



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

# **CARACTERIZACION DE VOLÁTILES A TRAVÉS DE INCLUSIONES VÍTREAS, EN LA ERUPCIÓN DE 1932 DEL VOLCÁN QUIZAPU**

**Nicolás Andrés Mendoza Vivallo**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA  
MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEOLOGO**

**PROFESOR GUÍA:  
Ángelo Castruccio Álvarez**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
Patricia Larrea Márquez  
Álvaro Amigo Ramos  
Claudia Cannatelli**

Este trabajo ha sido financiado por el Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA) proyecto FONDAP-CONICYT #15090013 y parcialmente por el Programa de Estadías Cortas de Investigación Convocatoria 2019 del Departamento de Postgrado y Postítulo, Vicerrectoría de Investigación y Desarrollo, Universidad de Chile

**SANTIAGO DE CHILE  
2023**

## Resumen

El volcán Quizapu pertenece al Grupo Volcánico Descabezados, el cual forma parte del segmento norte de la Zona Volcánica Sur de Los Andes. El macizo se caracteriza por dos erupciones “gemelas” debido a que comparten composición química (dacitas y andesitas basálticas) y un volumen de  $5 \text{ km}^3$  de productos eruptados, pero a la vez estos eventos exhiben estilos eruptivos contrastantes entre sí. La primera erupción en 1846-47 fue netamente efusiva, mientras que la segunda en 1932 completamente explosiva. El principal objetivo de este estudio es determinar condiciones y procesos pre-eruptivos registrados por las tefras (dacitas, escorias iniciales y finales) de la erupción de 1932, específicamente su mineralogía y la petrografía de las inclusiones vítreas. Asimismo, determinar la relación entre las fases volátiles disueltas y el proceso gatillante de la erupción de 1932. Para ello se analizaron inclusiones vítreas alojadas en fenocristales de olivino y plagioclasa, utilizando distintas metodologías micronalíticas, como Microsonda electrónica, Microsonda Iónica y espectroscopia Raman. Se encontraron variados tipos de inclusiones, siendo las homogéneas y homogéneas con burbujas las seleccionadas para realizar los análisis. La mayoría de estas se encontraron en equilibrio con el cristal huésped lo que entrega certeza de la composición del magma parental, y en los casos en que se muestra un desequilibrio, la composición fue modelada. La temperatura preeruptiva promedio registrada por las inclusiones vítreas de la dacita fue de  $873 \pm 39^\circ\text{C}$  y la presión se encontró entre 1.35 -1.9 kbar, condiciones obtenidas a partir del equilibrio con el mineral hospedante y con la presión de vapor de  $\text{CO}_2$  y  $\text{H}_2\text{O}$  retenido en las inclusiones. Esto confirma la existencia de un reservorio dacítico somero como fuente de la erupción de 1932. Entregamos las primeras mediciones directas de  $\text{H}_2\text{O}$  Y  $\text{CO}_2$  en los productos del Quizapu (1932) cuya concentración promedio de  $\text{H}_2\text{O}$  en el reservorio y las recargas andesíticas registraron valores de 4.6 wt % para la dacita, 0.58 wt% para la Escoria Final, 0.51 y 1 wt % para la familia baja y alta en An de la Escoria Inicial, correspondientemente. La concentración promedio del contenido de  $\text{CO}_2$  en el reservorio y las recargas andesíticas, fue de 136 ppm para la dacita, 92 ppm para le Escoria Final, y 92 - 295 ppm para la familia baja y alta en An de la Escoria Inicial, correspondientemente. Uno de los cristales estudiados presentó contenidos de  $\text{H}_2\text{O}$  de hasta 7.75 wt. % lo que sugiere una distribución heterogénea de los volátiles en la Cámara, o procesos de mezcla con recargas ricas en volátiles. Los resultados sugieren que la curva de desgasificación de la cámara dacítica corresponde a un sistema cerrado y con una fase volátil exsuelta nula o minoritaria. Finalmente, la evidencia en torno a la Escoria Inicia estudiada en este trabajo sugiere que se trataría de una fase explosiva leve que se habría generado durante algún momento de la erupción de 1846-47, esto permite estimar un valor promedio de desgasificación de  $\text{H}_2\text{O}$  de hasta un 83% en partes del miembro dacítico, luego de la mezcla de magmas en esta erupción.

## Agradecimientos

Esta tesis de magíster ha sido desarrollada y financiada gracias al proyecto FONDAP-CONICYT #15090013, Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, por medio de sus investigadores Ángelo Castruccio, Dra. Claudia Cannatelli y su director, Dr. Diego Morata.

Agradezco al Departamento de Postgrado y Postítulo, VID, Universidad de Chile y su programa Estadías Cortas de Investigación Convocatoria 2019 por haber financiado la estadía en Alemania y el Reino Unido que permitió el desarrollo de esta tesis.

Agradezco a la Profesora Claudia, por estos largos años de tutela, paciencia y enseñanza, con estallidos sociales y pandemias entre medio donde siempre me entrego palabras de aliento y comprensión. A nuestras largas charlas y discusiones sobre el mundo de las melt inclusions incluso durante fines de semana. A la Profesora Patricia, que entrego su tiempo y ganas en las correcciones y consejos para mejorar esta tesis. Al profesor Álvaro Amigo, que me abrió puertas al mundo de la volcanología, su apoyo a las ideas extravagantes que he propuestos estos años y que no olvido, me ayudo con mi primera práctica profesional cuando mi Cv era casi una página en blanco. Por último, al Profesor Ángelo Castruccio, por sus enseñanzas y compañía todos estos años, siendo uno de los mejores docentes que he conocido en mi vida, su entrega al momento de enseñar es un modelo que seguir para los que queremos dar una parte de nuestra vida a la divulgación científica. Gracias por permitir la asistencia a mi primer congreso Cities on volcanoes (Puerto Varas) uno de los momentos que marcaron mi desarrollo.

Gracias a todas las personas que he algún momento han sido parte de mi vida, en especial a mis amigos, que de una u otra forma me han convertido en lo que soy.

Por último, a mis familia, Padres y hermanos, siempre incondicionales y siempre apoyando todos los proyectos en los que me embarco. Su amor lo ha sido todo para mí.

En honor a todos y todas seguiré creciendo para ser una mejor persona.

# TABLA DE CONTENIDO

1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Objetivos	3
1.1.1 Objetivos específicos:	3
1.2 Hipótesis de Trabajo	3
1.3 Trabajos anteriores en el volcán Quizapu	4
1.4 Ubicación y acceso	6
2 MARCO GEOLÓGICO	7
2.1 Marco geológico y tectónico regional	7
2.2.1 Basamento	9
2.2.2 Unidades volcano-sedimentarias	11
2.4 Conjunto de volcanes de la Cordillera Principal	12
2.4.1 Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul (CVDGQA)	12
2.4.2 Caldera Calabozos (CCC)	13
2.4.3 Volcán Mondaca	14
3 MARCO TEORICO	15
3.1 Inclusiones vítreas	15
3.1.1 Mecanismos de formación de inclusiones vítreas	16
3.1.2 Inclusiones Vítreas: El enfoque en Vulcanología.	19
3.1.3 Exploración Petrográfica	19
3.1.4 Modificación después del atrapamiento	21
3.1.5 Generación de burbujas	21
3.1.6 Cristalización después del atrapamiento	21
3.1.7 Difusión de H <sub>2</sub> O	22
3.1.8 Ensamblajes de inclusiones vítreas	22
3.1.9 Determinación del contenido de volátiles	23
3.2 Técnicas Analíticas	25
3.2.1 Microscopio de Barrido Electrónico (SEM)	25
3.2.2 Microsonda electrónica (EPMA)	25
3.2.3 Espectroscopia de Raman	25
3.2.4 Microsonda Iónica (SIMS)	26
3.2.5 Comparación de espectrometría de Raman y SIMS	26
4 METODOLOGÍA	27
4.1 Trabajo en Terreno	27
4.2 Trabajo en Laboratorio	30
4.2.1 Separación de minerales	30
4.2.2 Selección de minerales	30
4.2.3 Montajes grupales de epoxy	30
4.2.4 Montajes individuales	31
4.2.5 Pulido Inicial	31
4.2.6 Microscopía óptica	31
4.2.7 Pulido Final	32

4.2.8 Portamuestra de bronce	32
4.2.9 Nueva metodología de preparación de muestras	33
4.3 Análisis de microsonda electrónica e iónica	34
4.4 Análisis de Espectroscopía de Raman	35
5 RESULTADOS	36
5.1 Muestras y Mineralogía	36
5.1.1 Análisis en fase Plagioclasa	36
5.2.2 Análisis en fase olivino	38
5.2 Inclusiones vítreas	42
5.3 Cristalización post atrapamiento en inclusiones	44
5.4 Elementos Mayores y Menores	45
5.5 Volátiles y Elementos Traza livianos	49
5.5.1 Agua y dióxido de carbono	49
5.5.2 Trazas	52
5.6 Geotermobarometría	54
6 DISCUSIONES	58
6.1 Respecto a la incertidumbre de la Escoria Inicial de 1932	58
6.2 Petrografía y clasificación de plagioclasas e inclusiones.	61
6.3 Contenido de volátiles	64
6.4 Comparación general de volátiles	65
6.5 Difusión de H <sub>2</sub> O	67
6.6 Sobre el alto contenido de H <sub>2</sub> O	68
6.7 Sobre las condiciones preeruptivas	70
6.8 Modelo termodinámico	73
6.9 Sobre la lava de 1846-47	75
6.10 Sobre el bajo contenido de H <sub>2</sub> O en la Escoria Inicial y Final	76
6.11 Sobre la nueva metodología	77
7 CONCLUSIONES	78
9 BIBLIOGRAFÍA	80
9 ANEXOS	86
Anexo A: Gráficos	86
Anexo B: Localización muestras	86
Anexo C: Imágenes EMPA	87
Anexo D: Tablas de Datos	90

# 1 INTRODUCCIÓN

El complejo volcánico Cerro Azul-Quizapu, pertenece al Grupo Volcánico Descabezados, el cual forma parte del segmento norte de la Zona Volcánica Sur de Los Andes. Se encuentra emplazado a más de 80 km al este de la ciudad de Talca, capital de la Región del Maule y se compone del estratovolcán Azul – relativamente erosionado – y un cráter en su flanco norte denominado Quizapu. Este último corresponde históricamente, al centro de emisión más activo del complejo (Hildreth and Drake 1992).

En el año 1846, surgió la primera actividad parásita del Cerro Azul, conocido hoy como el volcán Quizapu (3050 m s.n.m.), el cual corresponde a un cráter de unos 800 m de diámetro y lavas asociadas. Previo a este evento, no existe registro eruptivo, manteniéndose en inactividad durante tres décadas, hasta que en distintos periodos de 1907 a 1929 mostró actividad freática y explosivas menores. Luego, en 1932 tuvo una erupción pliniana de gran envergadura, a tal punto de ser considerada una de las más violentas que se han registrado en el siglo XX en el mundo. Esta erupción, causó un impacto catastrófico al medio ambiente, inutilizando hasta hoy miles de hectáreas cubiertas por tefra dacítica, principalmente en las provincias de Talca, Curicó y la Pampa argentina. En este evento murieron miles de animales vacunos y caprinos, además de la fauna silvestre por efecto de las cenizas. Mas tarde, en 1967, hubo un reactivamiento con explosiones freáticas, y luego solo pequeñas fumarolas en 1980 y 1990 (Gonzalez-Ferran 1994).

Debido a la erupción efusiva en 1846-47 y explosiva en 1932 el volcán Quizapu se ha convertido en un lugar relevante para el estudio de las transiciones eruptivas y los factores que las controlan.

Uno de los componentes principales del magma son los volátiles, en especial el H<sub>2</sub>O ya que modifican la viscosidad y la densidad del magma. El magma de los arcos volcánicos alrededor del mundo contiene agua en concentraciones que van del 2 al 6% en peso, siendo 4% wt el más común (Plank et al. 2013). En la literatura se informan algunos casos donde el contenido de agua es anómalamente bajo en arcos volcánicos (Sisson et al. 1998; Watt et al. 2013), debido a desgasificación o pérdida de agua (Lloyd et al. 2013). En el caso del volcán Quizapu no existen estudios que reporten la cantidad de agua medida directamente en las erupciones, aunque Ruprecht et al. (2012) estimaron un contenido de H<sub>2</sub>O de 4-6 wt. % utilizando el higrómetro de plagioclasa-liquido (método de Lange et al. 2009), y 3.5-5.5 wt. % utilizando la composición de anfíboles (método de Ridolfi & Renzulli 2012). Finalmente, First et al. (2021), realizaron experimentos de equilibrio de fase donde estiman un contenido entre 3.6-4.2 wt. % para las dacitas.

Una forma directa de estimar el contenido volátil del magma es a través de inclusiones vitreas (MI). Estas son pequeñas gotas de magma atrapadas dentro de un cristal durante la

cristalización. Pueden contener vidrio, minerales y/o gas en su interior (Roedder, 1984). Pueden comportarse como cápsulas del tiempo, registrando lo que ocurren en el magma desde su formación inicial en las profundidades del manto, hasta las distintas etapas del desarrollo de la cámara magmática (Cannatelli et al. 2016). Además, los MI puede preservar las condiciones preeruptivas físicas y químicas que tuvieron lugar durante el crecimiento cristalino (Cannatelli et al. 2016; Esposito et al. 2018).

