadas.
Metálicos		se pudo reconocer magnetita bordeando al olivino

	
Olivino rodeado de anfíboles LPP	Olivino rodeado de anfíboles NC
	
Magnetita rodeando a olivino	Anfíboles LPP
	
Plagioclasa zonada LPP	Plagioclasa zonada NC

IP-M18		
Roca volcánica piroclástica de textura vitrofídica con matriz vesicular. Pómez		
Componente	%	Descripción
Plg	6,5	Los piroclastos de plagioclasa tienen formas euhedrales, observándose medianamente a mal preservados, y con un máximo de 1,5 mm de largo. Presenta textura sieve muy gruesa, llegando a destruir gran parte de algunos granos, y adicionalmente, se observó zonación concéntrica oscilatoria, maclas polisintéticas y de tipo Carsbard. Las inclusiones fundidas presentes son irregulares, ricas en fundido y algunas de ellas tienen burbujas de hasta 20% de su volumen.
Cpx	4,3	Los piroxenos presentan formas euhedrales, mayoritariamente bien preservados y levemente fracturados, de hasta 0,5 mm. Se reconoce macla simple. Se observan inclusiones fundidas ricas en líquido, con burbujas que pueden llegar hasta el 25% de su volumen

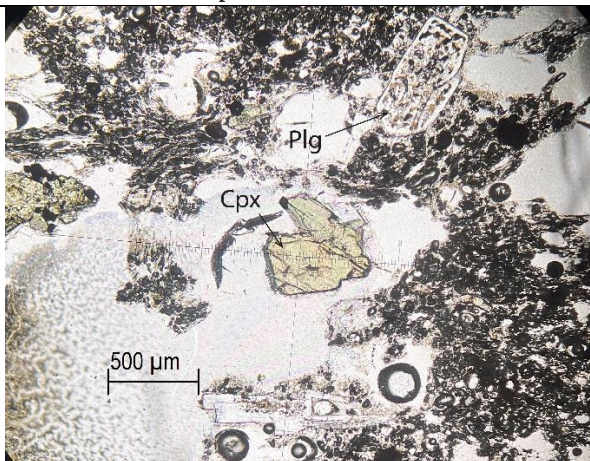
Am	2	Los anfíboles se presentan euhedrales a anhedrales, y se encuentran mayoritariamente bien preservados, alcanzando un máximo de 0,7 mm.
Ol	<1 (0,1)	El olivino se encuentra en solo una zona, rodeado de piroxenos
Vidrio	68,9	El vidrio es café claro
Vesículas	18,3	Las vesículas son más bien redondeadas y alargadas
Metálicos		Se reconoce magnetita.



