



Universidad de Concepción
Facultad de Ciencias Químicas
Departamento Ciencias de la Tierra



DEPÓSITOS DE CAÍDA TEMPRANOS DEL VOLCÁN MONOGENÉTICO LA
PORUÑA (~22°S): PATRONES GEOQUÍMICOS EN ROCA TOTAL,
QUÍMICA MINERAL Y CARACTERÍSTICAS TEXTURALES DE OLIVINO

Memoria para optar al título de Geólogo

Gastón Ignacio Sáez Henríquez

Profesora Patrocinante: Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo
Profesional Guía: Dr. Pablo Antonio Salas Reyes
Profesores Comisión: Dr. Oscar Enrique Figueroa Arriagada
Dr. Osvaldo Patricio González Maurel

Concepción, 2024

“Esta memoria va dedicada a mis papás, quienes siempre creyeron en mí, incluso más que yo mismo...”

ÍNDICE DE CONTENIDO

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
1.6 Agradecimientos.....	7
2. Marco geológico	10
2.1 Generalidades.....	10
2.1 Geomorfología.....	11
2.2.1 Generalidades.....	11
2.3 Marco Geológico Local.....	11
2.3.1 Basamento.....	11
2.3.2 Volcán San Pablo.....	13
2.3.3 Volcán San Pedro.....	14
2.3.4 Volcán La Poruña.....	16
2.4 Geología estructural.....	18
2.5 Morfología y texturas en cristales de olivino.....	20
3. Metodología	23
3.1 Muestreo, separación granulométrica y selección de depósitos piroclásticos....	23
3.1.1 Muestreo.....	23
3.1.2 Tamizaje.....	25
3.2. Microscopía óptica.....	26
3.2.1 Elaboración de secciones delgadas de roca.....	26
3.2.2 Descripción petrográfica.....	26
3.3 Análisis de roca total por FRX.....	27
3.4 Prospección de olivinos e inclusiones fundidas.....	27
3.5 Análisis en química mineral.....	28
4. Resultados	30
4.1 Observaciones de terreno.....	30
4.1.1 Campo de lavas.....	30
4.1.2 Cono piroclástico.....	31
4.1.3 Depósitos de caída asociados a La Poruña.....	32
4.2 Características generales de los depósitos que conforman la Sección 1 (S1).....	34

4.3	Petrografía de fragmentos lapilli de S1.....	38
4.3.1	Inclusiones fundidas en fenocristales de S1.....	40
4.4	Química en roca total de la Sección 1.....	42
4.5	Morfología y texturas en cristales de olivino.....	46
4.5.1	Inclusiones en cristales de olivino.....	49
4.6	Química mineral en fenocristales de olivino y piroxeno.....	51
5.	Discusión.....	56
5.1	Espectro geoquímico en roca total y química mineral en olivino.....	56
5.1.1	Profundidad del magma parental.....	59
5.2	Modelo eruptivo de La Poruña.....	60
5.2.1	Relación del modelo con morfología y texturas en cristales de olivino de S1... ..	63
5.2.2	Episodios eruptivos en La Poruña y relación con zonación química.....	64
5.2.3	Depósitos de fragmentos <i>spatter</i> en el cono de escoria.....	66
6.	Conclusiones.....	70
7.	Referencias.....	71

INDICE DE FIGURAS

Figura

1.1.	Mapa de ubicación y accesos al volcán La Poruña.....	3
2.1.	Fotografía de terreno volcán San Pedro.....	14
2.2	Fotografía de terreno del volcán La Poruña.....	16
2.3	Mapa geológico y estructural regional.....	18
2.4.	Mapa de la cadena volcánica W-E: La Poruña-San Pedro-San Pablo.....	19
2.5.	Información cristalográfica para cristales de olivino.....	20
2.6.	Diagrama esquemático con morfología típica para cristales de olivino en diferentes estadios de su desarrollo cristalino.....	21
3.1.	Ubicación del cono piroclástico y sección 1 (S1) de donde se extrajo las muestras de tefra.....	23
3.2	Afloramiento de la Sección 1 en terreno.....	24
3.3	Equipamiento para separación mecánica y pesado de material piroclástico.....	25
3.4	Elaboración de sección delgada de fragmentos lapilli.....	26
3.5	Equipos y materiales para prospectar cristales de olivino.....	28
4.1	Fotografías de terreno del volcán La Poruña y su campo de lavas.....	30
4.2.	Fotografías asociadas al cono de escoria y cráter.....	32
4.3.	Depósitos de caída asociados al cono.....	33

4.4.	Sección 1 (S1) de material semi-consolidado y estratificado ubicada ~300 m al NE de La Poruña.....	34
4.5.	Columna estratigráfica de S1.....	37
4.6.	Fotomicrografías de fragmentos lapilli de La Poruña en nicoles cruzados.....	39
4.7.	Microfotografías de fenocristales de rocas de S1 con inclusiones fundidas.....	41
4.8.	Diagrama TAS de álcali total vs. sílice.....	43
4.9.	Diagramas de Harker para muestras de La Poruña.....	44
4.10.	Diagramas de elementos traza.....	45
4.11.	Fotografías de cristales de olivino con la cara cristalográfica (021) destacada.....	46
4.12.	Fotografías a la lupa binocular de 4 niveles pertenecientes a la Sección 1.....	48
4.13.	Fotografías de cristales de olivino con inclusiones fundidas.....	50
4.14.	Diagramas composicionales de fenocristales de olivino.....	52
4.15.	Transecta mineral de borde a borde en fenocristal de olivino.....	53
4.16.	Diagrama ternario con datos de fenocristales de piroxeno.....	55
5.1.	Diagramas de Harker seleccionados para muestras de La Poruña.....	56
5.2.	Diagramas de Harker de elementos traza seleccionados para muestras de La Poruña.....	57
5.3.	Columna estratigráfica de la Sección 1, con intervalos P1, P2 y P3.....	62
5.4.	Fotografías de terreno.....	66
5.5.	Imágenes BSE de estudio de Moore et al. (2012).....	68

INDICE DE TABLAS

Tabla

3.1.	Tamices utilizados para la separación del material piroclástico de S1.....	25
4.1.	Petrografía y geoquímica del material piroclástico de S1. Datos de SiO ₂ normalizados a 100% libre de agua.....	40
4.2.	Información de selección manual de cristales de olivino por tramo de S1.....	47
5.1.	Resultados de óxidos seleccionados en roca total, y de química mineral en tramos escogidos de S1.....	60
5.2.	Datos porcentuales de abundancia de cristales del grupo 1 y 2 en tramos seleccionados de S1.....	63

Resumen

La Zona Volcánica Central (ZVC) en el norte de Chile posee la corteza continental más engrosada del mundo en un contexto de arco magmático convergente, con espesores de hasta ~75 km, y con una de las provincias ignimbríticas más grandes registradas. Por esta razón, se ha reconocido que gran parte del volcanismo en esta zona posee una fuerte influencia cortical, con rocas que han sufrido complejos procesos de diferenciación. Sin embargo, existen algunos centros eruptivos que no obedecen del todo a estas condiciones, como es el caso del volcán monogénico La Poruña que exhibe una de las composiciones menos diferenciadas de la ZVC, para el cuál se ha registrado que los magmas que dieron origen a su cono de escoria y campo de lavas tuvieron un ascenso rápido a través de la corteza. Con el objetivo de conocer en mayor profundidad la historia eruptiva del volcán, junto a los procesos magmáticos y corticales que gobernaron su emplazamiento, se propone un estudio detallado de la mineralogía, geoquímica y granulometría de una sección estratificada compuesta por depósitos de caída asociados a La Poruña. Se presentan nuevos datos de geoquímica en roca total, análisis puntual por microsonda (EPMA) en fenocristales de olivino y piroxeno, junto a estudio granulométrico y mineral de las fracciones finas de las tefras en estudio, y la ocurrencia de inclusiones fundidas en cristales magmáticos.

Los resultados de la geoquímica en roca total y química mineral revelan una zonación composicional a lo largo de la columna de tefras, sumado a una zonación en los patrones texturales de olivino, los cuales muestran un comportamiento progresivo en la maduración textural de los cristales, la cual se asocia a la química de los depósitos. Además, el conjunto de análisis granulométrico, textural y composicional en los depósitos de tefra permiten estimar un patrón de evolución en el grado de fragmentación del magma y los estilos eruptivos dominantes en el emplazamiento del volcán La Poruña. Los datos obtenidos en este trabajo permiten sugerir un modelo eruptivo conceptual para explicar la evolución química zonada de los depósitos estratificados de tefra, junto a una estimación en las condiciones de cristalización y ascenso del magma. Adicionalmente, se entrega una interpretación descriptiva del característico color rojizo intenso que muestran los depósitos que cubren la zona superior y el cráter den cono a partir de un enfriamiento post-deposicional, dando un sentido a la distintiva postal que caracteriza el volcán La Poruña.

1. Introducción

1.1 Planteamiento del Problema

El volcán monogenético La Poruña (VLP) se encuentra ubicado en la región de Antofagasta, en el margen noroccidental del complejo volcánico Altiplano-Puna, sobre un basamento ignimbrítico del Mioceno tardío, dentro de un contexto de corteza continental engrosada de entre 50-80km (Beck et al., 1996). Está conformado por un cono de escoria de ~140 m de alto y ~800m de base, con un campo de lavas basalto-andesítico a andesítico que se extiende 8 km hacia el suroeste desde el cono piroclástico (Bertin & Amigo, 2019; González-Maurel et al., 2019; Marín et al., 2020). Estudios radiométricos señalan edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total estimada de $110 \pm 50\text{ka}$, y en masa fundamental de $54 \pm 26\text{ka}$ (Bertin & Amigo, 2019), $92 \pm 34\text{ka}$ y $119 \pm 11\text{ka}$ (González-Maurel et al., 2019).

Se ha descrito que la actividad eruptiva comenzó con la producción de material piroclástico asociado a estilos hawaiano, estromboliano y transicional, que construyó el actual cono de escoria, finalizando con actividad efusiva que culmina con el emplazamiento del campo de lavas (Marín et al., 2020). Donde se ha descrito que la extrusión del flujo se divide en dos pulsos a partir de observaciones de campo y grado de meteorización diferencial (O'Callaghan & Francis, 1986; Marín et al., 2020; Godoy et al., 2023).

Si bien existe una caracterización petrográfica y geoquímica robusta de las lavas (Bertin & Amigo, 2019; González-Maurel et al., 2019; González-Maurel et al., 2019b; Marín et al., 2020; Godoy et al., 2023), junto a descripciones acabadas de las litologías superficiales que componen el cono de escoria (Marín et al., 2020), se desconocen las características composicionales, mineralógicas y texturales de los depósitos de caída tempranos asociados al emplazamiento del cono piroclástico. El acceso a esta información permitiría determinar una posible zonación química de los productos eruptivos, tal como se ha observado en otros volcanes monogenéticos (Németh, 2010; Salas et al., 2021).

Este trabajo propone una caracterización mineralógica, petrográfica, química y textural de los depósitos de caída tempranos preservados en los márgenes circundantes del cono eruptivo, donde se realizó una sección (S1) de 372cm, compuesta por niveles milimétricos a decimétricos de material piroclástico.

Se plantea un estudio petrográfico de seis de los doce niveles de tefra muestreados a lo largo de la sección excavada (S1), junto a análisis geoquímico de elementos mayores y traza por fluorescencia de rayos X (FRX). Adicionalmente, se seleccionarán cuatro muestras de S1 para su tamizaje y separación de las fracciones donde se puedan reconocer cristales monomineral como granos separados para el estudio detallado, vía lupa binocular, de características texturales y morfológicas de cristales de olivino, plagioclasa y piroxeno. Por último, los olivinos serán prospectados para análisis de química mineral mediante microsonda, y en búsqueda la ocurrencia de inclusiones vítreas, para su descripción morfológica y genética.

Los resultados de roca total permitirán aportar nuevos avances en el conocimiento de la actividad explosiva temprana asociada al emplazamiento del cono de escoria, y su eventual zonación y/o evolución química. La prospección morfológica y textural de olivinos e inclusiones fundidas, sumado al análisis químico puntual de los cristales permitirá estimar las profundidades y tasas de ascenso de los magmas.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General

- Determinar la naturaleza composicional, mineralógica y textural de los depósitos de caída asociados al emplazamiento del cono piroclástico del volcán La Poruña, y dilucidar una posible zonación química en sus productos.

1.2.2 Objetivos específicos

- i. Describir y seleccionar las texturas de los depósitos piroclásticos, con el objetivo de estimar el estilo eruptivo asociado a cada etapa efusiva del volcán.
- ii. Caracterizar la composición y petrografía de los fragmentos de tefra que componen los depósitos de caída tempranos.
- iii. Determinar las variaciones composicionales en fenocristales de olivino y piroxeno de diferentes niveles de S1, mediante transectas minerales de borde a borde.

- iv. Determinar las características texturales y morfológicas de cristales de olivino en diferentes niveles de la sección. Adicionalmente, determinar la ocurrencia de inclusiones fluidas y vítreas, y caracterizarlas según tamaño y componentes.

1.3 Ubicación y Accesos

El volcán monogénético La Poruña se ubica a 315km al noreste de la ciudad de Antofagasta, provincia de El Loa, en la región de Antofagasta. Para acceder al volcán se debe tomar la ruta 26 desde Antofagasta hasta la ruta 5 norte, para luego tomar la ruta 25 hasta la ciudad de Calama. Desde Calama restan 91km por la ruta 21 hasta el volcán que se ubica al borde de la carretera. El cono piroclástico se encuentra coordinado en $21^{\circ}54'43''S$ y $68^{\circ}31'42''W$ en la rivera este del río Loa y al oeste de los volcanes San Pedro y San Pablo, dentro de la cordillera prealtiplánica.

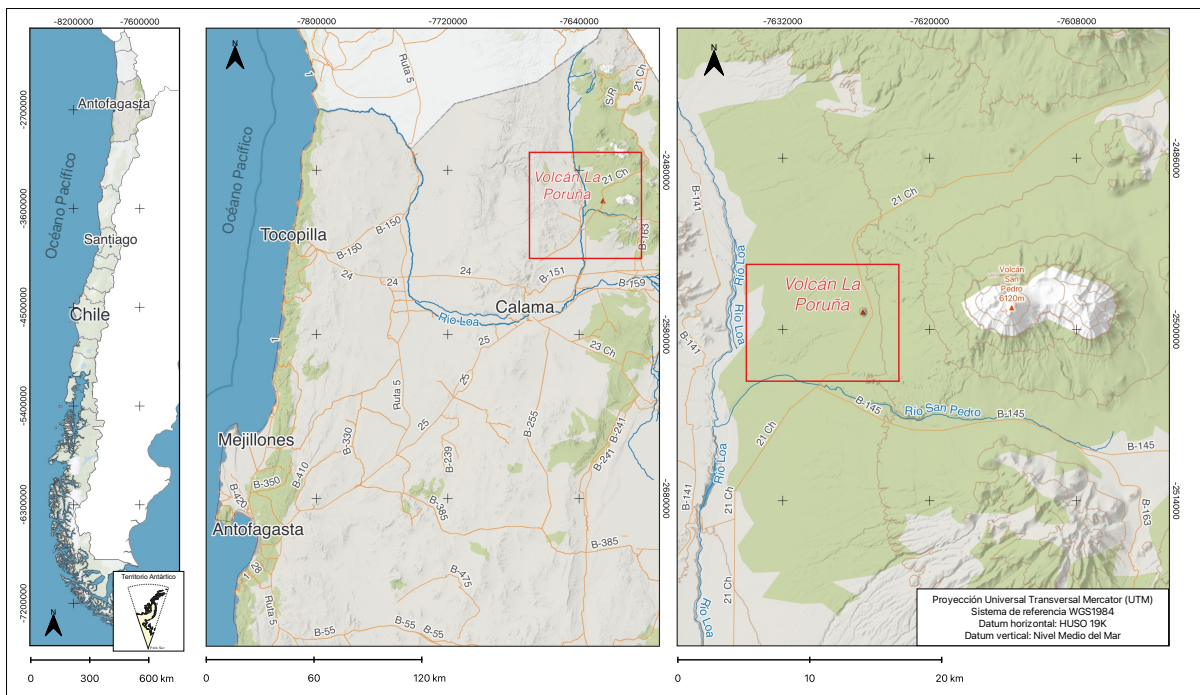


Figura 1.1. Mapa de ubicación y acceso al volcán La Poruña, donde esta el área de estudio dentro del cuadro enmarcado en rojo.

1.4 Trabajos anteriores

Francis et al. (1974) realizaron el primer estudio sistemático de volcanes en una franja de 400km de los Andes entre las latitudes 18°25' y 22°05'S. Describen la estructura y petrología del Volcán San Pedro, San Pablo y el cono de escoria de La Poruña. Se describe el Vn. San Pablo como inactivo desde antes de la última glaciación con evidente erosión glacial en su cumbre. Mientras que el Vn. San Pedro exhibe considerable actividad post-glacial, con dos conos compuestos en su cumbre, estructuras de colapso y avalancha volcánica, coladas de lava y depósitos piroclásticos. Los productos eruptivos de La Poruña son descritos como una erupción del flanco oeste del Vn. San Pedro, con lavas andesíticas de piroxeno tipo aa. Además, se realizó análisis geoquímico de una muestra de La Poruña que resultó con un 58,1% en peso de dióxido de sílice (SiO₂) y afinidad calco-alcalina.

O'Calaghan & Francis (1986) realizan un estudio estructural, geoquímico y evolutivo a detalle de los volcanes San Pedro y San Pablo, junto a la elaboración del primer mapa geológico local de la zona. Se menciona La Poruña como un volcán monogenético en relación estratigráfica y geoquímica con el cono más joven del volcán San Pedro. Además, se discute que el magma parental de La Poruña debió fraccionarse a bajas presiones debido a la gran cantidad de plagioclasa en sus lavas.

Wörner et al. (2000) publican datos geocronológicos de rocas cenozoicas en el Norte de Chile entre los 18 a 22°S. Otorgan por primera vez una edad a las rocas del volcán La Poruña de 103 ± 1 ka basado en el análisis de exposición por ³He cosmogénico en las lavas.

Godoy et al. (2014) presentan datos geoquímicos e información de isótopos de Sr, Nd y Pb de rocas de la cadena volcánica San Pedro-Linzor, ubicada en el margen NW del complejo volcánico Altiplano-Puna, junto a datos de rocas del volcán La Poruña. Se discute el rol del cuerpo magmático Altiplano-Puna y su posición con respecto a la de los volcanes en estudio.

Bertin & Amigo (2015) entregan datos de la geología y peligro volcánico del volcán San Pedro, donde separan su historia evolutiva en San Pedro I y II con un evento de avalancha volcánica, junto

a nuevos datos geocronológicos. Además, mencionan La Poruña como un cono piroclástico monogenético asociado al emplazamiento del edificio San Pedro II, con un campo de lavas de 8km de alcance.

Godoy et al. (2017) estudian la influencia del cuerpo magmático Altiplano-Puna en la cadena volcánica San Pedro-Linzor y el volcán monogenético La Poruña, a partir de isótopos radiogénicos de Sr y Nd, junto a información geocronológica y geoquímica.

Bertín & Amigo (2019) realizan un estudio estratigráfico, petrográfico, geoquímico, geocronológico y de campo para confeccionar un mapa geológico a detalle, escala 1:50.000, con 35 unidades, junto a una carta geológica del volcán San Pedro-San Pablo, La Poruña y otros centros eruptivos aledaños. Además, se hace una revisión de la evolución magmática y peligros volcánicos asociados al volcán San Pedro.

González-Maurel et al. (2019a) plantean una posible relación entre los productos eruptivos de La Poruña y el volcán San Pedro, mediante el análisis de nuevos datos petrográficos, geocronológicos, geoquímicos y datos de isótopos radiogénicos. Adicionalmente, se estudia el rol del cuerpo magmático Altiplano-Puna en su actividad magmática.

Se determina que la petrogénesis de La Poruña corresponde a un sistema magmático independiente, desarrollada durante un período de mayor inyección de magmas del manto a la corteza superior media.

Godoy et al. (2019) presentan una compilación de información petrológica, de procesos magmáticos y de distribución superficial del volcanismo máfico producido en el último millón de años asociado al complejo volcánico Altiplano-Puna. Se menciona que el volcán La Poruña corresponde a productos volcánicos asociados a la fase magmática más joven del complejo, y asociada a los bordes del cuerpo magmático Altiplano-Puna.

González-Maurel et al. (2019b) determinan una relación del cuerpo magmático Altiplano-Puna (APMB) con las rocas máficas e intermedias asociadas espaciotemporalmente a sus márgenes, como La Poruña, a partir de nuevos datos petrográficos, geoquímicos e información de isótopos radiogénicos. Donde las rocas más evolucionadas se observan hacia regiones interiores del APMB, y las menos evolucionadas ascienden divergiendo el APMB mermando el grado de contaminación durante su transporte hacia la superficie.

González-Maurel et al. (2020) realizan un estudio de $\delta^{18}\text{O}$ en cristales de olivino y piroxeno para cinco centros eruptivos, entre ellos La Poruña, asociados al margen noroccidental del APMB con rocas volcánicas de composición máfica. El desafío del estudio fue determinar la concentración de $\delta^{18}\text{O}$ presente en el manto debajo de la Zona Volcánica Central, para así poder estimar de manera certera el grado de contaminación cortical de las rocas que finalmente extruyen en la superficie, a partir del análisis de isótopos de oxígeno. Se estima para los magmas de La Poruña un $\sim 21\%$ de asimilación cortical.

Godoy et al. (2020) plantean un estudio en la evolución del sistema magmático de la cadena volcánica San Pedro-Linzor y La Poruña, a partir del desequilibrio en la serie de decaimiento radiactivo del U/Th, a partir de datos geoquímicos y de isótopos radiogénicos de Sr y Nd. Se proponen diferentes causas que podrían estar originando el desequilibrio, concluyendo que los procesos de diferenciación en la corteza superior (ATA, AFC, FC) durante el ascenso del magma es la principal causa en el desequilibrio de la serie U/Th.

Marín et al. (2020) proponen un modelo evolutivo de La Poruña a partir de observaciones de campo, análisis estratigráfico e interpretación de unidades litoestratigráficas. Se determina un carácter de emplazamiento policíclico de las lavas con dos fases eruptivas, y otras dos para la construcción del cono piroclástico. Además, se aportan avances significativos en los estilos eruptivos dominantes en cada una de las etapas propuestas para el modelo evolutivo.

Godoy et al. (2023) presentan nuevos datos de boro elemental e isotópico ($\delta^{11}\text{B}$) en roca total para muestras de lava de La Poruña, junto al estudio de información de isótopos de Sr, con el objetivo de conocer el grado de asimilación cortical del material eruptivo. Se determinó que la evolución magmática ocurrió en dos etapas: una debido a la interacción de fluidos del *slab* oceánico en la cuña del manto, y otra debido a la asimilación cortical (~20%).

1.5 Agradecimientos

El presente trabajo de memoria de título fue realizado y patrocinado en el marco del Instituto Milenio de Investigación en Riesgo Volcánico- Ckelar Volcanes, el cual es financiado por la Agencia Nacional de Investigación y Desarrollo (ANID), a través de la Iniciativa Científica Milenio, código proyecto ICN2021_038. La investigación fue liderada por la Dra. Verónica Oliveros Clavijo, a quién le agradezco por darme la oportunidad de trabajar con ella y Ckelar Volcanes, sin lugar a duda aportó mucho orden y constancia en mi trabajo, siempre estuvo abierta a responder todas mis dudas. Gracias por todos los consejos en la producción y redacción del presente texto, agradezco todas esas invitaciones a comer en los terrenos y también por haber sido una excelente profesional y profesora a lo largo de mi formación de pre-grado. También quisiera agradecer al Dr. Pablo Salas Reyes, por darme la oportunidad de trabajar con él en el desarrollo de mi memoria de título, por su infinita disponibilidad para conversar de geología a toda hora y en todo momento, gracias por todo el conocimiento entregado, los trabajos recomendados, estoy muy agradecido por los consejos e ideas aportadas. Gracias por todo el apoyo en la campaña de terreno y el arduo trabajo con la pala para desenterrar esas capas estratificadas de tefra, sin lugar a duda que valió la pena. Quisiera agradecer el trabajo de Alexander Scheinost en la microsonda electrónica, por toda su paciencia en ubicar los puntos y por la disposición a tener reuniones online. Gracias a Gary por gestionar los análisis de roca total y enviar los datos. Gracias a Gabriel Ureta por responder a mis consultas, compartir información de los análisis y por la bibliografía recomendada.

También quisiera agradecer a la Universidad de Concepción y la Facultad de Ciencias Químicas por todas las herramientas entregadas durante mi formación de pre-grado, al Departamento de Ciencias de la Tierra por toda la dedicación entregada en hacer cada día mejor el desarrollo de la carrera de Geología, que este año cumple medio siglo desde su creación. Quisiera agradecer al

profesor Osvaldo González por su excelente disposición a resolver mis dudas, por sus sugerencias y por compartir material de investigación para el desarrollo de este trabajo. También al profesor Oscar Figueroa por resolver algunas de mis dudas petrográficas al microscopio, por todo su conocimiento entregado a lo largo de la carrera y le agradezco por darme la oportunidad de ser su ayudante en los ramos de petrología y petrografía. Doy gracias al profesor Andres Tassara por permitirme ser su ayudante de terreno de Geología Andina, por las conversaciones tanto de geología como de la vida, y por esas partidas de cacho en terreno. Quisiera agradecer al profesor Abraham González por ayudarme a conseguir mi práctica profesional, por todo su conocimiento y buen corazón durante el desarrollo de la carrera y en terreno. Gracias al profesor Luis Arturo Quinzio por las charlas académicas y de la vida, tanto en la sala como en terreno, y le agradezco mucho por recomendarme para un puesto de trabajo.

También quisiera agradecer enormemente la labor realizada por don Pedro, quien siempre está con una disponibilidad y voluntad tremenda para ayudar, gracias por la revisión de los microscopios, por mover esos antiguos y pesados equipos de un piso a otro para que pudiera trabajar, gracias por siempre intentar resolver mis problemas de laboratorio en el departamento y gracias por esas parrillas en terreno. Agradezco también la labor de don Mauri, siempre dispuesto a ayudar con una sonrisa y con una palabra de ánimo, gracias por la voluntad en terreno, por los asados, por los favores tanto en la universidad, como en terreno. Además, quisiera agradecer a la Sra. Angélica por siempre gestionar la llave del laboratorio, a José por su buena disposición y don Iván por su soporte en terreno y en la universidad.

Quisiera agradecer a mis amigos de universidad, Cata, Michu, Félix, Adán que llegaron en el momento preciso a mi vida, gracias por las palabras de aliento y todo el amor entregado durante la carrera. También a Javier Sepúlveda, María Paz y Kevin que creo fue con los que más hice trabajos en grupo, tanto en los cursos como en terreno. Gracias a mis compañeros Ckelar, a Álvaro por su amistad y las discusiones geológicas como de la vida.

Particularmente quiero darle las gracias a mi Fran, mi mejor amiga, mi compañera de estudio, de grupo y de terreno, mi confidente, mi consejera, mi prometida y futura esposa. Una de las personas más importantes en todo mi proceso universitario, humano, espiritual y como hombre. Gracias por

toda tu enorme paciencia en esos días de estrés y cansancio, donde hubo momentos en los que ya no podía más, tú me levantabas. Gracias por tu infinito amor sin condiciones.

Quiero agradecer a mis hermanos por siempre confiar en mí, gracias por todo el amor y el respeto que me han entregado. Gracias por la paciencia, por amarme en los momentos difíciles, por siempre entregarme palabras de aliento, en las que sentía que confiaban más en mí que yo en mí mismo.

Finalmente, y lo más importante, quisiera agradecer a las personas más fundamentales a lo largo de mi vida, mis papas. Gracias por siempre darlo todo y más por mí, por confiar en mis capacidades, por nunca dudar de que pudiera alcanzar mis objetivos, por todos los pasos que me han enseñado y por todo lo que me queda por aprender de ustedes. Muchas gracias por su amor incondicional siempre, aun en mis peores momentos.

2. Marco Geológico

2.1 Generalidades

El volcán La Poruña se encuentra asociado al margen occidental de la cadena volcánica San Pedro-Linzor de 20km de extensión y de orientación NW-SE (Francis et al., 1974), sobre un basamento compuesto por al menos 4 unidades ignimbríticas de distribución regional de edad Mioceno tardío (Bertin & Amigo, 2019), dentro del complejo volcánico Altiplano-Puna (APVC) en la Zona Volcánica Central (CVZ) en un contexto de corteza continental engrosada (60-70km) (O'Callaghan et al., 1986; Beck et al., 1996; Godoy et al., 2014).

La Poruña fue descrito como un cono periférico en el flanco oeste del volcán San Pedro (Francis et al., 1974), pero actualmente se asume como un volcán monogenético (O'Callaghan et al., 1986; Godoy et al., 2014; Godoy et al., 2017; González-Maurel et al., 2019; Marín et al., 2020; Godoy et al., 2023) con uno de los productos eruptivos menos evolucionados en la CVZ (Godoy et al., 2014; González-Maurel et al., 2019), y con una edad cercana a los 100ka (Wörner et al., 2000; González-Maurel et al., 2019).

El magmatismo de la Zona Volcánica Central se ha mantenido activo desde el período Jurásico; sin embargo, el acortamiento y engrosamiento cortical, junto con la formación del plateau Altiplano-Puna comenzó hace apenas 35Ma, en el Eoceno tardío (Wörner et al., 2018). Por lo que actualmente los magmas provenientes del manto deben atravesar la corteza más gruesa que se tiene registro en zonas de subducción del planeta (Beck et al., 1996).

Es por ello, que algunos autores proponen que debido al espesor cortical en la CVZ los productos eruptivos dominantes indican composiciones más evolucionadas (Mattioli et al., 2006), que van desde andesítica a dacítica, mientras que el basamento ignimbrítico se compone de voluminosas erupciones dacíticas a riolíticas que han construido una de las provincias ignimbríticas más grandes del mundo (de Silva et al., 1989).

Alternativamente, se ha propuesto la existencia de un cuerpo magmático de composición félsica de gran volumen, observado por una zona de baja velocidad de onda sísmica que se interpreta como un cuerpo parcialmente fundido de 500.000km^3 a una profundidad de ~ 4 a 25km en la corteza superior (Ward et al., 2014), denominado Cuerpo Mágmatco Altiplano-Puna (APMB). Además, el área del APVC coincidiría con la proyección en superficie del APMB, y podría estar

alterando notoriamente la geoquímica y composición de los magmas extruídos en superficie (Godoy et al., 2014; Ward et al., 2014; González-Maurel et al., 2019).

2.2 Geomorfología

2.2.1 Generalidades

El relieve presente en el área de estudio está dominado principalmente por la actividad volcánica existente en la zona desde el Mioceno, donde han existido importantes períodos eruptivos de gran magnitud (Godoy et al., 2019), que hoy se manifiestan en extensas zonas llanas de escala regional compuestas por enormes provincias ignimbríticas omnipresentes en la ZVC. La geomorfología sobreimpuesta sobre estas grandes provincias se compone de estratovolcanes, extensos flujos de lava, centros monogénéticos, domos de lava, calderas y estructuras morfológicas producidas por la posterior meteorización y erosión.

A pesar de que los procesos erosivos son los principales agentes que conducen el relieve, en el norte de Chile las tasas de erosión son extremadamente bajas debido a la baja o nula acción del clima árido (Wörner et al., 2018). Por lo tanto, las estructuras y morfologías volcánicas se mantienen extremadamente bien preservadas, permitiendo un estudio con gran detalle de la historia evolutiva del volcanismo en la CVZ, que a pesar de que sus elevadas cumbres sobrepasan los 6000msnm no hay glaciares presentes entre los 19°- 27°S (Amman et al., 2001).

Sin embargo, el relieve asociado al área de estudio se observa influenciado por procesos erosivos glaciales en el pasado como la presencia de morrenas asociadas a los volcanes San Pedro y San Pablo (Francis et al., 1974), junto a la suavizada topografía del volcán San Pablo y el cono ancestral del volcán San Pedro (O'Callaghan et al., 1986).

2.3 Marco Geológico Local

2.3.1 Basamento

El área de estudio se emplaza sobre un basamento ignimbrítico constituido por cuatro unidades de distribución regional, de edad Mioceno tardío (Bertin & Amigo, 2019), sobre el cual se construyen los principales centros volcánicos asociados a la zona de trabajo.

Ignimbrita San Pedro (Mioceno Superior, 12-10Ma)

Aflora a lo largo del cajón del río San Pedro, al sur y suroeste del volcán San Pedro. Sobreyace en conformidad a depósitos fluviales y aluviales antiguos, e infrayace a depósitos volcanoclásticos retrabajados de <1m que están en contacto con la Ignimbrita Sifón (Bertin & Amigo, 2019).