En la última década, se ha descubierto que las MI no son un sistema completamente cerrado, por ejemplo, se ha demostrado que posteriores al atrapamiento de las MI, una pérdida de agua puede ocurrir a través de difusión de elementos, desde la MI al cristal huésped (Portnyagin et al. 2008; Hauri et al. 2002; Koleszar et al. 2009; Lloyd et al. 2013; Gaetani et al. 2012). Danyushevsky et al. (2000) determinaron que las MIs alojadas en olivino pueden experimentar pérdida de Fe asociada con cristalización de olivino en los bordes de las MI. Las modificaciones posteriores al atrapamiento en MIs pueden alterar el contenido de volátiles en las fases vítreas, haciendo obligatorio el estudio de burbujas si es que se encuentran presentes (Steele-MacInnis et al. 2011; Moore et al. 2015). Teniendo esto en cuenta, varios intentos se han realizado para corregir estas modificaciones en base al contenido de elementos trazas, estudiando las burbujas y reconstruyendo la composición “teórica” en equilibrio con el huésped (Steele-MacInnis et al. 2011; Danyushevsky et al. 2000; Lloyd et al. 2013; Hartley et al. 2015).

El propósito de esta investigación es aportar datos analíticos sobre el contenido de volátiles en las tefras de la erupción del volcán Quizapu, investigación que representa las primeras mediciones directas en inclusiones vítreas de la erupción de 1932, tanto del miembro dacítico y las recargas andesíticas. El estudio espera aportar con antecedentes de la transición efusivo-explosiva, además de entender de mejor manera los procesos subvolcánicos dominantes en esta zona. Lo anterior es altamente relevante dado existe un importante volumen de manifestaciones volcánicas, de variadas composiciones, en un radio de pocos kilómetros.

## **1.1 Objetivos**

Caracterizar las fases volátiles de CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>O presentes en la erupción de 1932 del volcán Quizapu y constreñir su rol en la erupción, mediante el estudio en inclusiones vítreas.

### **1.1.1 Objetivos específicos:**

1. Determinar la concentración del contenido de volátiles en el reservorio magmático mediante inclusiones vítreas a través de técnicas micro analíticas (SIMS y EMPA).
2. Determinar el contenido de volátiles en el magma a través de análisis de espectroscopía Raman en las inclusiones vítreas.
3. Estimar la profundidad y temperatura de cristalización de las fases minerales presentes en las recargas andesíticas.
4. Identificar procesos magmáticos con el uso de la información de las fases volátiles y elementos mayoritarios a través del análisis de las inclusiones vítreas.
5. Determinar la relación entre las fases volátiles disueltas y el proceso gatillante de la erupción de 1932.

## **1.2 Hipótesis de Trabajo**

La composición del magma parental queda registrada en las inclusiones vítreas hospedadas en los fenocristales de los productos volcánicos del Quizapu. Con esto es posible determinar el contenido de elementos mayoritarios, minoritarios, trazas y volátiles mediante técnicas analíticas de alta resolución espacial e identificar la naturaleza del magma en su momento de atrapamiento. Así, un estudio de estas características aplicado a la erupción de 1932 del volcán Quizapu permitirá entender los procesos magmáticos que han ocurrido durante el ascenso del magma y durante la estadía en la cámara, así como la naturaleza del material parental. La información de volátiles la cual se pierde una vez ocurrida la erupción será usada para constreñir el aporte que genera este factor en las transiciones efusivas-explosivas en este volcán y otros similares.



### **1.3 Trabajos anteriores en el volcán Quizapu**

En contraste con la mayoría de los sistemas magmáticos de arco, donde múltiples episodios oscurecen la evidencia de eventos importantes en las cámaras magmáticas (ej.: extracción de magma, mezcla de magma, etc.), el sistema del Quizapu muestra una limitada complejidad petrográfica constreñida a dos grandes erupciones históricas (1846-1847 y 1932) que tienen estilos eruptivos contrastantes. Ambas erupciones fueron unos de los eventos eruptivos históricos más grandes de América del Sur.

La erupción 1846–1847 fue observada por ganaderos y descrita brevemente por Domeyko (1903). Se emitieron ~ 5 km<sup>3</sup> de magma andesítico-dacítico en un evento predominantemente efusivo (Hildreth y Drake 1992). Otra gran erupción ocurrió sólo 86 años después, en 1932. Este evento fue totalmente explosivo, produciendo principalmente 5 km<sup>3</sup> de tefra dacítica, (Hildreth y Drake 1992). Ésta, cubrió los flujos anteriores y se extendió hasta Buenos Aires, 1.200 km al este. El volcán se ha encontrado desde entonces con solo una actividad fumarólica menor, la cual se extinguió en 2010 luego del gran terremoto de 8,8° del Maule (Benavente, 2010).

El primer trabajo detallado sobre el Quizapu fue de Hildreth y Drake (1992). El foco de su estudio fueron los flujos de 1846–1847 y especialmente la erupción explosiva de 1932. Los autores, mapearon geológicamente el área e hicieron análisis isotópicos y químicos de un número relativamente pequeño de muestras, mayoritariamente de tefras de 1932. Llegaron a la conclusión de que la mayor parte del volumen de las lavas de 1846–1847 tenía poca variación química.

Ruprecht y Bachmann (2010) mostraron que un calentamiento preeruptivo de magmas dacíticos ricos en agua debido a la mezcla con un magma andesítico caliente generó una erupción efusiva. Utilizando geotermómetros de pares de óxidos y anfíbol, determinaron que la temperatura del magma para la erupción de 1846–1847 estaba a  $1000 \pm 30^{\circ}\text{C}$ ,  $130^{\circ}\text{C}$  más elevado que la erupción de 1932 aun cuando estas tenían composición y volumen similar. Este recalentamiento habría reducido la viscosidad (2 a 3 veces menor que la de 1932) permitiendo la desgasificación de la cámara. Propusieron que la recarga que provocó la erupción de 1932 no transfirió suficiente calor para reducir significativamente la viscosidad y, por lo tanto, la erupción fue explosiva.

En el estudio de Rupercht et al. (2012), se determinó las composiciones de elementos mayores y trazas de los magmas de 1846–1847 y 1932, concluyeron que las lavas, tienen una amplia gama de composiciones, mientras que el extremo silíceo de ambas erupciones es casi idéntico. La erupción de 1846-1847 muestra una mezcla significativa entre el miembro máfico y el silíceo dando como resultado andesitas híbridas y dacitas mezcladas. También examinaron las texturas, realizaron estudios de la distribución de los tamaños de cristales (cristal size distribution (CSD)) y determinaron la composición de elementos traza; con ello concluyen que el sistema subvolcánico del Quizapu esta zonado térmica y composicionalmente donde un mush andesítico

subyace a una cámara dacítica homogénea que sería el origen de las erupciones. La cámara habría sido formada por la cristalización fraccionada a partir del mush andesítico, manteniéndola con una baja tasa cristalina <30%.

Ruprecht y Cooper (2012) examinaron el momento en que se produjeron las erupciones de 1846–1847 y 1932 utilizando desequilibrio de la serie Uranio en plagioclasas. Determinaron los tiempos medios de cristalización; 3.600 años para los magmas de 1846–1847 y 2.200 años para los de 1932, sugiriendo que ocurrió reabsorción de los bordes jóvenes de las plagioclasas en 1846–1847 o/y algún crecimiento en los bordes de las plagioclasas de la erupción de 1932 durante el lapso de 86 años entre ambas erupciones. Además, los perfiles de difusión de Magnesio en plagioclasa sugieren que el mingling con el magma andesítico ocurrió en poco tiempo (días a semanas) antes de la erupción.

Higgins y colaboradores (2015) estudiaron la erupción de 1846-47 a través de muestras de lavas y enclaves, haciendo análisis de elementos mayores por XRF y elementos traza por ICP-MS. Además, clasificaron macrocristales de plagioclasa en 5 familias, en base a imágenes de catodoluminiscencia y cristal-size-distribution (CSD). Concluyen que una de las clases creció en un magma andesítico y otra en un magma dacítico, las otras tres clases se asocian con lotes de magma particulares. Con esta información, Higgins recrea un modelo para el sistema subvolcánico y la historia magmática: un magma andesítico ubicado en la corteza que comienza a diferenciarse para formar un magma dacítico que en su mayoría habría formado un batolito granodiorítico. Debido a la activación de una falla N-S, el magma andesítico atravesó la cámara dacítica, calentándola y llevándola a áreas creadas por la falla, donde se mezclaron hasta formar un magma homogéneo. Poco tiempo antes de la erupción de 1846-1847 se inyectó más magma de andesita en la parte superficial del sistema volcánico donde se mezcló con los magmas mixtos existentes y luego se desencadenó la erupción. El primer magma en salir fue una dacita, luego otras zonas a lo largo de la falla alimentaron el sistema, siendo eruptados magmas mixtos, luego nuevamente fue expulsada dacita. En 1932 una nueva inyección de andesita creó un conducto que alteró una cámara de dacita sin desgasificar y provocó una fuerte erupción explosiva.

Degruyter y colaboradores (2017) proponen que antes de la erupción efusiva de 1846-47, las burbujas de gas evitaron que se acumulara un exceso de presión y permitieron la recarga de un volumen significativo de magma antes de desencadenar la erupción de 1846-1847. La temperatura aumentó considerablemente, lo que dio como resultado un aumento de la desgasificación durante la erupción, permitiendo que se desarrollara de forma efusiva. Por el contrario, durante el período de reposo entre las erupciones de 1847 y 1932, las nuevas recargas encontraron un reservorio mucho menos compresible ya que la fase gaseosa se eliminó en gran medida como respuesta a la erupción previa, produciendo una presurización rápida, un aumento leve de la temperatura y una desgasificación eruptiva mucho menor. La combinación de estos efectos culminó en un evento altamente explosivo.

First et al. (2021), realizan experimentos de equilibrio de fase (saturado de H<sub>2</sub>O) en el magma de dacita, utilizando una muestra de piedra pómez de la erupción de 1932 como el material parental de los experimentos. A una fugacidad de oxígeno (fO<sub>2</sub>) de NNO+0.2, el ensamblaje de fase de An<sub>25-30</sub> plagioclasa + anfíbol + ortopiroxeno, sin biotita, es estable a 865 ±10 °C y 110 ± 20 MPa de presión de H<sub>2</sub>O (PH<sub>2</sub>O), correspondiente a 4 km de profundidad. En estas condiciones, los experimentos también reproducen la composición de vidrio del material inicial. A un PH<sub>2</sub>O ligeramente más alto y por debajo de 860 °C, la biotita se une como fase al equilibrio. Debido a que la biotita no es parte del conjunto observado de la fase Quizapu, su presencia coloca un límite superior de PH<sub>2</sub>O.

### 1.4 Ubicación y acceso

El área comprendida en este estudio abarca entre los 35,24° - 35,45° de latitud sur, y 71,38° - 71,52° de longitud este. No existe un camino norte-sur que sea capaz de recorrer todos los puntos de interés, por lo que es necesario tomar desviaciones desde la ruta 5 sur para acceder por vehículo a las diferentes zonas.

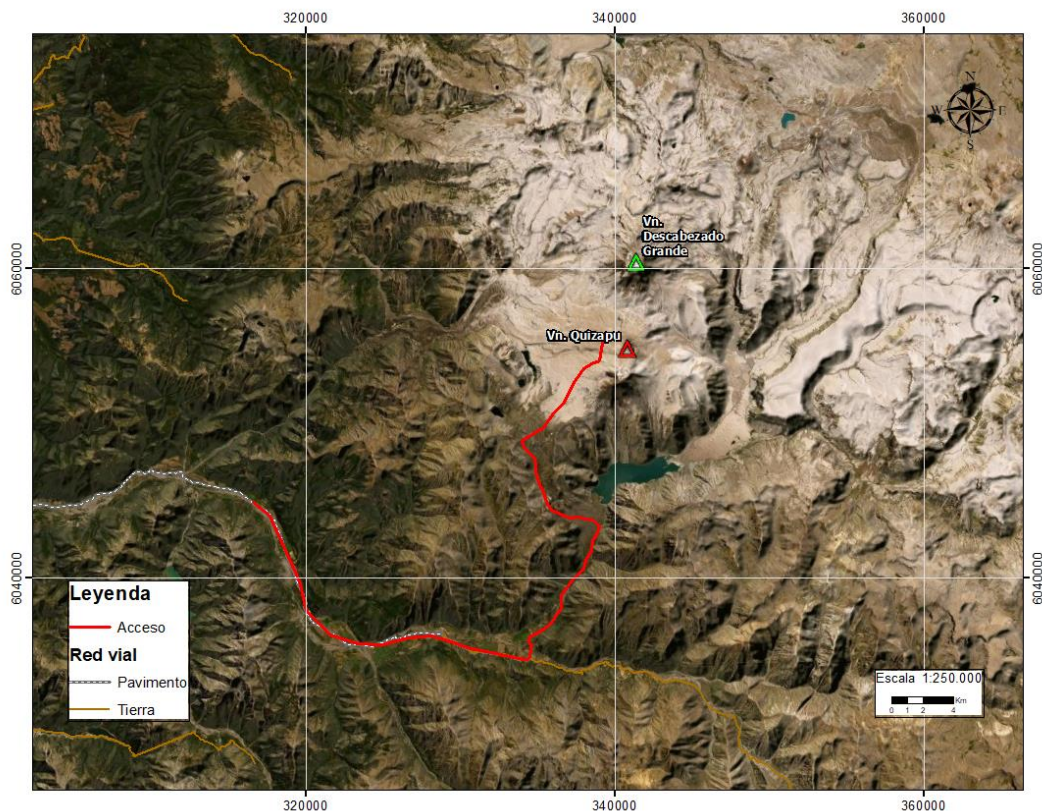


Figura 1.1: vía de acceso volcán Quizapu

Para este estudio se accedió al volcán Quizapu por la zona sur, desde la ruta 5, se toma una desviación hacia la cordillera por la ruta 115 que lleva a la Laguna del Maule y el paso internacional Pehuenche, antes de esto se accede al pueblo de los Álamos desde donde se entra al recinto privado de la central Los Cipreses, propiedad de ENEL, siguiendo un camino en buenas condiciones hacia el norte se llega hasta la laguna Invernada y los conos gemelos hornitos. Aquí comienza un ascenso de 19 km aproximadamente hasta llegar al cráter del volcán Quizapu.