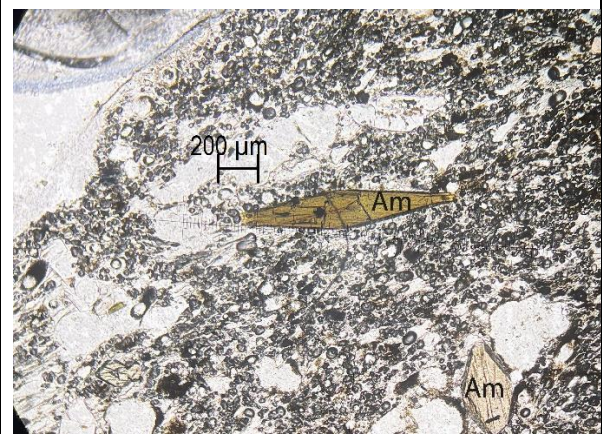
Olivino rodeado de piroxenos LPP



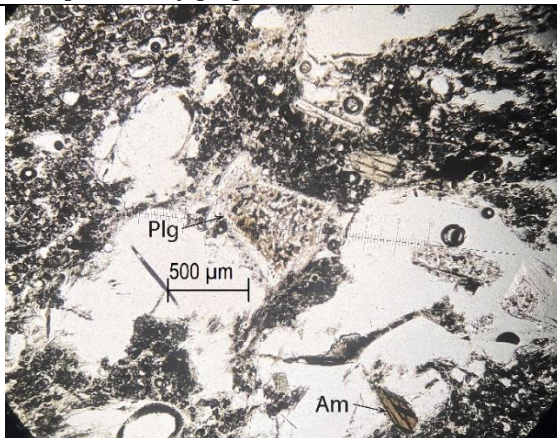
Olivino rodeado de piroxenos NC



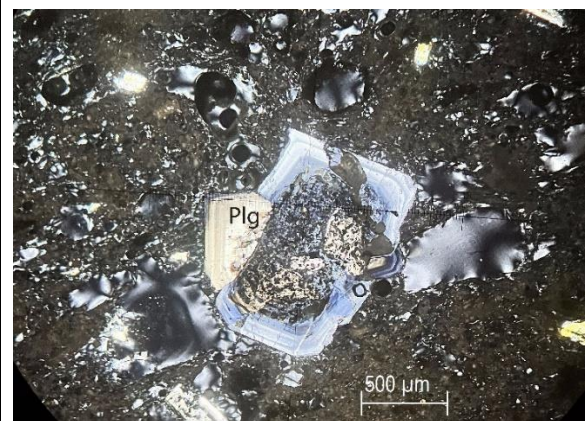
Clinopiroxenos y plagioclasa sieve LPP



Anfíboles LPP



Plagioclasa sieve gruesa LPP



Plagioclasa zonada NC

Anexo 2. Valores de Mg# para los piroxenos.

Muestra	SiO₂	Al₂O₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	TiO₂	Cr₂O₃	Mg#
SP-8	51,96	2,84	7,52	0,14	16,48	19,83	0,40	0,01	0,57	0,25	0.80
SP-8	52,44	2,37	7,08	0,16	17,16	19,74	0,32	0,00	0,45	0,27	0.81
SP-8	52,22	2,22	8,30	0,23	15,83	20,27	0,36	0,00	0,57	0,00	0.77
SP-8	51,25	3,31	7,97	0,18	15,58	20,50	0,36	0,01	0,69	0,15	0.78
SP-8	51,39	3,25	8,24	0,19	15,44	20,22	0,39	0,01	0,67	0,19	0.77
SP-8	51,96	2,74	8,56	0,22	16,38	19,04	0,42	0,01	0,54	0,13	0.77
SP-8	51,37	3,34	7,17	0,15	16,11	20,43	0,35	0,01	0,60	0,47	0.80
SP-8	54,81	1,34	12,83	0,28	28,90	1,49	0,04	0,01	0,18	0,12	0.80
SP-8	53,33	2,67	14,58	0,30	27,27	1,47	0,05	0,01	0,31	0,01	0.77
SP-8	51,13	3,39	8,57	0,20	15,84	19,70	0,37	0,01	0,67	0,11	0.77
SP-8	51,71	3,21	6,89	0,12	16,12	20,60	0,37	0,01	0,59	0,37	0.81
SP-8	54,83	1,80	13,85	0,27	28,25	0,41	0,08	0,00	0,25	0,25	0.78
SP-8	53,86	1,22	15,96	0,37	26,66	1,59	0,04	0,00	0,24	0,05	0.75
SP-8	55,34	1,68	14,35	0,32	26,17	1,57	0,18	0,08	0,27	0,05	0.76
SP-8	55,44	1,67	13,07	0,26	28,98	0,17	0,02	0,00	0,21	0,16	0.80
SP-9	54,35	0,76	16,17	0,46	26,19	1,76	0,03	0,00	0,30	0,00	0.74
SP-9	52,22	1,74	9,06	0,29	16,27	19,44	0,33	0,00	0,67	0,00	0.76
SP-9	52,05	1,78	9,22	0,25	16,24	19,37	0,38	0,01	0,68	0,02	0.76
SP-9	53,82	1,38	15,63	0,43	26,36	1,88	0,03	0,00	0,45	0,02	0.75
SP-9	53,90	1,09	16,09	0,44	26,33	1,70	0,04	0,00	0,38	0,03	0.74
SP-9	53,84	1,03	16,57	0,47	25,81	1,83	0,05	0,00	0,37	0,02	0.74
SP-9	53,77	1,22	16,27	0,43	25,87	1,95	0,05	0,00	0,38	0,05	0.74
SP-18	53,98	0,53	19,63	1,05	23,86	0,80	0,01	0,01	0,14	0,00	0.68
SP-18	53,69	1,40	17,06	0,52	26,11	0,98	0,02	0,00	0,18	0,03	0.73
IP-M18	53,19	2,21	14,76	0,34	27,68	1,41	0,03	0,00	0,26	0,10	0.77
IP-M18	52,28	1,28	8,42	0,35	16,13	20,77	0,28	0,00	0,39	0,02	0.77
IP-M18	54,86	0,92	13,88	0,24	28,25	1,46	0,02	0,00	0,16	0,12	0.78
IP-M18	53,78	1,04	17,04	0,43	26,08	1,40	0,04	0,00	0,10	0,01	0.73
IP-M18	50,53	3,25	8,46	0,17	14,83	21,17	0,38	0,00	0,78	0,33	0.76
IP-M18	52,81	1,80	15,95	0,36	27,37	1,32	0,05	0,00	0,27	0,03	0.75
IP-M18	50,88	3,30	8,16	0,18	15,68	20,60	0,34	0,00	0,67	0,14	0.77
IP-M18	50,03	3,62	9,52	0,23	14,68	20,63	0,45	0,00	0,78	0,03	0.73
IP-M18	51,87	3,93	12,48	0,20	29,77	0,99	0,03	0,02	0,26	0,36	0.81
IP-M18	52,75	2,28	15,19	0,32	27,67	1,39	0,02	0,02	0,24	0,08	0.76
IP-M18	53,51	0,92	16,29	0,51	27,43	0,97	0,03	0,01	0,18	0,01	0.75
IP-M30	51,87	1,72	9,32	0,34	16,30	19,63	0,37	0,03	0,40	0,00	0.76
IP-M30	50,79	3,25	9,15	0,15	14,79	20,65	0,39	0,02	0,68	0,00	0.74
IP-M30	52,74	1,14	19,42	0,60	24,38	1,28	0,06	0,02	0,30	0,00	0.69