La petrografía corresponde a una toba dacítica de biotita y hornblenda de color rosado anaranjado, semiconsolidada, no soldada con una potencia máxima de 40m. Se ha observado textura de tafoni y pipas de desgasificación. Según estudios radiométricos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita de Bertin & Amigo (2019) la edad de las rocas sería de $11,12 \pm 0,04$ Ma.

Ignimbrita Sifón (Mioceno Superior, 8.6-8.2Ma)

Aflora a lo largo de casi la totalidad de la quebrada de los ríos Loa y San Pedro, y se ha reconocido que a nivel regional aflora en un área cerca de los 20.000km^2 , por lo que se considera un importante nivel estratigráfico de referencia. Sobreyace a la Ignimbrita San Pedro e infrayace a la Formación Opache (May et al., 2005). Debido a su amplia distribución, se estima que corresponde al nivel basal donde se emplazaron los edificios volcánicos San Pedro y San Pablo (Bertin & Amigo, 2019). La petrografía corresponde a una toba dacítica de hornblenda y biotita, de color rosado anaranjado, compactada, escasamente soldada con una potencia máxima de hasta 80m. Se ha observado que en las inmediaciones del área de estudio su base posee una capa de <0,5m de color blanquecino, que probablemente correspondería a un depósito de oleada piroclástica basal. Cabe destacar que análisis de roca total entregan valores de 64,5-65,3% SiO_2 , sugiriendo que correspondería a una de las ignimbritas menos evolucionadas del norte de Chile (de Silva & Francis, 1989). Se estima una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita de $8,53 \pm 0,04$ Ma (Bertin & Amigo, 2019).

Ignimbrita Polapi (Mioceno Superior, 8.2Ma)

Esta unidad litológica no aflora en las inmediaciones del área de estudio. Sin embargo, sus afloramientos mejor conservados se han registrado a $\sim 13\text{km}$ al norte del volcán San Pedro en la quebrada Polapi. Sobreyace en discordancia erosiva a la Ignimbrita Sifón y lavas del Mioceno Medio, e infrayace a depósitos de bloques y ceniza.

La petrografía consiste en una toba riolítica de biotita, color blanco a crema, no soldada y moderadamente consolidada, con una potencia máxima de hasta 100m. La composición química indica 72,2-76,1% SiO₂, por lo que ha sido clasificada como una de las ignimbritas más evolucionadas del norte de Chile (Bertín & Amigo, 2019).

Ignimbrita Carcote (Mioceno Superior, 5.9-5.2Ma)

Aflora a lo largo de la quebrada del Rio Loa entre las latitudes ~21°05' y 22° por alrededor de 100km. Cubre un área de ~8.500km² en territorio chileno. Sobreyace a estratos decimétricos de la Formación Opache, que la separan de la Ignimbrita Sifón. Hacia el techo de la unidad se registra la actual superficie de erosión.

La petrografía corresponde a una toba riolítica de biotita, de color blanco, compactada, pobremente soldada, con una potencia máxima registrada de 30m. Estudios paleomagnéticos indican que se habría depositado entre ~5,9 y 5,2Ma (Somoza et al., 1999).

2.3.2 Volcán San Pablo

El volcán San Pablo se ha descrito como un estratovolcán (Francis et al., 1974; O'Callaghan et al., 1986) de 6.092msnm emplazado ~6km al este del volcán San Pedro, con un elevado grado de erosión en su cumbre y laderas que revelan la compleja estructura del volcán. Asimismo, se ha restringido toda su actividad a tiempos pre-glaciales, ya que se encuentra cubierto de abundantes de pósitos morrénicos (O'Callaghan et al., 1986).

Por otro lado, Francis et al. (1974) describen la estructura del volcán en tres dominios principales. El dominio basal está conformado por lavas andesíticas de piroxeno de reducida potencia, junto a potentes lavas andesíticas y dacíticas de hornblenda. El dominio intermedio corresponde a una secuencia principalmente compuesta de lavas andesíticas de piroxeno, junto a coladas andesíticas de hornblenda. Para el dominio superior se registra conformado por coladas andesíticas de piroxeno, que mantean levemente de manera radial, lo que sugiere una fuente eruptiva cercana a la actual cumbre del volcán.

2.3.3 Volcán San Pedro

El volcán San Pedro domina el paisaje del área de estudio con una altitud de 6.145 msnm (Fig. 2.1). Se describe como un estratovolcán compuesto por dos conos, históricamente activo desde el Pleistoceno-Holoceno (Alcozer et al., 2022), el cual es el resultado de una migración en el magmatismo al oeste desde su inactivo vecino volcán San Pablo. Además, los dos conos que componen el volcán San Pedro muestran evidente diferencia de edad debido al grado de erosión de sus productos, siendo el cono oeste el más joven, lo cual es consistente con la migración de la actividad hacia el occidente (O’Callaghan et al., 1986).

Se ha propuesto dos etapas para explicar la evolución y estructura del edificio volcánico actual (Francis et al., 1974; O’Callaghan et al., 1986; Bertin & Amigo, 2019): la primera etapa edificó el primer cono al este, que sería el edificio ancestral (6.145msnm), mientras que durante una segunda etapa se construye el cono moderno al oeste (5.974msnm). Ambas etapas están separadas por un gran evento de colapso y avalancha volcánica.



Figura 2.1. Fotografía de terreno del volcán San Pedro visto hacia el este, desde el cono monogenético La Poruña.

Etapa San Pedro I – Edificio ancestral (Pleistoceno Medio, >310-140ka)

Esta etapa corresponde a la construcción del edificio San Pedro ancestral, representada principalmente por la cumbre este (Francis et al., 1974), así como por erupciones andesíticas a

dacíticas con alcance máximo de 14km desde el centro eruptivo. Estos productos se encuentran en su mayoría cubiertos por depósitos glaciales, aluviales y coluviales, así como por lavas del San Pedro II (Bertin & Amigo, 2019). En la cumbre se registra un escarpe de ~250m de alto, que representa la cicatriz de colapso del San Pedro I, que removi6 cerca de un 10% del edificio volcánico y gener6 el depósito de avalancha asociado a su colapso hacia el noroeste (O'Callaghan et al., 1986).

Colapso y depósito de avalancha San Pedro (~140ka)

El colapso del edificio ancestral, representado por un escarpe en forma de anfiteatro, se desarroll6 hacia el noroeste en un evento catastr6fico. Se ha estimado que la magnitud y alcance del colapso fue mayor que la ocurrida en la erupci6n de 1980 del Monte Santa Helena, Estados Unidos (O'Callaghan et al., 1986). Los dep6sitos producidos son ca6ticos y polim6cticos que se reconocen en gran parte del sector noroeste de las laderas del volcán, hasta una distancia de 17km con respecto a la cumbre del cono ancestral y abarcan un área de ~120km², con un volumen de ~6km³ (Bertin & Amigo, 2019).

Estudios radiométricos en ⁴⁰Ar/³⁹Ar (Bertin & Amigo, 2019) han determinado que la edad más joven obtenida para los productos derivados de la etapa San Pedro I es de ~139±33ka, mientras que la más antigua para el material eruptivo del San Pedro II es de ~140±40ka. Lo cual sugiere que la edad del depósito de avalancha es cercana a los ~140ka.

Etapas San Pedro II – Edificio moderno (Pleistoceno Medio – Holoceno, <140ka)

La primera etapa del San Pedro culmina con el evento de colapso y ulterior generaci6n del depósito de avalancha hacia el noroeste del edificio. La actividad volcánica posterior corresponde a la segunda etapa del volcán que construye el edificio moderno y actualmente activo, donde prácticamente todos sus productos han sido emitidos desde las inmediaciones del escarpe de colapso y representan un ~35% del volumen total del volcán San Pedro (Bertin & Amigo, 2019).

La etapa evolutiva del San Pedro II comienza con la emisi6n de alrededor de 12 coladas de lava individuales entre el NW y SW del volcán, con alcances de entre ~1,5 y ~6,5km con respecto al centro eruptivo del edificio moderno. Contemporáneo a este periodo efusivo se generaron, al menos 4 flujos de detritos hacia el sur, se edific6 el cono piroclástico de La Poruña junto a su campo

de lavas, y se produjeron al menos 7 erupciones explosivas relevantes. Por último, un episodio de actividad volcánica produce alrededor de 3 domos y un lava-domo de bajo volumen ($<0,5\text{km}^2$) en las inmediaciones de la cumbre del edificio moderno, de los cuales dos de ellos colapsaron parcialmente durante su emplazamiento, generando depósitos de bloques y ceniza con alcances de hasta 10km hacia el norte de la cumbre San Pedro II (Bertin & Amigo, 2019).

2.3.4 Volcán La Poruña

El volcán monogenético La Poruña se emplaza a unos $\sim 11\text{km}$ al oeste del volcán San Pedro y se compone de un cono piroclástico de $\sim 140\text{m}$ de alto y $\sim 800\text{m}$ de diámetro, junto a un campo de lavas en bloque de composición basalto-andesítico que se extiende $\sim 8\text{km}$ al sureste desde el cono piroclástico hacia la quebrada del Río Loa. Algunos autores han asociado La Poruña como un cono parásito del volcán San Pedro (Francis et al., 1974; O'Callaghan et al., 1986; Godoy et al., 2014; Bertin & Amigo, 2019) asociando genéticamente sus productos eruptivos. Sin embargo, estudios petrológicos y geoquímicos recientes han indicado que La Poruña corresponde a un sistema magmático independiente (González-Maurel et al., 2019b).

Según análisis mineralógico automatizado QEMSCAN realizado por González-Maurel et al. (2019), la mineralogía de las rocas de La Poruña se compone, en orden decreciente de abundancia, por plagioclasa, olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno, con anfíbol, magnetita e ilmenita como minerales minoritarios.



Figura 2.2. Fotografía de terreno del volcán La Poruña con vista hacia el oeste.

Adicionalmente, estudios geocronológicos han logrado constreñir la edad del evento efusivo alrededor de los $\sim 100\text{ka}$ (Wörner et al., 2000; González-Maurel et al., 2019), mientras que Bertin & Amigo (2019) otorgan una edad de $\sim 54 \pm 26\text{ka}$ para el campo de lavas.

Campo de lavas La Poruña ($\sim 100\text{ka}$)

Las lavas de La Poruña corresponden a una colada de morfología aa, que abarca un área $\sim 15\text{km}^2$ y un volumen cercano a los $\sim 0,5\text{km}^3$. Se encuentra emplazado sobre la Ignimbrita Sifón, junto a algunos productos eruptivos del volcán San Pedro (Bertin & Amigo, 2019). La petrografía corresponde a lavas de textura porfídica entre 15-40% de fenocristales de plagioclasa, olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y anfíboles, en una masa fundamental cristalina de grano fino con cristales de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, olivino, anfíbol, e ilmenita y magnetita, con vidrio intersticial. La vesicularidad llega al 40% en las muestras con mayor porcentaje de vesículas (González-Maurel et al., 2019).

En lo que respecta a la composición en sílice, se han obtenido contenidos de 56,1-60,2% de SiO_2 (Bertin & Amigo, 2016; González-Maurel et al., 2019).

Cono piroclástico La Poruña ($\sim 100\text{ka}$)

El cono de $\sim 140\text{m}$ de alto está compuesto en su totalidad por material escoriáceo y bombas (Bertin & Amigo, 2019; Marín et al., 2020), con texturas hipocristalina, porfídica y glomeroporfídicas, fenocristales de plagioclasa con textura sieve, olivinos fracturados y con morfologías esqueletales, clinopiroxeno y ortopiroxeno oxidados, en una masa fundamenta de plagioclasa, vidrio y minerales opacos con textura intersertal (Marín et al., 2020). El cono exhibe una estructura de colapso o cicatriz en forma de *horseshoe* hacia el suroeste, producida por la extrusión del campo de lavas (Marín et al., 2020).

En líneas generales, los depósitos que estructuran el cono de escoria se han descrito como “internos” que constituye material piroclástico depositado incandescente que se presenta aglutinado y/o soldado, mientras que los “externos” corresponden a capas de lapilli y bombas no soldadas (Marín et al., 2020).

2.4 Geología Estructural

Se ha registrado una marcada tendencia NW-SE de estructuras, lineamientos y centros volcánicos, tanto en las inmediaciones del área de estudio (Fig. 2.3), como de carácter regional (Tibaldi et al., 2009; Riller et al., 2001; Giambiagi et al., 2016; Godoy et al., 2014). El volcán La Poruña es considerado como el miembro terminal al occidente de la cadena volcánica San Pedro-Linzor de ~65 km de longitud con orientación NW-SE (Godoy et al., 2014). Esta orientación es paralela a grandes estructuras de alcance regional como el lineamiento Lipez-Coranzuli, Pastos- Grandes y el sistema de fallas Calama – Olacapato- El Toro, los cuales se describen activos desde el Paleozoico (Riller et al., 2001; Tibaldi et al., 2009). Además, estos lineamientos se han relacionado con la génesis de importantes depósitos minerales y actividad hidrotermal en la Zona Volcánica Central (Godoy et al., 2014).

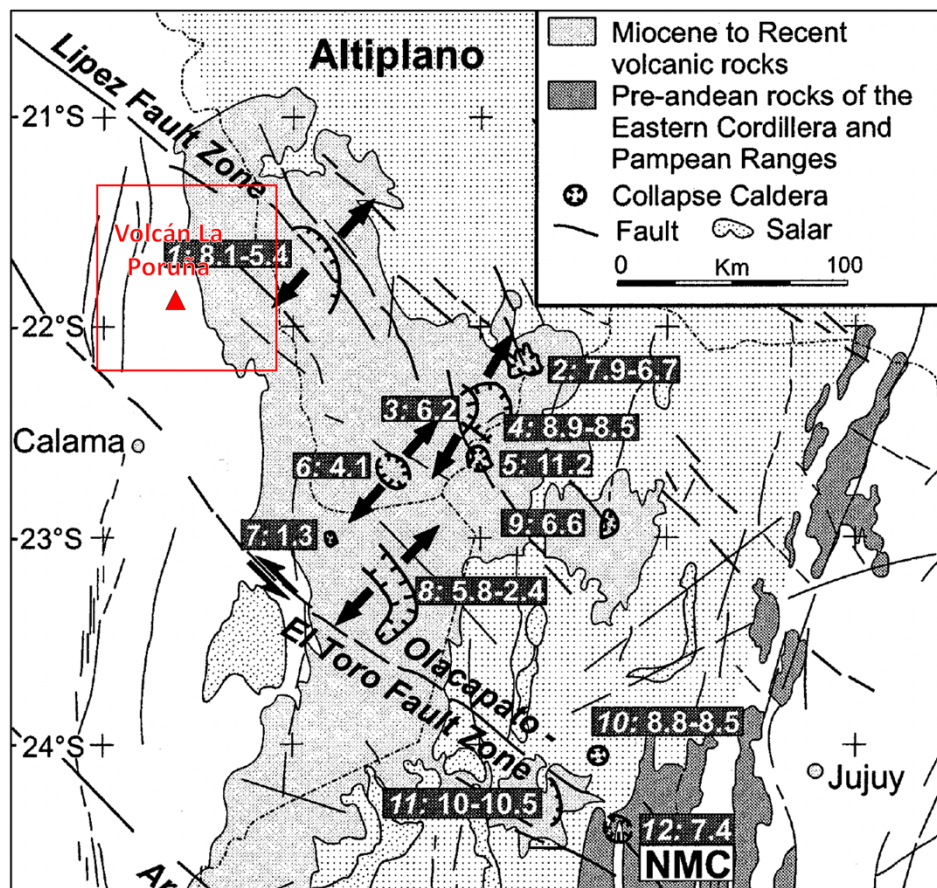


Figura 2.3. Mapa geológico y estructural regional con el área de interés dentro del recuadro rojo en la esquina superior izquierda. Se observan las principales estructuras reconocidas en la zona (Modificado de Riller et al., 2001).

A escala local, se han reconocido lineamientos de rumbo N-S a $N70^{\circ}W$, los cuales afectan principalmente el depósito de avalancha del volcán San Pedro por el norte, y depósitos neógenos por el sur. Estos lineamientos están asociados generalmente a escarpes de ~ 3 a 4 m, con escarpes de manteo de alto ángulo lo que sugiere que podrían corresponder a fallas normales (Bertín & Amigo, 2019). Además, el cono piroclástico está emplazado sobre la traza de una falla de rumbo NW-SE que corta los depósitos de avalancha volcánica del volcán San Pedro, al norte del cono piroclástico (Fig. 2.4. Lineamiento oeste). Adicionalmente, el emplazamiento del cono coincide con la proyección de las fallas normales (de bloque oriental hundido) que afloran al sur del Río San Pedro (Sellés & Gardeweg., 2018).

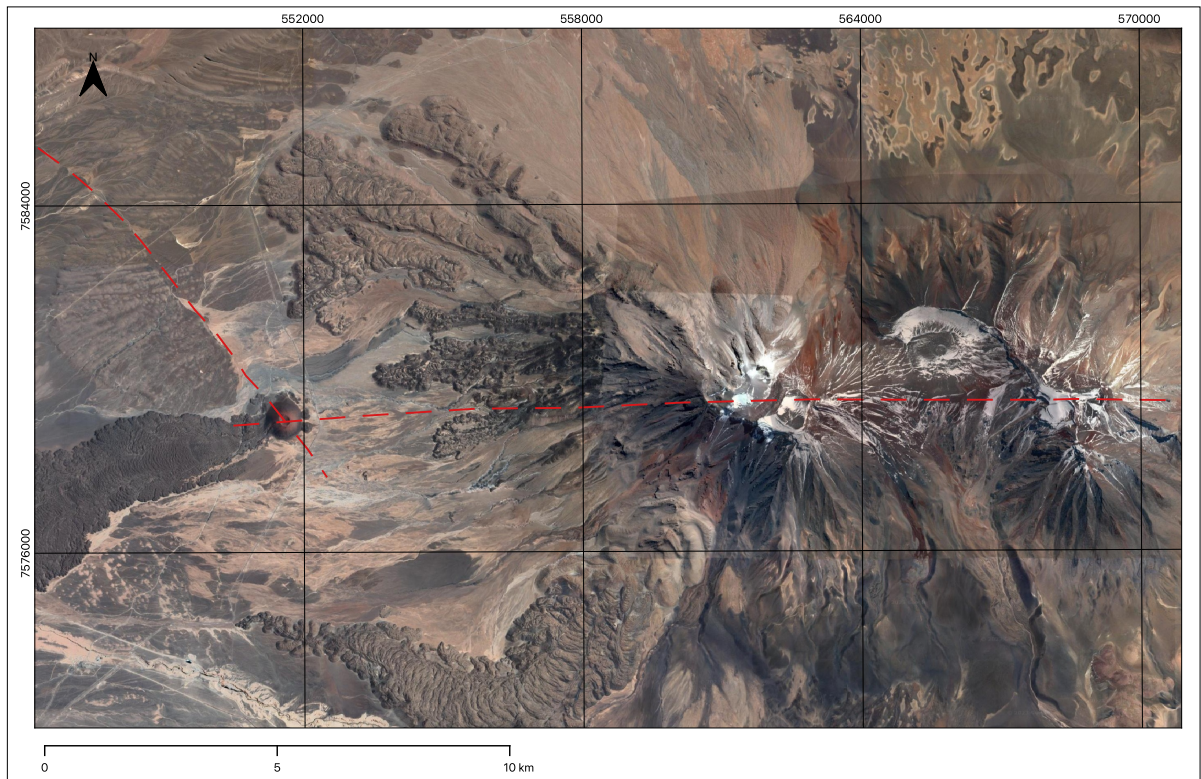


Figura 2.4. Mapa de la cadena volcánica W-E: La Poruña-San Pedro-San Pablo de izquierda a derecha en la figura. Principales lineamientos asociados al cono piroclástico de La Poruña en línea segmentada de color rojo.

Además, un estudio morfométrico realizado por Bertin & Amigo (2019) sugiere que el azimut de la grieta de propagación magmática responsable de la generación de La Poruña posee el mismo azimut entre el cono piroclástico y la cumbre del volcán San Pedro moderno. Por lo que los volcanes La Poruña- San Pedro- San Pablo podrían estar relacionados a una debilidad estructural en común.

Así, los dos lineamientos mencionados con anterioridad se cortan en la posición del cono proclástico de La Poruña (Fig. 2.4), siendo dichas estructuras previas a la construcción del volcán monogénico, ya que no se observan cortando el cono.

2.5 Morfología y texturas en cristales de olivino

El olivino es el principal mineral que compone el manto superior de la Tierra, por lo que es utilizado como un importante trazador geoquímico y petrológico de los procesos fisicoquímicos que ocurren en profundidad, durante la génesis y ascenso de los magmas hacia la superficie (Welsch et al., 2013). Sin embargo, evaluar las características composicionales de los olivinos puede resultar problemático, debido al reequilibrio químico que sufren los cristales gracias a la rápida difusión de elementos con elevada compatibilidad como el Fe y Mg. Es por ello, que se puede optar por estudiar la morfología y textura de los cristales de olivino, las cuales son muy sensibles a las condiciones cinéticas y termodinámicas de cristalización, y que pueden ser usadas para reconstruir la historia evolutiva de los magmas (Welsch et al., 2013).

El estudio morfológico y textural en cristales de olivino se basa principalmente en el grado de *undercooling* en el cuál han cristalizado los minerales con relación al fundido primordial o, dicho de otra forma, que tan cerca o lejos de la condición de equilibrio ocurre la nucleación y crecimiento

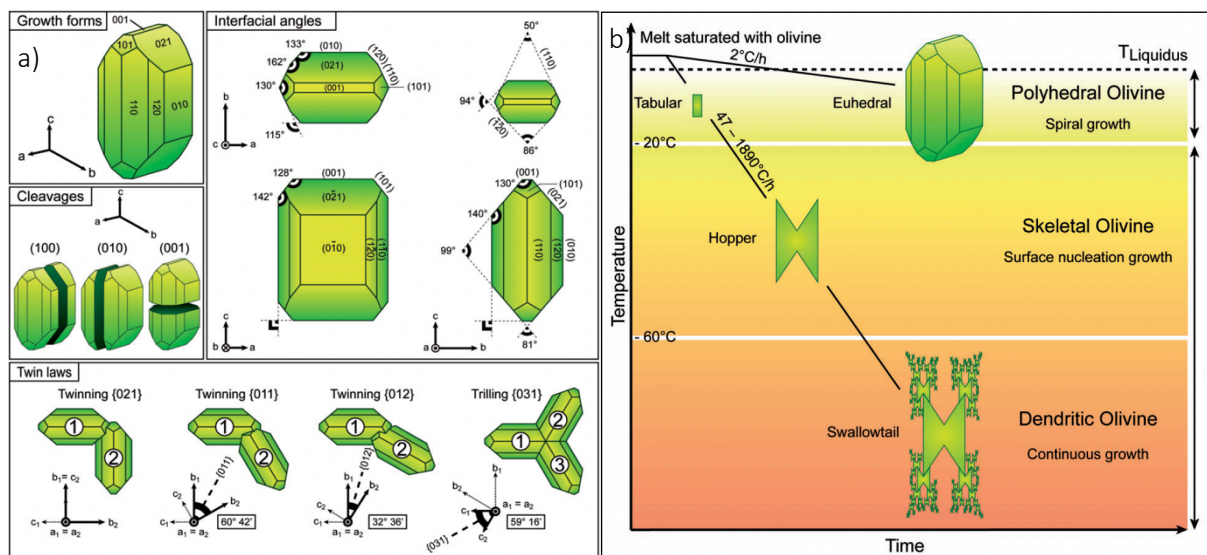


Figura 2.5. Información cristalográfica para cristales de olivino, **a)** índices de Miller, planos de clivaje y maclas típicas. **b)** Evolución de la morfología de cristales de olivino en función de la tasa de enfriamiento y el grado de *undercooling* (Extraído y modificado de Welsch et al., 2013).

cristalino. En la figura 2.5b se observa un diagrama donde la parte superior representa la zona más próxima al equilibrio y con menor grado de *undercooling*. En esa zona cristalizarían olivinos de morfología poliedral con todas sus caras cristalográficas completamente desarrolladas (Fig. 2.5a), mientras que en la zona inferior del diagrama estarían cristalizando minerales con arreglo cristalino esquelético a dendrítico.

De esa manera, a medida que aumenta el grado de *undercooling*, la morfología de un determinado cristal evoluciona según la secuencia poliedral > esquelético > dendrítico, disminuyendo su maduración textural. Debido a que en condiciones cercanas al equilibrio el fundido posee un largo periodo de tiempo para cristalizar y equilibrar nuevos olivinos.

Asimismo, se considera que los olivinos formados en un menor grado de *undercooling*, o más cercanos al equilibrio, poseen un desarrollo textural maduro. Por otro lado, los cristales formados en condiciones lejanas al equilibrio y/o con un grado de *undercooling* mayor, exhiben un desarrollo textural que se considera inmaduro (Fig. 2.5b y 2.6).

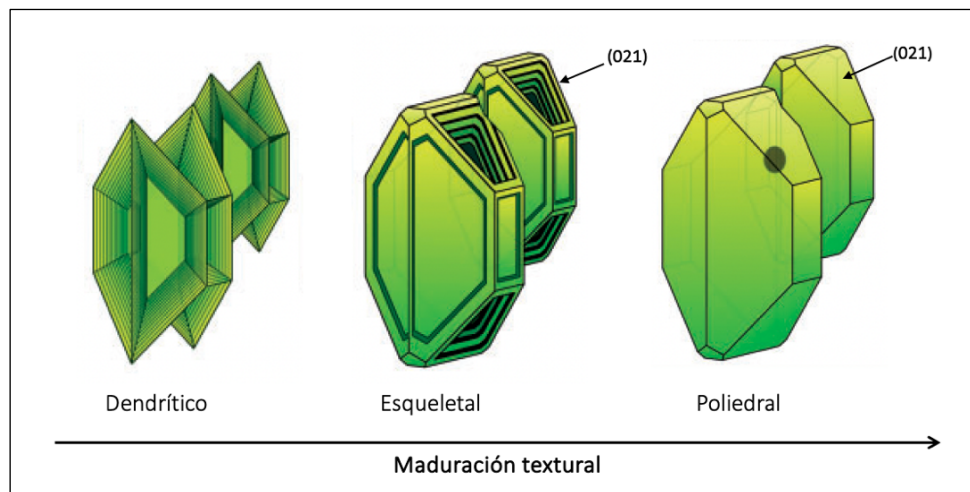


Figura 2.6. Diagrama esquemático con morfología típica para cristales de olivino en diferentes estadios de su desarrollo cristalográfico. Hacia la izquierda de la figura se muestra un olivino de madurez textural inferior que hacia la derecha (Extraído y modificado de Welsch et al., 2013).

Para este trabajo, se diferencia un olivino poliedral de otro esquelético de acuerdo con el grado de desarrollo de la cara (021), por lo que un olivino poliedral presenta esta cara completamente desarrollada, y un olivino esquelético presenta una cavidad en esa posición cristalográfica (Fig. 2.6). En lo que respecta a los olivinos dendríticos, estos no presentan caras cristalográficas desarrolladas,

sino más bien exhiben el crecimiento de un marco cristalino con cavidades en las posiciones donde los cristales de mayor maduración textural evolucionan a caras planas.

Para el estudio exitoso en cristales de olivino, se debe considerar el análisis morfológico y textural como una técnica cualitativa complementaria, con un análisis cuantitativo de química mineral, para así lograr un entendimiento completo de la evolución de los minerales de esta naturaleza.

3. Metodología

3.1 Muestreo, separación granulométrica y selección de depósitos piroclásticos

Con el objetivo de aportar un avance en el conocimiento del estilo eruptivo asociado a los depósitos de caída proximales del volcán La Poruña, se procedió a la clasificación granulométrica del material piroclástico extraído de la Sección 1 (Fig. 3.1) coordenada en 19K 551631, 7579714 UTM (21°53'9" S, 68°30'00" W; GMS) ubicada en las inmediaciones del cono de escoria.

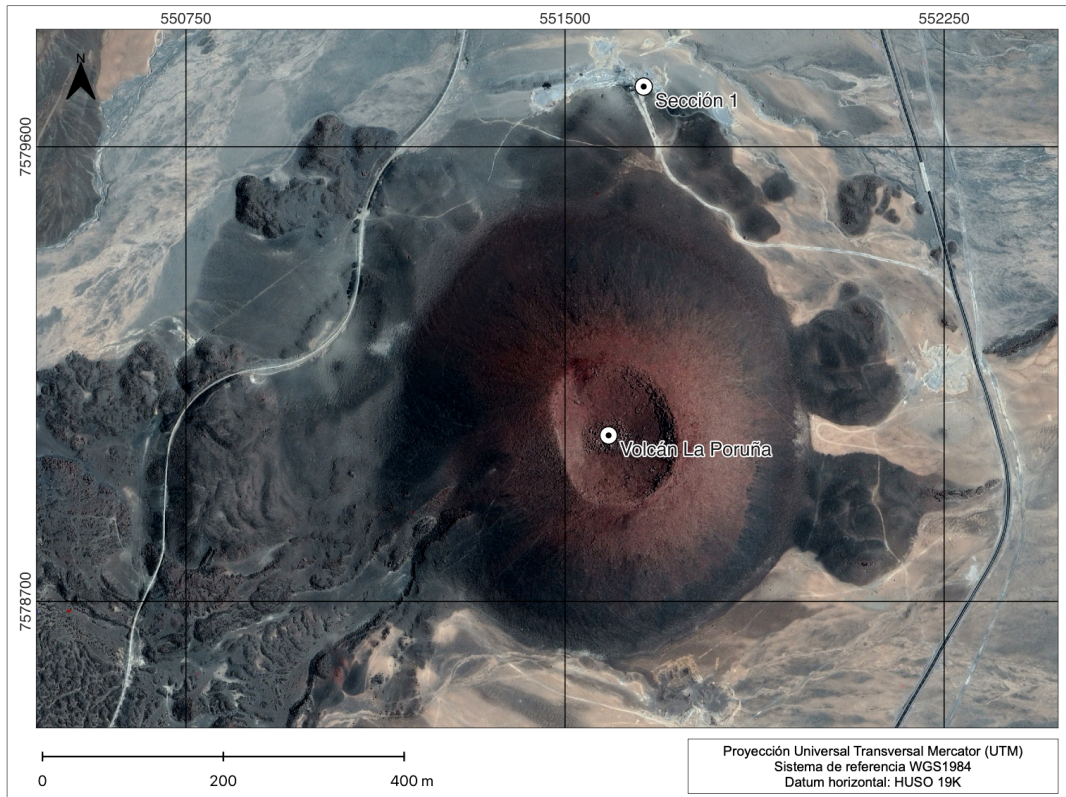


Figura 3.1. Ubicación del cono piroclástico y sección 1 (S1) de donde se extrajo las muestras de tefra.

3.1.1 Muestreo

Las muestras de tefra utilizadas para este estudio fueron extraídas en su totalidad de la sección 1 de 372 cm ubicada ~300 m al norte del cono piroclástico de La Poruña (Fig. 3.1). Para la extracción de muestras fueron definidos 13 tramos a lo largo de la sección, que se etiquetaron desde A hasta M, según sus características granulométricas y estratigráficas observadas en terreno. El primer segmento de la sección (Fig. 3.2b) consta del intervalo de tramos A hasta J, que es interrumpida

hacia techo por un camino vehicular, y continúa luego del camino con el segundo segmento compuesto por el intervalo de tramos K hasta M (Fig. 3.2a).

Para cada uno de los tramos fue extraída una muestra de material de entre ~ 1 kg a $\sim 2,5$ kg según la potencia y granulometría de los niveles, donde a los tramos de menor espesor fue posible extraer menor cantidad de muestra. El muestreo fue realizado con una pala metálica pequeña, y se recolectó un total de 12 muestras de material en bolsas plásticas para su posterior estudio.