## **2 MARCO GEOLÓGICO**

En este capítulo se describe la geología a escala regional de la zona de estudio, con énfasis en el volcanismo y estructuras que controlan la deformación. Se basa principalmente en la revisión de Benavente (2010), Tapia (2010) y Osorio (2014) que a su vez son recopilaciones que consideran antecedentes de diferentes trabajos.

### ***2.1 Marco geológico y tectónico regional***

El desarrollo del volcanismo en Chile está controlado principalmente por la convergencia oblicua de las Placas Sudamericana y de Nazca (7-9 cm/año). Debido a esta oblicuidad el régimen de estrés de la placa Sudamericana sería el apropiado para el ascenso de magmas a través de diques paralelos a la dirección de máximo stress (NO-SE) (Cembrano, 2009).

El arco volcánico andino se compone de cuatro segmentos llamados las zonas volcánicas Norte (ZVN; 2°N-5°S), Central (ZVC; 14-28°S), Sur (ZVS; 33-46°S) y Austral (ZVA; 49-55°S). Esta segmentación está dada por la geometría de la subducción debido a cambios en la profundidad de la Placa de Nazca (Jordan et al. 1983), haciendo que a lo largo del margen oeste de Sudamérica existan zonas sin volcanismo Cuaternario (e.g. 28-33°S) producto del bajo ángulo de subducción (10°) en comparación con los segmentos con volcanismo activo (30°). El cambio en el ángulo de subducción ha sido atribuido a la subducción de la Dorsal de Juan Fernández (33°) desde hace 14 Ma y a la subducción del ridge de Chile, las que estaría cambiando el acoplamiento entre las placas de Nazca y Sudamericana causando una disminución en el ángulo de subducción (Jordan et al. 1983).

El complejo volcánico abarcado en este estudio se encuentra dentro de la Zona Volcánica Sur (ZVS), un arco volcánico continuo por más de 1.400 km comprendido entre los volcanes Tupungato (33,3°S) y Hudson (46°S; Baranzangi e Isacks, 1976). La ZVS corresponde a un segmento de subducción 'tipo chilena' con un ángulo de subducción que varía entre 30 y 35° (Uyeda y Kanamori, 1979).

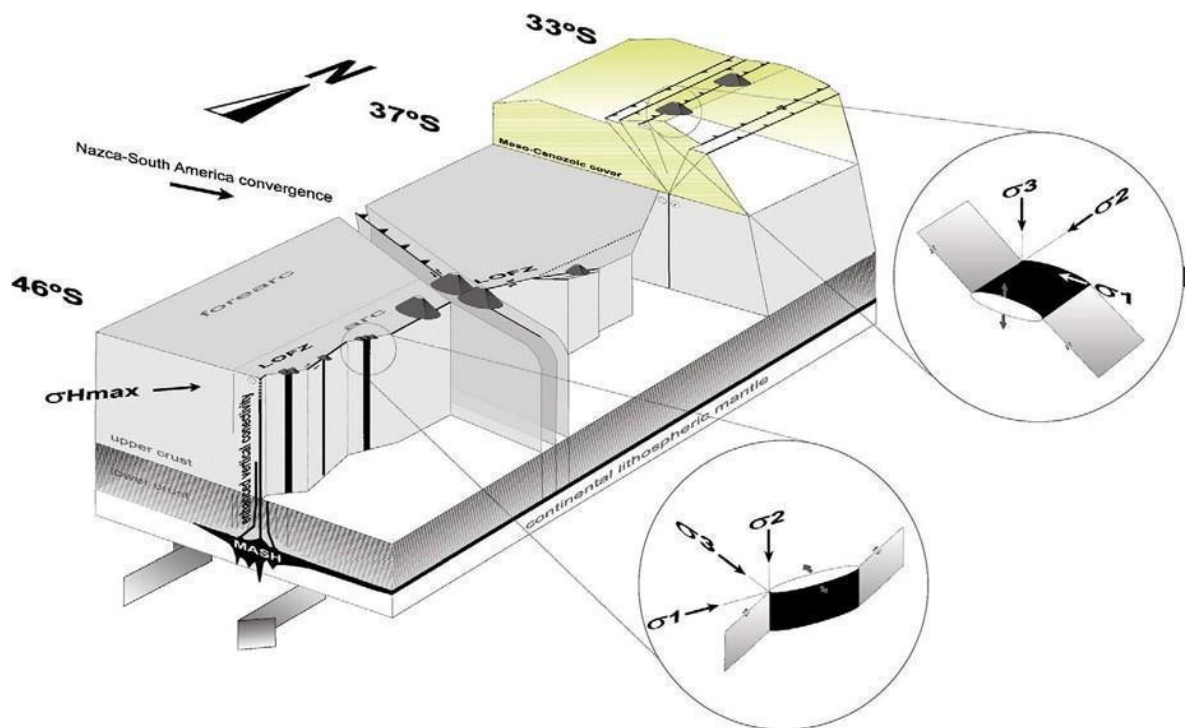
El área de estudio abarcada en esta investigación es el Complejo Descabezado Grande – Quizapu, la zona corresponde a una franja de 35 km, entre los 35,24° S - 35,45° S, se encuentra

en la denominada zona volcánica sur transicional, donde existen una serie de rasgos geológicos relevantes como:

- Los rasgos morfoestructurales que caracterizan a los Andes corresponden a franjas norte-sur: (1) Cordillera de la Costa, (2) Depresión Central, (3) Cordillera Principal, siendo este último el lugar donde se ubica el volcanismo actual. La Cordillera Principal corresponde a un basamento de rocas ígneas y sedimentarias (marinas y continentales) de edad Meso-Cenozoica e intrusiones Mio-Pliocenas (e.g. Charrier et al. 2002; Farías, 2008).
- El control espacial de calderas y estratovolcanes estaría determinado por estructuras NW-SE y NE-SW (Stern et al. 2007).
- Los centros volcánicos muestran una gran variedad de composiciones que varían desde basaltos toleíticos a riolitas ricas en potasio. Las lavas de composición andesítica son las más comunes, pero existe un aumento en la proporción de basaltos hacia el sur, siendo esta composición la que domina en las rocas más antiguas (Cembrano et al. 2009). Grandes volúmenes de riolitas fueron eruptadas desde la caldera Calabozos, donde los datos isotópicos indican que la generación de éstas involucra una significativa contribución de fusión parcial cortical (Hildreth et al. 1984; Grunder, 1987). Los basaltos alcalinos aparecen en un contexto geotectónico de trasarco generando volcanes de escoria como el Llanquanelo ubicado en Argentina (Risso et al. 2008).
- La corteza continental disminuye su espesor desde 55 a 65 km (33°S), a espesores de 35 a 40 km a los 37°S, y a espesores de 30 a 35 km al sur de esta latitud (Hildreth & Moorbath, 1988). Hickey et al. (1986), Tormey et al. (1991) y Stern (1991) infieren que la variación sistemática en los basaltos de la ZVS de sur a norte, indican un aumento de la presión en la cristalización fraccionada, lo cual coincide con el incremento del espesor cortical, y a diferencias en los componentes derivados de la cuña astenosférica y de la placa subducida.

Existe una estrecha relación entre la tectónica y el volcanismo en la ZVS a través de estructuras corticales que favorecen el ascenso del magma y su transporte a niveles superficiales (Figura 2.1). A su vez, el calor y la sobreimposición magmática produce que se debilite la roca, favoreciendo la formación de nuevas estructuras o fracturas (Cembrano & Lara, 2009). Cuando  $\sigma_3$  se encuentra vertical, favorece la generación de reservorios horizontales, en que la presión aumenta hasta alcanzar valores muy cercanos a la presión litostática, esto se debería a la cristalización fraccionada de los minerales anhidros dentro del magma, lo que también permitiría que las fallas preexistentes puedan conectar con las cámaras magmáticas horizontales en

niveles corticales someros, generando así niveles de magmas cercanos a la superficie y diferenciados (Figura 2.1). También, producto de la deformación dextral de la corteza superior, ocurren grietas de tensión en dirección NE-SW que se ven reflejadas en los contactos regionales entre secuencias Meso-Cenozoicas (Figura 2.2), siendo éstos el conducto para el ascenso de los magmas y lo que a la vez explicaría la distribución espacial del Complejo Volcánico Planchón–Peteroa y el Complejo Volcánico Descabezado Grande-Quizapu (Cembrano & Lara, 2009).



**Figura 2.1:** Imagen de los factores que controlan el volcanismo en la ZVS. Entre los 33°-34°30'S existe una compresión este-oeste caracterizada por la sismicidad actual y los magmas que ascienden a través de reservorios horizontales conectados por fallas inversas antiguas y activas. Los volcanes en la zona de estudio (34°30'-36°S) se encuentran sobre fallas inversas antiguas y/o fallas de basamento con un rumbo N-NO que se conectan con grietas de tensión con Rumbo N-NE, que servirían de canales para el ascenso de magmas. Por último, al sur de los 37°S, los estratovolcanes están asociados tanto a grietas de tensión N-NE o estructuras del basamento N-NO sobre la LOFZ (Cembrano et al. 2009).

### 2.2.1 Basamento

Como ya se había mencionado, la zona de estudio se ubica en la Cordillera Principal, la cual se encuentra formada por las rocas Cenozoicas de las Formaciones Abanico, y por las rocas más antiguas del sector, de edad Mesozoica, correspondiente a secuencias sedimentarias marinas-continuales fuertemente deformadas. Las primeras afloran tanto en la franja occidental como en la oriental de la Cordillera Principal, mientras que las segundas se encuentran en la vertiente oriental de la misma, dispuestas en una orientación preferencial N-S a NNE-SSW (figura 2.2)

(González y Vergara, 1961; Godoy et al. 1999; Charrier et al. 2002; Giambiagi et al. 2003a; SERNAGEOMIN 2003; Silvestro et al. 2005; Fock et al. 2006; Giambiagi et al. 2009). Las rocas Mesozoicas fueron acumuladas durante el Triásico Superior-Cretácico inferior en el borde occidental de la Cuenca de Neuquén, una cuenca que espacialmente se desarrolla entre 32°-40°S y su evolución temporal ha sido considerada en tres etapas (Franzese et al. 2006). La primera, desarrollada durante el Triásico superior-Jurásico inferior, se caracteriza por la ausencia de subducción en el margen occidental de Gondwana y la presencia de grandes sistemas de fallas transcurrentes formando una tectónica extensional dentro de la cuenca, donde se depositan rocas volcanoclásticas y sedimentos continentales (Franzese et al. 2006). La segunda, desarrollada durante el Jurásico inferior- Cretácico inferior, se caracteriza por el reinicio de la subducción en el borde occidental de Gondwana junto con un régimen extensional en el trasarco, en donde se ubica la cuenca de Neuquén (Franzese et al. 2003). Es en esta etapa donde se depositan las extensas sucesiones marinas y continentales, que representan diferentes ciclos de transgresión-regresión (Howell et al. 2005). La tercera etapa, desarrollada desde el Cretácico tardío, se caracteriza por un cambio en la geometría de subducción provocando un cambio en el régimen compresivo de la cuenca, causando una inversión en las estructuras extensionales; dando origen a la faja plegada y corrida de Malargue (FPCM) (Vergani et al. 1995) y a la acumulación de depósitos sintectónicos de antepaís en territorio argentino.

Las secuencias Mesozoicas se encuentran en contacto con secuencias volcánicas y volcano-sedimentarias Terciarias (Formación Abanico) hacia el oeste (Figura 2.2). Esta última se habrían depositados en una cuenca extensional continental desarrollada durante el Oligoceno-Mioceno Temprano, la cual habría sufrido un proceso de inversión tectónica durante el Mioceno (e.g. Godoy y Lara, 1994; Wyss et al.1996; Godoy et al. 1999; Charrier et al. 2002,2005; Fock et al. 2006).

El contacto entre las secuencias Mesozoicas y Cenozoicas ha sido interpretado como un sistema de fallas normales en el borde de la cuenca de Abanico que ha sufrido algún grado de inversión (e.g. Charrier et al. 2002,2005; Fock et al. 2006; Farías et al. 2010), (Figura 2.2).