Anexo 3. Información química de análisis puntuales de microsonda electrónica para olivinos.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	K ₂ O	CaO	Na ₂ O	Total	Ca (ppm)	Mn (ppm)	Fo
SP-9	38,41	0,01	0,00	0,03	22,18	0,35	38,90	0,00	0,12	0,01	100	891,01	2674,4	75,76
SP-9	39,28	0,04	0,01	0,01	18,17	0,25	42,09	0,00	0,15	0,00	100	1093,00	1907,4	80,50
SP-9	38,54	0,00	0,01	0,02	21,19	0,35	39,75	0,00	0,12	0,01	100	866,96	2734,4	76,97
SP-9	38,66	0,00	0,00	0,02	20,62	0,30	40,23	0,00	0,14	0,03	100	996,71	2344,0	77,66
SP-9	38,39	0,01	0,02	0,02	23,04	0,41	37,94	0,00	0,13	0,05	100	931,72	3175,4	74,59
SP-9	38,60	0,00	0,02	0,02	21,24	0,35	39,63	0,00	0,13	0,02	100	894,90	2703,1	76,88
SP-9	38,06	0,00	0,02	0,01	23,98	0,41	37,36	0,00	0,16	0,00	100	1156,44	3190,6	73,18
SP-9	38,50	0,01	0,01	0,00	21,23	0,32	39,81	0,00	0,14	0,00	100	996,57	2494,5	76,97
SP-9	38,55	0,03	0,00	0,00	21,15	0,29	39,85	0,00	0,13	0,01	100	905,72	2208,3	77,05
SP-9	38,59	0,03	0,01	0,01	21,51	0,31	39,40	0,01	0,14	0,00	100	1009,8	2421,4	76,55
SP-9	38,50	0,00	0,01	0,00	21,38	0,30	39,68	0,00	0,13	0,00	100	905,92	2346,9	76,78
SP-9	38,71	0,02	0,01	0,00	21,42	0,31	39,41	0,00	0,13	0,00	100	922,60	2402,6	76,63
SP-9	38,61	0,01	0,01	0,00	21,16	0,31	39,78	0,01	0,13	0,01	100	896,43	2363,5	77,01
SP-9	38,54	0,02	0,00	0,00	21,24	0,33	39,75	0,00	0,13	0,00	100	897,30	2518,9	76,94
SP-9	38,47	0,00	0,01	0,00	21,26	0,32	39,81	0,01	0,13	0,00	100	917,38	2492,9	76,95
SP-18	38,72	0,01	0,00	0,02	20,62	0,60	39,96	0,00	0,05	0,01	100	389,58	4682,3	77,54
SP-18	39,54	0,01	0,01	0,01	15,76	0,27	44,28	0,00	0,09	0,03	100	638,02	2120,3	83,35
SP-18	38,94	0,01	0,04	0,06	19,00	0,47	41,35	0,00	0,12	0,01	100	829,88	3666,4	79,50
SP-18	39,11	0,03	0,02	0,04	17,96	0,45	42,36	0,00	0,04	0,01	100	298,40	3449,3	80,78
SP-18	38,93	0,02	0,01	0,04	20,26	0,59	39,74	0,00	0,38	0,02	100,0	2732,85	4593,0	77,26
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO					
IP-M18	36,78	0	0,03	0,04	21,65	0,38	40,80	0,18	0,05	-	100	421,67	2957,0	77,05
IP-M18	39,15	0	0,00	0,02	15,20	0,19	44,97	0,27	0,11	-	100	824,04	1469,2	84,05