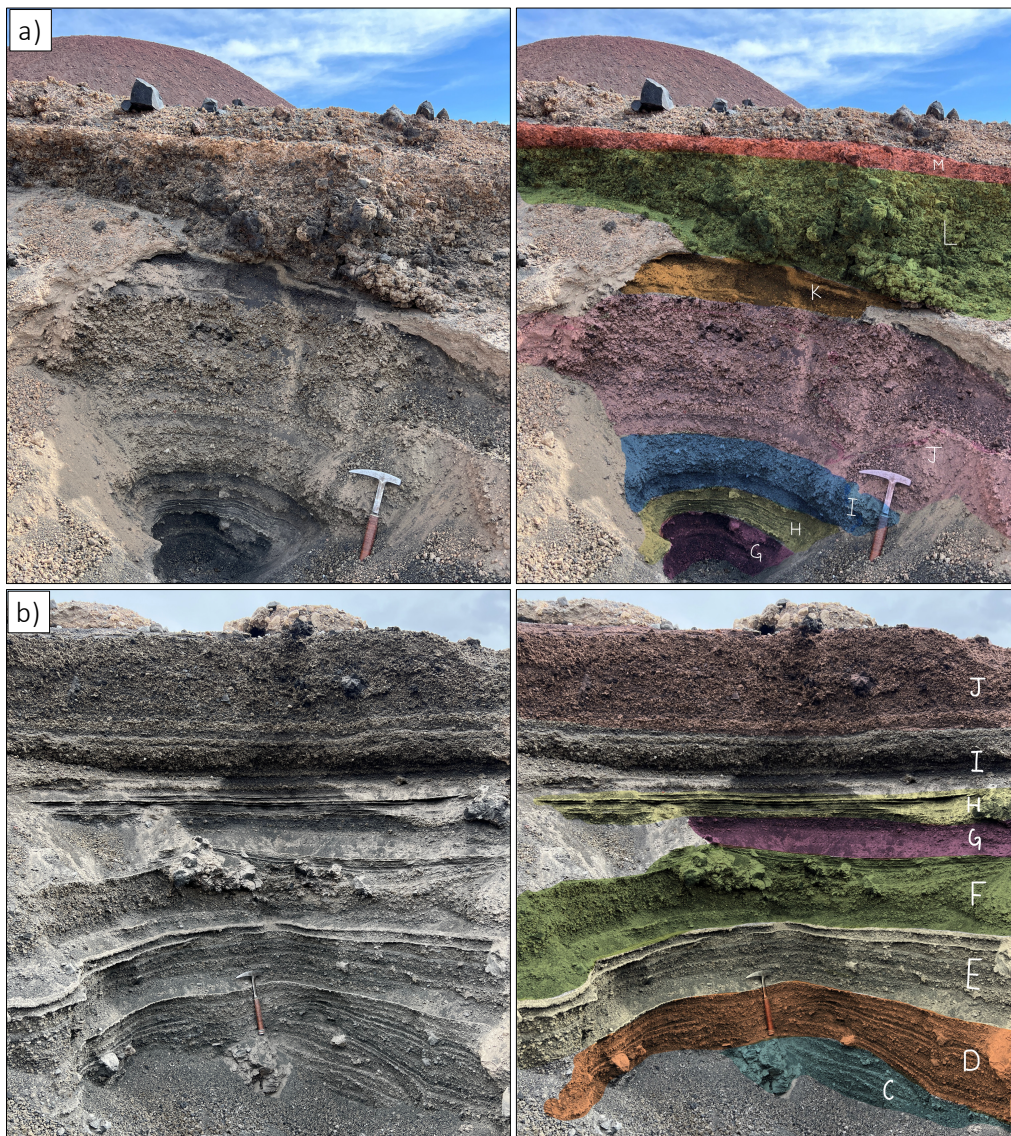


Figura 3.2. Afloramiento de la Sección 1 en terreno. Tamaño martillo: ~ 32 cm **a)** Segmento superior de S1 con tramos de G a M. **b)** Segmento basal de S1 con tramos C a J destacados en color (Obs: No es posible observar el tramo A y B debido a la inestabilidad del afloramiento que cubrió la base con material piroclástico).

Cabe destacar que el afloramiento encontrado en primera instancia solo constaba de ~80 cm del primer segmento, el resto de S1 fue descubierto con pala mediante la remoción del material que cubría la sección.

3.1.2 Tamizaje

La separación mecánica del material piroclástico fue realizada a través de 9 tamices (Tabla 3.1) en el laboratorio de sedimentología del Departamento de Ciencias de la Tierra, de la Universidad de Concepción. Luego se seleccionaron las fracciones donde era posible diferenciar y seleccionar con pinza los cristales de interés como olivino y piroxeno.

Tamiz (mm)	0,125	0,180	0,250	0,355	0,500	0,710	1,000	1,400	2,000
------------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Tabla 3.1. Tamices utilizados para la separación del material piroclástico de S1.

Luego del tamizado, cada fracción separada fue pesada con una balanza REVEL JA-SERIES de dos cifras significativas (Fig. 3.3b). Todas las muestras fueron pesadas antes y después de la separación granulométrica obteniendo una pérdida promedio de 0,3% de masa.



Figura 3.3. Equipamiento para separación mecánica y pesado de material piroclástico. **a)** Equipo utilizado para separación mecánica del material piroclástico, junto a los tamices. **b)** Balanza utilizada para el pesado de las muestras.

3.2 Microscopía óptica

3.2.1 Elaboración de secciones delgadas de roca

Se elaboraron 9 secciones delgadas para evaluar la mineralogía, textura y petrografía de las rocas del área de estudio, donde 7 de ellas corresponden a muestras de fragmentos lapilli de S1 y el resto a muestras de roca. Para las tefras se elaboró briquetas con los fragmentos más grandes (Fig. 3.4a) y representativos seleccionados manualmente de cada muestra, para su posterior corte en sección delgada (Fig. 3.4b). Mientras que las rocas fueron preparadas según el método estándar.

Todas las secciones transparentes fueron confeccionadas en el laboratorio de cortes del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA), en la Universidad de Concepción (UdeC), Concepción, Chile.

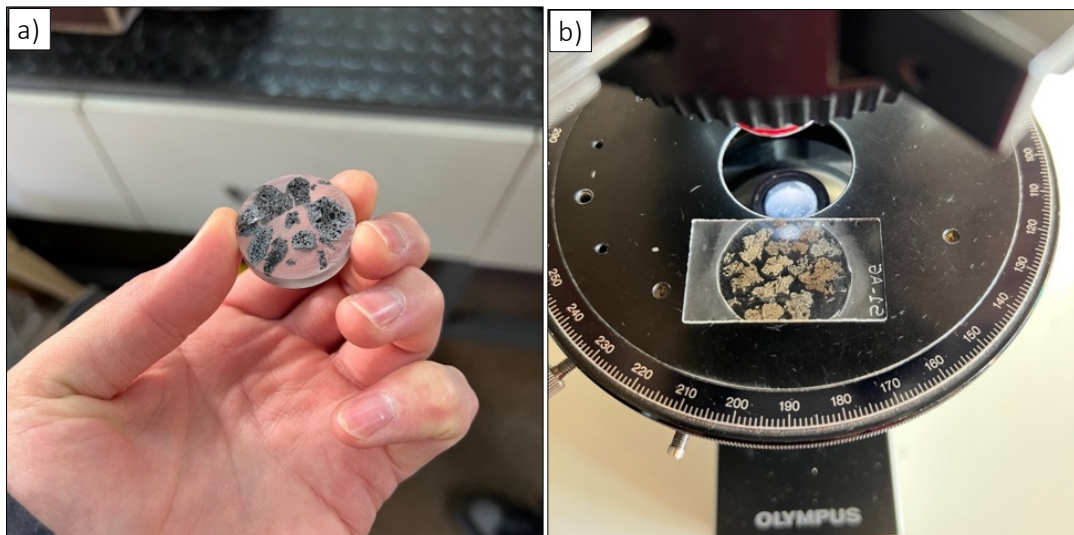


Figura 3.4. Elaboración de sección delgada de fragmentos lapilli. **a)** Briqueta elaborada con fragmentos de tefra del material piroclástico de S1. **b)** Sección delgada de la briqueta con fragmentos pómez.

3.2.2 Descripción petrográfica

La caracterización mineral y textural de las secciones transparentes fue realizada en un microscopio de luz reflejada y transmitida marca OLYMPUS modelo BX-40 en el laboratorio de microtermometría del Departamento de Ciencias de la Tierra en la Universidad de Concepción.

3.3 Análisis de roca total por fluorescencia de rayos X

Las muestras de roca seleccionadas para análisis de roca total fueron extraídas en terreno mediante chipeo con martillo geológico, con el menor grado de alteración y/o meteorización posible. Para el análisis de las tefras se seleccionaron manualmente fragmentos tamaño lapilli gruesa. El estudio de elementos mayores se realizó con un espectrómetro por fluorescencia de rayos X (FRX) modelo Rigaku Primus IV en *Iowa University*. Mientras que para los elementos traza, incluyendo tierras raras (REE) fue realizado en *Missouri State University* utilizando un Agilent 7900 cuadrupole ICP-MS. Todas las muestras fueron pulverizadas en el laboratorio de corte del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA), con un molino planetario de bolas de carburo de tungsteno FRITSCH Pulverisette 6 Classic Line.

3.4 Prospección de olivinos e inclusiones fundidas

Se seleccionaron 4 muestras de la Sección 1: S1-A, S1-D, S1-G y S1-J para observar la evolución composicional de base a techo del material piroclástico según la abundancia mineral de los diferentes componentes de la tefra (plagioclasa, piroxeno, olivino y fragmentos líticos). Además, se procedió a la selección y descripción de características texturales y morfológicas de cristales de olivino, junto a un sondeo en la ocurrencia de inclusiones fundidas para su caracterización.

Para ello se realizó el tamizaje del material piroclástico para la observación detallada de las fracciones tamaño 0,180- 0,500 mm y de 0,500-1,000 mm, vía lupa binocular marca ZEISS modelo Stemi 2000-C en el laboratorio de microtermometría del Departamento de Ciencias de la Tierra, en la Universidad de Concepción.

A partir de las fracciones adecuadas para la separación y descripción de los minerales de interés, se apartó una muestra suficiente para cubrir toda la superficie de una placa Petri y posteriormente se agregó aceite mineral hasta sumergir todo el material (Fig.3.5b). Esto con el objetivo de facilitar la observación de los rasgos morfológicos y texturales de los cristales. Luego, los cristales fueron prospectados con una pinza de punta fina (~0,5 mm) y recolectados en tubos Eppendorf.

Las fotografías fueron capturadas con una cámara Nikon D7100 montada en el soporte de la lupa (Fig.3.5a)

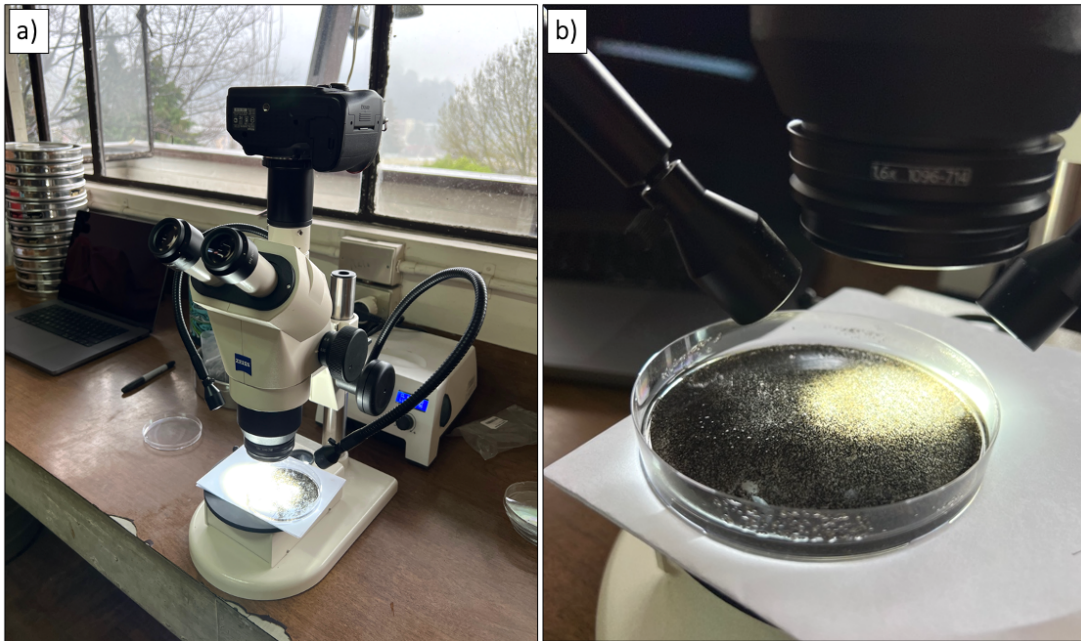


Figura 3.5. Equipos y materiales para prospectar cristales de olivino. **a)** Lupa binocular utilizada para la prospección de cristales en el material piroclástico seleccionado. **b)** Placa Petri con material tamizado sumergido bajo aceite mineral para su observación.

3.5 Análisis en química mineral

A partir de las 7 secciones delgadas de la Sección 1 se seleccionó 2 muestras para su análisis por microsonda electrónica en *Institut des Sciences de la Terre d'Orléans* – ISTO, Francia.

La primera de ellas corresponde a la muestra S1-B que fue analizada por microsonda electrónica modelo JEOL JXA-IHP200F con un análisis puntual desenfocado de 10 μm , esto debido que el pulido de la muestra no estaba en condiciones ideales. Se extrajo 27 datos puntuales en fenocristales de olivino y piroxeno de las muestras de lapilli, de los cuales 13 son útiles para este trabajo debido que se considera un dato válido cuando el porcentaje total de lectura del análisis se encuentra entre 98 – 102%.

La segunda muestra corresponde a S1-I que se analizó por microsonda electrónica modelo CAMECA SX-50 con análisis puntual enfocado de 1 μm . Se extrajo 18 datos a partir de fenocristales de olivino y piroxeno, de los cuales 16 son considerados válidos. Adicionalmente, se realizó una transecta de 9 puntos en un cristal de olivino de borde a borde, donde 8 puntos se consideran válidos. Por lo que se extrajo en total 24 datos válidos de esta segunda muestra.

Para el estudio detallado de olivinos se calculó el porcentaje de forsterita y la concentración de elementos traza como Ni, Cr y Ca. Mientras que para la clasificación de piroxenos se utilizó una planilla Excel PYXCALC extraída de <https://www.gabbrosoft.org/>, con la que se calculó el porcentaje de Wollastonita, Enstatita y Ferrosilita.

4. Resultados

4.1 Observaciones de terreno

4.1.1 Campo de lavas

El volcán La Poruña está compuesto por un cono de escoria y un extenso campo de lavas con diversos flujos tipo ‘aa’ como ha sido descrito por algunos autores (Bertín & Amigo, 2019; González-Maurel et al., 2019a; Marín et al., 2020). Se reconocieron en terreno abundantes *leveés* distribuidos a lo largo de las coladas de lava (Fig. 4.1), uno de los más evidentes proviene de la abertura donde se presume fueron extruidas las lavas hacia el suroeste del cono piroclástico (Fig. 4.1b, c). Además, se observaron diversas ojivas sobre el campo de lavas (Fig. 4.1a, líneas naranjas), que según análisis de imágenes satelitales de Google Earth y otros autores (Marín et al., 2020), se encuentran presentes a lo largo de todo el flujo de lavas.

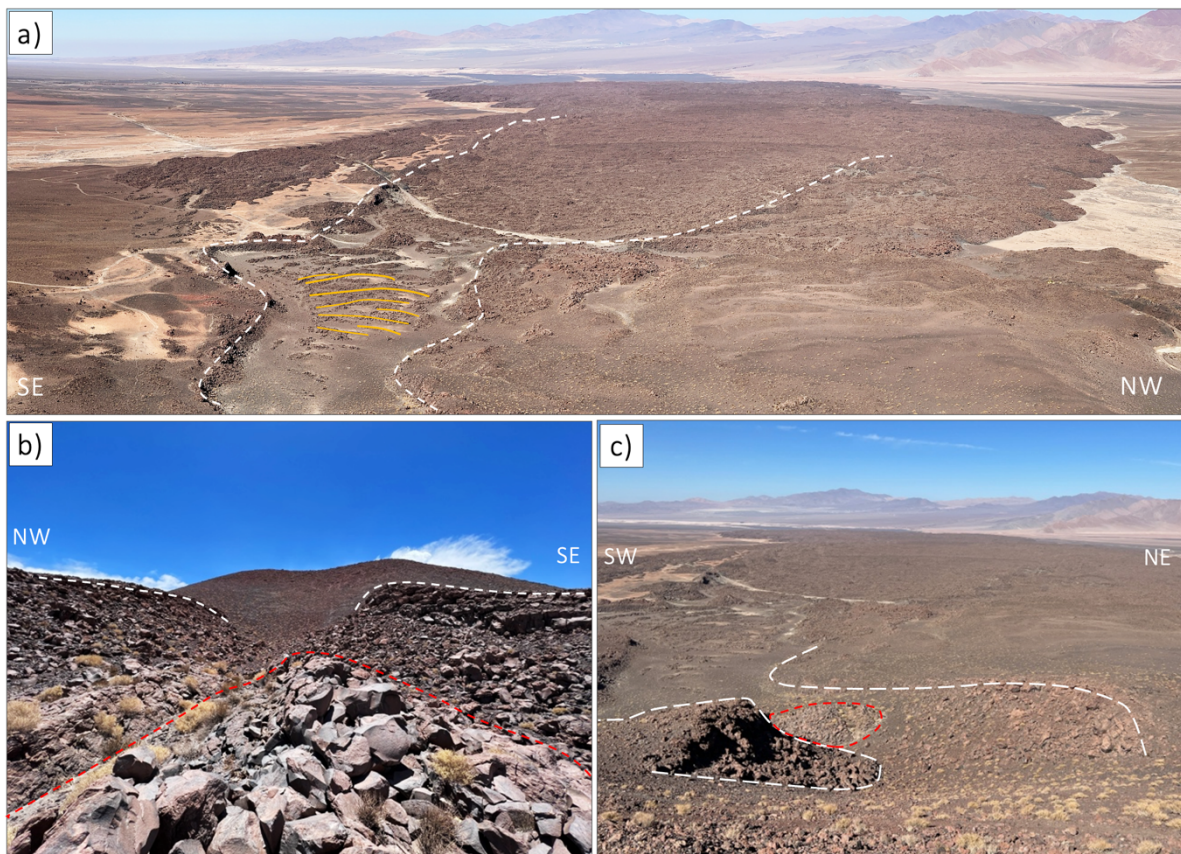


Figura 4.1. Fotografías de terreno del volcán La Poruña y su campo de lavas. **a)** Campo de lavas capturado desde la cumbre del cono piroclástico con sus *leveés* destacados en línea blanca segmentada y las ojivas en línea naranja continua. Al fondo llanura de río Loa. **b)** Cono de escoria con cicatriz de colapso abierta hacia el SW y *leveés* provenientes de la abertura. **c)** *Leveés* en la proximidad del cono en línea blanca segmentada, y un presumible flujo de lava estancado con morfología de domo en línea segmentada roja.

Cabe destacar que entre los *leveés* de la figura 4.1b se observa una morfología elevada con lavas en bloque, y otra coloración en relación con las rocas aledañas, ubicada a la salida de una presumible paleo-apertura del cono de escoria de donde se extruyeron las lavas hacia el SW. Esta unidad con morfología de domo posiblemente corresponde a un flujo de lava estancado justo a la salida del volcán (Fig. 4.1c, línea segmentada roja).

En lo que respecta a la petrografía reconocida en terreno, se identificó en muestra de mano lavas de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, olivino y piroxeno, junto a aglomerados minerales de olivino, plagioclasa y piroxeno. La masa fundamental de color grisácea con microlitos de plagioclasa visibles y abundantes vesículas hacia las zonas más someras de las lavas.

4.1.2 Cono piroclástico

El cono de escoria exhibe morfología de cono achatado y truncado en la punta donde se ubica el cráter, con una hendidura en forma de herradura en su ladera SW interpretada como una zona de colapso producto de la extrusión de lava (Marín et al., 2020), y una notoria zona de subsidencia en el borde de cráter por encima del área de colapso (Fig. 4.2a).

La coloración del material piroclástico que cubre las laderas del cono va desde negro grisáceo a verdoso en la zona inferior del cono, con otra parte color rojo intenso en el segmento superior de las laderas, y en toda la zona del cráter y cumbre. Además, la mitad superior del cono exhibe una evidente cobertura de material más grueso que el resto de las laderas con una coloración rojiza intensa (Fig. 4.2b), la cual se puede observar tanto en las pendientes superiores como en todo el borde y fondo del cráter de La Poruña (Fig. 4.2c). Por otro lado, se logró reconocer que el contorno del borde del cráter no es completamente uniforme en su altitud, ya que posee una subsidencia curva (Fig. 4.2c) justo por encima de la zona interpretada como de colapso por la extrusión de los flujos de lava.

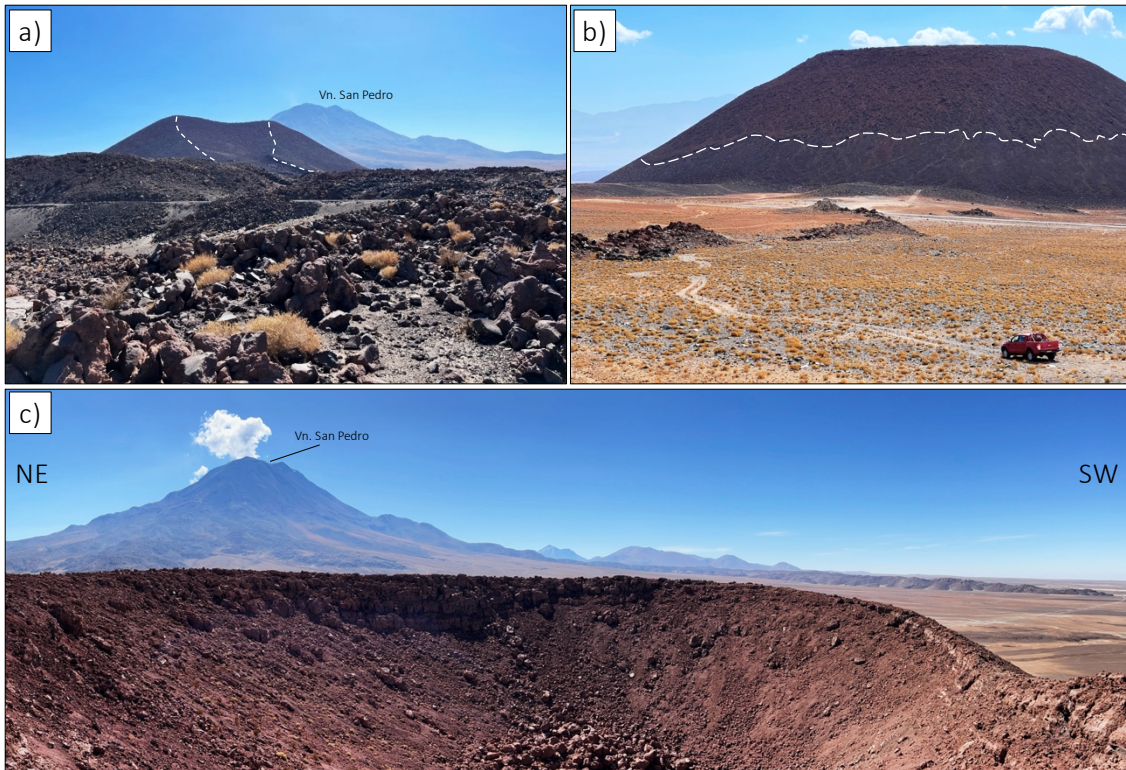


Figura 4.2. Fotografías asociadas al cono de escoria y cráter. **a)** Cono piroclástico con apertura de colapso hacia el SW demarcada en línea blanca segmentada, junto a la curvatura superior del cráter. Se ve la morfología en bloques de los flujos de lava. **b)** Laderas de La Poruña con zona rojiza de material más grueso demarcada en línea segmentada blanca, en la zona superior de las pendientes. **c)** Cráter del cono con volcán San Pedro de fondo. Se observa a la derecha de la imagen una depresión curva interpretada como parte del colapso por extrusión de lavas.

4.1.3 Depósitos de caída asociados a La Poruña

Gran parte de los depósitos piroclásticos visibles asociados a La Poruña se encuentran restringidos al cono de escoria y sus inmediaciones. La cobertura del cono contiene material que va de tamaño ceniza, a bombas que superan los 3 metros (Marín et al., 2020). Se observó que las partes más distales al cráter se componen de abundante lapilli gruesa y bombas (Fig. 4.3a) color negro grisáceo, con algunos fragmentos rojizos a pardo rojizo. Mientras que la parte superior del cono (Fig. 4.3b) se observa dominada con abundante material tamaño bomba y fragmentos *spatter* color rojo intenso, y en menor medida material más fino de color grisáceo. Además, al descender por las pendientes va desapareciendo gradualmente el material grueso rojizo que aparentemente cubre la fracción más fina de color negro grisáceo (Fig. 4.3a). Adicionalmente, la cima del volcán que incluye el borde de cráter y sus inmediaciones, se encuentran dominados por fragmentos *spatter*

de gran tamaño (~1-3 m) con coloraciones rojizas intensas (Fig. 4.3b, c, d), e intensamente deformados producto de su corta trayectoria aérea incandescente.

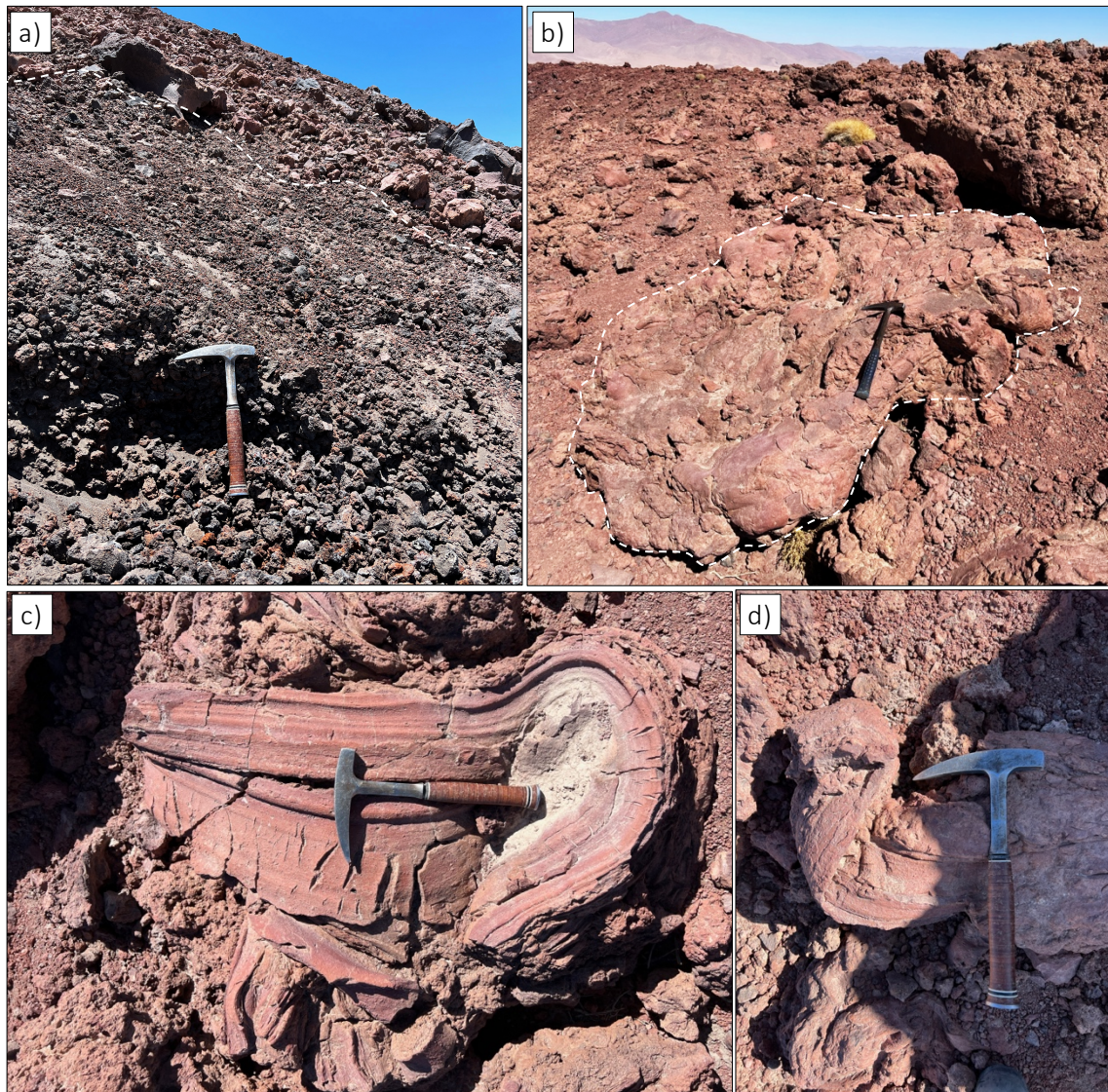


Figura 4.3. Depósitos de caída asociados al cono. Tamaño martillo: ~23 cm. **a)** Piroclastos tamaño lapilli gruesa dominantes en parte inferior, separada por línea segmentada blanca de zona superior con abundante material tamaño bomba color rojizo. **b)** Fragmento *spatter* de gran tamaño (~2m) en cumbre. **c)** Fragmento *spatter* intensamente deformado en cumbre. **d)** Fragmento *spatter* deformado en parte media de las laderas del cono.

Por otro lado, se logró identificar depósitos de caída semi-consolidados y estratificados en las inmediaciones al noreste del volcán. Se descubrió con pala una sección de tefras de ~372cm estratificada con abundantes capas y láminas que van desde tamaño ceniza fina a bomba, pero dominada por fragmentos tamaño lapilli (Fig. 4.4a). La coloración que predomina es negro grisáceo

con algunos niveles ricos en pómez verdosa, o una combinación de ambos. En lo que respecta la petrografía en muestra de mano, se logró reconocer en los fragmentos de mayor tamaño rocas de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, olivino y piroxeno, con masa fundamental grisácea y alta vesicularidad.

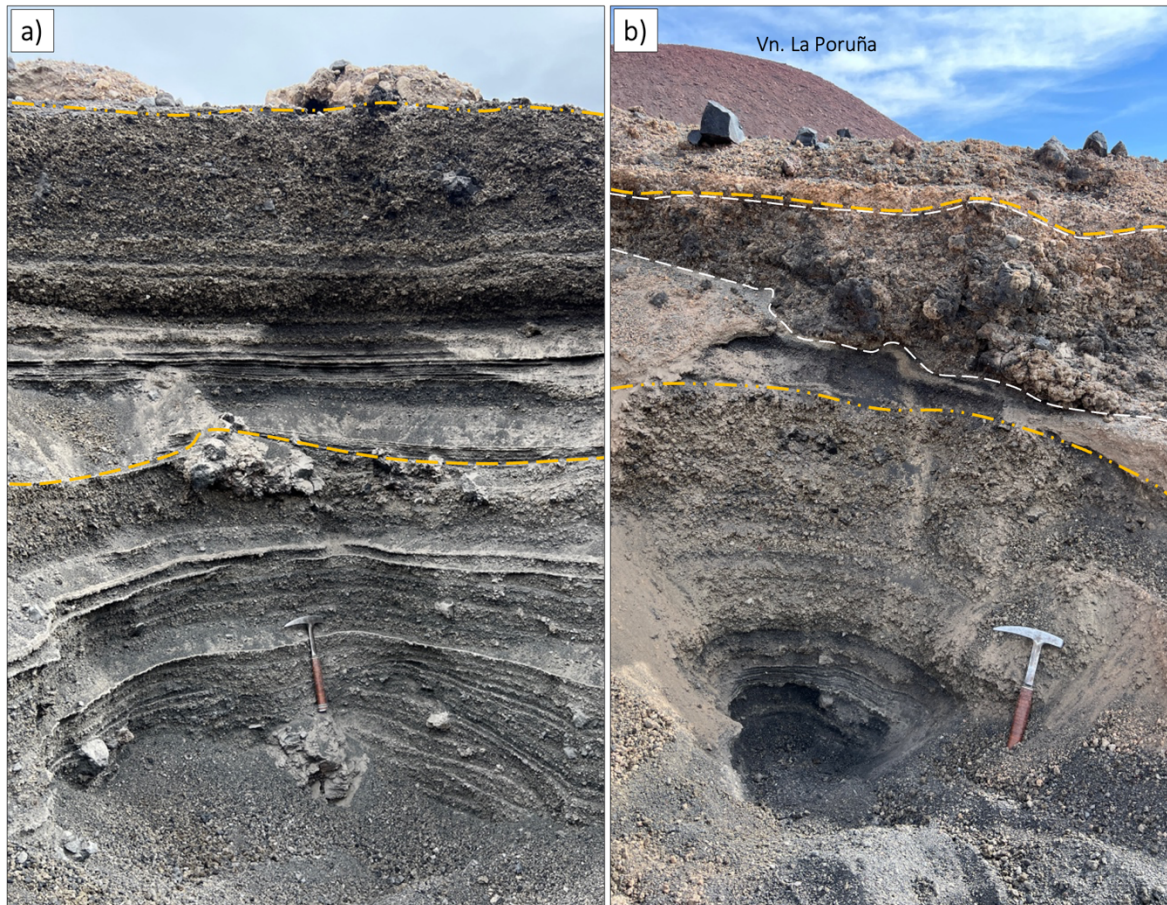


Figura 4.4. Sección 1 (S1) de material semi-consolidado y estratificado ubicada ~300 m al NE de La Poruña. La continuidad de S1 se vio interrumpida por un camino vehicular. **a)** Segmento inferior de S1 bajo camino vehicular con abundantes niveles estratificados de tefra, y **b)** segmento superior de S1 por sobre el camino con cono de escoria al fondo. Línea segmentada blanca indica nivel de bombas aglutinadas y líneas color naranja destacan intervalos granocrecientes de S1. Línea segmentada y punteada color naranja indica mismo nivel estratigráfico en ambas fotos.