En la Cordillera Principal se encuentran rocas plutónicas de edad Cretácico a Terciario de composición diorítica, tonalítica y granodiorítica principalmente (Figura 2.2). Su distribución en general es N-S, al igual que el Batolito de la Costa. Existe una evolución espacial y temporal de Oeste a Este, teniendo rocas más jóvenes hacia el Este (Parada et al. 1988) de edad Mioceno (18-6 Ma).

Drake (1976) hace un estudio geocronológico de las unidades intrusivas del sector cercano a la zona de estudio, precisamente en el intrusivo La Invernada (Figura 2.3), aledaño a la laguna del mismo nombre y corresponde principalmente a granodioritas de grano medio a fino, al cual le asigna una edad de  $7,7 \pm 0,1$  Ma,  $6,9 \pm 0,5$  Ma y  $6,15 \pm 0,06$  Ma (Mioceno Superior). Cabe

mencionar que la información en relación con las rocas intrusivas es escasa ya que no existen trabajos recientes.

### **2.2.2 Unidades volcano-sedimentarias**

#### **Formación Abanico (Aguirre, 1960; Gonzales y Vergara, 1962) *Oligoceno*.**

En el área de estudio, esta formación rodea la zona de estudio, abarcando una gran extensión (Figura 2.2). Consiste en depósitos volcánicos y volcanoclásticos continentales con escasos fósiles, presentando: tobas, brechas, tufitas y lavas porfídicas, intercaladas con sedimentitas clásticas continentales como areniscas, grauvacas y limolitas (Aguirre 1960; González & Vergara, 1962). Los estratos se encuentran fuertemente plegados y presentan un gran espesor en sus capas (Fuentes et al. 2002). Esta formación es correlacionable con la Formación Coya – Machali, como también con otras unidades estratigráficas ligadas al volcanismo posterior al Oligoceno entre los 35°S – 38°S (González-Ferran y Vergara, 1962; Vergara, 1963; González, 1963, en Drake et al 1982).

En relación con la edad, dataciones realizadas de K40-Ar40 (Drake et al 1982; Beccar et al.1986; Gana & Wall, 1997; en Fuentes et al.2002), como también de 40Ar/39Ar (Gana & Wall, 1997; Vergara et al.1999; Aguirre et al.2000; en Fuentes et al.2002) revelan que la edad de la Formación Abanico corresponde al Oligoceno, lo que se ha podido corroborar mediante fósiles de mamíferos encontrados en estratos correlacionables mencionados anteriormente con la Formación Abanico (Wyss et al.1990; en Fuentes et al.2002).



# Mapa Geológico Zona de estudio

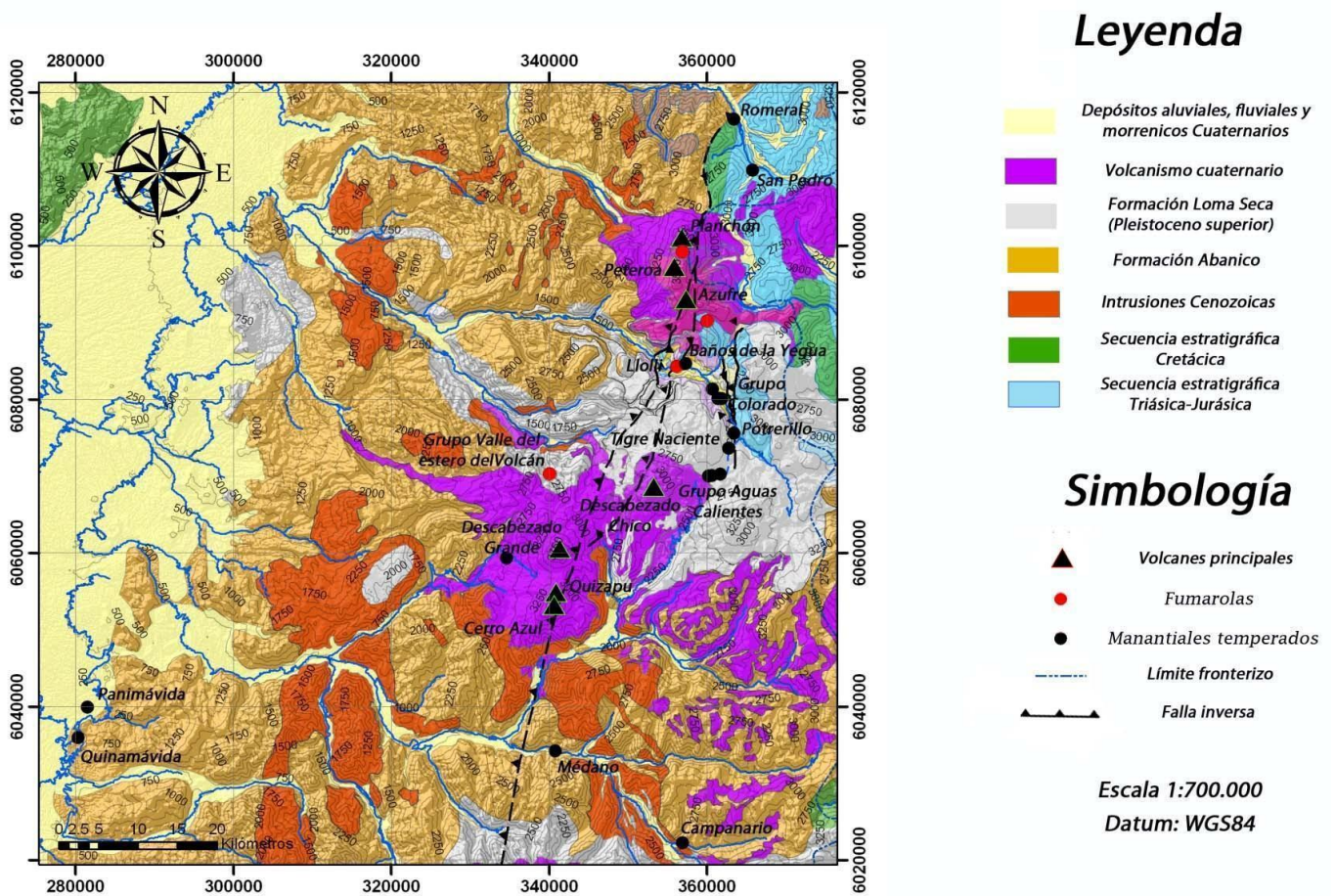


Figura 2.2: Mapa geológico de la zona de estudio (modificado de: González y Vergara, 1961; Hildreth & Drake, 1992; Godoy et al. 1999; Charrier et al., 2002; Giambiagi et al., 2003a; SERNAGEOMIN 2003; Silvestro et al., 2005; Fock et al., 2006; Giambiagi et al., 2009; Tapia, 2010)

## 2.4 Conjunto de volcanes de la Cordillera Principal

### 2.4.1 Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul (CVDGQA)

El CVDGQA consiste en 15 centros eruptivos, clasificables de la siguiente manera (Hildreth & Drake, 1992; (a) Cinco volcanes monogenéticos máficos, de edad Holocena a lo largo del SW de la zona. (b) Siete flujos de lava riodacíticas al norte de la base del Descabezado Grande, de edad Pleistocena a Holocena. (c) Un grupo de volcanes de escoria conocidos como el clúster del Descabezado Chico, de edad Pleistocenas. (d) Los principales centros eruptivos de la zona son el Descabezado Grande, Quizapu y Cerro azul. Estos centros eruptivos se encuentran sobre un plateau de lavas de una etapa temprana de la construcción de estos estratovolcanes, llamado el escudo Casitas (Wulff, 2003).

Los volcanes Cerro Azul y Descabezado Grande son estratovolcanes adyacentes (distanciados por 7 km) con una altitud de 3788 y 3953 m, respectivamente, y una edad Holocena temprana a Pleistocena tardía (Hildreth & Drake, 1992) (Figura 2.3-2.4). El volcán Descabezado Grande tiene un diámetro basal de 11 km, un volumen de 30 km<sup>3</sup> y un cráter de diámetro 1.4 km. Sus lavas varían composicionalmente entre andesitas y riódacitas. Por otra parte, el volcán Cerro Azul posee un volumen de 11 km<sup>3</sup> y un cráter asimétrico de 500 m de ancho. Este se compone de flujos piroclásticos aglutinados y lavas con una composición variable entre 51-63% de SiO<sub>2</sub> (Hildreth & Drake, 1992).

El volcán Quizapu, ubicado entre los volcanes Descabezado Grande y Cerro Azul (Figura 2.3), en el flanco norte de este último, es uno de los volcanes de tipo pliniano más altos del mundo, donde la altitud del anillo del cráter varía entre 3080-3230 m (Hildreth & Drake, 1992). Este es el único volcán del complejo volcánico que ha presentado actividad en los últimos 100 años.

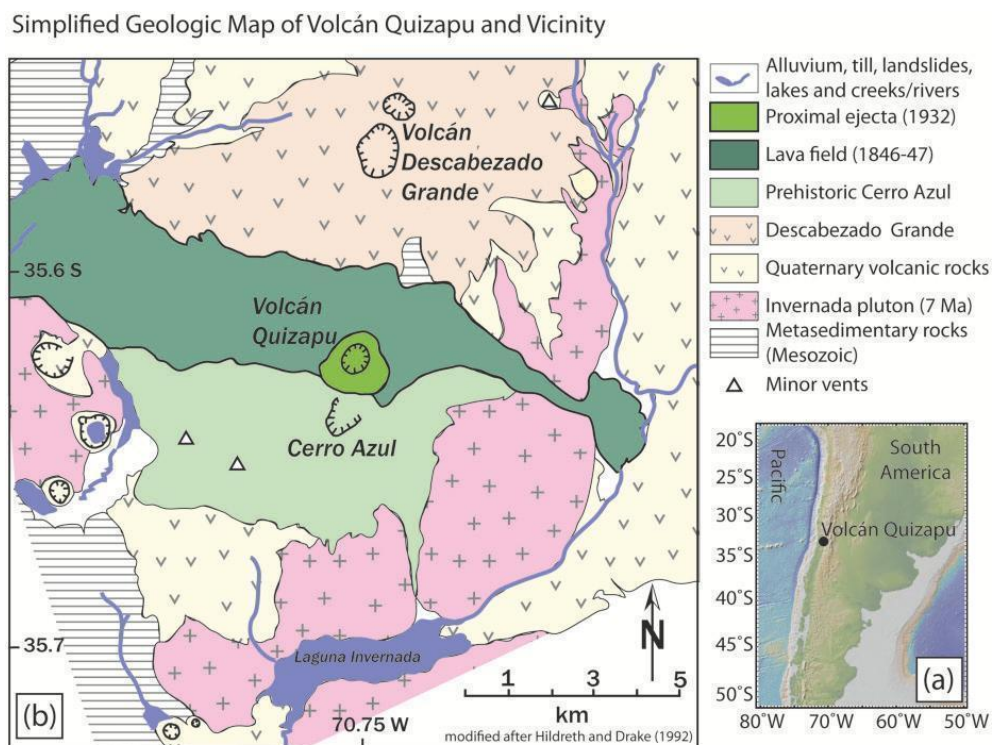


Figura 2.3: Geología del área de estudio, y su ubicación en relación a Sur America (Tomada de Ruprecht, et al. 2012)

## 2.4.2 Caldera Calabozos (CCC)

El CCC es un centro volcánico de edad Pleistocena que se encuentra a 25 km al NE del CVDGQA a 2.600 m s.n.m (Figura 2.4). Las rocas del CCC varían en composición desde basalto-andesita a riódacitas calco-alcalinas de alto K (Hildreth et al. 1984). Más de 1.000 km<sup>3</sup> de magma dacíticos a riódacíticos han sido eruptados en 3 capas de flujo de ceniza correspondientes a la unidad Loma Seca (Hildreth et al. 1984), cuyas edades y volúmenes son: Unidad L (0,8 Ma y 500 km<sup>3</sup>), Unidad V (0,3 Ma y 350 km<sup>3</sup>), y Unidad S (0,15 Ma y 200 km<sup>3</sup>), representando más del 95% del volumen eruptado del CCC (Hildreth et al. 1984; Grunder, 1987).

### 2.4.3 Volcán Mondaca

González-Ferrán (1995), realiza una descripción breve del Volcán Mondaca, caracterizándolo como un flujo vítreo de lavas andesítico-dacíticas generadas por dos lóbulos lávicos, el primero habría ocurrido aguas abajo por el Valle Mondaca (valle del río Lontué) y alcanzado una longitud de 7 km con un ancho variable de 0,5 a 2 km; el segundo se sobrepone y escurre aguas arriba rellenando el valle, alcanzando una longitud de 3 km desde el centro de emisión, dando origen a la Laguna Mondaca, esta se habría generado por la obstrucción del río, embalsando las aguas. El volcán está constituido por un domo que se localiza al borde de ladera sur del valle del Río Lontué; su diámetro aproximado es de 0,5 km con una altura de 300 m. (Figura 2.4).

Por sus rasgos morfológicos parece corresponder a una erupción muy reciente, probablemente en tiempos históricos. Domeyko visitó esta zona en 1845 y señala la existencia de abundantes fuentes termales hoy inexistentes (González-Ferrán, 1995). Rupercht et al. (2012) sugiere que corresponde a un volcán de edad ~1.760 CE (Naranjo JA, comunicación verbal; en Ruprecht et al. 2012) y Naranjo JA (1999) y señala que el Volcán Mondaca puede haber tenido una actividad paralela al Volcán Peteroa en el año 1762, lo que no se ha confirmado en su totalidad. Sin embargo, Mendoza et al. (2018) presenta una datación de  $^{14}\text{C}$  de suelo carbonizado, arrojando una edad de  $1.230 \pm 20$  BP.

Ruprecht (2012) dentro de sus estudios al Complejo Volcánico Descabezado Grande – Quizapu – Cerro Azul (DQCA) hace mención del Volcán Mondaca en sus análisis químicos, determinando la composición química de estas con aproximadamente 70%  $\text{SiO}_2$ .

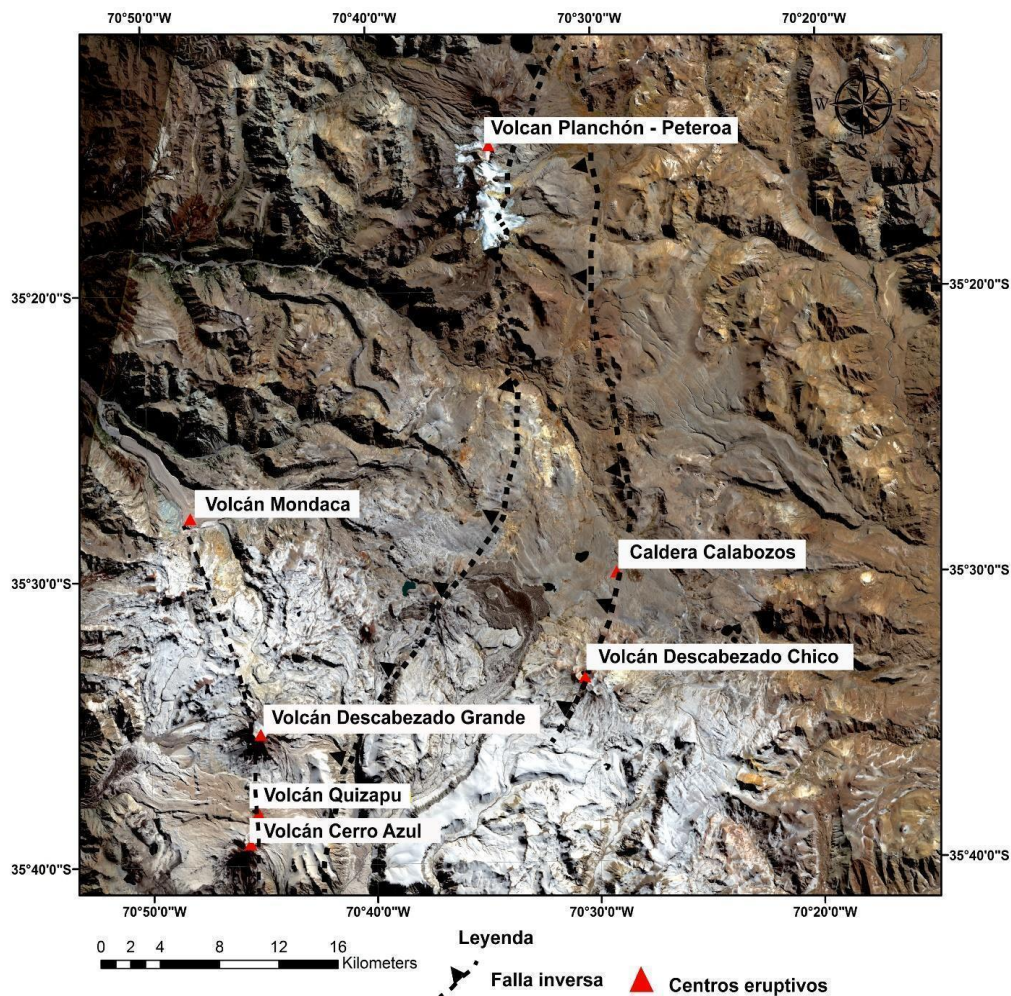


Figura 2.4: Mapa de los complejos volcánicos Descabezado Grande – Quizapu- Cerro Azul, Caldera Calabozos, Vn. Planchón Peteroa y el Vn. Mondaca, junto con fallas inversas inferidas. Tomado de Osorio, (2014)

### 3 MARCO TEORICO

En este capítulo se describe el marco teórico de esta investigación, con énfasis en el trabajo con inclusiones vítreas. Se basa principalmente en las recopilaciones de Astudillo (2018) y Robbiano (2017).

#### 3.1 Inclusiones vítreas

Una inclusión vítrea (MI, por sus siglas en inglés), es una pequeña porción de fundido silicatado que se encuentra dentro de los fenocristales de rocas ígneas (Sorby, 1858). Estas se generan durante la cristalización de un mineral dentro de una cámara magmática. Con respecto a su morfología, estas pueden tener tamaños de entre 1 a 100 micrones y pueden contener vidrio, fases minerales (atrapadas y/o recristalizadas) y fases volátiles (burbujas).

La principal cualidad de una inclusión vítrea es que una vez que son atrapadas se comportan como un sistema cerrado, isocórico, por lo que son capaces de mantener la composición del momento de su atrapamiento, (elementos mayores, menores, trazas y volátiles) por lo que son ideales para poder describir los diferentes procesos ígneos como cristalización fraccionada, mezcla de magmas y exsolución de volátiles (Cannatelli et al. 2016; Kent et al. 2008; Métrich y Wallace., 2008).

### **3.1.1 Mecanismos de formación de inclusiones vítreas**

En términos generales, las inclusiones se forman en la interfase cristal-líquido, en sectores donde el crecimiento cristalino es muy bajo y/o ocurre disolución mineral, como también en zonas que han sido aisladas debido al intercrecimiento de planos cristalinos (Kent, 2008).

Existen 3 tipos de inclusiones definidas por Roedder (1984), las de origen primario, pseudo-secundario y secundario. Se considera que una inclusión es primaria cuando se encuentra evidencia que indique que su formación ocurrió durante el crecimiento del cristal huésped. Se considera secundaria si se encuentra evidencia de que su formación fue posterior al crecimiento del cristal, es decir, se aloja en fracturas y finalmente, las inclusiones serán pseudo-secundarias si estas se alojan en fracturas, pero además el cristal muestra nuevos planos cristalinos es decir el cristal aún se encuentra en proceso de crecimiento.

Por su naturaleza las inclusiones primarias y pseudo-secundarias se consideran como de origen primario para su estudio y reflejan la composición del magma durante el evento de cristalización. En cambio, las secundarias reflejan otro tipo de procesos asociados al origen de las fracturas donde se forman.

Es muy improbable encontrar inclusiones secundarias en fenocristales de magmas volcánicos, ya que a las presiones y temperaturas en las que estos se forman, la viscosidad del fundido es muy alta para poder difundir a través de las fracturas. En cambio, es posible encontrarlas en cristales provenientes del manto, donde a esas presiones el magma sí es capaz de entrar (Roedder,1984).

Por otro lado, Roedder (1984) indicó el efecto de la tasa de enfriamiento en relación con la aparición de nuevas fases dentro de una inclusión vítrea, relacionadas además con su tamaño (figura 3.1)

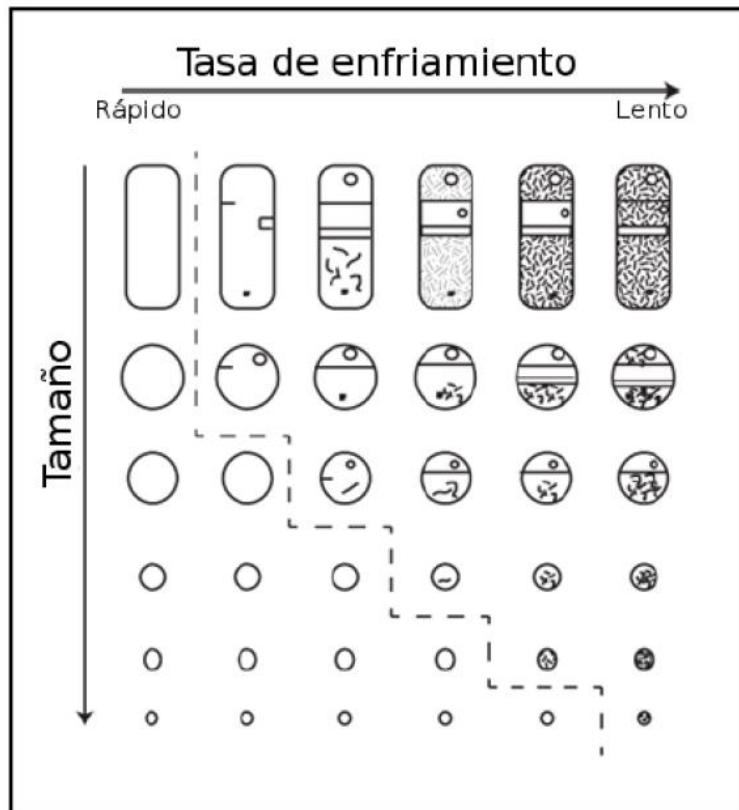


Figura 3.1: Esquema que ilustra el efecto de la tasa de enfriamiento en la aparición de nuevas fases, sumado al efecto del tamaño de la inclusión vítrea (Modificado de Cannatelli et al. 2016)

Con respecto a la fase volátil presente en la inclusión, trabajos recientes han reconocido tres mecanismos principales en la formación de burbujas dentro de una inclusión vítrea:

1. Enfriamiento isocórico: Despresurización genera saturación de la fase volátil. Crecimiento de una burbuja comprimida (De Vivo y Bodnar, 2003) (Figura 3.2 A).
2. Fundido rico en volátiles: Recristalización de nuevas fases minerales dentro de la inclusión generan una separación de la fase volátil que nuclea debido a la generación de espacio (Roedder, 1984; Steele-Macinnis et al. 2011).
3. Escape de gases: escape de elementos volátiles como hidrógeno mediante fuga y/o decrepitación (Figura 3.3 A y B, respectivamente) genera nucleación de burbujas en la inclusión (Bucholz et al. 2013).

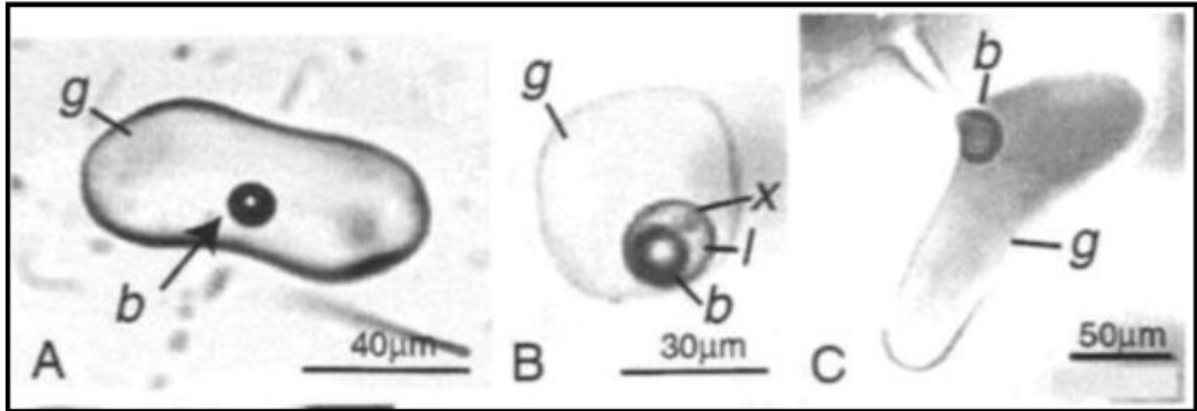


Figura 3.2: inclusiones vítreas en cuarzo volcánico. (A) inclusión vítrea con vidrio (g) asociada a una burbuja comprimida (b). (B) Compresión multifase de una burbuja que contiene vapor (b), líquido (l) y un cristal (X). (C) Inclusión de reloj de arena. (Modificado de De Vivo y Bodnar, 2003 y citas ahí)

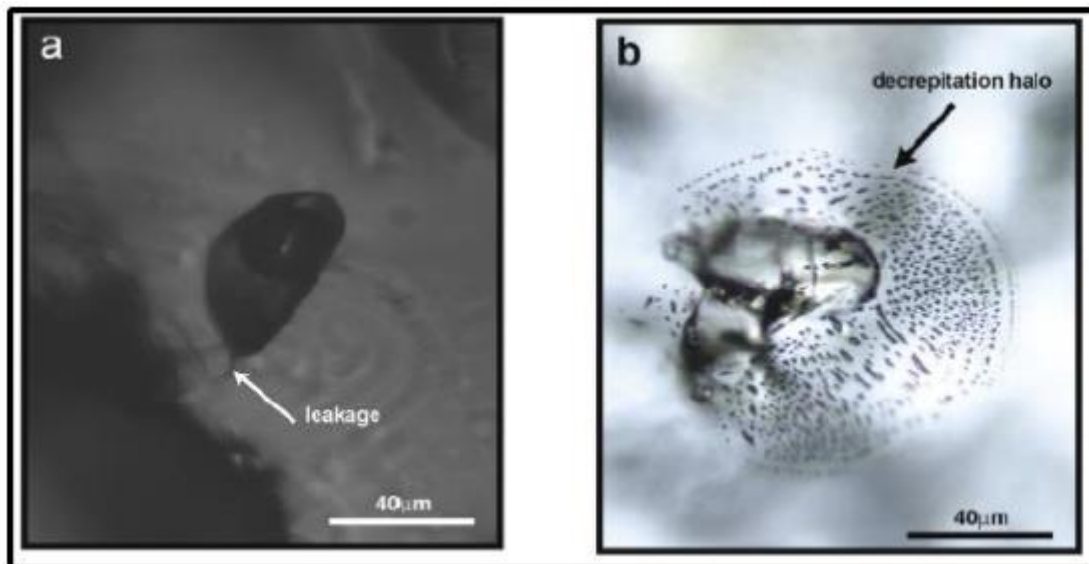


Figura 3.3: Efecto de la fase volátil en inclusiones vítreas. (A) Ejemplo de inclusión con fuga en escoria volcánica. (B) inclusión decrepitada contenida en sanidina. (Modificado de Cannatelli et al. 2016).