4.2 Características generales de los depósitos que conforman la Sección 1

Los depósitos de tefra que conforman la Sección 1 (S1) se presentan bien estratificados con capas que van desde láminas milimétricas a estratos que superan los 50 centímetros, con una columna

ininterrumpida de 372 cm sin pausas aparentes en la depositación (Descripción detallada de S1 en Anexo 1). El afloramiento fue registrado con un grado de conservación excelente ya que fue descubierto a pala para su muestreo y descripción (Fig. 4.4a, b), por lo que no fue expuesto al intemperismo. Las observaciones de terreno permitieron el descubrimiento de estos depósitos a ~300 metros al NE del volcán La Poruña, por lo que se estima que la dirección del viento que prevaleció durante la actividad eruptiva era en esa misma dirección. Además, no se registró depósitos con estas características y con ese grado de estratificación en ningún otro lugar alrededor al cono de escoria, ni en zonas más alejadas, lo que a su vez descarta la posibilidad que provengan de algún estratovolcán de la zona. Esto es consistente con el trabajo de Marín et al. (2020) que postula que la dirección del viento ha prevalecido desde algunos millones de años hacia el NE, y con un modelo HYSPLIT de dispersión y trayectoria de tefras realizado en la página del NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) basado en el modelo de Stein et al. (2015), donde una simulación para La Poruña predice que los depósitos serían dispersados al NE (Fig. A2, Anexos). Sin embargo, la ausencia de otros afloramientos estratificados con tefras de La Poruña impidió la construcción de isopacas asociadas al evento eruptivo.

Los depósitos de tefra se estructuran de capas milimétricas de ceniza fina a niveles decimétricos de lapilli gruesa a bombas, donde la totalidad de ellos se conforma sobre un 95% de fragmentos juveniles, que se reconocen por su color negro grisáceo que domina el afloramiento de S1 (Fig. 4.4). Para una mejor caracterización y estudio de S1 fue dividida en 12 tramos entre A – L con características granulométricas similares, o con intercalaciones rítmicas entre ceniza y lapilli, o entre fracciones más gruesas, y todos los tramos se registraron estratificados.

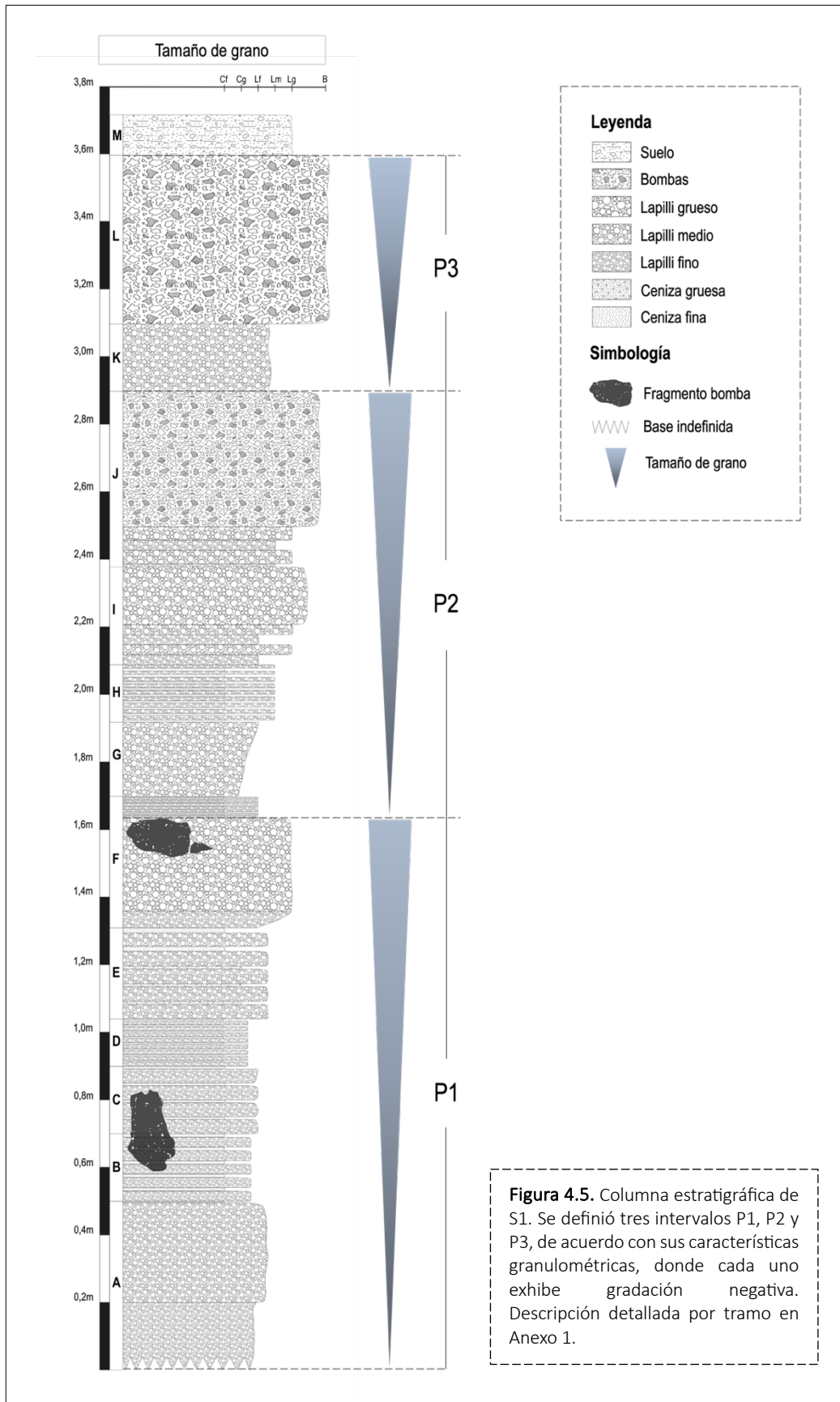
A partir de la relación entre la granulometría de cada tramo se definieron tres intervalos P1, P2 y P3 (Fig. 4.5) en los cuales se presenta una tendencia grano-creciente hacia techo, y estrato-creciente que no se aprecia de manera tan clara. El primer intervalo está compuesto entre los tramos A – F, contiene una base con el tramo A compuesto por dos estratos de mayor potencia relativa al resto del intervalo, con tamaño de grano más grueso. Lo que podría ser la parte superior de un intervalo grano-creciente inferior que no se logró descubrir en terreno, mientras que el resto de P1 exhibe una evidente tendencia de aumento en su granulometría hasta el tramo F y algunas bombas esporádicas de hasta 50 cm. La composición dominante es de fragmentos líticos juveniles

de pómez color negro grisáceo y verdoso en los niveles de lapilli y ceniza blanquecina en los niveles de menor potencia.

El intervalo P2 conformado por los tramos G a J posee una clara tendencia grano-creciente con una dominancia de fragmentos líticos juveniles color negro grisáceo para G y H, mientras que en I y J se observa un aumento en los fragmentos pómez color verdoso. El intervalo P2 concluye con una capa de 52 cm de lapilli grueso con bombas densas color negro grisáceo (Fig. 4.4a).

El último intervalo P3 compuesto por los tramos K y L muestra el segundo tramo hacia techo de mayor tamaño de grano y potencia, con bombas color negro grisáceo de hasta 30 cm parcialmente aglutinadas con pómez verdosa y grisácea tamaño lapilli fino a medio.

En términos generales, la Sección 1 exhibe un progresivo aumento en el tamaño de grano hacia techo y se pueden reconocer al menos tres episodios basados en los intervalos P1, P2 y P3.



4.3 Petrografía de fragmentos lapilli de la sección 1 (S1)

La petrografía de las muestras preparadas en sección delgada de S1 consiste en fragmentos de roca con textura vitrofídica, de vesicularidad ~25% y aglomerados minerales locales asociados. Se observa una distintiva homogeneidad textural y mineralógica en los cortes de roca analizados al microscopio a lo largo de todo S1. La mineralogía se compone de ~23-26% de plagioclasa, 8-13% olivino, 4-14% piroxeno y <1% de anfíbol. Los fenocristales de plagioclasa presentan morfología euhedral a subhedral con tamaños entre ~400-1000 μm , y algunos de ellos alcanzando tamaños de hasta ~1200 μm (Fig. 4.6a), con abundantes capas concéntricas zonadas y textura de desequilibrio *sieve*.

Los fenocristales de olivino exhiben morfología euhedral a anhedral y escasos esqueletales (Fig. 4.6b, d, e). Las dimensiones varían entre ~500-1000 μm , con algunos de gran tamaño que alcanzan los ~1500 μm . Se observan comúnmente asociados a cristales de piroxeno y plagioclasa de entre ~50-150 μm , formando aglomerados minerales con uno o más fenocristales de olivino centrales, rodeados por cristales pequeños (Fig. 4.6c). También es posible reconocer algunas texturas de embahiamiento y alteración a iddingsita (Fig. 4.6e).

Los fenocristales de piroxeno muestran morfología euhedral a anhedral, y se presentan en tamaños entre ~200-500 μm , donde los de menor tamaño se ven asociados a fenocristales de olivino y plagioclasa como aglomerados (Fig. 4.6c, d). Solo se observó un cristal de anfíbol que corresponde a oxi-hornblenda de ~500 μm .

La masa fundamental se compone principalmente de vidrio (>70%) con abundantes vesículas, microlitos de plagioclasa, olivino y piroxeno con tamaños entre ~50-200 μm (Fig. 4.6f).

En términos generales, todas las muestras observadas en sección delgada corresponden a rocas volcánicas de alta vesicularidad (Fig. 4.6f) clasificadas como pómez. Algunas de sus propiedades son enunciadas en la Tabla 4.1.

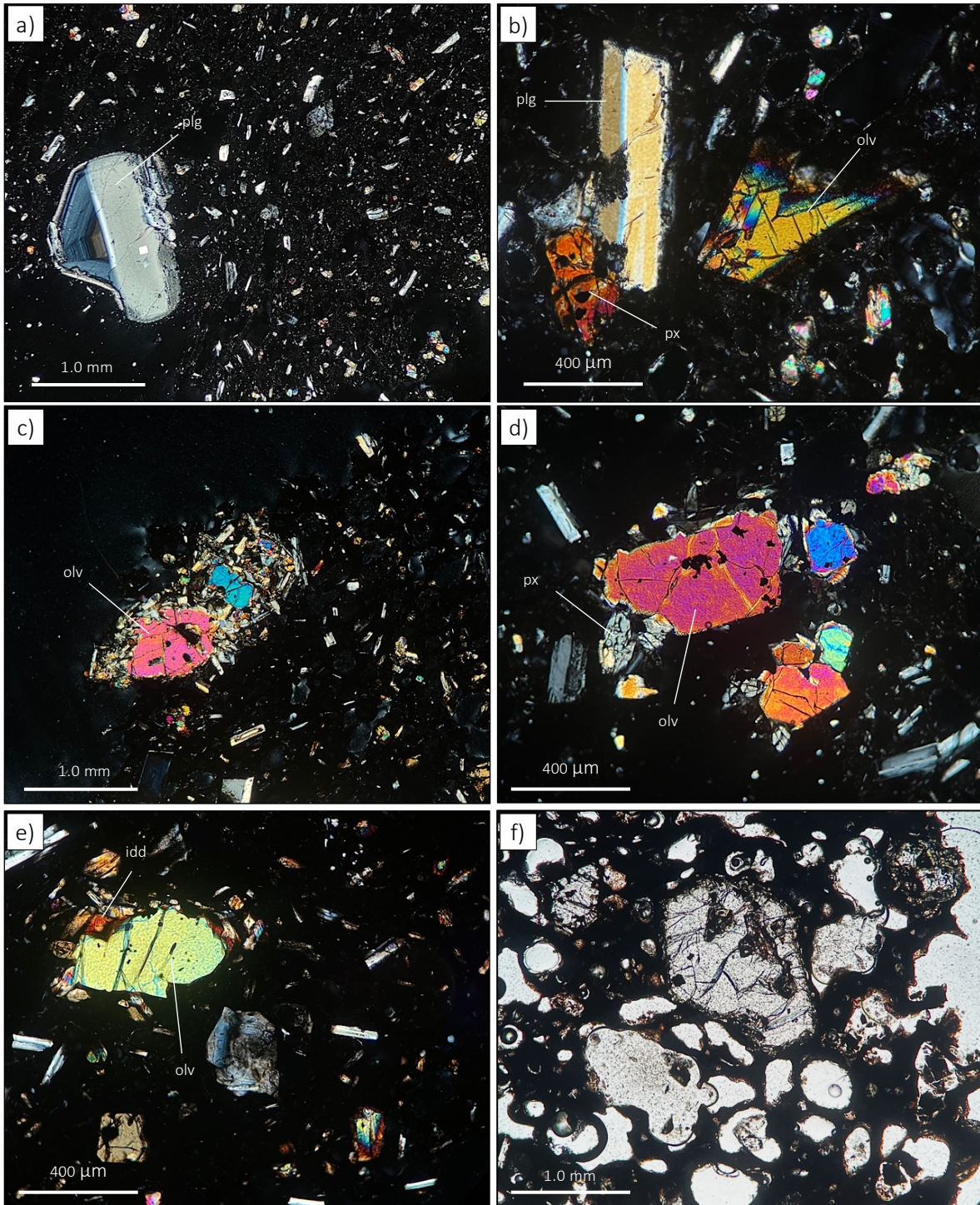


Figura 4.6. Fotomicrografías de fragmentos lapilli de La Poruña en nicols cruzados. **a) S1 – Ag:** Fenocrystal zonado de plagioclasa en masa fundamental vitrofídica con abundantes microlitos de plagioclasa, piroxeno y olivino. **b) S1 – J:** Fenocrystal de olivino con morfología esqueletal, junto a cristal de plagioclasa y piroxeno. **c) S1 – F:** Aglomerado mineral de olivino en el centro, con cristales pequeños de piroxeno y olivino en los bordes. **d) S1 – D:** Fenocrystal de olivino con bordes de piroxeno. **e) S1 – B:** Fenocrystal de olivino con bordes alterados a iddingsita. **f) S1 – I:** Textura vesicular y vitrofídica típica de S1 con fenocrystal de olivino (imagen en nicols paralelos). olv: olivino, plg: plagioclasa, px: piroxeno, idd: iddingsita

Sección 1	SiO ₂	Clasificación Química	Mineralogía principal	Textura
GS-LP-S1-A	58,43	Traquiandesita	---	Vitrofidica, vesicular y glomeroporfídica
GS-LP-S1-Ag	59,46	Andesita	plagioclasa > piroxeno > olivino	
GS-LP-S1-B	58,57	Traquiandesita	plagioclasa > olivino > piroxeno	
GS-LP-S1-D	58,70	Traquiandesita	plagioclasa > olivino > piroxeno	
GS-LP-S1-F	58,09	Andesita	plagioclasa > piroxeno > olivino	
GS-LP-S1-I	56,32	Andesita basáltica	plagioclasa > olivino > piroxeno	
GS-LP-S1-J	57,36	Andesita	plagioclasa > olivino > piroxeno	

Tabla 4.1. Petrografía y geoquímica del material piroclástico de S1. Datos de SiO₂ normalizados a 100% libre de agua.

4.3.1 Inclusiones fundidas en fenocristales de S1

A partir de la observación al microscopio de 6 láminas delgadas de roca de S1 se identificaron fenocristales con inclusiones fundidas (IF) de diferente forma, tamaño, color y tipo, junto a inclusiones sólidas de espinela cúbica. Con el fin de facilitar la comprensión de las IF registradas, estas serán clasificadas en inclusiones fundidas: con burbuja de gas y sin burbuja de gas.

Las inclusiones fundidas con burbuja de gas son las más comunes en los fenocristales observados, con morfología redondeada a sub-redondeada y ovals (Fig. 4.7a). Su coloración varía de translúcido, o con leve coloración aparente dada por el cristal hospedante, y otras con ligera tonalidad más oscura que el cristal que las contiene. El tamaño observado varía entre ~10-100 µm con burbuja de gas entre ~5-15 µm, y fueron observadas en fenocristales de olivino y piroxeno.

En lo que respecta a las inclusiones fundidas sin burbuja de gas, resulta más difícil su reconocimiento debido que son fácilmente confundibles con imperfecciones del cristal, o con marcas de resina por la elaboración del corte. Sin embargo, las más destacables no poseen morfología definida, sino son más bien amorfas y con coloración pardo oscuro en notorio contraste con su cristal hospedante (Fig. 4.7c). Además, exhiben una característica textural rugosa o también conocida como aspecto de pasa (Rose-Koga et al., 2021). Su tamaño se registró entre ~50-80 µm, y fueron observadas tanto en cristales de olivino como de piroxeno.

Las inclusiones de espinela muestran un característico hábito cúbico y un color negro intenso. Estas inclusiones se distribuyen principalmente en fenocristales de olivino, así como también en piroxenos, y se observan diseminadas y en cúmulo (Fig. 4.7a).

Cabe resaltar que entre las IF registradas, se identificó una con burbuja de gas y cristal cúbico (Fig. 4.7b) translúcido con un tamaño $\sim 10 \mu\text{m}$, en aparente contacto con la pared de la inclusión, hospedada en un fenocristal de olivino.

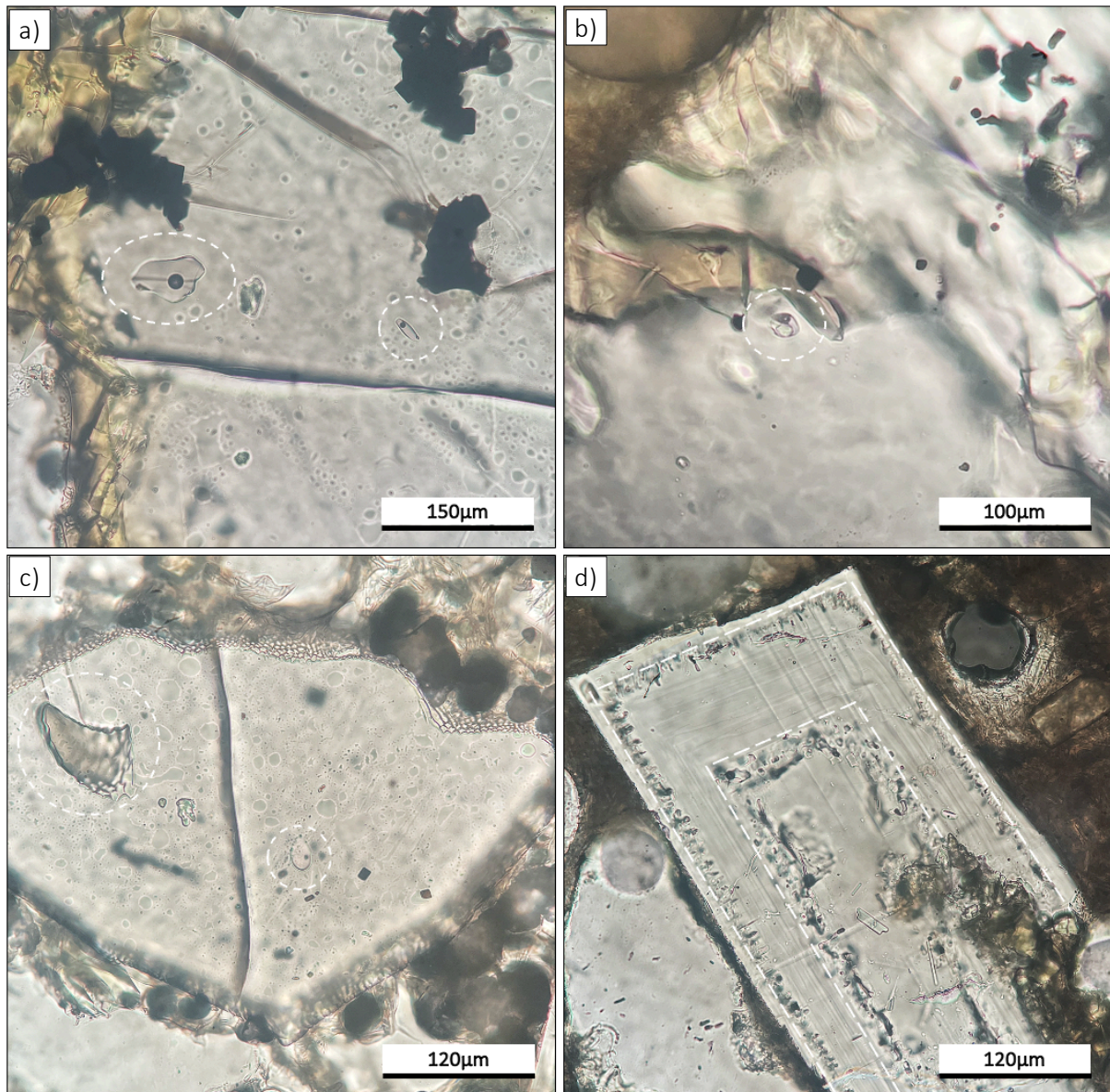


Figura 4.7. Microfotografías de fenocristales de rocas de S1 con inclusiones fundidas (IF), destacadas dentro de formas en línea segmentada blanca. **a)** Fenocristal de olivino hospedando inclusiones fundidas translúcidas con burbuja de gas, junto a inclusiones de espinela en cúmulo, de color negro en zona superior de la microfotografía. **b)** Inclusión fundida con burbuja de gas y cristal translúcido en fenocristal de olivino. **c)** Fenocristal de olivino hospedando inclusión fundida sin burbuja de gas y borde rugoso (textura de pasa) color pardo, junto a IF translúcida con burbuja de gas. **d)** Fenocristal de plagioclasa con dos capas de IFs alineadas con zonación del cristal, destacadas en línea blanca segmentada.

Por otro lado, se registraron fenocristales de plagioclasa con IF primarias y secundarias, donde las primarias coinciden con capas concéntricas de cristalización del mineral (Fig. 4.7d), mientras que las secundarias siguen fracturas no asociadas a estructuras cristalográficas.

4.4 Química en roca total de la Sección 1

La información completa de elementos mayores y traza se puede encontrar en Anexos 2 y 3. Las muestras de la sección 1 exhiben composiciones que van desde andesita basáltica a andesita y las de mayor porcentaje en peso de álcalis alcanzan el campo de traquiandesita (Fig. 4.8). Adicionalmente, se puede observar que la totalidad de las muestras clasifican como sub-alcalinas. Los resultados indican un porcentaje en peso de sílice entre 56,23 y 59,38% con afinidad calco-alcalina (Fig. A1, Anexo), donde se logra reconocer que existe una leve disminución en el porcentaje en peso de SiO_2 a medida que las muestras están más cercanas al techo de la columna (Tabla 4.1). Cabe destacar que la muestra menos evolucionada, y con menor porcentaje en peso de álcalis de la sección, clasifica como andesita basáltica en el diagrama TAS (Fig. 4.8) y corresponde a GS-LP-S1-I, la que se describe como un tramo dominado por lapilli fino a grueso de pómez verdosa a negra. Por otro lado, la muestra más evolucionada corresponde a GS-LP-S1-Ag, lo cual es congruente con el tipo de fragmentos apartados para esta muestra, donde se hizo una selección manual de fragmentos tamaño lapilli de pómez verdosa. Este tipo de pómez posee mayor proporción de vidrio que las pómez negras, por lo que es esperable un mayor porcentaje de SiO_2 .

Los resultados de roca total de las muestras de la sección exhiben tendencias definidas en la mayoría de los diagramas bivariantes (Fig. 4.9), a excepción del P_2O_5 y Al_2O_3 , donde es complejo visualizar algún tipo de relación con el aumento de SiO_2 , y en los óxidos alcalinos Na_2O y K_2O , hay una correlación positiva con SiO_2 . Para el resto de los óxidos, MgO , Fe_2O_3 , CaO , MnO , existe una correlación negativa con el SiO_2 con tendencias bastante bien definidas. En lo que respecta los elementos traza cromo y níquel (Fig. 4.9i, j), ambos muestran una correlación negativa con el SiO_2 , al igual que con los óxidos de Mg, Fe, Ca y Mn. Cabe destacar la presencia de un punto extremo fuera de la media que corresponde a la muestra GS-LP-S1-I, la cual a su vez contiene los valores más altos de Ni, MgO , Fe_2O_3 , Ca y MnO , y el valor más reducido en SiO_2 . Por el contrario, la muestra

GS-LP-S1-Ag es la que resulta con los valores más altos de SiO_2 , que a su vez posee las concentraciones más bajas de MgO , Fe_2O_3 , CaO , P_2O_5 , MnO , Cr y Ni .

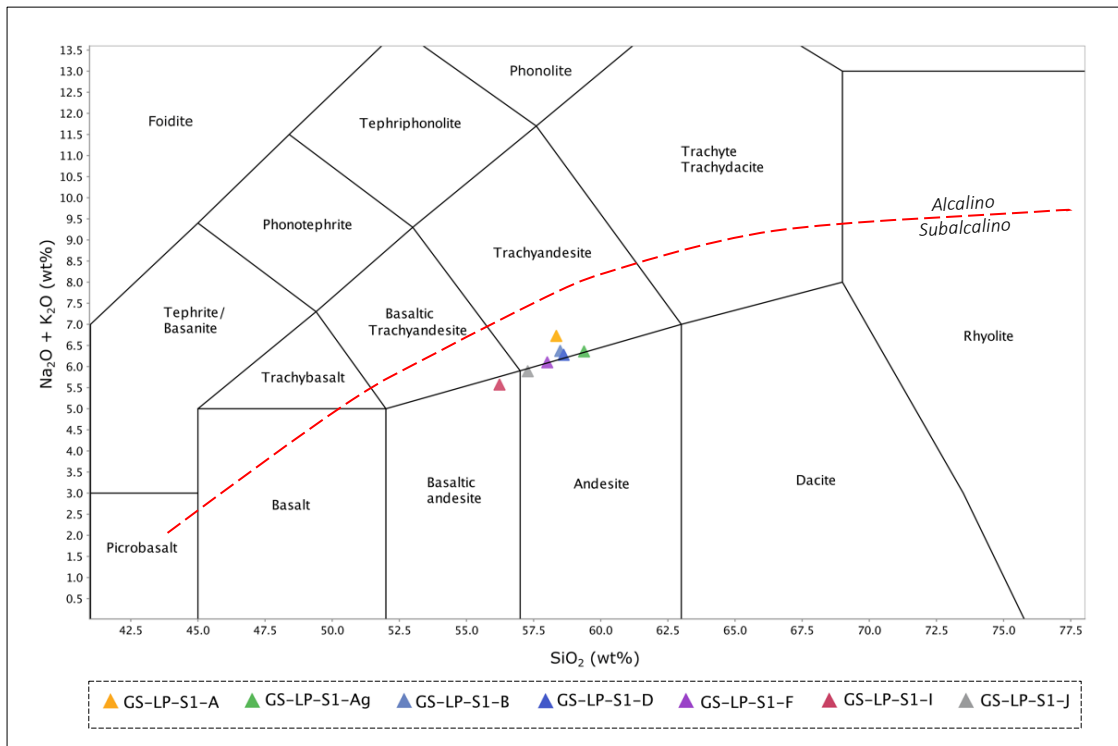


Figura 4.8. Diagrama TAS de álcali total vs. sílice (Le Maitre et al., 1989) de las muestras en estudio de la sección 1. La línea segmentada color rojo representa la sub-división de lavas alcalinas de sub-alcalinas (Irvine & Baragar, 1971).

Todas las muestras revelan un patrón multi-elemental con enriquecimiento en LILE, en relación con los HFSE, lo cual es una característica típica para magmas de subducción (Fig. 4.10b). Adicionalmente, muestran anomalías negativas de Nb y Ta, junto a anomalías positivas de K y Pb, levemente enriquecidas en Sr, y evidente en U y Th, con las muestras normalizadas al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989). El patrón de tierras raras también se observa bastante parejo para todas las muestras (Fig. 4.10a) con una tendencia relativamente plana y un enriquecimiento leve en LREE, lo que indica que los magmas provienen de la fusión parcial del manto. No se observa la anomalía típica del Eu.

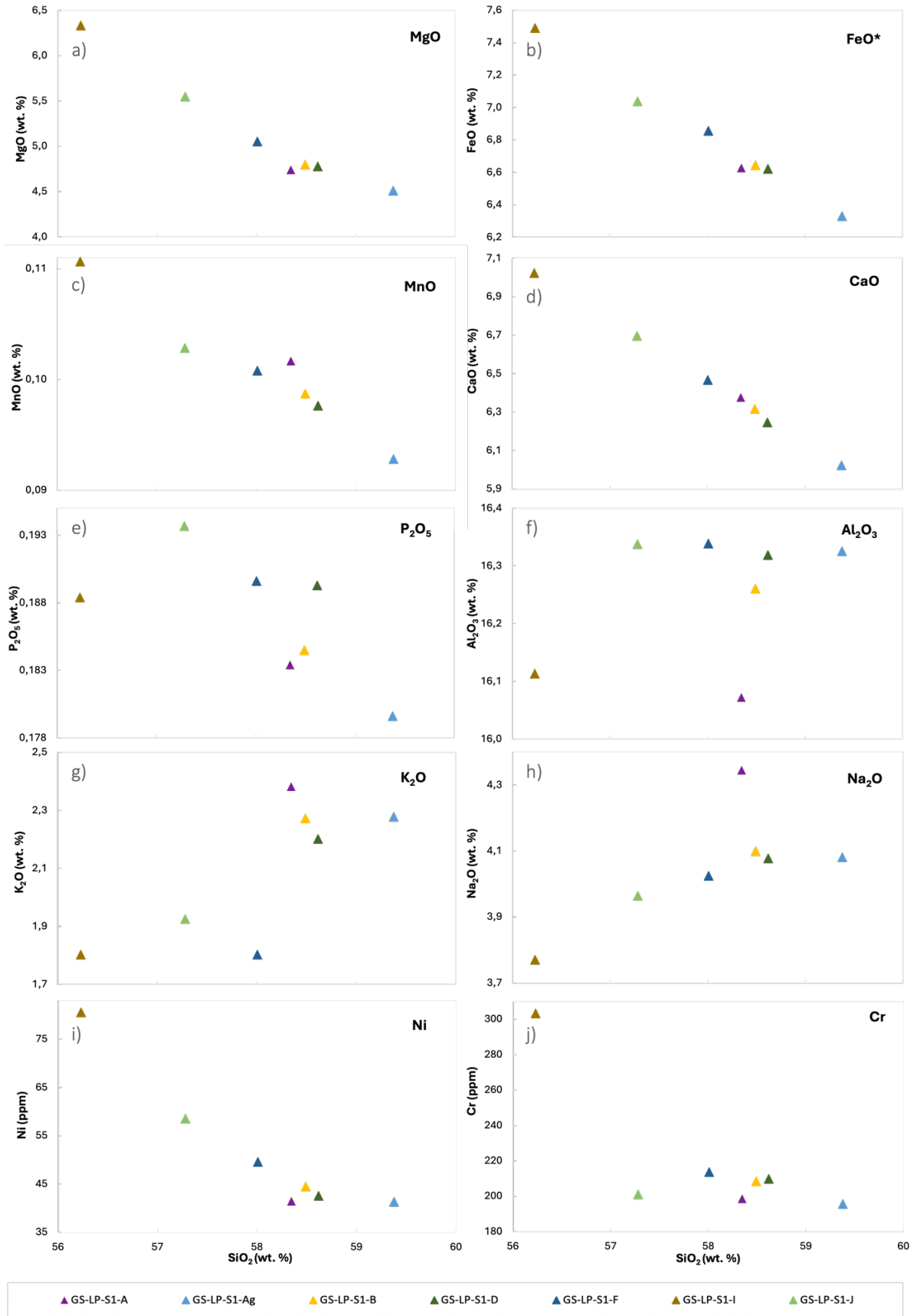


Figura 4.9. Diagramas de Harker para muestras de La Poruña. En general, se observa una relación inversa en el comportamiento de los óxidos **a) MgO, b) Fe₂O₃, c) MnO, d) CaO, y i) Ni, j) Cr**, con relación al SiO₂. Mientras que para el **g) K₂O** y **h) Na₂O** muestran una relación directa. Para el **e) P₂O₅** y **f) Al₂O₃** no se reconoce un comportamiento claro.