Existen ciertos procesos que pueden ocurrir en una inclusión vítrea que pueden hacer que pierda su naturaleza de sistema cerrado. Pueden ser interacciones y difusiones químicas con el mineral hospedante, escape de volátiles y/o fundido a través de sectores no cristalizados, el escape de burbujas hacia el mineral hospedante y la decrepitación (Cannatelli et al. 2016)

El intercambio químico entre el mineral hospedante y la inclusión lleva a la pérdida y/o entrada de elementos en la inclusión, y se da principalmente por difusión de los elementos a lo largo de la interfaz, que generalmente se dan durante recalentamientos y periodos prolongados de enfriamiento. En general el elemento que difunde más corresponde al H, el que también lo hace durante experimentos de recalentamiento y otros análisis, por lo que siempre la cantidad de agua medida en los análisis corresponderá a un mínimo de lo que el magma contenía originalmente.

Generalmente, cuando las inclusiones se enfrían lentamente éstas van a tender a cristalizar minerales en función de su tamaño y tasa de enfriamiento (Roedder, 1984), pero también debido a características composicionales de la inclusión (Student y Bodnar, 1999).

### **3.1.2 Inclusiones Vítreas: El enfoque en Vulcanología.**

Las Inclusiones vítreas han sido utilizadas para entender el comportamiento de los volátiles en el magma, caracterizar la composición de fluidos inmiscibles, el estudio de procesos petrogenéticos como mezcla de magmas y cristalización fraccionada. Esto principalmente por los datos que son obtenidos mediante técnicas micro-analíticas. Lowernstern (1995) crea una lista de datos que se obtienen en este tipo de estudios:

1. Concentraciones de volátiles disueltos en magmas; H<sub>2</sub>O CO<sub>2</sub>, Cl, S, F, B, Li y metales.
2. Mínima presión de cristalización (Anderson et al. 1989).
3. Temperatura aproximada de cristalización (Roedder, 1984).
4. Evidencias de exsolución de fluidos durante la cristalización de fenocristales (Lowenstern, 1994a).
5. Composición aproximada, y parcial, de fluidos exsueitos coexistentes (Anderson et al. 1989).
6. Evidencias de mezcla de magmas (Anderson, 1974).
7. Composición de fases fundidas en granitos (Frezzotti, 1992).
8. Evolución de la historia magmática/eruptiva (Bogaard y Schirink, 1994).

Por otro lado, Cannatelli et al. (2016) realiza un sumario sobre los trabajos en sistemas volcánicos en Italia, enfatizando en el tipo de métodos que se utilizaron y los resultados obtenidos.

### **3.1.3 Exploración Petrográfica**

En primera instancia, se identificaron y caracterizaron las inclusiones observadas en las distintas fases minerales presentes en la roca. Para ello comúnmente se utilizan cortes de sección delgada (30 micrones). Las observaciones que se hacen sobre las inclusiones varían de acuerdo con el autor (Figura 3.4), con el fin de agrupar las inclusiones de acuerdo con sus características morfológicas, las fases que la componen y su lugar de emplazamiento, de modo de generar una familia de inclusiones vítreas que corresponden a inclusiones que fueron atrapadas al mismo tiempo y que por extensión fueron atrapadas a la misma temperatura y presión (Bodnar y Student, 2006).



	<b>Observaciones</b>
<b>Anderson Brown (1993)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>-Tamaño de cristal huésped.</li> <li>-Diámetro inclusión.</li> <li>-Borde inclusión.</li> <li>-Número de burbujas en inclusión.</li> <li>-Porcentaje de volumen burbujas.</li> <li>- Ocurrencia de cromitas o inclusiones gaseosas en huésped.</li> </ul>
<b>Esposito et al. (2011)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>-Medidas de inclusión.</li> <li>-Borde de inclusión.</li> <li>-Número de burbujas en inclusión.</li> <li>-Presencia de cromita en inclusión.</li> <li>-Zonación Fe/Mg en mineral huésped.</li> </ul>
<b>Esposito et al. (2014)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>-Tipo de huésped.</li> <li>-Tipo de inclusión.</li> <li>-Borde de inclusión.</li> <li>-Tipo de asociación de inclusiones.</li> </ul>
<b>Hartley et al. (2014)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>-Medidas de inclusión.</li> <li>-Medidas de burbujas en inclusión.</li> <li>-Porcentaje de volumen de burbujas</li> </ul>
<b>Moore et al. (2015)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>-Diámetros inclusión.</li> <li>-Diámetro burbuja.</li> <li>-Porcentaje de volumen de burbujas.</li> <li>-Ocurrencia de minerales secundarios</li> </ul>

Figura 3.4: Observaciones petrográficas sobre inclusiones vítreas (Cannatelli et al. (2016).

La primera observación importante que corresponde es establecer la razón de volumen entre la burbuja y el de la inclusión vítrea (Roedder, 1979). Si esta razón es altamente variable, entonces es las probabilidades que el fundido era rico en volátiles aumentan. En fundidos empobrecidos en volátiles es más común observar inclusiones con una sola burbuja comprimida (Cannatelli et al. 2016, y citas ahí). Así, comúnmente los criterios para definir una familia de inclusiones se utiliza la razón de volumen de burbuja versus volumen inclusión, como también, si existe una relación espacial entre las Inclusiones vítreas, como un borde de crecimiento cristalino. En la figura 3.4 se puede ver un resumen de diferentes observaciones petrográficas realizadas por distintos autores.

Para poder ser utilizadas correctamente, las MIs deben cumplir las denominadas Reglas de Roedder (1984): 1) las inclusiones deben haber sido atrapadas como una fase homogénea; 2) las inclusiones se comportaron como sistema isocórico después de su atrapamiento; y 3) las inclusiones no han perdido ni obtenido nuevos componentes después de su atrapamiento.

Con respecto a la selección, es necesario tener en cuenta que una característica común de las inclusiones vítreas es que muestran un amplio rango de variabilidad en composición. En ese sentido, es fundamental evaluar el momento de atrapamiento de la inclusión con respecto al cristal huésped.

Los estudios de re-homogeneización se hacen para aproximar las condiciones de temperatura de atrapamiento, así como para poder hacer otros tipos de análisis en la inclusión, que exigen que se encuentren en su totalidad en fase vítrea.

### **3.1.4 Modificación después del atrapamiento**

Aunque Roedder (1984) consideró a las inclusiones como sistemas cerrados, estudios posteriores han demostrado que las inclusiones no siempre se comportan como un sistema cerrado. Además, la pérdida de Fe y la difusión de H<sub>2</sub>O se ha informado como posibles procesos que ocurren después de la formación de MI (Danyushevsky et al. 2000; Gaetani et al. 2012; Moore et al. 2015). Estos procesos, conocidos como modificaciones posteriores al atrapamiento (PEMs) o cristalización posterior al atrapamiento (PECs) de una MI, se resumen en los siguientes párrafos.

### **3.1.5 Generación de burbujas**

Algunas MI heredan la burbuja desde la presencia de burbujas preexistentes en el magma, una demostración del estado saturado de volátiles antes del atrapamiento. Estas MI atraparon una cantidad extra de volátiles que no se asemejan al contenido exacto en la masa fundida. Además, este proceso no es un PEC. Por otro lado, cuando el magma queda atrapado como una sola fase homogénea, una burbuja puede formarse como un PEC. Aunque la mayoría de las inclusiones fundidas tienen el potencial de formar burbujas, no todas las MI las tienen cuando se observan a temperatura ambiente. A veces, las MI contienen una burbuja como resultado del enfriamiento lento, fuga o decrepitación del cristal anfitrión. En algunos casos, nunca se forma una burbuja dentro de un MI porque ciertos factores pueden prevenir la nucleación de la burbuja. Por ejemplo, una MI diminuta no tiene suficiente volumen de superficie para potenciar una nucleación heterogénea.

Por otro lado, una masa fundida homogénea puede formar burbujas después del atrapamiento, lo cual es un proceso natural ya que las condiciones de la cámara varían. Estas burbujas se conocen como burbujas de contracción y son el resultado del proceso de enfriamiento de las MIs y del cristal anfitrión. Entonces, una disminución de la temperatura y las presiones provocan una disminución de la solubilidad de los volátiles originando burbujas (Moore et al. 2015).

### **3.1.6 Cristalización después del atrapamiento**

Una de las formas más sencillas en que se modifican las MI es la cristalización de una fase mineral en la pared de las MI. Este fenómeno, conocido como cristalización posterior al atrapamiento (PEC), puede ocurrir dentro de cámara, durante el ascenso del magma y en la superficie de la Tierra (Steele-MacInnis et al. 2011). Si este proceso se produjo, puede provocar un cambio de composición de las MI. Por ejemplo, Danyushevsky et al. (2000) informaron de la modificación de las MI causada por la cristalización de olivino en las paredes de las MI. Un anfitrión de olivino con un #Mg más alto que las MIs alojadas, permite cristalizar olivinos con un

#Mg más pequeño en la pared de las MI. Eventualmente, el nuevo olivino cristalizado ajustará su contenido de Forsterita con el cristal huésped de olivino. Este proceso desencadena el movimiento de Fe<sup>2+</sup> desde el olivino hijo al olivino huésped, lo que llevó a los investigadores a considerar MI erróneos con menos Fe. Este proceso se conoce como "Fe-loss" (Danyushevsky et al. 2000) y el olivino con mayor contenido de Forsterita está sujeto a una mayor modificación/pérdida de Fe en las MI alojados.

Otra consecuencia del PEC es la formación de una burbuja de contracción causada por la cristalización de minerales en la fase de fusión de la MI. Durante la cristalización posterior al atrapamiento, un pequeño aumento en la solubilidad en agua y una ligera disminución de la solubilidad del CO<sub>2</sub> pueden ocurrir en la fase fundida. Este proceso produce una burbuja más rica en CO<sub>2</sub> y una masa fundida rica en agua en comparación con MI sin PEC (Steele-MacInnis et al. 2011).

### 3.1.7 Difusión de H<sub>2</sub>O

Otra modificación importante posterior al atrapamiento es causada por la rápida difusión del agua, es la ausencia de un comportamiento de sistema cerrado entre las MIs y el mineral huésped (Gaetani et al. 2012). Esta rápida difusión llevó a varios investigadores a evaluar la fiabilidad del agua en las MIs (Hauri, 2002); Cannatelli et al. 2016). Algunos investigadores han intentado estimar la cantidad de agua difundida y sus resultados alcanzaron hasta el 4% en peso de pérdida de agua (i.e., Koleszar et al. 2009; Lloyd et al. 2013; Hartley et al. 2015).

### 3.1.8 Ensamblajes de inclusiones vítreas

Los especialistas en inclusiones fluidas (FI) han trabajado intensamente para determinar correctamente la composición de los fluidos atrapados. Goldstein y Reynolds (1994) definieron los ensamblajes de inclusiones fluidas (FIA) como "*el grupo más finamente discriminado y distinguible petrográficamente de inclusiones fluidas*". Además, las FI en una FIA deben compartir la proporción volumétrica de vapor / líquido fase. En otras palabras, deben haber sido atrapadas al mismo "tiempo", es decir, comparten las mismas condiciones de atrapamiento (presión, temperatura, fO<sub>2</sub>, etc.). Reconociendo el estudio mencionado anteriormente, Bodnar y Student (2006) definieron el ensamblaje de inclusiones vítreas (MIA) como un "*grupo de inclusiones fundidas atrapadas (esencialmente) al mismo tiempo y, por analogía, a la misma temperatura y presión, y de una fase fundida de la misma composición*" porque deben utilizarse técnicas petrográficas similares para identificar las inclusiones vítreas. Sin embargo, es difícil analizar las condiciones para probar si una MI pertenece a una MIA. Así, Bodnar y Student (2006) propusieron que, si todas las inclusiones tienen el mismo número de fases, en la misma proporción de volumen cuando se observa a temperatura ambiente, y si las temperaturas de los

cambios de fase son las mismas en todo el ensamblaje, indica que todas las inclusiones tienen la misma composición.

### 3.1.9 Determinación del contenido de volátiles

Muchas investigaciones han calculado el contenido de CO<sub>2</sub> en MIs (Moore et al. 2015; Esposito et al. 2011; Steele-Macinnis et al. 2011) mediante espectroscopia Raman. Porque Kawakami et al. (2003) desarrollaron una forma fiable de obtener la densidad del CO<sub>2</sub>. Posteriormente, Fall et al. (2011) y Lamadrid et al. (2017) han realizado modificaciones de los modelos anteriores. El método se basa en una separación entre dos bandas Raman de CO<sub>2</sub> debido a la resonancia de Fermi.

El CO<sub>2</sub> es una molécula de tres átomos que presenta cuatro modos de vibración: un modo con estiramiento simétrico ( $\nu_1$ ), un modo de estiramiento antisimétrico ( $\nu_3$ ) y dos modos de vibración degenerados ( $\nu_{2a}$  y  $\nu_{2b}$ ). Sin embargo, las energías pertenecientes a los modos degenerados y al modo de estiramiento simétrico se superponen. Por lo tanto, los espectros de CO<sub>2</sub> solo muestran dos líneas fuertes cuyas frecuencias son 1.388,2 cm<sup>-1</sup> ( $\nu_+$ ) y 1.285,4 cm<sup>-1</sup> ( $\nu_-$ ) (Figura 3.5).

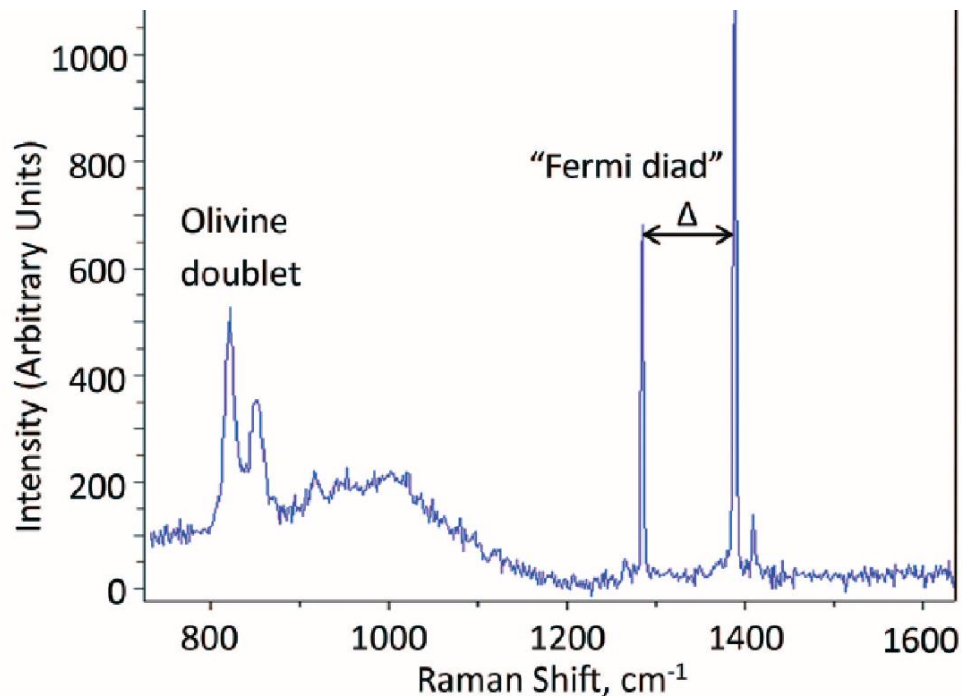


Figura 3.5: Espectro Raman de una burbuja de vapor en una inclusión vítrea alojada en olivino perteneciente al volcán Fuego. Los primeros peaks dobles corresponden a olivino,  $\nu_+$  y  $\nu_-$ . La diferencia entre  $\nu_+$  y  $\nu_-$ , en unidades de cm<sup>-1</sup>, se conoce como delta de Fermi " $\Delta$ ". La densidad de CO<sub>2</sub> es proporcional a  $\Delta$ . Modificado de Moore, et al. (2015).

Con respecto a las ecuaciones de estado del CO<sub>2</sub>, Fall, et al. (2011) midió la presión de la burbuja en inclusiones vítreas. Establece una relación empírica en función de la densidad de CO<sub>2</sub> y la diada de Fermi (Ecuación 3.1). El análisis de regresión generó la siguiente ecuación de la diada de Fermi para CO<sub>2</sub>:

$$\rho_{CO_2} = -0,030314551\Delta^3 + 9,432834797\Delta^2 - 977,9384933\Delta + 33780,38242 \text{ (Ecuación 3.1)}$$

De la misma manera, Lamadrid et al. (2017) modificó esta ecuación generando la siguiente ecuación (Ecuación 3.2):

$$\rho_{CO_2} = -36.42055 + (0.354812\Delta) \text{ (Ecuación 3.2)}$$

donde  $\rho_{CO_2}$  se mide en g/cm<sup>3</sup> y  $\Delta$  en cm<sup>-1</sup>.

Una vez que se determina  $\rho_{CO_2}$ , se asume que la burbuja tiene forma esférica, entonces, el volumen se conoce en base a las mediciones de radio de las burbujas.

$$V_{burbuja} = \frac{4}{3} \pi r^3 \text{ (Ecuación 3.3)}$$

La masa de CO<sub>2</sub> se obtiene a partir de la definición de densidad  $p = m / V$  y las ecuaciones 3.1 y 3.3.

$$m = \frac{4}{3} \rho_{CO_2} \pi r^3 \text{ (Ecuación 3.4)}$$

Finalmente, los moles de CO<sub>2</sub> ( $n_{CO_2}$ ) se obtienen de la relación  $n = m / \rho_{ACO_2}$

Las inclusiones vítreas con burbujas pueden contener del 40% al 90% del contenido global de CO<sub>2</sub> en el interior de la burbuja. Procesos reportados por los investigadores Wallace et al. (2015) y Esposito et al. (2011) demostraron que las MIs pueden perder CO<sub>2</sub> hacia una burbuja de contracción, debido a procesos posteriores al atrapamiento (Steele-MacInnis et al. 2011).

En cuanto al contenido de CO<sub>2</sub> en la fase vítrea de una MI, una SIMS (espectrómetro de masas de iones secundarios) proporciona concentraciones de CO<sub>2</sub> en ppm. Por lo tanto, es necesario dividir la concentración por el peso atómico del CO<sub>2</sub> y utilizar la densidad del magma. Por ejemplo, en nuestro estudio utilizamos el modelo propuesto por Bottingan y Weill (1970) con volumen y expansión térmica de Lange y Charnichael (1987) y compresibilidad de Kress y Charnichael (1991).

## **3.2 Técnicas Analíticas**

El avance en las técnicas micro-analíticas ha permitido que la información y los resultados obtenidos mediante inclusiones vítreas hayan aumentado considerablemente desde la década de 1990. En este trabajo se utiliza SEM, EMPA, SIMS y RAMAN.

### **3.2.1 Microscopio de Barrido Electrónico (SEM)**

El uso de la imagen mediante electrones retrodispersados (BSED), obtenida a través del microscopio electrónico de barrido (SEM), es recurrente en este tipo de estudios sobre todo porque permite revisar y comprobar la homogeneidad de inclusiones vítreas, lo que es fundamental para estudios posteriores. Por otro lado, la espectrometría de dispersión de rayos X (EDS) se puede utilizar para crear mapas de distribución de una inclusión vítrea, y para identificar fases minerales que fueron atrapadas o que cristalizaron en la inclusión vítrea.

### **3.2.2 Microsonda electrónica (EPMA)**

La técnica micro-analítica de la Microsonda Electrónica (EMP) es comúnmente utilizada en este tipo de estudios debido a que permite determinar concentraciones de elementos mayoritarios y minoritarios en Inclusiones vítreas, como también algunos volátiles (Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, Cr, P, Cl, F y S). La alta resolución espacial de esta técnica permite realizar análisis en Inclusiones vítreas relativamente pequeñas.

### **3.2.3 Espectroscopia de Raman**

Es una técnica que aprovecha el efecto de dispersión de Raman, teorizado en 1923 por A. Smekal, y demostrado por C. V. Raman en 1928.

Al irradiar un átomo, molécula o estructura cristalina con fotones, aparte de ocurrir una dispersión elástica (dispersión de Rayleigh), es decir, con la misma longitud de onda y energía, una pequeña parte de la interacción de la luz genera fotones con diferente longitud de onda y energía, lo que consiste en una dispersión inelástica.

Esta dispersión inelástica puede ocurrir de 2 formas principales, denominadas Stokes y Anti-Stokes, las que consisten en una dispersión de menor y mayor energía que el fotón incidente, respectivamente. Esto se debe a la interacción del fotón con el material, el que puede absorber o liberar energía dependiendo de sus características, es decir que no depende de la energía ni longitud de onda de la luz incidente.

La espectrometría mediante este método consiste en la determinación del espectro que genera la dispersión de Raman al bombardear con un láser de alta intensidad en una muestra, el que tiene variables de intensidad (cantidad de fotones) y el desplazamiento de Raman (Raman shift),

que es la diferencia entre los inversos de las longitudes de onda del láser y de los fotones recibidos.

Se pueden medir inclusiones pequeñas y que no se encuentren en superficie, a diferencia del método SIMS. El hecho de que se puedan analizar elementos que no se encuentran en superficie permite la posibilidad de analizar gases y otras fases, como H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub>, dentro de burbujas sin necesidad de exponerlas.

### **3.2.4 Microsonda Iónica (SIMS)**

El método de espectrometría de masa de iones secundarios (SIMS, por sus siglas en inglés), o más conocido como microsonda iónica, es una técnica que consiste en irradiar una muestra con iones, que reaccionan con la superficie de la muestra generando otras moléculas ionizadas, las que son cuantificadas usando espectrómetros de masa.

Este método es utilizado para la determinación precisa de fases volátiles como H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, S, F o Cl en minerales o vidrios, y para la detección de elementos trazas y tierras raras.

### **3.2.5 Comparación de espectrometría de Raman y SIMS**

La principal diferencia entre ambos métodos es que el SIMS corresponde a un método de cuantificación directa, al recibir en un espectrómetro de masa la intensidad que produce la liberación de las moléculas que se quieren analizar, mientras que la espectrometría de Raman es un método de cuantificación indirecta, al solo observar el efecto que produce la presencia de algunos elementos sobre la luz que rebota sobre la fase analizada.

Cada método tiene una serie de ventajas y desventajas sobre el otro:

- 1) El SIMS es un método utilizado desde hace mucho tiempo en el análisis de inclusiones vítreas, mientras que la espectrometría de Raman es un método reciente, a pesar de que el efecto de Raman se conoce desde hace más de un siglo. Por esto, el trabajo con SIMS está definido y estandarizado desde hace bastante tiempo, mientras que el trabajo en inclusiones vítreas con espectrometría de Raman aún se encuentra en proceso de refinamiento.
- 2) La preparación de muestras es similar para ambos casos, aunque es levemente más compleja para SIMS. En ambos casos es necesario tener una muestra con superficie pulida, pero el SIMS solo puede analizar muestras de tamaños superiores a los 20 o 30 µm de diámetro (a excepción del método nano-SIMS), cosa que limita la selección de muestras en inclusiones vítreas, y que se encuentren metalizadas. El método de espectrometría de Raman en cambio tiene la ventaja de poder analizar muestras de tamaños incluso menores a los 10 µm y no es necesario metalizarla.
- 3) Las mediciones en espectrometría de Raman son bastante más rápidas que en SIMS (dependiendo del equipo que se utilice) aunque el proceso de calibración para la posterior cuantificación es más complejo que en el caso del SIMS. Sin embargo, este último necesita de

mediciones previas de otros elementos para poder hacer la cuantificación, por lo que siempre debe realizarse teniendo mediciones de composición mediante otros métodos (como el EMPA).

4) Las mediciones en SIMS tienen límites de detección varios órdenes de magnitud menores que la espectrometría de Raman, en el caso de los volátiles, y permite analizar elementos traza.

5) La espectrometría de Raman es un método no destructivo, mientras que el SIMS es levemente destructivo.

6) La espectrometría de Raman permite el análisis de muestras que el SIMS no puede, como el caso de burbujas selladas de inclusiones vítreas o inclusiones en sectores profundos de una muestra.

## 4 METODOLOGÍA

### 4.1 Trabajo en Terreno

La composición principal de la erupción de la erupción del Vn. Quizapu en 1932 es dacítica, con aproximadamente un 90% del volumen total de los productos eruptados, el 10% restante corresponde a andesitas basálticas distribuido en una escoria inicial, una escoria final y una escoria intermedia. Esta última corta a las dacitas en un punto medio de forma horizontal, y ha sido denominada en la literatura como *Brown band* (Figura 4.2- B), solo puede observarse en los depósitos hacia el este del volcán (Hildreth y Drake 1992; Ruprecht et al. 2012).