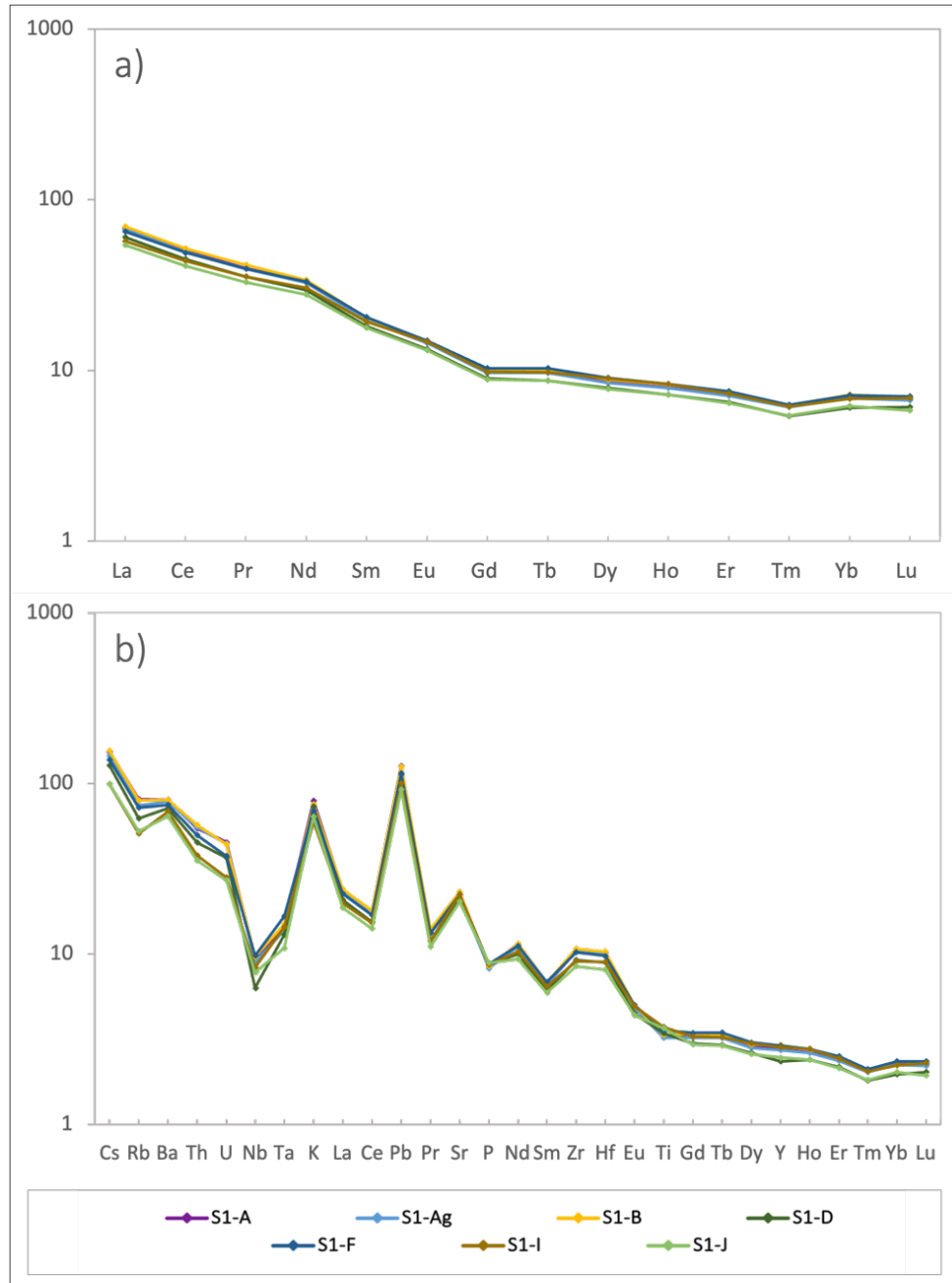


Figura 4.10. Diagramas de elementos traza. **a)** Diagrama de tierras raras normalizado al condrito (Sun & McDonough, 1989), con tendencia plana y sin empobrecimiento de Eu. **b)** Diagrama multi-elemental normalizado al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) con enriquecimiento en LILE en relación con los HFSE y anomalía de Nb-Ta, típico de magmas de arco.

4.5 Morfología y textura en cristales de olivino

Los olivinos observados a partir del material tamizado de la Sección 1 (S1) fueron clasificados en dos grupos según su morfología. El grupo 1 consiste en cristales poliedrales, es decir, que exhiben la totalidad de sus caras cristalográficas completamente desarrolladas y se consideran como cristales maduros. Y el grupo 2 consiste en cristales esqueléticos, que se caracterizan por no poseer la totalidad de sus caras cristalográficas completamente desarrolladas, donde la cara (021) es la más común de observar sin un desarrollo total (Fig. 4.11b, c). De hecho, un criterio importante utilizado para discriminar entre un cristal de olivino poliedral o esquelético, es el grado de desarrollo de la cara (021). Cuando se observa completamente desarrollada se considera un cristal del grupo 1 (Fig. 4.11a), mientras que si se observa una cavidad en esa posición cristalográfica se clasifica el cristal en el grupo 2 (Fig. 4.11b, c). No se reconocieron cristales con arreglo cristalino dendrítico. Información detallada de la descripción de cristales de olivino en la lupa binocular, en Anexo 4. El grado de maduración textural de los cristales se relaciona directamente con el tipo de morfología que exhibe, siendo los cristales poliedrales más maduros, y los cristales esqueléticos los de menor maduración.

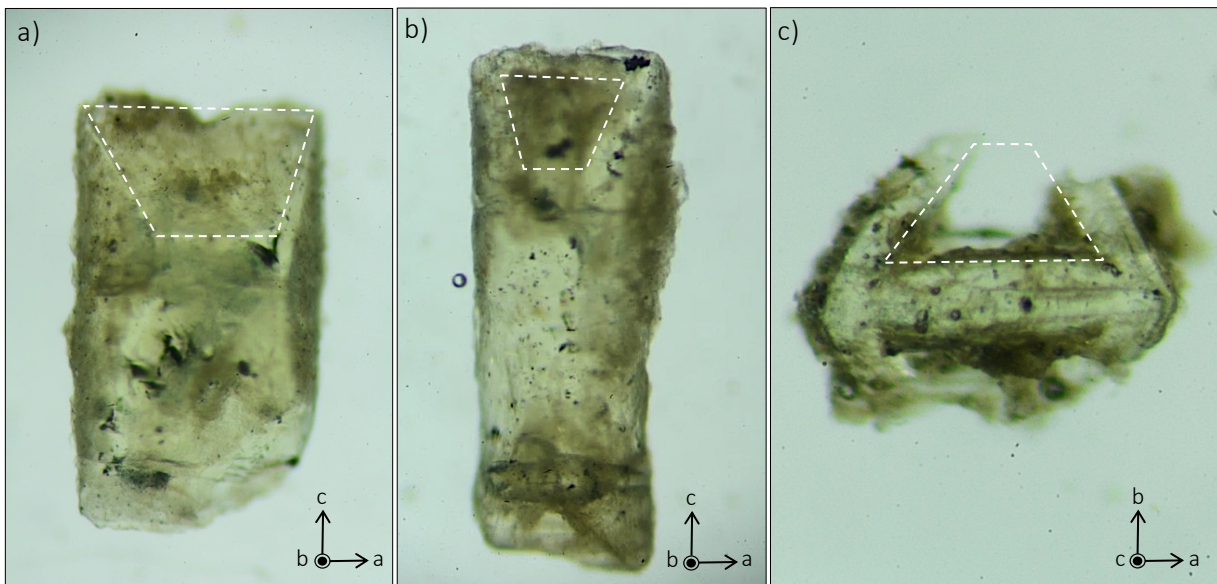


Figura 4.11. Fotografías de cristales de olivino con la cara cristalográfica (021) destacada dentro del polígono con forma de trapecio en línea segmentada blanca. Se observa que la madurez textural disminuye de izquierda a derecha. Todos los cristales muestran inclusiones de espinela en color negro. **a)** Cristal de olivino poliedral con cara (021) completamente desarrollada. **b)** Cristal de olivino esquelético que presenta cavidad en cara (021) **c)** Cristal de olivino esquelético con notoria cavidad en cara (021) y con menor madurez textural de los tres.

Para la caracterización de los depósitos de caída de La Poruña se seleccionó un total de 208 cristales de olivino, donde se escogió todos aquellos que preservan una estructura cristalográfica reconocible, o se logra identificar la orientación de los cristales. La selección se encuentra resumida en la Tabla 4.2. Cabe destacar que 43 olivinos del total de cristales separados presentan inclusiones fundidas dentro de su estructura y la totalidad muestra inclusiones cúbicas de espinela.

Tramo S1	Grupo 1	Grupo 2	Total Cristales	Cristales c/incl
S1- J	8	34	42	10
S1- G	21	37	58	6
S1- D	45	15	60	15
S1- A	39	9	48	12
Total	113	95	208	43

Tabla 4.2. Información de selección manual de cristales de olivino por tramo de S1 según su morfología, y los que contienen inclusiones fundidas. El grupo 1 consiste en cristales poliedrales, mientras que el grupo 2 se compone de cristales esqueletales.

El grupo 1 se compone de cristales euhedrales de morfología poliedral con un desarrollo bueno, en la gran mayoría, a malo de sus caras cristalinas, con fracturas frecuentes en el plano (001) y otras amorfas no relacionadas a rasgos cristalográficos. Algunos de ellos se registran maclados según la macla {011} (Fig. 2.5).

Por otro lado, el grupo 2 exhibe cristales euhedrales a anhedrales con morfología esquelética, donde se reconoce que los cristales más maduros de este grupo presentan una sola cavidad en la cara (021) con un arreglo cristalino euhedral a subhedral (Fig. 4.11b), mientras que en los de menor maduración textural se logra reconocer tan solo un marco cristalino con arreglo cristalino anhedral (Fig. 4.11c).

En ambos grupos es común observar cristales de piroxeno alargados de color pardo verdoso adosados a la superficie de los cristales de olivino, así como también vidrio volcánico de color pardo oscuro a negro que en ocasiones logra enmascarar la totalidad de los rasgos cristalográficos de los minerales. Adicionalmente, se destaca que a medida que se asciende estratigráficamente hacia techo, es decir desde S1-A hacia S1-J (Tabla 4.2), se observa una disminución en la cantidad de cristales del grupo 1, o de morfología poliedral. Mientras que los cristales pertenecientes al grupo

2, o de morfología esquelética, exhiben un aumento en la cantidad de cristales. Por lo que se puede concluir que la relación entre los cristales de ambos grupos muestra una proporcionalidad inversa a medida que se asciende estratigráficamente.

Tramo	>0,500 mm/<1,000 mm	Minerales (%)		>0,180 mm/<0,500 mm	Minerales (%)	
S1-J		olv	4		olv	3
		plg	4		plg	6
		px	1		px	2
		l.var	3		l.var	4
		l.osc	18		l.osc	5
		vidr	70		vidr	80
S1-G		olv	3		olv	4
		plg	5		plg	5
		px	1		px	2
		l.var	15		l.var	10
		l.osc	50		l.osc	45
		vidr	26		vidr	25
S1-D		olv	7		olv	9
		plg	7		plg	5
		px	3		px	16
		l.var	15		l.var	12
		l.osc	30		l.osc	26
		vidr	28		vidr	32
S1-A		olv	9		olv	12
		plg	20		plg	20
		px	5		px	5
		l.var	10		l.var	10
		l.osc	35		l.osc	30
		vidr	21		vidr	23

Figura 4.12. Fotografías a la lupa binocular de 4 niveles pertenecientes a la Sección 1 (S1-A, S1-D, S1-G y S1-J), en dos fracciones diferentes separadas por tamices e indicadas en la parte superior de la figura. Se indica la mineralogía de cada uno de los niveles en porcentaje con olv: olivino, plg: plagioclasa, px: piroxeno, l.var: líticos varios, l.osc: líticos oscuros y vidr: fragmentos de vidrio.

Dicho de otra forma, a medida que se registra mayor cantidad de cristales de olivino poliedrales, disminuye la abundancia de cristales esqueléticos.

Por otro lado, al observar una vista general de cada una de las fracciones tamizadas para cada tramo, se aprecia una leve disminución en la abundancia de cristales de olivino en los niveles de la Sección 1 (Fig. 4.12). Donde en el nivel basal S1-A se ve un ~11% de olivino, seguido de S1-D con un ~8% de olivino, S1-G con ~4% de olivino y el nivel más superior prospectado S1-J con ~4% de olivino. Los cristales de plagioclasa y piroxeno muestran una tendencia similar, mientras que los líticos varios y oscuros no presentan una evolución clara. Sin embargo, se destaca el tramo S1-G con un ~50-60% de abundancia entre fragmentos líticos varios y oscuros, siendo el de mayor proporción de estos componentes en relación con los demás tramos observados. Por otro lado, la abundancia de fragmentos de vidrio se observa relativamente pareja en S1-A, S1-D y S1-G con valores entre ~21-32%, mientras que en el tramo superior S1-J se eleva drásticamente hasta valores de ~70-80%, lo cual es más del doble que los niveles inferiores.

4.5.1 Inclusiones en cristales de olivino

Del total de 208 cristales de olivino apartados, en 43 de ellos (Tabla 4.2) fue posible reconocer inclusiones fundidas (IF) de diferente color, tipo y morfología. No se observa una tendencia clara a lo largo de los tramos de S1 en lo que respecta a la cantidad de cristales con inclusiones registradas por nivel. Sin embargo, en S1-A, S1-D y S1-J se reconocieron entre 10 a 15 cristales con IF por tramo, mientras que para S1-G se registró 6, lo que es menos de la mitad del promedio del resto de los niveles. Cabe destacar que S1-G es el que mayor porcentaje de líticos exhibe con un ~60% entre variados y oscuros.

Las IF registradas fueron clasificadas como: con una o más burbujas de gas, sin burbuja de gas, y con burbuja de gas elongada (*melt channel*). Esta es una clasificación general, ya que dentro de cada una de ellas se observó IF con diferente tamaño, color y morfología. Otro tipo de inclusión observada fueron los cristales cúbicos de espinela de color negro, estos fueron registrados en la totalidad de los cristales de olivino prospectados.

Las inclusiones fundidas con una o más burbujas de gas son las más abundantes y comunes de observar en los cristales prospectados, con morfologías redondeada a sub-redondeada (Fig. 4.13a,

b, d), otras elongadas denominadas canales fundidos o *melt channel* (Fig. 4.13d, e, f), y algunas formas particulares alargadas con más de una burbuja de gas (Fig. 4.13b). Su coloración aparente se observa en función del cristal hospedante, donde las que poseen el mismo color que el cristal se presumen translúcidas, exhibiendo en su mayoría verde oliva pálido. También se registró IF con burbuja de gas con tonalidades verde pálido oscuro (Fig. 4.13a), donde se presume que son IF no translúcidas. Su tamaño varía de $\sim 10\text{-}80\ \mu\text{m}$ con burbuja de gas que varía entre $\sim 2\text{-}15\ \mu\text{m}$, correspondiendo entre un tercio a un cuarto del tamaño total de la inclusión fundida.

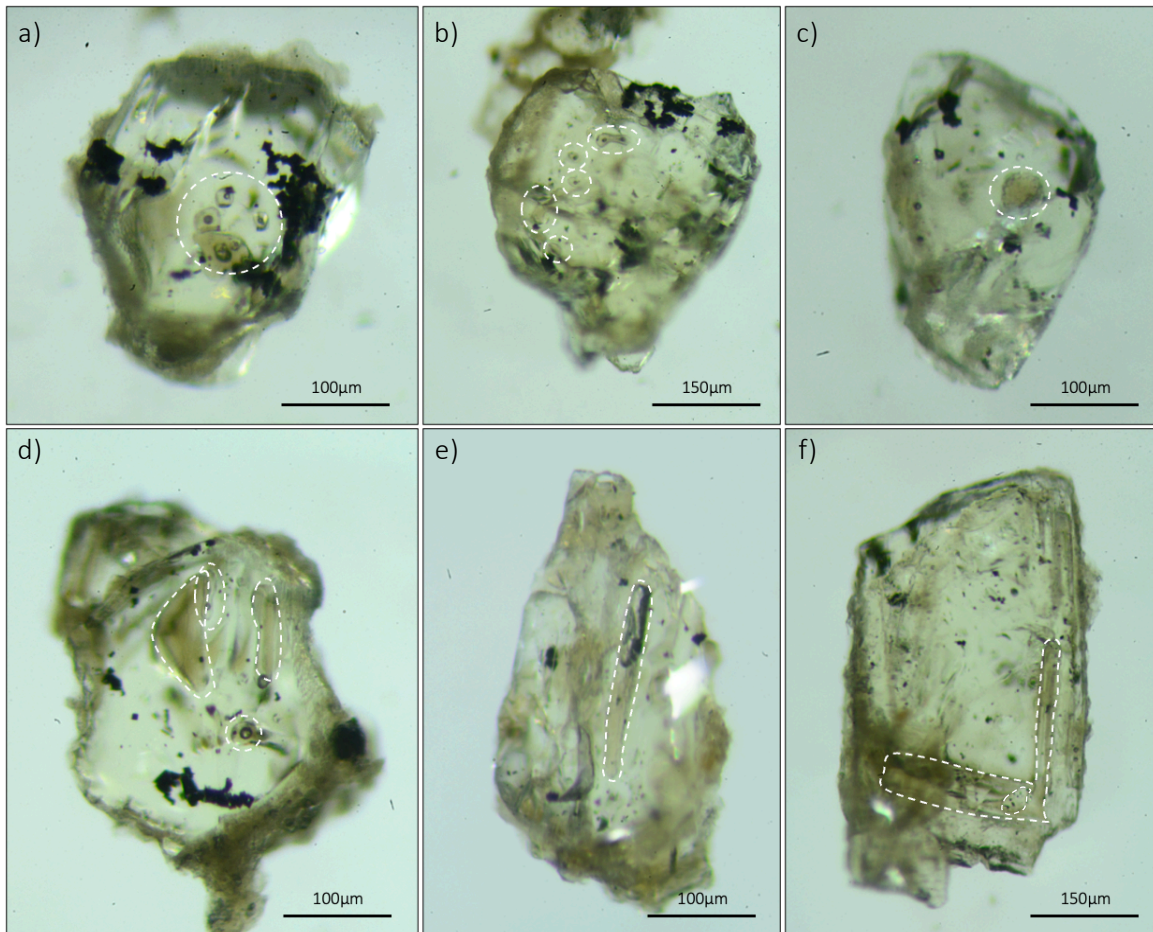


Figura 4.13. Fotografías de cristales de olivino con inclusiones fundidas de diferente tipo y morfología, junto a inclusiones de espinelas cubicas en color negro. Todas las inclusiones fundidas están destacadas en línea segmentada color blanco. **a)** Cuatro inclusiones fundidas con burbuja de gas de diferentes tonalidades de pardo verdoso con variados tamaños, además se observan inclusiones cubicas de espinela color negro. **b)** Inclusiones fundidas con y sin burbuja de gas. **c)** Inclusión fundida sin burbuja de gas color pardo verdoso, con textura porosa notoria. **d)** Inclusiones fundidas sin burbuja de gas con forma de canal (*melt channel*) y triangulo, junto a inclusión fundida con burbuja de gas. **e)** Inclusión fundida “*melt channel*” con burbuja de gas. **f)** Inclusión fundida “*melt channel*” con aparente burbuja de gas en forma de L.

Las inclusiones fundidas sin burbuja de gas presentan morfologías redondeadas, sub-redondeadas, elongadas y triangulares (Fig. 4.13b, c, d). En lo que respecta la coloración, resulta complejo reconocer las inclusiones translúcidas debido que pueden confundirse con otras imperfecciones de los cristales, y la burbuja de gas es un factor determinante para clasificar las IF.

Es por esto que las IF sin burbuja de gas fueron registradas solo en tonalidades verde oliva oscuro, o colores más oscuros que el cristal hospedante (Fig. 4.13b). El tamaño observado fue entre ~ 15 - $50 \mu\text{m}$. Cabe destacar que para esta categoría de IF se observaron algunas muestras con textura rugosa en el borde de la inclusión (Fig. 4.13c).

Las inclusiones fundidas elongadas o *melt channels* fueron diferenciadas debido a su gran tamaño, marcada diferencia morfológica y orientación con respecto al resto de las IF. Estas fueron observadas con y sin burbuja de gas (Fig. 4.13d, e, f), y su coloración varía desde translúcidas a verde oliva oscuro. Su tamaño es considerablemente mayor, con un rango entre ~ 80 - $150 \mu\text{m}$ de IF y burbuja de gas de entre ~ 10 - $40 \mu\text{m}$, donde algunas burbujas se observan elongadas hacia el eje mayor de la inclusión hospedante (Fig. 4.13e) y otras sin elongación preferencial (Fig. 4.13f). Cabe resaltar, que la orientación preferencial del eje mayor de las IF elongadas coincide con los atributos cristalográficos de los cristales, donde se observan alineadas con el eje c (Fig. 4.13b, c, d), o dicho de otra forma, perpendiculares al plano a-b de los minerales.

Por último, las inclusiones de espinela fueron observadas en la totalidad ($n=208$) de los cristales prospectados, donde se registraron diseminadas (Fig. 4.13e, f) y en cúmulo (Fig. 4.13a, b, d). Su coloración negra característica y morfología cúbica permite su fácil reconocimiento, y su tamaño ronda los $\sim 10 \mu\text{m}$.

4.6 Química mineral en fenocristales de olivino y piroxeno

A partir de los 34 datos seleccionados válidos de análisis puntual en fenocristales de olivino y piroxeno para dos muestras de S1, se calcularon las concentraciones de forsterita, níquel y calcio para los 20 fenocristales de olivino (Fig. 4.14a), con una transecta de borde a borde en uno de ellos. Toda la información química de los análisis se puede encontrar en Anexo 5.

La muestra S1-B exhibe la forsterita entre 68,6 – 76,5% molar con un promedio de 73,2% entre los 8 datos de olivino, las concentraciones de calcio están en el rango de 6240 – 13686 ppm, con una media de 11357 ppm, y las concentraciones de níquel varían entre 16 – 564 ppm con una media

de 233 ppm. La segunda muestra S1-I exhibe valores de forsterita entre 80,3 – 87,6% molar con un promedio de 83,1% en 11 análisis de cristales de olivino y una transecta de borde a borde de 8 puntos con espaciamiento variable. Las concentraciones de calcio se mueven en el rango de 606 – 1366 ppm, con una media de 1021 ppm, y para el níquel varían entre 60 – 3356 ppm con una media de 1443 ppm. Para el total de los 20 datos puntuales en las dos muestras en fenocristales de olivino se obtuvo valores de entre 68,6 – 87,3% molar de forsterita con un promedio de 80,2%, concentraciones de calcio entre 606 – 13686 ppm, con una media de 4122 ppm, y concentraciones

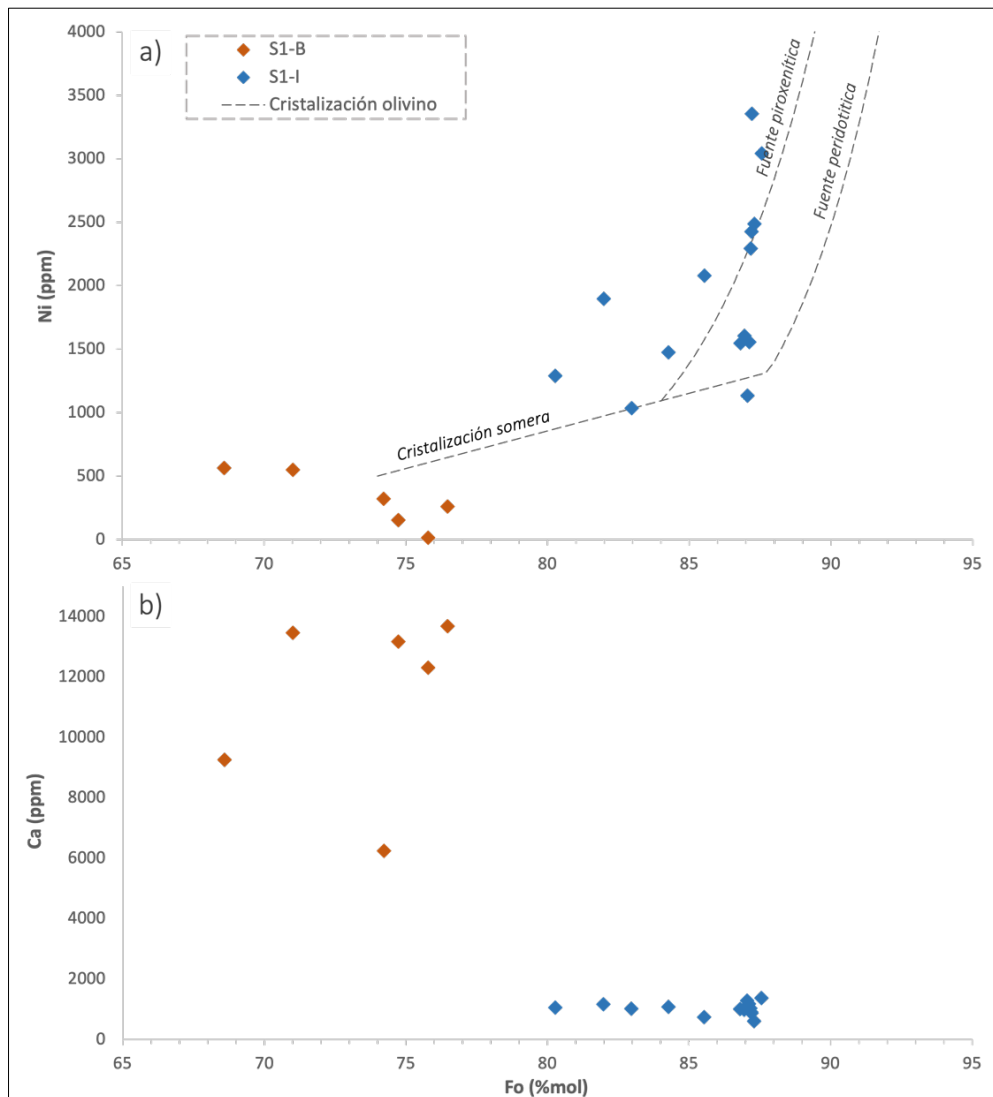


Figura 4.14. Diagramas composicionales de fenocristales de olivino. **a)** Diagrama Fo (% mol.) vs Ni (ppm) y **b)** Fo (%mol.) vs Ca (ppm) con diversidad composicional en fenocristales de olivino para 2 muestras de S1: S1-B y S1-I. La línea segmentada muestra la tendencia de cristalización de olivino en función de las concentraciones de Fo y Ni, extraída de Ruprecht & Prank (2012).

de entre 16 – 3356 ppm de Ni con una media de 1084 ppm de Ni. Los datos de ambas muestras se observan evidentemente segregadas, donde la S1-I exhibe valores más altos de forsterita y níquel, mientras que la muestra S1-B entrega los valores más bajos en forsterita y más elevados en calcio (Fig. 4.14).

La transecta A-B realizada en un fenocristal de olivino de la muestra S1-I consiste en un perfil de borde a borde con una longitud de $\sim 400 \mu\text{m}$ (Fig. 4.15a) con 8 análisis puntuales con espaciamiento variable. Los datos de Fo (%mol.) y Ni (ppm) obtenidos exhiben un aumento en sus concentraciones desde el borde hacia el núcleo del cristal (Fig. 4.15b), el valor mínimo de forsterita es 80,3 en el último dato hacia el borde B de la transecta, y el valor máximo corresponde a 87,6 para el dato del centro de la gráfica sobre $\sim 200 \mu\text{m}$. El total de los datos de la transecta registra un promedio de forsterita 85,46. En lo que respecta las concentraciones de Ni, el valor mínimo registrado es de 1291 ppm justo en el borde B del perfil, el valor máximo es cercano al centro con 3356 ppm de Ni y un promedio de 2163 ppm para todos los puntos de la transecta.

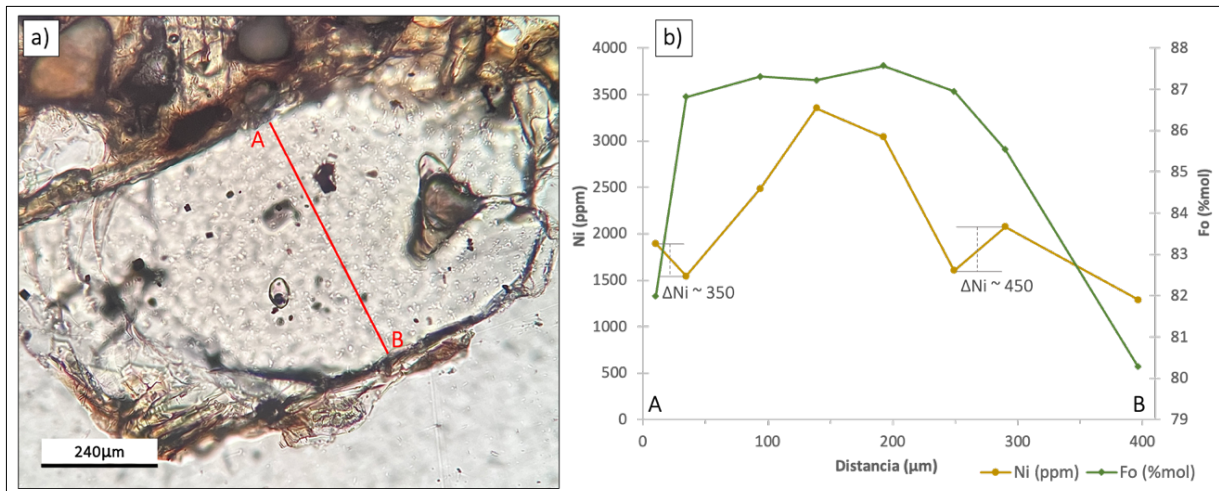


Figura 4.15. Transecta mineral de borde a borde en fenocristal de olivino. **a)** Microfotografía de fenocristal de olivino de muestra S1-I en luz polarizada plana (LPP) con transecta A-B de borde a borde en línea continua color rojo. **b)** Modelo esquemático de transecta A-B con 8 análisis puntuales con variaciones en las concentraciones de forsterita en línea con rombos color verde, y de níquel en línea con círculos color ocre.

Cabe destacar que los valores de forsterita exhiben un patrón con zonación normal, es decir, sus concentraciones muestran una disminución hacia los bordes del perfil, y el Ni una zonación normal oscilatoria, lo que indica que existen inversiones locales seguidas de un aumento en su concentración. Esto queda en evidencia por la presencia de dos disminuciones en las

concentraciones de Ni a ambos lados del núcleo del cristal, con variaciones de entre ~350 y ~450 ppm a la izquierda y derecha respectivamente (Fig. 4.15b), donde las concentraciones de Fo se mantienen en disminución de núcleo a borde. Lo cual es consistente con lo observado en otros trabajos de química mineral en olivinos (Ruprecht & Prank, 2012; Salas et al., 2021), que para variaciones leves en forsterita se registran amplios cambios en las concentraciones de níquel.

Los fenocristales de piroxeno analizados corresponden a 14 de un total de 34 análisis puntuales, los cuales fueron clasificados principalmente según su contenido en óxidos de magnesio, hierro y calcio (Fig. 4.16). El porcentaje en peso en MgO de las muestras graficadas varía entre 8,3 – 30,3, con un promedio de 23,5, donde es evidente que los piroxenos magnesianos clasificaron dentro del campo de la Enstatita en su mayoría. El FeO registra un valor mínimo de 7,1%, y un máximo de 17,2%, con un promedio de 13,0% en peso, el CaO varía entre 1,0 – 19,2%, con un promedio de 6,8% en peso. Por último, el SiO₂ varía entre 47,3 – 56,7%, con un promedio de 52,7%.

Los resultados obtenidos luego de la clasificación de los 14 datos de piroxeno en el diagrama ternario (Wo, En, Fs), muestran que 8 de ellos ajustan al campo de la Enstatita, un orto-piroxeno magnesiano de la serie Enstatita-Ferrosilita. Mientras que los 6 datos restantes ajustan en el campo de la Pigeonita y Augita, siendo estos dos clino-piroxenos de magnesio y calcio.

Cabe notar que el 6 de los 9 fenocristales de piroxeno de S1-I se ajustaron al campo de la Enstatita, mientras que dos en Pigeonita y solo uno en Augita, mostrando una tendencia hacia el magnesio para los piroxenos de esa muestra. Por otro lado, para S1-B se registra que 3 de los 5 fenocristales analizados corresponden a Augita y solo dos a Enstatita, donde a pesar de la reducida cantidad de datos se puede presumir una tendencia a los piroxenos cálcicos. Los resultados que indican la presencia de piroxenos monoclinicos y ortorrómbicos es consistente con un mapa de reconocimiento mineralógico automatizado QEMSCAN realizado por González-Maurel et al. (2019a), donde se reconoció la presencia de ambas fases minerales como fenocristal y en la masa fundamental para lavas de La Poruña.

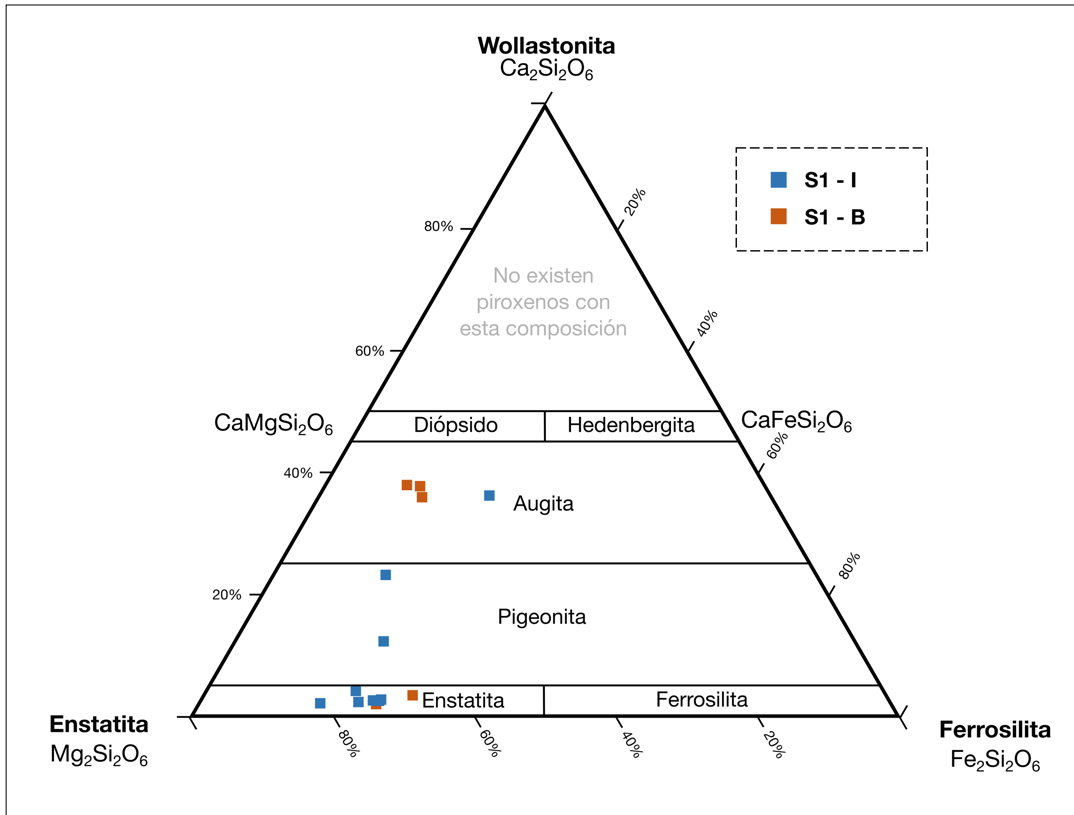


Figura 4.16. Diagrama ternario con datos de fenocristales de piroxeno de muestras S1-I en cuadrados color azul, y S1-B en cuadrados color naranja. Muestras dentro del campo Enstatita corresponden a orto-piroxenos, y el resto clino-piroxenos.

*Los piroxenos monoclínicos clinoenstatita-clinoferrosilita son extraños en rocas terrestres, por lo que son considerados como orto-piroxenos (Deer et al., 2013).

5. Discusión

5.1 Espectro geoquímico en roca total y química mineral en olivino

Las muestras de tefra analizadas exhiben sílice entre 56,23 a 59,38 wt.% y han sido clasificadas entre andesita-basáltica, andesita y traquiandesita para las de mayor porcentaje en álcalis (Fig. 4.8). Mientras que para otros análisis en lavas de La Poruña (González-Maurel et al., 2019a; Godoy et al., 2014) han clasificado entre andesita-basáltica y andesita, sin alcanzar el campo de traquiandesita, lo que sugiere una mayor concentración en álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) en los depósitos de tefra.

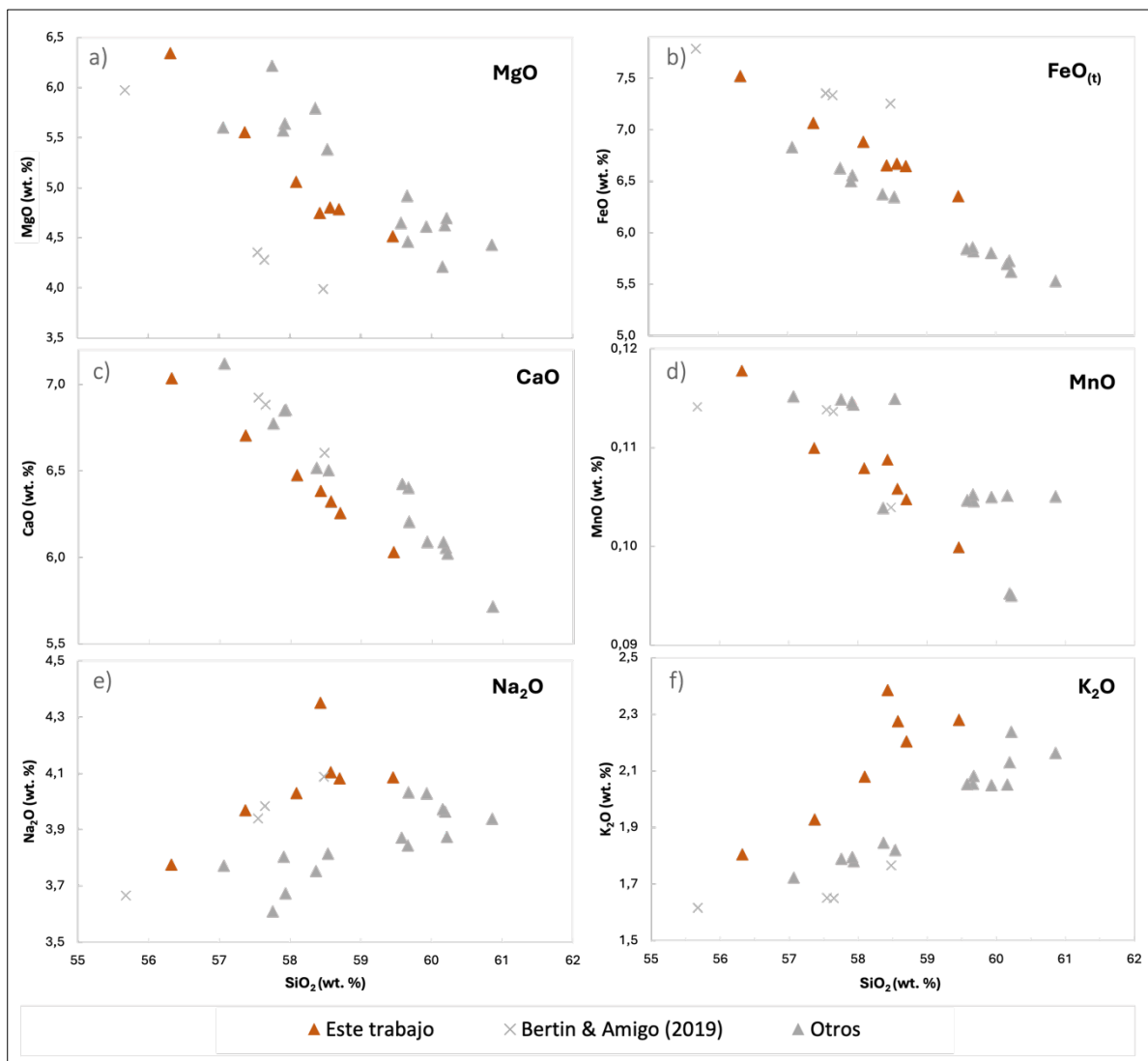


Figura 5.1. Diagramas de Harker seleccionados para muestras de La Poruña, junto a datos de Bertin & Amigo (2019) y otros autores (Godoy et al., 2014; Godoy et al., 2017; González-Maurel et al., 2019a). **a)** MgO, **b)** Óxido de hierro total ($\text{MgO}_{(t)}$), **c)** CaO, **d)** MnO, **e)** P_2O_5 , **f)** Al_2O_3 , **g)** Na_2O , **h)** K_2O

Las tendencias exhibidas por los diagramas bivariantes muestran comportamientos similares en los óxidos MgO, FeO, CaO y MnO, donde a medida que aumenta el índice de diferenciación (SiO_2) se observa una disminución en su concentración (Fig. 5.1). Lo que a su vez indica el comportamiento compatible de estos elementos, es decir, a medida que el fundido se va diferenciando estos se van consumiendo primero en fases ricas en dichos elementos como el olivino. Adicionalmente, para elementos traza como el Ni y Cr también presentan un comportamiento compatible (Fig. 5.2a, b), presumiblemente debido al fraccionamiento de olivino para el níquel, y a la cristalización de espinelas observadas como inclusión en el olivino, para el caso del cromo. Por otro lado, el diagrama Rb vs SiO_2 (Fig. 5.2d) exhibe un aumento en la concentración de Rb con la diferenciación, y la razón Sr/Y muestra un comportamiento similar (Fig. 5.2c) indicando el fraccionamiento de clinopiroxeno (cpx) a medida que aumenta el SiO_2 , lo cual es congruente con los fenocristales de piroxeno observados en la petrografía.

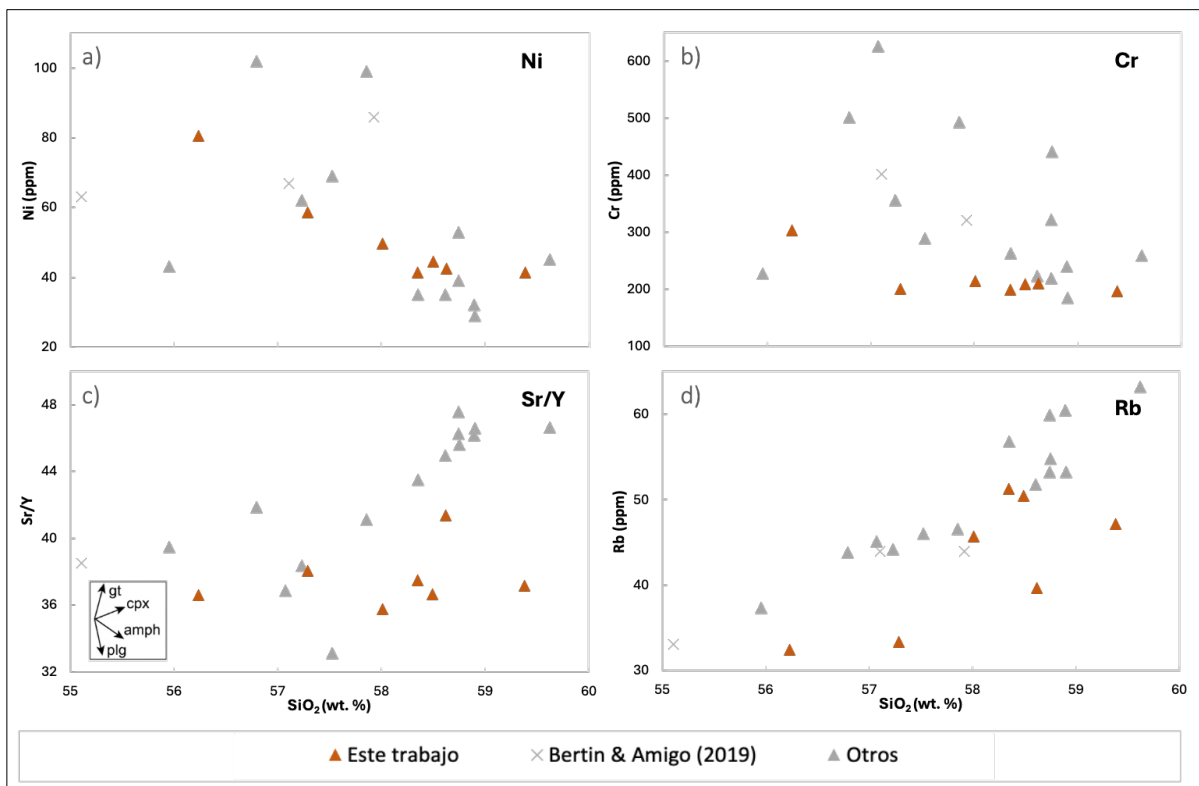


Figura 5.2. Diagramas de Harker de elementos traza seleccionados para muestras de La Poruña, junto a información de otros autores. **a)** Diagrama de Ni vs SiO_2 donde al aumentar índice de diferenciación, disminuye concentración de Ni, **b)** Cr vs SiO_2 , **c)** Sr/Y vs SiO_2 con cuadro inserto mostrando tendencias típicas que indican el fraccionamiento de granate (gt), clinopiroxeno (cpx), anfíbol (amph) y plagioclasa (plg). **d)** Diagrama con tendencia al aumento en Rb, a medida que aumenta el índice de diferenciación.

A partir de los resultados de química mineral en olivino, el diagrama de forsterita (Fo) vs níquel muestra una relación directa entre las concentraciones de ambas variables, donde a medida que disminuye la Fo, también lo hace el Ni (Fig. 4.14a). Esto indica que el níquel está siendo consumido rápidamente por el fraccionamiento de olivino desde la zona con mayor pendiente, entre forsterita 80- 88, hasta la zona de menor pendiente, bajo forsterita \sim 80, donde el níquel desciende su incorporación en al menos un orden de magnitud. Esto se produce debido a la elevada disponibilidad de Ni y las altas concentraciones de Fo en los primeros estadios evolutivos del fundido, donde ambas especies están siendo consumidas por el fraccionamiento de olivino. La tasa de incorporación de dichos componentes en los cristales de olivino depende directamente del coeficiente de difusión de cada especie, donde el Ni se comporta como elevadamente compatible. Sumado a eso, la incorporación de Ni en el olivino se ve favorecida en fundidos con concentraciones altas de Fo, razón por la que el núcleo de los primeros olivinos cristalizados posee los valores más altos de ambas especies (Gordeychik et al., 2018). Más tarde, hacia los bordes disminuyen las concentraciones de Fo – Ni, que a su vez indicaría el fraccionamiento tardío de olivino a menor presión y temperatura, simultáneo con la cristalización de piroxeno y plagioclasa observados como fenocristal.

Para el diagrama de Fo vs Ca, se observa una proporcionalidad inversa, donde a medida que disminuye la Fo, aumenta el Ca. Para este caso el comportamiento del Ca – Fo no es tan intuitivo como para el caso Ni – Fo. Esto se debe a que la incorporación de calcio en el olivino depende directamente de las concentraciones de forsterita y de la composición del fundido co-existente, donde se ha observado que magmas con elevadas concentraciones en álcalis favorecen la incorporación del calcio en los cristales de olivino, lo que explicaría las altas concentraciones de este elemento en olivinos para rocas alcalinas (Libourel, 1999). Así, el comportamiento de los elementos Ni – Ca y las concentraciones de Fo estarían indicando la cristalización fraccionada de olivino. Mas tarde, y a medida que evoluciona el fundido comienza a consumirse el calcio, debido a la aparición de los primeros piroxenos co-cristalizando con olivinos a menor presión y temperatura (Salas et al., 2016).

Lo expuesto anteriormente es consistente con rocas que están cristalizando a partir de cristalización fraccionada, donde se puede inferir que las primeras fases en cristalizar corresponden a olivino y

piroxeno, debido a la compatibilidad mostrada por elementos mayores como el Mg y Fe, el fraccionamiento de Ca, y elementos traza como Ni y Cr, que a su vez es coherente con los fenocristales observados en la petrografía (Fig. 4.6) y la química mineral en piroxenos (Fig. 4.16). Además, es coherente con otros trabajos (González-Maurel et al., 2019a; Godoy et al., 2020) que también postulan que el magma que dio origen a las rocas de La Poruña evolucionó por cristalización fraccionada, seguido de asimilación por un ascenso turbulento a través de la corteza (proceso ATA, *crystal assimilation during turbulent magma ascent*).

5.1.1 Profundidad del magma parental

El diagrama multi-elemental normalizado al manto primitivo exhibe un patrón típico de magmas de subducción (Fig. 4.10b), con enriquecimiento en LILE con relación a los HFSE, y anomalías negativas típicas de Nb y Ta. El diagrama de tierras raras normalizado al condrito muestra un patrón ligeramente plano, sin anomalía negativa de Eu notoria, lo cual es esperable para rocas poco evolucionadas como las de La Poruña donde no ocurrió fraccionamiento considerable de plagioclasa en la fuente que pudiera consumir el europio.

Adicionalmente, el patrón de REE muestra un leve empobrecimiento de tierras raras pesadas ($Sm/Yb=2,87$; $Dy/Yb=1,23$), producto de la ligera diferencia en el grado de compatibilidad de ambos grupos (Fig. 4.10a). Sin embargo, es una tendencia poco común en rocas de la ZVC, ya que debido al gran espesor cortical ($>70\text{km}$) se ha registrado numerosos centros volcánicos con rocas que muestran un patrón de REE con notorio empobrecimiento en HREE (hasta $Sm/Yb\approx 10$; $Dy/Yb\approx 3,7$), y ha sido interpretado como una fuente magmática con fraccionamiento de granate a altas presiones (Mamani et al., 2010). Así como también existe registro de rocas con tendencias relativamente planas, tanto para el volcán La Poruña como centros volcánicos aledaños pertenecientes a la cadena volcánica San Pedro- Linzor, donde se ha interpretado la presencia de cámaras magmáticas someras asociadas a la base del APMB (*Altiplano-Puna Magma Body*) sin fraccionamiento de granate (Godoy et al., 2014; González-Maurel et al., 2019a). Los resultados obtenidos para este trabajo se ajustan a una fuente magmática de baja presión, sin fraccionamiento de granate.

5.2 Modelo eruptivo de La Poruña

Los resultados de roca total obtenidos para los tramos de la Sección 1 muestran una evolución zonada de los productos asociados a los depósitos de caída, es decir, la geoquímica de los depósitos exhibe una disminución en el grado de diferenciación hacia la parte superior de las tefras muestreadas en terreno. Se observa que los productos de la base son los más diferenciados con S1-A y S1-B con un 58,35 – 58,49% de SiO₂ respectivamente, las concentraciones de MgO de 4,74 y 4,79%, y valores de Cr de 198 y 195 ppm, y hacia la parte superior de la sección S1-I y S1-J con 56,23 – 57,28% SiO₂ respectivamente, concentraciones de MgO de 6,33 y 5,55%, y valores de Cr de 303 y 201 ppm (Tabla 5.1). Junto con ello, elementos como el hierro y el níquel, también muestran un comportamiento inverso si se compara la geoquímica con la estratigrafía de S1.

Muestra	Roca total (%peso)					Química mineral	
	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Fo (%mol)	Ni (ppm)
S1-J	57,28	7,20	5,55	1,93	3,96	-	-
S1-I	56,23	7,67	6,33	1,80	3,77	80,3- 87,6	1036- 3356
S1-F	58,01	7,02	5,05	2,08	4,03	-	-
S1-D	58,62	6,78	4,78	2,20	4,08	-	-
S1-B	58,49	6,80	4,79	2,27	4,10	68,6- 76,5	16- 564
S1-Ag	59,38	6,48	4,51	2,28	4,08	-	-
S1-A	58,35	6,78	4,74	2,38	4,35	-	-

Tabla 5.1. Resultados de óxidos seleccionados en roca total, y de química mineral en tramos escogidos de S1. Es llamativo que el índice de diferenciación (SiO₂) posee un comportamiento inverso con la estratigrafía, donde en niveles superiores de S1 las rocas se observan menos diferenciadas.

Adicionalmente, los resultados de química mineral en olivino muestran una tendencia similar, donde el tramo S1-B cercano a la base exhibe Fo_{68,6 – 76,5} y concentraciones de 16 – 564 ppm de níquel, mientras que hacia el segmento superior de S1 el tramo S1-I muestra Fo_{80,3 – 87,6} y valores de 1036 – 3356 ppm de níquel. Esta observación complementaria, asociada a los resultados de roca total, son evidencias concretas de que el evento eruptivo posee una zonación inversa. Con el material más evolucionado asociado a la base, y el menos diferenciado en los tramos superiores. Para los piroxenos clasificados a partir de los datos de química mineral, se vio una tendencia que las fases ricas en magnesio como la enstatita, están segregadas hacia el tramo S1-I, mientras que

las ricas en calcio se registran hacia S1-B, como la pigeonita y augita. Esto estaría indicando que el fraccionamiento de clinopiroxeno está asociado al segmento basal de S1, mientras que la cristalización de orto-piroxeno aparece hacia la zona estratigráficamente superior.

La zonación química de los depósitos de caída de La Poruña se ajusta a un modelo dinámico de cristalización fraccionada propuesto para el Crater Hill en Auckland, Nueva Zelandia planteado por Smith et al. (2008), y para el volcán monogenético Udo, Isla Jeju, Corea del Sur propuesto por Brenna et al. (2010). El modelo conceptual propuesto por Smith et al. (2008) para esta zonación en volcanes monogenéticos propone que la evolución del magma comienza con un fundido a alta temperatura proveniente de su fuente, que al entrar en contacto con la roca caja se produce una diferencia de temperatura que desencadena la cristalización de clinopiroxeno y espinela en las paredes del conducto de ascenso, alcanzando así el primer episodio de cristalización fraccionada y resultando en un fundido de mayor diferenciación que el inicial (Fig. 5.3). Luego, el fundido continúa ascendiendo donde la diferencia de temperatura entre el fundido y la roca caja, o el grado de *undercooling*, determinará la cristalización de un borde enfriado o cristalino. Así, se forma un recubrimiento en todo el conducto volcánico que logra aislar el fundido posterior que asciende, y la primera fracción extruida por la abertura volcánica consiste en un magma diferenciado por cristalización fraccionada en las paredes del conducto. Mientras que el fundido posterior experimenta un contraste composicional y térmico de menor grado que el primero, logrando así llegar a la superficie magmas con menor grado de diferenciación.

Cabe destacar que se asume que la fuente magmática del fundido corresponde a un reservorio somero, estacionado en niveles medios de la corteza continental, como se discutió anteriormente, donde la geoquímica indica una zona libre de fraccionamiento de granate. Sin embargo, es importante recalcar que el fundido alimentador de dicha zona en la corteza media proviene del manto, lo cual sería consistente con la interpretación de Godoy et al. (2023) a partir de isótopos de Boro.

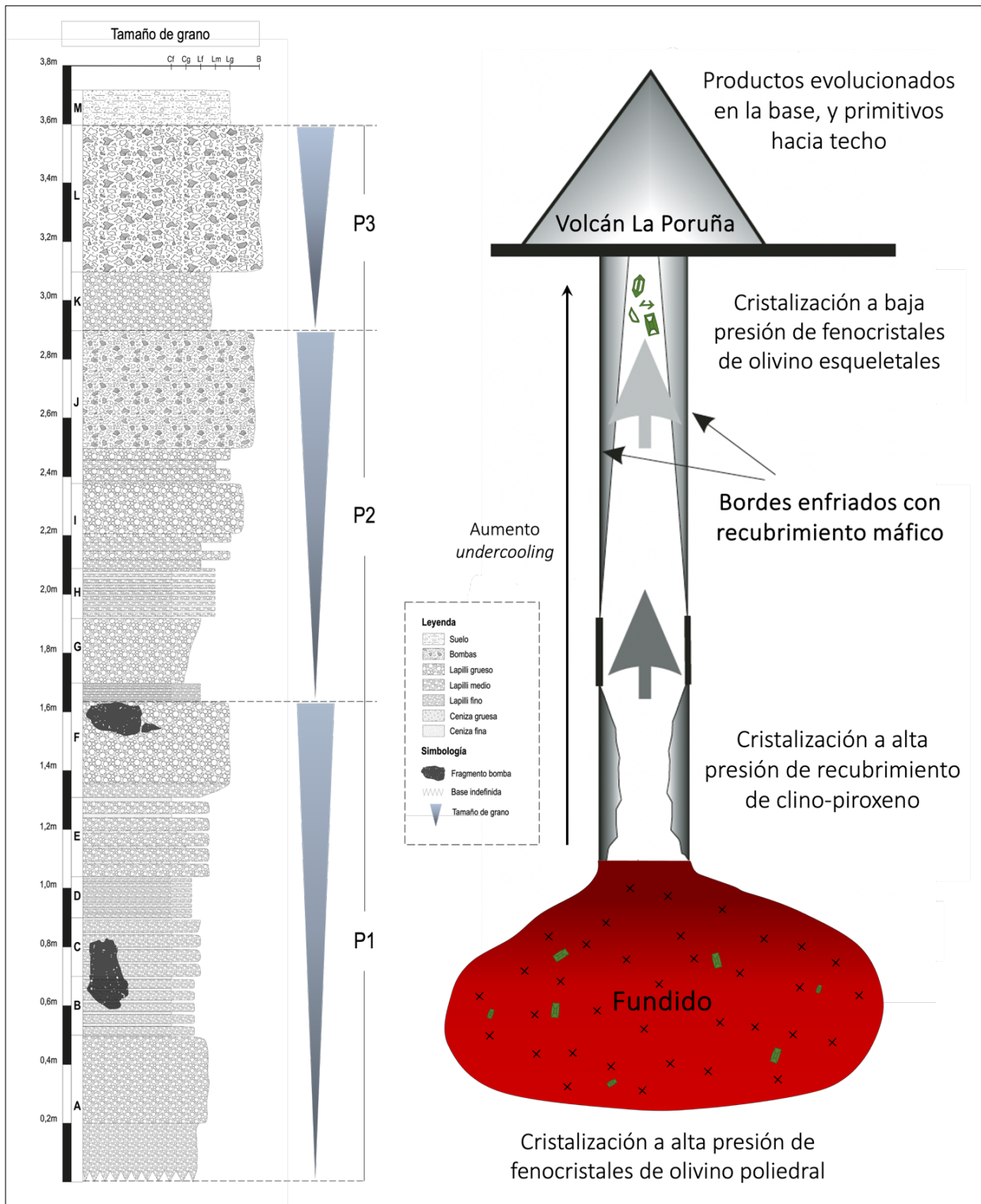


Figura 5.3. Columna estratigráfica de la Sección 1, con intervalos P1, P2 y P3 definidos a partir de la gradación negativa observada en esos tres segmentos. A la derecha, diagrama esquemático con modelo eruptivo planteado por Smith et al. (2008) con productos eruptivos con zonación química (Figura modificada de Németh 2010).

5.2.1 Relación del modelo con morfología y texturas de cristales de olivino en S1

La clasificación textural de cristales de olivino exhibe un patrón inverso en la relación entre especímenes del grupo 1 (poliedrales) y grupo 2 (esqueletales) a lo largo de S1, donde a medida que disminuye la cantidad de cristales poliedrales, aumenta el número de cristales esqueletales desde la base de la sección hacia techo (Tabla 5.2). En el tramo basal S1-A los cristales del grupo 1 representan el 81% del total de olivinos prospectados, mientras que en el tramo superior S1-J solo alcanza el 19% de cristales poliedrales. Por otro lado, los cristales esqueletales del grupo 2 en S1-A corresponden al 19% del total de olivinos, mientras que en el tramo hacia techo S1-J se encuentra el 81% de cristales esqueletales. Dicho de otra forma, en los depósitos de tefra se observa una disminución en la madurez textural de los cristales de olivino desde el tramo basal S1-A, hasta el tramo S1-J superior de la sección 1.

Tramo	Grupo 1	Grupo 2	Total Cristales
S1- J	19%	81%	42
S1- G	36%	64%	58
S1- D	75%	25%	60
S1- A	81%	19%	48
Total	113	95	208

Tabla 5.2. Datos porcentuales de abundancia de cristales del grupo 1 y 2 en tramos seleccionados de S1. La madurez textural de los cristales disminuye hacia techo.

La evolución en la madurez textural de los cristales se traduce en el grado de *undercooling* al que fueron sometidos los cristales durante su ascenso a la superficie, donde a medida que aumenta la diferencia de temperatura con la roca hospedante, resulta en texturas de menor madurez (esqueletales). Las observaciones de S1 en cristales de olivino se ajustan con el modelo dinámico de cristalización fraccionada, donde los primeros pulsos magmáticos contienen abundantes cristales poliedrales (grupo 1) provenientes de zonas profundas, y que más tarde fueron transportados a un reservorio somero, donde ocurre el fraccionamiento de clino-piroxeno con olivinos de $\sim Fo_{80}$, y finalmente extruidos hacia la superficie.

Además, en los primeros estadios de ascenso del fundido continua la ocurrencia de fraccionamiento de clino-piroxeno en las paredes del conducto volcánico, donde elementos como el magnesio, hierro y calcio están siendo consumidos por esta fase, y los nuevos olivinos esqueletales en formación no poseen tan alta disponibilidad de estos elementos y se forman en

menor proporción, alrededor de un 20% como se observó a la lupa binocular en el tramo basal. Sumado a eso, su cristalización es en condiciones de mayor *undercooling* con relación al reservorio magmático, formando arreglos cristalinos esqueletales.

Posteriormente, para las inyecciones de magma ulteriores ya se ha formado el recubrimiento máfico enfriado del conducto, donde a pesar de que existe un menor contraste termal entre el fundido y la roca caja, debería continuar siendo una diferencia suficiente para el fraccionamiento de olivinos esqueletales a baja presión en la zona superior del conducto (Mourey & Shea, 2019). Esto se traduce en mayor abundancia relativa de cristales esqueletales (grupo 2) con relación a los poliedrales (grupo 1) en los tramos superiores de la sección.

Sin embargo, para lograr una mejor comprensión de los eventos ocurridos durante el ascenso del magma sería provechoso un análisis termo-barométrico de diferentes tramos desde la base hacia techo de S1, y un modelo cuantitativo de la evolución en la densidad del magma, pero estos análisis superan los alcances de este trabajo.

5.2.2 Episodios eruptivos en La Poruña y relación con zonación química

El análisis de la estratigrafía de S1 expone un patrón secuencial en la granulometría de los niveles de tefra, donde se describieron tres intervalos: P1, P2 y P3 (Fig. 5.3), de carácter grano-creciente y con estratificación en secuencia negativa (estrato-creciente) no tan clara, pero observable en la descripción de los tramos. Sumado a eso, cada uno de los intervalos también exhibe gradación y estratificación negativa a lo largo de toda la columna, es decir, el intervalo P1 posee los estratos de menor potencia y tamaño de grano, con intercalaciones rítmicas de ceniza fina con lapilli fina a gruesa y una potencia máxima de 39 cm en el tramo. Por otro lado, el intervalo P3 muestra los tramos de mayor tamaño de grano y potencia, con estratos que alcanzan el tamaño bomba en el tramo L que corresponde al techo de S1, con un espesor de 50 cm. En efecto, el tramo L corresponde a un nivel compuesto principalmente por bombas y lapilli grueso con un grado moderado de aglutinamiento, lo que estaría revelando su emplazamiento a elevada temperatura (Fig. 5.4a) en los estadios finales de la actividad eruptiva de La Poruña.

Las variaciones en el tamaño de grano de S1 desde la base hacia techo sugieren una disminución en el grado de explosividad durante el progreso del evento eruptivo en La Poruña, lo cual es

resultado de una disminución en el grado de fragmentación del magma. Esto implica una gradación de un estilo eruptivo estromboliano a hawaiano en la parte superior de S1, que se observa en el aumento del aglutinamiento y en el menor grado de fragmentación en los depósitos de tefra. De hecho, se ha descrito que los productos volcánicos de La Poruña provienen de actividad estromboliana, hawaiana, y transicional entre ambos estilos (Marín et al., 2020).

La actividad estromboliana es una consecuencia del ascenso de grandes aglomeraciones de burbujas de gas que suben a través del conducto volcánico, las cuales coalescen en una única burbuja que se rompe una vez que alcanza superficie o una presión igual a la atmosférica, expandiéndose, rompiéndose y fragmentando el material magmático que las constituye. Esto resulta en explosiones discretas que eyectan ceniza y fragmentos piroclásticos hacia el exterior. Además, es un fundido que asciende con relativa baja dificultad debido a su viscosidad, temperatura y contenido en volátiles con relación al estilo hawaiano, donde a medida que las burbujas suben, se forma una pared de fundido que desciende por el conducto debido a la diferencia de densidad con los volátiles en exsolución que forman las burbujas (Gonnerman, 2015). Dichas características estarían constituyendo las primeras etapas eruptivas del volcán La Poruña con material más fino, indicando a su vez un mayor grado de fragmentación. Por otro lado, las erupciones hawaianas se componen de un fundido de baja viscosidad y alta temperatura que asciende con facilidad, mayor velocidad, y una coalescencia menor en las burbujas de gas, originando episodios de *fire fountain*, o como es común en el volcanismo monogenético, la caída de fragmentos *spatter*. En este caso el magma está poco fragmentado, y los fragmentos eyectados son de mayor tamaño y temperatura, con escasa caída de ceniza involucrada, comparada a un estilo estromboliano. Lo que caracteriza los tramos más someros de S1, indicando que los estadios finales del volcán La Poruña fueron menos explosivos.

Al relacionar la magnitud de fragmentación del magma con la gradación en el tamaño de grano de las tefras de S1, se presume una correlación entre el modelo dinámico de cristalización fraccionada con los depósitos de caída. Esta relación se manifiesta en la zonación química de las tefras, donde a medida que disminuye el índice de diferenciación (Tabla 5.1) hacia techo de S1, también disminuye el índice de explosividad o grado de fragmentación del magma, lo que se traduce en actividad piroclástica de mayor tamaño. Dicho de otra forma, en los primeros estadios de ascenso

del magma resulta en la extrusión de un fundido más diferenciado producto del fraccionamiento de clinopiroxeno que origina el recubrimiento del conducto. Esto estaría dando lugar a un estilo eruptivo estromboliano, seguido de un ascenso a mayor velocidad del fundido en menor contraste termal con la roca caja que provoca un subsecuente estilo eruptivo hawaiano, produciendo depósitos de mayor tamaño y temperatura como lo son los *spatter* observados en el borde del cráter (Fig. 4.3b, c, d) y sobre el segmento superior de las laderas del cono de escoria (Fig. 5.4b).

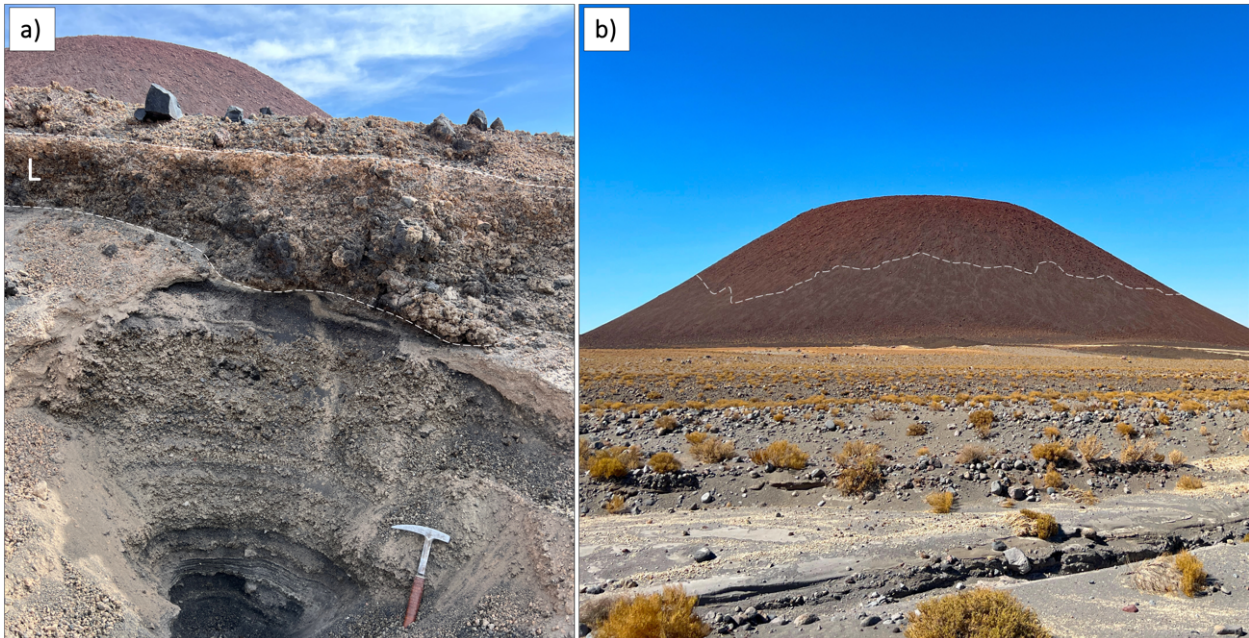


Figura 5.4. Fotografías de terreno, con **a)** tramo final L de S1 dentro de la línea blanca segmentada con abundantes bombas con un grado de aglutinamiento moderado, atrás se ve el cono de escoria con su tonalidad rojiza. **b)** Cono de escoria de La Poruña con nivel de caída de *spatter* con una tonalidad rojiza notoria en relación con el resto de las laderas.

5.2.3 Depósitos de fragmentos *spatter* en el cono de escoria

Los últimos depósitos de caída derivados de la actividad explosiva de La Poruña se manifiestan por los abundantes fragmentos *spatter*, tanto en el borde del cráter, como en las laderas del cono de escoria (Fig. 5.4b), con una capa de color rojizo intenso que cubre gran parte de la cima y que caracteriza la postal del volcán La Poruña. Este tipo de coloración intensa en la etapa terminal, estratigráficamente por encima de todo el resto del evento eruptivo, y en un área tan discreta y delimitada no es común en volcanes monogenéticos, ni tampoco en poligenéticos.

Como ya se ha dicho, los últimos estadios evolutivos del volcán debieron estar dominados por la emisión de productos menos diferenciados según el modelo de zonación química. Por lo tanto, los depósitos de caída tardíos en el cono de escoria, constituidos por fragmentos tipo *spatter* fueron eyectados en un episodio hawaiano con la ocurrencia de un evento de *fire fountains*. Se presume que este tipo de actividad fue la causante de todos los depósitos que cubren la parte superior del cono de escoria, incluyendo el cráter y laderas, que poseen una distintiva característica que es su color rojizo intenso, así como un alto grado de aglutinamiento, y que sobreyacen el resto de los depósitos (Fig. 5.4b).

Recientemente se ha estudiado que la coloración rojiza en depósitos piroclásticos ultra-proximales en centros volcánicos, estaría controlada principalmente por dos factores: la temperatura a la cual fueron eyectados los fragmentos y la tasa de emisión del material piroclástico (Moore et al., 2022). Lo que a su vez indica la ocurrencia de eventos cortos en el tiempo, pero de alta emisión de fragmentos a alta temperatura con alto grado de aglutinamiento. El trabajo de Moore et al. (2022) propone que la cristalización de microlitos en la masa fundamental puede ser en el conducto volcánico, durante su trayectoria aérea, o *in situ* luego de la depositación, donde para el caso de los fragmentos estudiados ocurre cristalización luego de que son eyectados y depositados. Esto se explica con la temperatura de emplazamiento del material piroclástico y las condiciones de *undercooling* a la cual fue sometido el material. Para el caso de estudio de la erupción del volcán Tarawera, Nueva Zelandia (Moore et al., 2022), se comparó rocas ultra-proximales (80 m) al centro eruptivo con intensa coloración rojiza, con depósitos distales (2,5 km) color negro grisáceo. Se observó que los fragmentos ultra-proximales exhiben una masa fundamental con abundantes óxidos de Fe-Ti (hasta 8%) subhedrales a euhedrales, mientras que para los depósitos distales se observó <1% de óxidos, o no se observaron (Fig. 5.5).

Luego, la oxidación del material a alta temperatura produce el crecimiento de microlitos de Fe-Ti a una temperatura >600°C por al menos 10 minutos luego de ser depositados, y otros autores proponen diferentes tasas de enfriamiento y temperatura (Deardorff & Cashman, 2017).

La coloración rojiza intensa en los fragmentos *spatter* de La Poruña se ajusta al modelo propuesto por Moore et al. (2022), donde se presume que la etapa final fue la menos explosiva y de mayor temperatura en toda la historia del volcán, probablemente dominada por la depositación constante y progresiva de fragmentos incandescentes sobre el cono de escoria. Los depósitos generados en esta fugaz etapa final de la Poruña fueron interpretados como una litofacie (C₃) de lavas clastogénicas en la parte superior del cráter con material aglutinado y soldado con coloración rojiza intensa (Marín et al., 2020).

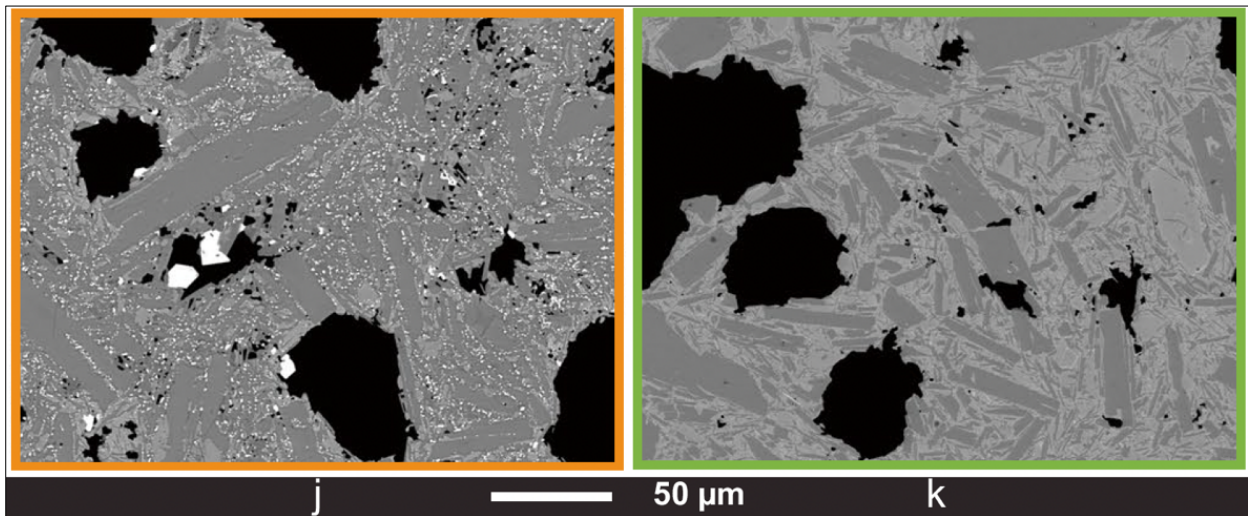


Figura 5.5. Imágenes BSE de estudio de Moore et al. (2012). **a)** Corte transparente en imagen BSE de depósitos ultra-proximales y **b)** de corte transparente de depósito distal.

Adicionalmente, en la cumbre del volcán se observó que en el borde del cráter justo por encima de la zona donde fueron extruidas las lavas (Fig. 4.2c), existe una notoria zona de subsidencia al SW, la cual fue producida por el colapso parcial del interior del cono de escoria que permitió la extrusión del campo de lavas hacia el SW. De este modo, se presume que en el momento del emplazamiento de las lavas la temperatura a la cual se estaban depositando los fragmentos *spatter* era alta, del orden de $T > 690^{\circ}\text{C}$, por un tiempo de 20 min, o a $T > 800^{\circ}\text{C}$ en menos de 5 min (Deardorff & Cashman, 2017). Esto debido que el borde del cráter sufrió una subsidencia dúctil, es decir, se observa una flexura cóncava resultado de que todo el sistema estaba a elevada temperatura, porque de lo contrario se observaría una deformación frágil con índices cinemáticos de fallamiento normal.

Por otro lado, para lograr un análisis más acabado de esta interpretación se requiere un estudio detallado de la petrografía en depósitos ultra-proximales, junto a la comparación con depósitos más lejanos al conducto volcánico, y observar la ocurrencia de texturas de re-cristalización post deposicionales junto a la presencia de óxidos de Fe-Ti.

6. Conclusiones

Los depósitos de caída del volcán La Poruña revelan una historia eruptiva construida a partir de estilos eruptivos estromboliano, hawaiano y transicional, con una progresiva disminución en el índice de explosividad en su evolución. La estratigrafía y geoquímica en roca total y en química mineral exhiben un patrón de desarrollo zonado en sus productos eruptivos, con el material evolucionado en la base y lo primitivo hacia techo de S1, a partir de lo que se interpreta un modelo dinámico de cristalización fraccionada. El modelo plantea que la evolución del fundido ocurre principalmente en el conducto de ascenso del magma, con un primer estadio a alta presión, seguido de un fraccionamiento a baja presión.

Por otro lado, las texturas de olivino constituyen un avance en el conocimiento en lo que respecta al comportamiento de ascenso del fundido, donde los cristales poliedrales indican un fraccionamiento en equilibrio con el fundido en profundidad, mientras que las morfologías esqueletales son indicativas de cristalización en desequilibrio en zonas someras. Sin embargo, en la petrografía al microscopio no fue posible identificar las texturas de olivino con claridad debido a que la mayoría de los fenocristales exhiben formas anhedral a subhedral, por lo que tampoco se conoce el tipo de morfología asociada a los cristales de olivino analizados en microsonda. Por esta razón, se recomendaría analizar los olivinos separados de los depósitos de tefra donde fue posible reconocer claramente el tipo de morfología observado, y así relacionar directamente la química de cada grupo de olivinos, tanto de los poliedrales como esqueletales, con sus texturas.

Por otra parte, el modelo dinámico de cristalización fraccionada planteado podría ser discutido en mayor profundidad con datos de geotermo-barometría en piroxenos, junto con la química mineral en olivinos con morfología y textura reconocible. Adicionalmente, se plantea que el magma parental de La Poruña proviene de una fuente mantélica, que más tarde se estaciona en un nivel más somero cercano a la corteza media, para finalmente ascender hacia la superficie resultando en una evolución química zonada.

El grado de preservación de los depósitos de tefra estratificados permiten un estudio detallado de las características granulométricas, químicas, petrográficas y texturales de la actividad ocurrida en La Poruña hace ~100 ka, entregando una ventana a las condiciones de evolución y ascenso del magma parental en la corteza continental de margen de subducción más engrosada del mundo.

7. Referencias

- Alcozer-Vargas, N., Reyes-Hardy, M., 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, ISSN=2296-6463. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.897315>
- Ammann, C., Jenny, B., Kammer, K., Messerli, B. (2001). Late Quaternary glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18-29°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 172: 313-326.
- Beck, S.L., Zandt, G., Myers, S.C., Wallace, T.C., Silver, P.G., Drake, L. (1996). Crustal thickness variations in the Central Andes. *Geology* 24 (5), 407–410. <https://doi.org/10.1130/0091-7613>
- Bertin, D. & Amigo, Á. (2015). Peligros del Volcán San Pedro, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental, 25. Santiago. *Servicio Nacional de Geología y Minería SERNAGEOMIN*.
- Bertin, D. & Amigo, Á. (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. Santiago, Chile.
- Brenna, M., Cronin, S.J., Smith, I.E.M., Sohn, Y.K., and Németh, K. (2010). Mechanisms driving polymagmatic activity at a monogenetic volcano, Udo, Jeju Island, South Korea. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 10.1007/s00410-010-0515-1.
- Deardorff, N., Cashman, K. (2017). Rapid crystallization during recycling of basaltic andesite tephra: timescales determined by reheating experiments. *Sci Rep* 7(1):46364. <https://doi.org/10.1038/srep4636>
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992). An introduction to the rock-forming minerals. 2nd ed. Harlow, Essex, England. New York, NY. *Longman Scientific & Technical*.
- De Silva, S.L., Francis, P.W. (1989). Correlation of large ignimbrites—two case studies from the Central Andes of Northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 37: 133-149
- Francis, P.W., Roobol, M.J., Walker, G.P.L., Cobbold, P.R., Coward, M. (1974). The San Pedro and San Pablo volcanoes of northern Chile and their hot avalanche deposits. *Geol. Rundsch.* 63 (1), 357–388. <https://doi.org/10.1007/BF01820994>
- Giambiagi, L., Alvarez, P., Spagnotto, S. (2016). Temporal variation of the stress field during the construction of the Central Andes: Constrains from the volcanic arc region (22–26°S), Western Cordillera, Chile, during the last 20Ma. *Tectonics* 35 (9), 2014–2033. <https://doi.org/10.1002/2016TC004201>
- 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. *J. S. Am. Earth Sci.* 52:24–42. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2014.02.004>

- Godoy, B., Wörner, G., Le Roux, P., de Silva, S., Parada, M.A., 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. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 341, 172–186. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.030>
- 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). *J. S. Am. Earth Sci.* 102, 102672. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102672>
- Godoy, B., Deegan, F., González-Maurel, O., Le Roux, P., Garbe-Schönberg, D., Rodríguez, I., Guzmán-Marusic, G., Marín, C. (2023). Boron isotope variations in a single monogenetic cone: La Poruña (21°53'S, 68°30'W), Central Andes, Chile. *Lithos, Volumes 440–441*, 107030, ISSN 0024-4937. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107030>
- Gonnermann, Helge M. (2015). Magma fragmentation. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* SN 0084-6597. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105206>
- González-Maurel, O., le Roux, P., Godoy, B., Troll, V.R., Deegan, F.M., Menzies, A. (2019a). The great escape: petrogenesis of low-silica volcanism of Pliocene to Quaternary age associated with the Altiplano-Puna Volcanic Complex of northern Chile (21°10'-22°50'S). *Lithos* 346–347, 105162. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105162>
- González-Maurel, O., Godoy, B., le Roux, P., Rodríguez, I., Marin, C., Menzies, A., Bertin, D., Morata, D., Vargas, M. (2019b). 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* 338–339, 128–140. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.033>
- González-Maurel, O., Deegan, F.M., Le Roux, P., Harris, C., Troll, V., Godoy, B. (2020). Constraining the sub-arc, parental magma composition for the giant Altiplano-Puna Volcanic Complex, northern Chile. *Sci Rep* 10, 6864. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-63454-1>
- Gordeychik, B.N., Ashchepkov, I.V., and Bychkov, K.A. (2018). Decoupling between Ni diffusion and growth rate of olivine phenocrysts in basaltic melts: Constraints from forsterite from Siberian basalts. *Lithos*, 308, 297-306.
- Irvine, T.N.J., Baragar, W.R.A.F. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8 (5), 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Kawabata, E., Cronin, S.J., Bebbington, M.S., Moufti, M.R.H., ElMasry, N., Wang, T. (2015). Identifying multiple eruption phases from a compound tephra blanket: an example of the AD1256 Al-Madinah eruption, Saudi Arabia. *Bulletin of Volcanology* 77: article 6. <https://doi.org/10.1007/s00445-014-0890-y>

- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Strekeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks (no. 552.3 CLA). *Int. Union Geol. Sci.* 193.
- Libourel, G. (1999). Systematics of calcium partitioning between olivine and silicate melt: implications for melt structure and calcium content of magmatic olivines. Contributions to mineralogy and petrology. *Beitrag zur Mineralogie und Petrologie*, 136(1–2), 63–80. <https://doi.org/10.1007/s004100050524>
- Mamani, M., Wörner, G., Sempere, T. (2010). Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): tracking crustal thickening and magma generation through time and space. *Geol. Soc. Am. Bull.* 122 (1–2), 162–182. <https://doi.org/10.1130/B26538.1>
- Marín, C., Rodríguez, I., Godoy, B., González-Maurel, O., Le Roux, P., Medina, E., Bertín, D. (2020). Eruptive history of La Poruña scoria cone, Central Andes, Northern Chile. *Bulletin of Volcanology* 82 (11), 1–19. <https://doi.org/10.1007/s00445-020-01410-7>
- Mattioli, M., Renzulli, A., Menna, M., Holm, P.M. (2006). Rapid ascent and contamination of magmas through the thick crust of the CVZ (Andes, Ollagüe region): evidence from a nearly aphyric high-K andesite with skeletal olivines. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 158 (1–2), 87–105. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.04.019>
- May, G., Hartley, A.J., Chong, G., Suart, F., Turner, P., Kape, S.J. (2005). Eocene to Pleistocene lithostratigraphy, chronostratigraphy and tectono-sedimentary evolution of the Calama Basin, northern Chile. *Revista Geológica de Chile* 32 (1): 33-58. <https://doi.org/10.5027/andgeoV32n1-a04>
- Moore, H.C., Carey, R.J., Houghton, B.F., Jutzeler, M., White, J.D.L. (2022). High-temperature oxidation of proximal basaltic pyroclasts, 1886 Tarawera, New Zealand. *Bull Volcanol* 84, 46. <https://doi.org/10.1007/s00445-022-01549-5>
- Mourey, A. J. & Shea, T. (2019). Forming olivine phenocrysts in basalt: a 3D characterization of growth rates in laboratory experiments. *Front. Earth Sci.* 7, 300.
- Németh, K. (2010). Monogenetic volcanic fields: origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. *Geological Society of America, Special Papers*, vol 470. pp 43–66. [https://doi.org/10.1130/2010.2470\(04\)](https://doi.org/10.1130/2010.2470(04))
- O'Callaghan, L.J., Francis, P.W. (1986). Volcanological and petrological evolution of San Pedro volcano, Provincia El Loa, North Chile. *J. Geol. Soc. Lond.* 143, 275–286. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.143.2.0275>
- Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M., Oncken, O. (2001). Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 188, 299-311. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00333-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00333-8)

- Rose-Koga, E. F., Bouvier, A.-S., Gaetani, G. A., Wallace, P. J., Allison, C. M., Andrys, J. A., ... Zhou, T. (2021). Silicate melt inclusions in the new millennium: A review of recommended practices for preparation, analysis, and data presentation. *Chemical Geology*, 570, 120145. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120145>
- Ruprecht, P. & Plank, T. (2013). Feeding andesitic eruptions with a high-speed connection from the mantle. *Nature* 500, 68–72.
- Salas, P. A., Rabbia, O. M., Hernández, L. B. & Ruprecht, P. (2017). Mafic monogenetic vents at the Descabezado Grande volcanic field (35.5°S–70.8°W): the northernmost evidence of regional primitive volcanism in the Southern Volcanic Zone of Chile. *Int. J. Earth Sci.* 106, 1107–1121.
- Salas, P., Ruprecht, P., Hernández, L., Rabbia, O. (2021). Out-of-sequence skeletal growth causing oscillatory zoning in arc olivines. *Nat Commun* 12, 4069. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-24275-6>
- Sellés, D., Gardeweg, M., 2017. *Geología del área Ascotán-Cerro Inacaliri, Región de Antofagasta*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 190:73 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago, Chile.
- Smith, I.E.M., Blake, S., Wilson, C.J.N., and Houghton, B.F. (2008). Deep-seated fractionation during the rise of a small-volume basalt magma batch: Crater Hill, Auckland, New Zealand. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. doi: 10.1007/s00410-007-0255-z
- Somoza, R., Singer, S.E., Tomlinson, A.J. (1999). Paleomagnetic study of upper Miocene rock from northern Chile: Implications for the origin of late Miocene-Recent tectonic rotations in the southern Central Andes. *Journal of Geophysical Research* 104 (B10): 22923-22936.
- Stein, A.F., Draxler, R.R., Rolph, G.D., Stunder, B.J., Cohen, M.D., Ngan, F. (2015). NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2015; 96: 2059-2077.
- Sun, S.-S., McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 42 (1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tibaldi, A., Corazzato, C., Rovida, A. (2009). Miocene-Quaternary structural evolution of the Uyuni-Atacama region, Andes of Chile and Bolivia. *Tectonophysics* 471 (1–2): 114–135. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.011>
- Walker, G.P.L. (1971). Grain size distribution of pyroclastic deposits. *J. Geol.* 79, 696-714. <https://doi.org/10.1086/627699>
- 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 Planet. Sci. Lett.* 404:43–53. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.022>
- Welsch, B., Faure, F., Famin, V., Baronnet, A. & Bachèlery, P. (2013). Dendritic crystallization: a single process for all the textures of olivine in basalts? *J. Petrol.* 54, 539–574 (2013).

- Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kunst, F., Lezaun, J., Wilke, H. (2000). Geochronology ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18–22°S): Implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. *Rev. Geol. Chile* 27 (2): 205–240. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082000000200004>
- Wörner, G., Mamani, M., Blum-Oeste, M. (2018). Magmatism in the Central Andes. *Element* 14 (4), 237–244. <https://doi.org/10.2138/gselements.14.4.237>

Anexos

Anexo 1. Descripción detallada por tramo de la Sección 1.

Tramo (cm)			Potencia (cm)	Descripción
13	M	360- 372	12	Suelo pardo anaranjado con líticos de pómez tamaño lapilli media a gruesa.
12	L	310- 360	50	Bombas de hasta 30cm levemente aglutinadas de color negro, con pómez verdosa tamaño lapilli media a gruesa.
11	K	290- 310	20	Tramo de pómez negra verdosa y gris claro, con líticos rojizos tamaño lapilli fina a media.
10	J	238- 290	52	Intercalación de láminas de ceniza con niveles de lapilli fino en primeros 10cm, seguido por una capa de 6cm de pómez verdosa tamaño lapilli medio. Hacia techo nivel masivo de lapilli grueso a bombas de pómez verdosa (60%) y pómez negra (40%).
9	I	209- 238	29	Nivel basal de 12cm con intercalación de niveles de lapilli fino gris oscuro y lapilli grueso de pómez verdosa. Hacia techo nivel masivo de lapilli gruesa con 90% pómez verdosa y 10% pómez negra.
8	H	192- 209	17	Al menos diez niveles milimétricos de ceniza fina color gris verdoso, con intercalaciones entre ceniza fina a lapilli grueso intercalados. Se observan fragmentos líticos rojizos de tamaño menor a 5cm.
7	G	170- 192	22	Tramo masivo de ceniza fina a lapilli fino color grisáceo oscuro con líticos de pómez verdosa de hasta 2cm.
6	F	131- 170	39	Tramo con nivel base de 5cm de lapilli color gris oscuro, que grada a otro de lapilli gruesa color verdosa de 20cm de potencia donde se observan abundantes bombas que rodean los 55cm. Hacia techo láminas de ceniza fina intercalada con lapilli fino. Se observan siete niveles milimétricos.
5	E	104- 131	27	Se intercalan cuatro niveles de ceniza gruesa color gris de 5mm de potencia, con tres niveles de lapilli verdosa de 7cm de potencia y algunas bandas de menor potencia de ceniza gruesa. Tramo limitado a techo por una lámina de 2cm de ceniza fina.
4	D	90- 104	14	Intercalación de ocho niveles de ceniza fina con niveles de ceniza gruesa a lapilli fino. Hacia techo el tramo está limitado por un nivel de 5mm de ceniza fina color gris claro. Se observan fragmentos esporádicos hasta tamaño bomba, donde dominan colores grisáceos con algunas tonalidades verdosas tipo pómez verdosa.
3	C	70- 90	20	Intercalación de cuatro niveles de ceniza de potencia menor a 1cm, con otros más gruesos de ceniza a lapilli fino de potencia menor a 5cm. Hacia techo se observan fragmentos de tamaño lapilli grueso a bomba.
2	B	50- 70	20	Finas intercalaciones de niveles de ceniza (cinco) de potencia 1cm, con ceniza gruesa a lapilli fino.
1	A	0- 50	50	Nivel de 20cm con base de espesor indeterminado de pómez negra tamaño lapilli fino con ceniza gruesa. Hacia techo se observa un nivel de pómez verdosa con pómez negra de tamaño lapilli fina con algunos fragmentos de lapilli media, a lo que sobreyace una capa de 5mm de ceniza fina color gris claro.

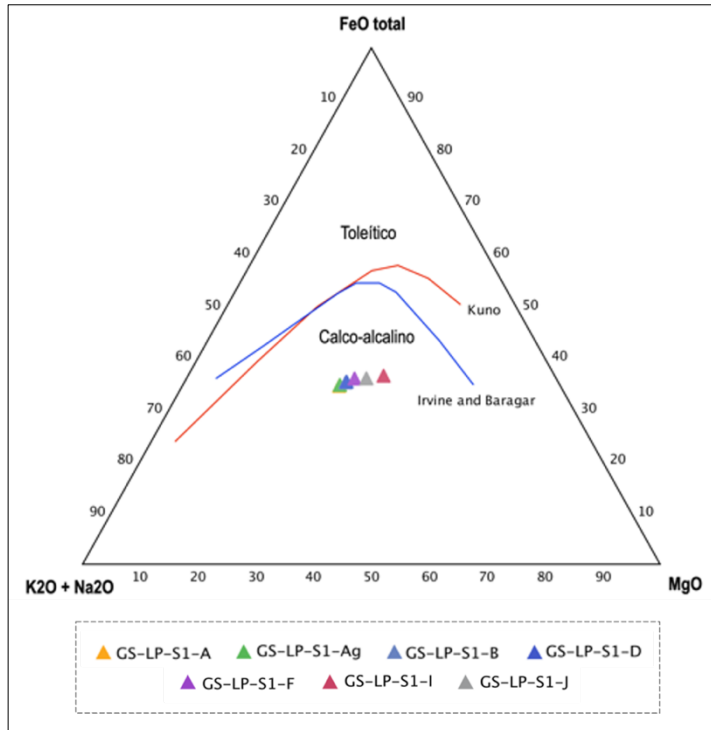


Figura A1. Diagrama ternario AFM con muestras de S1.

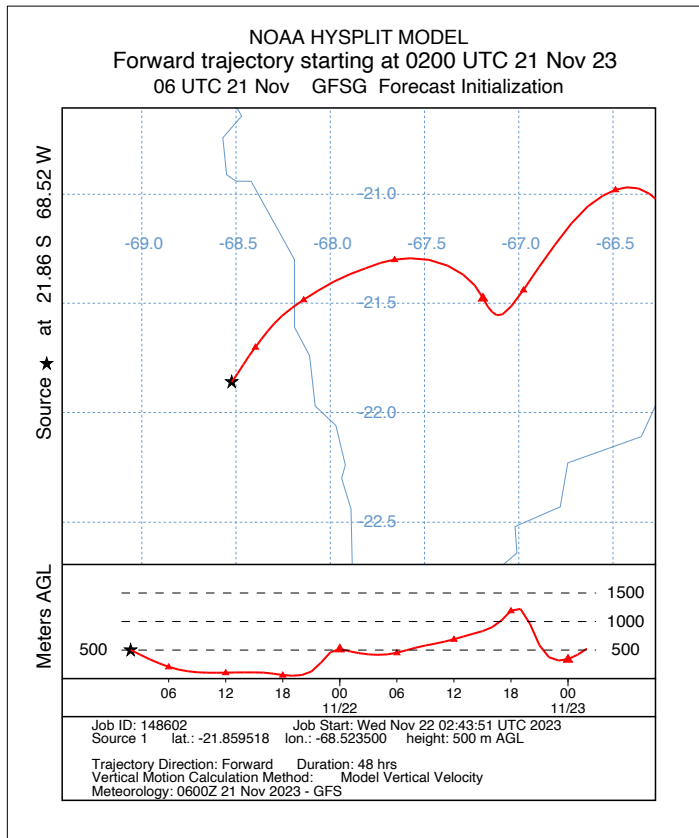


Figura A2. Modelo HYSPLIT con probable trayectoria de depósitos de caída en caso de erupción volcánica.

Anexo 2. Información geoquímica de análisis en roca total para muestras de La Poruña (Extraído de material suplementario de González-Maurel et al., 2019a). *Extraídos de Bertin & Amigo, 2019.

ID	POR 10 01	POR 14 01	POR 15 02	POR 15 03	POR 15 04	POR 15 05	POR 15 06	POR 16 01	POR 16 02
SiO ₂	57,52	55,95	57,85	57,23	56,79	58,74	58,74	58,9	58,35
TiO ₂	0,78	0,86	0,75	0,78	0,75	0,68	0,75	0,73	0,68
FeO	6,24	6,7	6,32	6,48	6,52	5,59	5,73	5,58	5,73
Al ₂ O ₃	16,21	16,35	16,16	16,26	15,89	15,93	16,39	16,42	15,92
MnO	0,11	0,11	0,1	0,11	0,11	0,09	0,1	0,1	0,1
MgO	5,29	5,49	5,74	5,57	6,11	4,51	4,39	4,12	4,81
CaO	6,39	6,98	6,46	6,77	6,66	5,91	6,11	5,96	6,26
K ₂ O	1,79	1,69	1,83	1,76	1,76	2,08	2,05	2,01	2,01
Na ₂ O	3,75	3,7	3,72	3,63	3,55	3,87	3,97	3,89	3,76
P ₂ O ₅	0,19	0,22	0,19	0,2	0,19	0,19	0,21	0,2	0,18
Ba	601,0	619,0	622,0	602,0	602,0	676,0	674,0	689,0	639,0
Cr	289,0	227,0	493,0	356,0	501,0	322,0	219,0	185,0	263,0
Ni	69,0	43,0	99,0	62,0	102,0	53,0	39,0	29,0	35,0
Rb	46,0	37,4	46,6	44,2	43,8	59,9	53,3	53,2	56,8
Sr	560,0	608,0	584,0	575,0	569,0	590,0	592,0	601,0	561,0
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	16,9	15,4	14,2	15,0	13,6	12,4	12,8	12,9	12,9
Zr	137,0	157,0	161,0	160,0	156,0	169,0	171,0	175,0	165,0
Nb	13,0	6,7	6,0	6,1	5,8	6,2	6,5	6,6	6,0
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La	37,1	16,6	16,5	16,5	15,1	16,6	18,3	18,8	18,2
Ce	58,1	36,2	35,1	35,5	33,5	36,7	38,4	39,9	38,1
Pr	7,1	4,6	4,3	4,4	4,0	4,2	4,6	4,7	4,5
Nd	27,5	18,9	17,3	17,8	16,6	16,9	18,2	18,8	17,9
Sm	5,0	3,9	3,5	3,6	3,4	3,3	3,6	3,7	3,6
Eu	1,0	1,0	0,9	1,0	0,9	0,8	0,9	0,9	0,9
Gd	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5
Tb	4,3	3,6	3,2	3,4	3,1	2,9	3,3	3,3	3,2
Dy	3,2	3,0	2,7	2,9	2,6	2,4	2,8	2,8	2,7
Ho	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Er	1,7	1,6	1,5	1,5	1,5	1,3	1,5	1,5	1,5
Tm	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Yb	1,4	1,4	1,3	1,5	1,4	1,2	1,4	1,4	1,4
Lu	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Hf	4,1	3,3	3,3	3,3	3,3	3,6	3,6	3,7	3,5
Ta	0,8	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
Pb	16,8	8,5	9,4	9,7	9,0	10,4	10,3	11,3	10,7
Th	13,9	2,7	3,9	3,7	3,6	4,9	4,5	4,7	5,0
U	3,7	0,6	0,8	0,8	0,8	1,1	0,9	1,0	1,1

ID	POR 17 01	POR 17 02	POR 17 03	POR 17 04	POR 17 05	AA100911-3*	DB310112-1*	DB120613-2*	DB140613-1*
SiO ₂	57,07	58,61	58,89	59,62	58,75	57,92	55,1	57,1	57,28
TiO ₂	0,79	0,73	0,66	0,65	0,73	0,73	0,9	0,74	0,74
FeO	6,41	5,75	5,5	5,42	5,69	7,19	7,71	7,3	7,29
Al ₂ O ₃	16,2	16,27	16,01	16,06	16,11	16,67	16,66	17,1	17,11
MnO	0,11	0,1	0,09	0,1	0,1	0,1	0,11	0,11	0,11
MgO	5,49	4,57	4,59	4,34	4,52	3,95	5,91	4,32	4,25
CaO	6,75	6,32	5,89	5,6	5,97	6,54	7,13	6,87	6,84
K ₂ O	1,77	2,02	2,19	2,12	2,01	1,75	1,6	1,64	1,64
Na ₂ O	3,75	3,81	3,79	3,86	3,95	4,05	3,63	3,91	3,96
P ₂ O ₅	0,21	0,2	0,19	0,2	0,2	0,15	0,22	0,14	0,15
Ba	597,0	650,0	661,0	690,0	648,0	500	599	499	743
Cr	625,0	223,0	239,0	258,0	440,0	321	-	401	41
Ni	1078,0	35,0	32,0	45,0	792,0	86	63	67	8
Rb	45,1	51,8	60,5	63,2	54,8	44	33,1	44	86
Sr	575,0	589,0	568,0	583,0	588,0	424	593,5	496	588
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	74	53	74	68
Y	15,6	13,1	12,3	12,5	12,9	44	15,4	9	9
Zr	162,0	167,0	168,0	174,0	172,0	153	123,9	160	219
Nb	6,2	6,2	6,1	6,2	6,3	18	6,1	<5	<5
Cs	-	-	-	-	-	1,47	0,8	1,45	1,15
La	19,1	18,6	18,4	19,6	18,8	21,05	17,6	17,43	19,77
Ce	38,5	39,2	38,4	40,5	39,7	39,98	34,9	36,96	36,28
Pr	4,8	4,6	4,5	4,7	4,7	4,61	4,79	4,59	4,43
Nd	19,4	18,4	17,8	18,4	18,7	19,77	17,7	19,15	18,77
Sm	4,0	3,7	3,5	3,5	3,7	3,46	4,35	4,12	3,77
Eu	1,1	1,0	0,9	0,9	1,0	1,06	1,04	1,03	1,06
Gd	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	3,3	3,76	3,61	3,69
Tb	3,6	3,4	3,1	3,2	3,3	0,53	0,52	0,54	0,55
Dy	3,1	2,8	2,6	2,7	2,8	2,91	2,94	3,51	3,2
Ho	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,58	0,54	0,66	0,73
Er	1,8	1,5	1,4	1,5	1,5	1,86	1,55	1,92	1,99
Tm	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,25	0,19	0,32	0,29
Yb	1,7	1,4	1,4	1,4	1,4	1,99	1,28	1,94	2,03
Lu	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,23	0,21	0,25	0,3
Hf	3,4	3,5	3,5	3,7	3,6	5,12	3,7	5	4,74
Ta	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	4,11	0,2	0,22	0,19
Pb	10,5	11,2	11,4	12,0	11,1	12	0,6	25	12
Th	4,2	4,5	5,3	5,8	4,7	4,29	2,3	4,49	4,18
U	0,8	0,9	1,1	1,2	1,0	1,19	0,5	1,47	1,44

Anexo 3. Información geoquímica de análisis en roca total de S1 obtenida para este trabajo.

ID	GS-LP-S1-A	GS-LP-S1-Ag	GS-LP-S1-B	GS-LP-S1-D	GS-LP-S1-F	GS-LP-S1-I	GS-LP-S1-J
SiO ₂	58,35	59,38	58,49	58,62	58,01	56,23	57,28
TiO ₂	0,72	0,70	0,73	0,74	0,77	0,81	0,79
Al ₂ O ₃	16,02	16,28	16,21	16,27	16,29	16,06	16,29
Fe ₂ O ₃	6,78	6,48	6,80	6,78	7,02	7,67	7,20
MnO	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11	0,11
MgO	4,74	4,51	4,79	4,78	5,05	6,33	5,55
CaO	6,38	6,02	6,31	6,25	6,47	7,02	6,70
K ₂ O	2,38	2,28	2,27	2,20	2,08	1,80	1,93
Na ₂ O	4,35	4,08	4,10	4,08	4,03	3,77	3,96
P ₂ O ₅	0,18	0,18	0,18	0,19	0,19	0,19	0,19
Ba	559,3	550,0	561,1	499,2	524,7	479,4	449,4
Cr	198,7	195,7	208,4	209,9	213,7	303,4	201,1
Ni	41,5	41,3	44,5	42,6	49,6	80,6	58,5
Rb	51,3	47,2	50,4	39,7	45,7	32,4	33,4
Sr	470,5	463,7	486,9	441,3	474,3	472,8	427,4
Sc	14,1	13,1	14,7	12,5	15,8	16,5	13,9
Zn	57,2	56,6	61,5	55,4	60,8	63,1	52,7
Y	12,6	12,5	13,3	10,7	13,3	12,9	11,2
Zr	116,5	117,2	120,1	102,9	114,8	101,9	95,1
Nb	6,6	6,4	6,9	4,5	7,0	5,9	5,6
Cs	1,2	1,1	1,2	1,0	1,1	0,8	0,8
La	16,2	16,0	16,5	14,3	15,5	13,6	12,8
Ce	30,9	30,5	31,8	27,5	30,0	27,0	25,1
Pr	3,7	3,7	3,9	3,3	3,7	3,3	3,1
Nd	15,1	15,0	15,5	13,6	15,2	14,0	12,7
Sm	2,9	2,9	3,0	2,7	3,1	2,9	2,6
Eu	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,7
Gd	2,0	1,9	2,0	1,8	2,1	2,0	1,8
Tb	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4	0,3
Dy	2,1	2,1	2,2	1,9	2,2	2,2	1,9
Ho	0,4	0,4	0,5	0,4	0,5	0,5	0,4
Er	1,2	1,1	1,2	1,0	1,2	1,2	1,0
Tm	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1
Yb	1,1	1,1	1,2	1,0	1,2	1,1	1,0
Lu	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1
Hf	3,2	3,1	3,2	2,8	3,0	2,8	2,5
Ta	0,6	0,6	0,6	0,5	0,7	0,6	0,4
Pb	9,0	8,9	8,9	8,0	8,2	7,1	6,6
Th	4,6	4,7	4,9	3,8	4,2	3,2	3,0
U	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8	0,6	0,6

Anexo 4. Descripción a la lupa binocular de cristales de olivino. La columna “cantidad”, indica la cantidad de cristales por tubo Eppendorf recolectados y la columna “inclusión” se refiere a la ocurrencia de inclusiones fundidas en los cristales.

MUESTRA	CÓDIGO	TAMIZ (mm)	CANTIDAD	INCLUSION	OBSERVACIONES
S1- A		>0,18	Nivel		Nivel con ~12% de cristales de olivino, ~20% cristales de plagioclasa, ~5% piroxeno, 10% líticos varios, 30% fragmentos líticos oscuros y 23% vidrio
		>0,50	Nivel		Nivel con 9% olivino, 20% plagioclasa, 5% piroxeno, 10% líticos varios, 35% fragmentos líticos oscuros, 21% vidrio
S1- A	S1A-P1	>0,50	1	SI	Olivino poliedral de coloración verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela e inclusiones fundidas. El cristal se observa con caras desarrolladas y algunas fracturas.
	S1A-P2	>0,50	1	SI	Olivino poliedral de coloración verde oliva a incoloro, se ven inclusiones de cromoespinela. Se ven tres cristales de diferentes tamaños maclados y todos poliedrales. El cristal mayor posee caras desarrolladas a medianamente desarrolladas.
	S1A-E1	>0,50	1	SI	Olivino esquelético incompleto, se pueden ver inclusiones de cromoespinela al interior del cristal, junto a inclusiones fundidas en el centro del marco desarrollado en cara (NO SE). Creo que el cristal esta partido a la mitad en a-b.
	S1A-E2	>0,18	1	SI	Olivino esquelético incompleto con escasas inclusiones de cromoespinela en el interior del cristal y vidrio en los bordes. Partido justo a lo largo del eje c paralelo a cara (010). Se ve inclusión fundida en forma de melt channel (foto 3128) justo debajo de cara (001). Fotografía 3127 con vista paralela a eje c, en cara (001) de buen desarrollo, junto a cara (021) bien desarrollada. En foto 3129 se ve cara a-c.
	S1A-E3	>0,18	1	SI	Olivino esquelético en transición a poliedral con inclusiones de cromoespinela al interior del cristal. Se ven todas las caras bien desarrolladas con fracturas en dos esquinas del cristal, dándole aspecto redondeado en una de sus vistas. Inclusión fundida en foto 3132 debajo de cara (021).
	S1A-P3	>0,18	1	SI	Olivino poliedral con caras poco reconocibles y de aparente mal desarrollo, con inclusiones de cromoespinela e inclusiones fundidas en foto 3142.
	S1A-E4	>0,18	1	SI	Olivino esquelético en transición a poliedral con escasas inclusiones de cromoespinela, inclusiones fundidas y piroxenos de color pardo verdoso adosados en el exterior del cristal. Foto 3145 en vista c-b en planta, se ve cristal fracturado con caras de buen desarrollo y marco observable. Foto 3147 se observa melt channel justo por debajo de cara coincidente con cara c-a.
	S1A-P4	>0,18	1	SI	Olivino poliedral con caras poco reconocibles pero desarrolladas, se ve fracturado con al menos la mitad del cristal menos. Foto 3150 se ve inclusión fundida y algunas inclusiones de cromoespinela al interior del mineral.
	S1A-P5	>0,50	12	NO	Olivinos poliedrales de color verde oliva claro a oscuro con inclusiones de cromoespinela al interior de los cristales, y piroxenos en la superficie de al menos la mitad del total de cristales. Algunos de ellos se observan maclados de a dos con caras bien desarrolladas, mientras que el resto muestra un desarrollo de las caras de malo a bueno.
	S1A-E5	>0,50	1	NO	Olivino esquelético de color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela en su interior y cristales de piroxeno adosados al exterior. En la foto 3182 se observa un marco cristalino bien desarrollado de la cara (021) y a la cara (001).
S1A-P6	>0,50	1	NO	Dos cristales poliedrales de olivino maclados a lo largo del eje C, se observan de color verde oliva pálido con abundantes inclusiones de cromoespinela en su interior. Las caras se ven con desarrollo moderado pero suficiente para ser identificada la orientación del cristal.	

	S1A-P7	>0,50	2	NO	Olivinos poliedrales de color verde oliva claro con inclusiones de cromoespinela en su interior y piroxenos adosados al exterior de los cristales. Se ven sus caras de desarrollo bueno y con fracturas menores que no impiden el reconocimiento de la orientación del cristal.
	S1A-E6	>0,50	2	NO	Olivinos esqueletales de color verde oliva y verde oliva pálido con escasas inclusiones de cromoespinela. En foto 3187 se observa un cristal visto hacia su cara a-b, o desde c. Se ve un marco cristalino con buen desarrollo en esa cara. El cristal de la foto 3188 se observa una parte del marco cristalino asociado a la cara a-b, pero no se puede reconocer con claridad la visión de la foto porque está fuertemente fracturado.
	S1A-P8	>0,50	8	NO	Olivinos poliedrales de color verde oliva a verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela. Se observan fracturados y/o partidos a la mitad en a-b, caras de desarrollo bueno pero al estar ausente gran parte del cristal en la mayoría de los ejemplares no es fácil reconocer cada una de las caras.
	S1A-P9	>0,50	1	SI	Olivino poliedral de color verde olivo claro con escasas inclusiones de cromoespinela en su interior y una inclusión fundida bajo la cara 120 en c-a. Se observa una leve fractura en una esquina del cristal y una macla con otro cristal más pequeño.
	S1A-E7	>0,18	1	NO	Olivino esqueletal de color verde oliva pálido con escasas inclusiones de cromoespinela y un marco cristalino bien desarrollado en cara a-b, el cristal se ve fracturado aparentemente a la mitad en a-b.
	S1A-P10	>0,18	8	NO	Olivinos poliedrales de color verde oliva claro a oscuro, se ven inclusiones de cromoespinela y dos de ellos con abundante cobertura de piroxeno en la superficie de los cristales. En su mayoría se observan las caras de desarrollo muy bueno, pero algunos cristales están fracturados y no permite reconocer con claridad las caras.
	S1A-P11	>0,18	1	SI	Olivino poliedral color verde oliva claro con inclusiones de cromoespinela e inclusiones fundidas (foto 3202). No se logra reconocer de manera clara cada una de las caras porque se ve fuertemente fracturado y aparentemente maclado con otro cristal de olivino.
	S1A-P12	>0,18	1	SI	Olivino poliedral color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela y una inclusión fundida en foto 3226 bajo la cara (021). Se observa algo de vidrio sobre la superficie del cristal, y este se encuentra maclado con otro olivino más translucido.
	S1A-E8	>0,18	1	NO	Olivino esqueletal de color verde oliva palido con escasas inclusiones de cromoespinela y vidrio sobre la superficie del cristal. Se observa un marco cristalino bien desarrollado
	S1A-P13	>0,18	1	SI	Olivino presumible poliedral de color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela y vidrio en la superficie del cristal.
S1- D		>0,18	Nivel		Nivel con 9% olv, 5% px, 16% plg, 12% lit var, 26% fragmentos líticos oscuros, 32% vidrio
		>0,50	Nivel		Nivel con 7% olv, 7%plg, 3% px, 15% líticos varios, 30% líticos oscuros, 28% vidrio
	S1D-E1	>0,18	1	NO	Olivino esqueletal de color verde oliva pálido a translucido con escasas inclusiones de cromoespinela y abundante vidrio color oscuro en su superficie. Se observa fracturado en a-b con cavidades en 021 y marco cristalino de buen desarrollo.
S1- D	S1D-E2	>0,18	1	NO	Olivino esqueletal de color verde oliva pálido a translucido con inclusiones de cromoespinela y abundante vidrio en la superficie del cristal. El cristal está fuertemente fracturado.
	S1D-P1	>0,18	1	SI	Olivino poliedral color verde oliva pálido con escasas inclusiones de cromoespinela y una inclusión fundida. Cristal fracturado en ab, con caras de desarrollo bueno

S1D-P2	>0,18	1	SI	Olivino poliedral color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela y 3 inclusiones fundidas a la vista en la foto. Se observan dos cristales poliedrales maclados
S1D-P3	>0,18	1	SI	Olivino poliedral color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela y 3 inclusiones fundidas a la vista en la foto. Se observan algunos cristales adosados a su superficie.
S1D-P4	>0,18	1	SI	Olivino poliedral color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela y 2 inclusiones fundidas a la vista en la foto. En la fotografía se ve la cara ab, debido a una gran fractura en ese plano, el cristal esta partido en dos. Se observan caras de desarrollo bueno.
S1D-E3	>0,18	1	NO	Olivino esquelético color verde oliva pálido con escasas inclusiones de cromoespinela. Cristal fracturado en a-b, cara de donde se toma la foto. Se ven cristales de piroxeno probablemente adosados en la superficie. Se ven melt channels en las cavidades del olivino.
S1D-P6	>0,18	14	NO	Olivinos poliedrales color verde oliva pálido a verde oliva con inclusiones de cromoespinela y sin inclusiones fundidas visibles. Algunos fuertemente fracturados y otros con caras de buen desarrollo. Además, algunos cristales están cubiertos con otros cristales (presumibles piroxenos) en su superficie.
S1D-E4	>0,18	1	SI	Olivino esquelético color verde oliva pálido a translucido con abundantes inclusiones oscuras de morfologías variadas. El cristal se ve cubierto por vidrio en su superficie y está fuertemente fracturado, solo se logra reconocer una esquina del cristal visto desde c.
S1D-E5	>0,18	1	SI	Olivino esquelético color verde oliva pálido a translucido con abundantes inclusiones oscuras de morfologías variadas. El cristal se ve cubierto por vidrio en su superficie y está fuertemente fracturado, solo se logra reconocer una esquina del cristal visto desde c.
S1D-P7	>0,18	1	SI	Olivino poliedral color verde oliva pálido con escasas inclusiones de cromoespinela y melt channel visto de perfil y en planta. Cristal de mal desarrollo y probablemente fracturado fuertemente.
S1D-P8	>0,18	1	SI	Olivino poliedral color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela y 3 inclusiones fundidas de reducido tamaño.
S1D-E6	>0,18	4	NO	Olivinos esqueléticos color verde oliva pálido a verde oliva, con inclusiones de cromoespinela. Algunos cubiertos de cristales (presumibles piroxenos) en su superficie, y vidrio.
S1D-P9	>0,50	2	SI	Olivinos poliedrales color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela e inclusiones fundidas. El cristal está fuertemente fracturado por lo que no es posible identificar sus caras, además está cubierto por vidrio y cristales de piroxeno en su superficie. Segundo cristal fracturado en ac, por lo que solo se logra reconocer la mitad del cristal, posee 2 inclusiones fundidas.
S1D-P10	>0,50	1	SI	Olivino poliedral color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela y fundidas. Foto 3265 muestra Mis grande y foto 3266 en parte superior Mis pequeña. El cristal se observa fuertemente fracturado y cubierto por vidrio y cristales de piroxeno.
S1D-P11	>0,50	4	SI	Olivinos poliedrales color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela e inclusiones fundidas. Cristales fracturados pero con desarrollo bueno de caras.
S1D-P12	>0,50	2	SI	Olivino poliedral color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela e inclusiones fundidas. Cristales fracturados con abundantes inclusiones fundidas.

	S1D-E7	>0,50	4	SI	Olivinos esquelatales color verde oliva pálido a pardo claro (iddingsita presumible), con inclusiones de cromoespinela e inclusiones fundidas. En todos se observa la cavidad de la cara 021 con su marco cristalino.
	S1D-P13	>0,50	16	SI	Olivinos poliedrales color verde oliva pálido a verde oliva con inclusiones de cromoespinela y algunos con inclusiones fundidas. Además, algunos de los cristales no muestran la cara 021 completamente desarrollada.
	S1D- E8	>0,50	3	SI	Olivino esquelatal color verde oliva pálido a translucido con inclusiones de cromoespinela y abundantes inclusiones fundidas, se fracturó en dos partes en ab, con ambas partes capturadas. Además, hay dos olivinos más fuertemente fracturados y con inclusiones fundidas.
S1- G		>0,18	Nivel		Nivel con 4% olv, 2% px, 5% plg, 45% líticos negros, 10% líticos varios, 25% vidrio
S1- G	S1G-E1	>0,18	2	NO	Olivino esquelatal color verde oliva pálido a translucido con inclusiones de cromoespinela, se observa hacia a-b (foto 3305) con las caras (021) incompletas típicas de cristales esquelatales. Se observa fracturado a lo largo de a-b, con zonación en marco cristalino (foto 3306). Foto 3307, olivino esquelatal partido en a-b con vista en la misma cara.
	S1G-E2	>0,18	1	SI	Olivino esquelatal color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela e inclusiones vitreas. Se observa hacia sección ab, con cara (021) incompleta y fuertemente fracturado.
	S1G-E3	>0,18	2	NO	3310: Olivino esquelatal color verde oliva pálido a translucido con inclusiones de cromoespinela y melt channel. Cristal fracturado con vidrio en su superficie. 3311: Olivino esquelatal color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela. Se observa fuertemente fracturado con vidrio adosado, foto hacia plano ab.
	S1G-E4	>0,18	11	NO	Olivinos esquelatales que van de color verde oliva pálido a oscuro, poseen inclusiones de cromoespinela y no se observan inclusiones fundidas.
	S1G-E5	>0,18	1	NO	Olivino esquelatal maclado color verde oliva con escasas inclusiones de cromoespinela, se observa en la foto 3313 dos cristales con sus caras 021 poco desarrolladas características de morfologías esquelatales.
	S1G-P1	>0,18	8	SI	Olivinos poliedrales de diferentes tonalidades de verde oliva, con inclusiones variables de cromoespinela, y un cristal (3327) con inclusiones fundidas.
	S1G-E6	>0,18	1	NO	Olivino esquelatal color verde oliva pálido con escasas inclusiones de cromoespinela y abundante vidrio adosado en sus caras laterales. La foto muestra una vista de su cara 021 con desarrollo incompleto y marco cristalino completo.
	S1G-E7	>0,18	1	SI	Olivino esquelatal color verde oliva palado con escasas inclusiones de cromoespinela e inclusiones fundidas en forma de canal (melt channel).
S1- G		>0,50	Nivel		Nivel con 3% olv, 5% plg, 1% px, 50% líticos negros, 15% líticos varios, 26% vidrio.
S1- G	S1G-P2	>0,50	1	SI	Olivino poliedral color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela y una inclusión fundida dentro del cristal.
	S1G-E8	>0,50	1	NO	Olivino esquelatal color verde oliva pálido con escasas inclusiones de cromoespinela. Se observa cara (021) incompleta en foto con sección ab en vista principal. Además, se ve un melt channel asociado al marco cristalino en (001).
	S1G-P3	>0,50	1	SI	Olivino poliedral color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela e inclusiones fundidas. Se observa el cristal fracturado con caras de desarrollo bueno y vidrio adosado en su superficie.

	S1G-E9	>0,50	1	SI	Olivino esquelletal color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela y algunas inclusiones fundidas. Se observa una incl alargada color pardo oscuro con cristales de cromoespinela en un extremo. Cristal se presenta fuertemente fracturado, por lo que no es posible reconocer las caras del cristal, pero si es posible reconocer un marco por lo que se le asigna morfología esquelletal
	S1G-P4	>0,50	11	NO	Grupo de olivinos poliedrales con diferentes tonalidades de verde olivo e inclusiones de cromoespiela. En general, se observan caras de buen desarrollo.
	S1G-E10	>0,50	16	NO	Grupo de olivinos esqueltales con diferentes tonalidades de verde olivo e inclusiones de cromoespinela. Se observa que la mayoría de los cristales se encuentran en etapa transicional con la cara (021) poco desarrollada, mientras que solo algunos se ve solo con marco cristalino en la sección ab.
S1-J		>0,18	Nivel		Nivel con 3% olv, 6% plg, 2%px, 9% líticos negros, 80% vidrio
S1-J	S1J-E1	>0,18	13	NO	Grupo de olivinos esqueltales de color verde oliva pálido a translucido. Se reconoce morfología esquelletal por ausencia de completo desarrollo de cara (021) o por la presencia de un marco cristalino.
	S1J-E2	>0,18	1	SI	Olivino esquelletal color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela e inclusiones fundidas translucidas. Se observa abundante vidrio en la superficie externa del cristal.
	S1J-E3	>0,18	1	SI	Olivino esquelletal de color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela e inclusiones fundidas cerca de la superficie del cristal. Cristal fuertemente fracturado por lo que se puede ver hacia el interior.
	S1J-E4	>0,18	1	SI	Olivino esquelletal color verde oliva pálido a translucido con inclusiones de cromoespinela e inclusiones fundidas. Se observa una gran inclusión (foto 3380) con cristales dentro y pequeñas otras inclusiones. Por el otro lado del cristal (3379) se observa otra inclusión fundida pequeña con un aparente cristal en su interior.
	S1J-E5	>0,18	1	SI	Olivino esquelletal color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela e inclusiones fundidas. Se observa una inclusión en forma de canal (melt channel) a lo largo del eje a en foto 3384.
	S1J-E6	>0,18	1	SI	Olivino esquelletal color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela e inclusiones fundidas. Se ve el cristal hacia la sección ab, con inclusiones fundidas en su interior de aspecto melt channel.
	S1J-P1	>0,18	1	NO	Grupo de olivinos poliedrales con diferentes tonalidades de verde olivo e inclusiones de cromoespinela.
S1-J		>0,50	Nivel		Nivel con 18% líticos oscuros, 4% olv, 1% px, 3% líticos varios, 4% plg, 70% vidrio
S1-J	S1J-E7	>0,50	1	SI	Olivino esquelletal color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela y abundantes inclusiones fundidas redondeadas y alargadas (melt channels) con burbuja de vapor. En foto 3391 se puede observar la sección ab del cristal donde esta fracturado.
	S1J-E8	>0,50	11	NO	Grupo de olivinos esqueltales con diferentes tonalidades de verde olivo e inclusiones de cromoespinela. Se observa que la mayoría de los cristales se encuentran en etapa transicional con la cara (021) poco desarrollada.
	S1J-P2	>0,50	6	NO	Grupo de olivinos poliedrales con tonalidades variadas de verde olivo e inclusiones de cromoespinela.
	S1J-E9	>0,50	1	SI	Olivino esquelletal color verde olivo con inclusiones de cromoespinela y abundantes inclusiones fundidas de variadas morfologías. Fuertemente fracturado en ac y ab.

	S1J-E10	>0,50	1	SI	Olivino esquelletal color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela y algunas inclusiones fundidas en su interior. Cristal fuertemente fracturado en el plano ab que permite ver su interior con las inclusiones fundidas.
	S1J-E11	>0,50	1	SI	Olivino esquelletal color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela y algunas inclusiones fundidas en su interior. Cristal fuertemente fracturado en el plano ab que permite ver su interior con las inclusiones fundidas.
	S1J-E12	>0,50	1	SI	Olivino esquelletal color verde oliva pálido con inclusiones de cromoespinela e inclusiones fundidas, donde la mayoría de ellas no presenta burbuja de gas. Cristal fuertemente fracturado en la sección ab. Foto 3415 visto hacia el eje c.
	S1J-P3	>0,50	1	SI	Olivino poliedral color verde oliva con escasas inclusiones de cromoespinela y una inclusión fundida observable en la foto 3417. Se ve el cristal fuertemente fracturado en la sección ab, que permite ver su interior e inclusiones. La superficie del mineral se ve cubierta con vidrio y otros cristales que probablemente corresponden a microlitos de piroxeno.

Anexo 5. Información química de análisis puntual por microsonda (EPMA) en cristales de olivino y piroxeno.

*Transecta mineral de borde a borde en cristal de olivino.

Análisis en olivinos											JEOL- Análisis desenfocado de 10um					
Nro	ID	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	NiO	Cl	F	Total
1	S1-B-04	56,73	0,21	1,77	13,66	0,28	24,91	1,91	0,27	0,10	0,09	0,04	0,03	0,00	0,00	100,00
2	S1-B-08	53,47	0,32	1,40	17,83	0,41	24,51	1,88	0,06	0,03	0,03	0,00	0,07	0,00	0,00	100,00
3	S1-B-14	54,04	0,20	0,94	15,83	0,40	26,27	1,84	0,25	0,13	0,00	0,06	0,02	0,02	0,00	100,00
4	S1-B-16	52,68	0,44	1,15	19,56	0,65	23,97	1,30	0,10	0,00	0,05	0,02	0,07	0,02	0,00	100,00
5	S1-B-17	52,41	0,26	2,55	15,47	0,35	27,17	1,72	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00
6	S1-B-19	53,91	0,19	1,18	16,46	0,54	26,59	0,87	0,12	0,06	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	100,00
7	S1-I-02-03	39,20	0,06	0,04	16,10	0,15	44,01	0,14	0,05	0,00	0,00	0,12	0,13	0,00	0,00	100,00
8	*S1-I-01-01	39,41	0,00	0,00	16,85	0,24	43,01	0,16	0,06	0,01	0,01	0,00	0,24	0,00	0,00	100,00
9	*S1-I-01-02	39,86	0,07	0,05	12,62	0,29	46,61	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,16	100,00
10	*S1-I-01-04	39,93	0,00	0,00	12,13	0,16	46,82	0,08	0,05	0,02	0,16	0,00	0,32	0,00	0,33	100,00
11	*S1-I-01-05	39,95	0,05	0,00	12,20	0,17	46,71	0,12	0,00	0,00	0,03	0,02	0,43	0,00	0,32	100,00
12	*S1-I-01-06	40,04	0,00	0,02	11,91	0,16	47,06	0,19	0,02	0,02	0,00	0,11	0,39	0,00	0,08	100,00
13	*S1-I-01-07	39,82	0,00	0,03	12,52	0,27	46,78	0,14	0,00	0,00	0,01	0,00	0,20	0,00	0,25	100,00
14	*S1-I-01-08	39,86	0,00	0,04	13,80	0,09	45,80	0,10	0,02	0,00	0,00	0,00	0,26	0,01	0,00	100,00
15	*S1-I-01-09	38,53	0,02	0,06	18,44	0,40	42,11	0,15	0,03	0,00	0,05	0,04	0,16	0,00	0,00	100,00
16	S1-I-04-01	39,91	0,00	0,02	12,38	0,08	46,99	0,16	0,01	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,25	100,00
17	S1-I-04-02	39,94	0,00	0,03	12,31	0,26	47,01	0,13	0,00	0,00	0,03	0,00	0,31	0,00	0,00	100,00
18	S1-I-07	39,42	0,00	0,00	12,42	0,23	47,39	0,14	0,00	0,04	0,02	0,04	0,29	0,00	0,00	100,00
19	S1-I-08	39,08	0,00	0,00	15,04	0,18	45,22	0,15	0,04	0,02	0,03	0,05	0,19	0,00	0,00	100,00
20	S1-I-09	37,94	0,00	0,05	12,88	0,05	48,60	0,18	0,02	0,00	0,01	0,04	0,14	0,00	0,08	100,00
Análisis en piroxenos											CAMECA- Análisis enfocado de 1um					
Nro	ID	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	NiO	Cl	F	Total
1	S1-B-02	56,62	0,47	3,27	7,05	0,20	15,14	16,25	0,45	0,17	0,30	0,04	0,00	0,03	0,00	100,00
2	S1-B-05	49,46	0,61	3,72	7,49	0,12	18,39	19,15	0,40	0,05	0,52	0,05	0,02	0,01	0,00	100,00
3	S1-B-06	50,64	0,64	2,98	9,27	0,19	17,70	17,86	0,40	0,04	0,19	0,03	0,01	0,05	0,00	100,00
4	S1-B-10	54,50	0,19	2,23	17,24	0,60	22,80	1,61	0,41	0,37	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	100,00
5	S1-B-21	53,15	0,23	1,29	16,37	0,43	27,10	1,02	0,16	0,15	0,04	0,06	0,00	0,00	0,00	100,00
6	S1-I-03	53,27	0,23	1,35	16,60	0,34	26,64	1,40	0,08	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,00	100,00
7	S1-I-03-02	54,05	0,17	0,84	15,97	0,23	27,14	1,33	0,06	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,17	100,00
8	S1-I-06	53,24	0,18	0,84	16,73	0,32	27,10	1,30	0,02	0,04	0,02	0,01	0,19	0,01	0,00	100,00
9	S1-I-06-02	50,56	0,16	0,95	16,25	0,34	30,30	1,29	0,10	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	100,00
10	S1-I-02-02	53,06	0,19	1,65	14,11	0,34	28,32	2,18	0,03	0,01	0,08	0,03	0,00	0,00	0,00	100,00
11	S1-I-10	54,40	0,52	1,98	11,22	0,29	30,32	1,10	0,05	0,03	0,05	0,01	0,01	0,03	0,00	100,00
12	S1-I-10-02	47,32	0,32	1,44	11,89	0,25	25,00	13,20	0,22	0,06	0,29	0,00	0,02	0,00	0,00	100,00
13	S1-I-04-03	52,64	0,50	1,86	13,39	0,35	24,31	6,21	0,14	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,53	100,00
14	S1-I-07-02	53,53	0,77	13,93	8,34	0,26	8,25	10,43	2,84	0,69	0,00	0,28	0,00	0,02	0,66	100,00