Esta investigación trabajara sobre las siguientes muestras, localizadas en la figura 4.1:

- Escoria final. La cual solo ha sido descrita en el borde este del cráter, esta muestra ha sido suministrada por Ruprecht, P.
- Dacita. Considerando la división intermedia generada por la *Brown band* se trabajará en la “Dacita Inferior” y la “Dacita Superior” (Figura 4.2, A-B-C), siendo la Inferior la más cercana al suelo.
- Escoria Inicial. Esta muestra presenta incerteza, debido a que solo ha sido descrita en la pared interior oeste del cráter (solo accesible mediante rápel), y en un depósito de 3 m de potencia – ubicado entre 1,3 a 1,9 km al oeste del cráter (Hildreth y Drake 1992) –, sin embargo este último depósito no ha sido ubicado por otros investigadores (Ruprecht, P., comunicación personal). Para intentar encontrar esta muestra, se efectuó una recolección en tres puntos (M1, M3 y M4). La decisión se fundamenta en la descripción de Hildreth y Drake (1992), la existencia del depósito de 3 m de potencia a 1.9 km del cráter, permite plantear la posibilidad de encontrar el mismo depósito con una potencia menor en zonas más alejadas. Los puntos y muestras fueron seleccionadas por los trabajos y sugerencias de otros investigadores (Gho, R, Ruprecht, P y Hildreth, W.) del área o por la factibilidad de exponer la base del depósito pliniano. El primero punto M1 corresponde al área indicada por Hildreth y Drake (1992), donde se encontró una capa



escoracea de lapilli menor a 1 cm de espesor ubicado entre las lavas de 1847-46 y la dacita, la cual será nombrada “Escoria Inicial” en adelante (Figura 4.2, D-E-F). Una segunda capa escoracea también de tamaño lapilli fue recolectada en el punto M3 sobre las ignimbritas de Loma Seca (será nombrada así en adelante) (Figura 4.2, G-H). Finalmente, en el punto M4 la geóloga Gho, R. recolecto una muestra escoracea sugiriendo que esta podría corresponder a la Escoria Inicial de Quizapu 1932, muestreada en el sector de Resolana por lo que será nombrada así en adelante (Figura 4.2, I).

- Lava de 1846-47. Se obtuvo una muestra bajo la escoria inicial y la dacita en el punto M1, aunque no es objetivo de esta tesis se separaron algunos cristales para su estudio.

Las coordenadas de cada uno de estos puntos pueden encontrarse en el anexo B

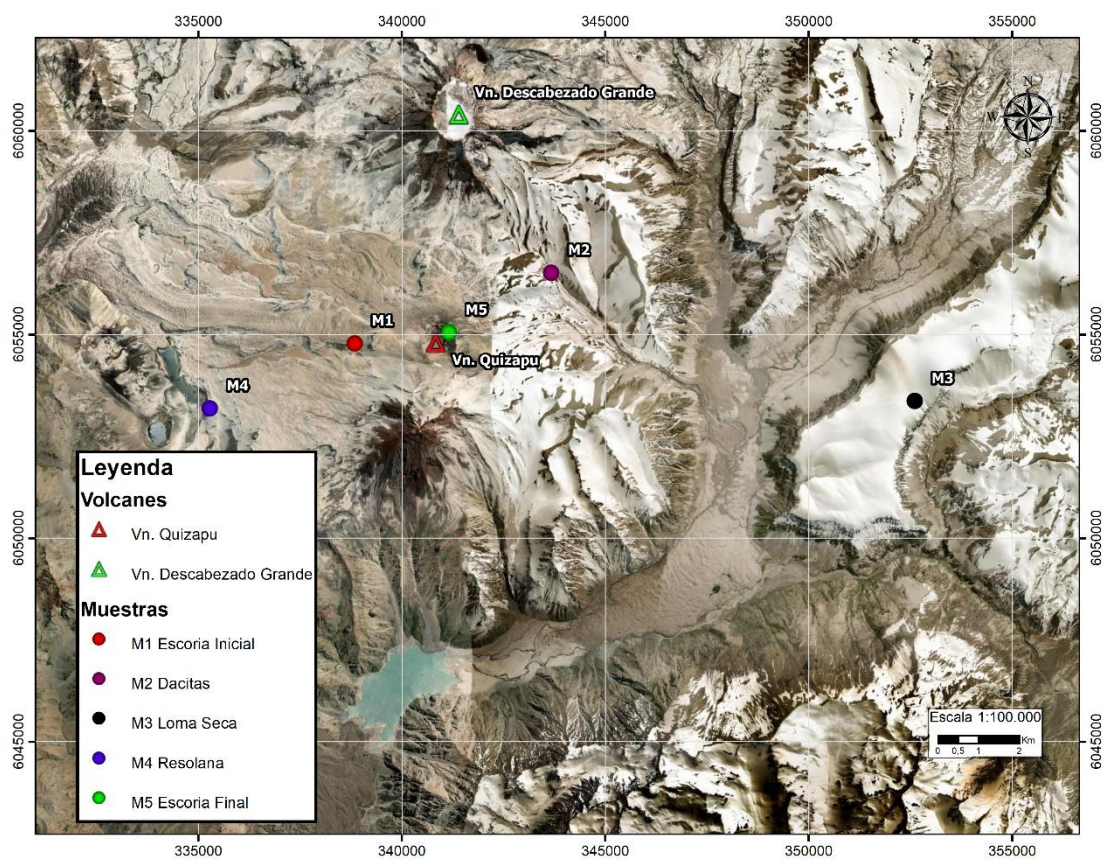


Figura 4.1: Mapa de la zona y puntos de recolección (M1, M2, M3, M4 y M5) de las muestras objeto de este estudio.

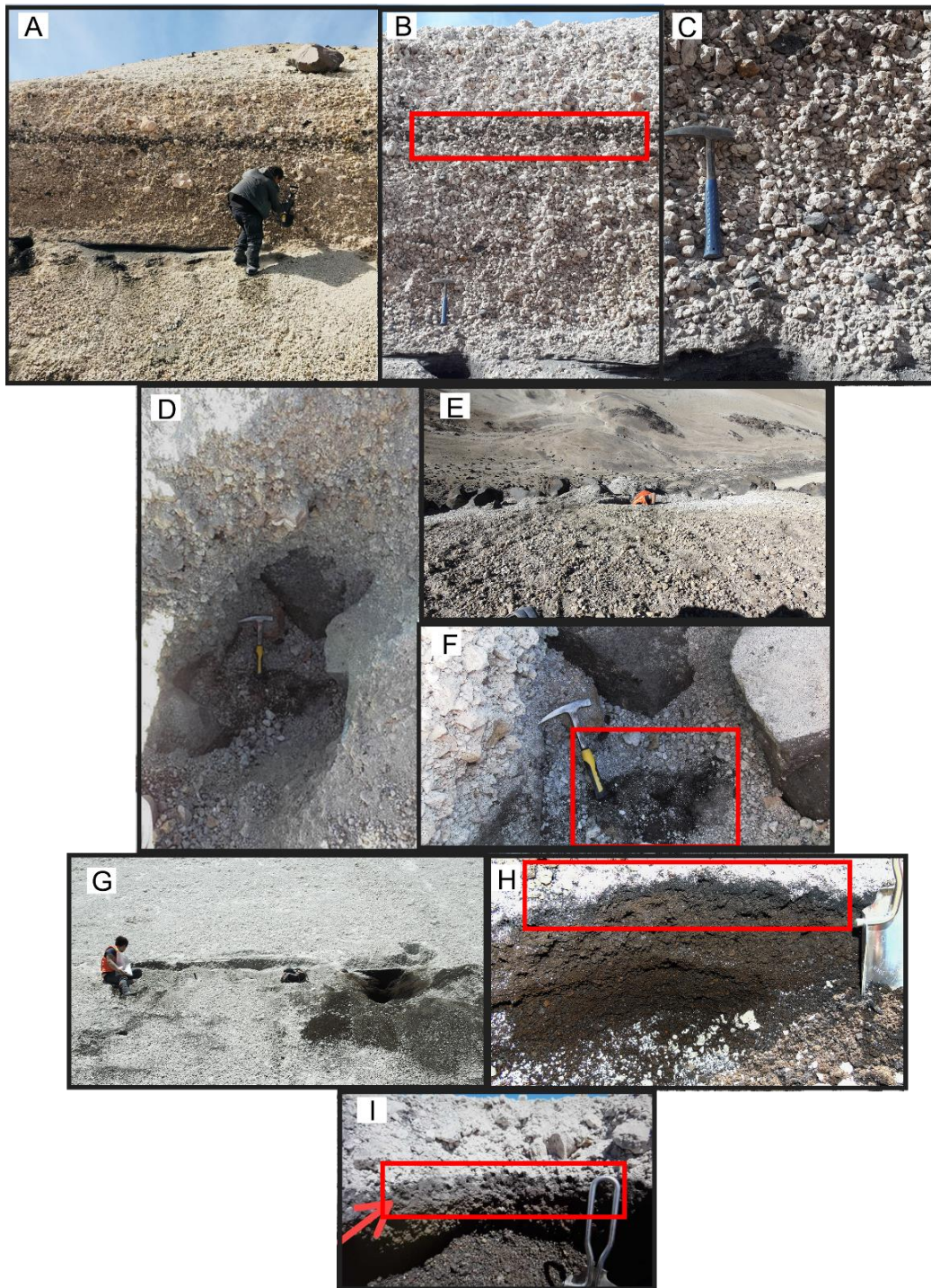


Figura 4.2: A, B, C corresponden al punto M2, de donde se obtuvieron las muestras de la Dacita Inferior y Superior, separadas por la brown band. D, E, y F) Corresponden al punto M1, donde se encontró una fina capa de escoria. G y H) Corresponden al punto M3, donde se encontró otra capa de escoria bajo las dacitas. I) Corresponde al punto M4, donde Gho, R., recolecto una muestra escoracea,

## **4.2 Trabajo en Laboratorio**

### **4.2.1 Separación de minerales**

La separación de minerales se realizó en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Geología en la Universidad de Chile.

El primer paso fue obtener fenocristales de las muestras. Para lograr esto, se redujo el volumen de la roca usando herramientas como martillo y yunque; este último fue utilizado como superficie para sostener la roca. Para evitar la contaminación por metales, las superficies del yunque y el martillo son cubiertas por una pieza de tela resistente. La roca fue martillada hasta que sus fragmentos tuvieron un tamaño por debajo de 5 cm. Luego, se utilizó un mortero de ágata para reducir aún más el tamaño de la roca hasta fragmentarlos y molerlos. Cuando los fragmentos alcanzaron tamaños de grano de arena, se usan tamices de plástico de  $\phi 18$  y  $\phi 35$  (1 mm y 0.031 mm) para separar la fracción y un volumen adecuado de material.

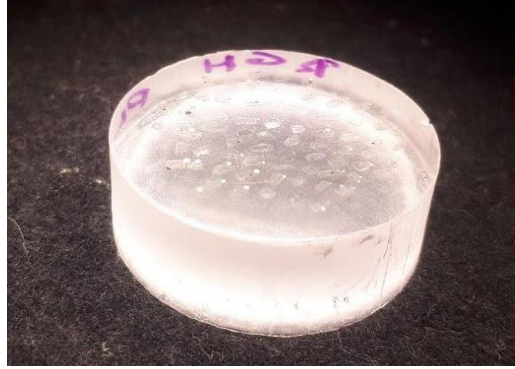
Se separaron olivinos para las muestras de la Escoria Final, Loma Seca y Resolana y plagioclasas para ambas dacitas, la Escoria Inicial y la muestra de lava de 1846-47.

### **4.2.2 Selección de minerales**

Se utiliza un microscopio binocular para seleccionar los cristales más grandes, ya que es probable que contengan una mayor cantidad de inclusiones vítreas. Los cristales fueron seleccionados utilizando pinzas o un pincel número 0 o 1, clasificados según la fase mineral y luego almacenados en diferentes recipientes de plástico. Los cristales recogidos se montaron en resina epoxy y se pulieron para observar su interior.

### **4.2.3 Montajes grupales de epoxy**

Luego de seleccionar los cristales de mayor tamaño y menos fracturados, se utilizaron dos tipos de montajes en epoxy. El primero tuvo como objetivo lograr una primera aproximación al contenido de las inclusiones. Se montan 30 a 40 cristales sobre una cinta doble faz, luego se utilizaron moldes plásticos cilíndricos de 25 mm de diámetro para cubrir el área de los cristales, luego se vertió una mezcla epóxica sobre los moldes y se dejó secar por un par de días. Luego, se retiraron los moldes y se obtuvo el montaje final (Figura 4.3). En algunos casos se debió hacer un primer proceso de pulido (descrito en el punto 4.2.5) cuando la superficie del cristal no permitió observar el interior. Posteriormente, se observaron con microscopio óptico cada uno de los cristales buscando inclusiones homogéneas u homogéneas con burbujas de tamaños mayores a 10  $\mu\text{m}$  de diámetro. Posteriormente, el cilindro se adelgazó por el extremo que no contenía los cristales con el fin de sumergirlo en una placa de Petri rellena de acetona durante 24 horas para ablandar el epoxy, finalmente los cristales seleccionados se extraen usando una aguja. Este último proceso conlleva la pérdida o fracturamiento de algunos cristales debido a la manipulación de estos.



*Figura 4.3: Montaje grupal de minerales en resina epoxy*

#### **4.2.4 Montajes individuales**

Los cristales que fueron separados del montaje grupal se volvieron montar en epoxy, pero esta vez de manera individual, según el procedimiento descrito en el punto anterior utilizando bombillas plásticas. Estos nuevos montajes deben calzar con los orificios del porta muestra final de bronce que entrara en la EMPA y SIMS. Sin embargo, como las bombillas no tienen el mismo diámetro del porta-muestra debieron ser adelgazado lateralmente o pegados con otro material para formar el diámetro de 25 mm estándar.

#### **4.2.5 Pulido Inicial**

El pulido se realizó en el Laboratorio de Inclusiones Fluidas y Vítreas en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile y en el Instituto de Mineralogía de la Universidad de Gotinga en Alemania.

Una vez que los montajes grupales o individuales estuvieron sólidos y para observar el interior de los minerales, se eliminó el pegamento residual de la cinta doble faz usando agua y una pinza, teniendo cuidado de no rayar la superficie de los cristales. Luego los cristales se pulen utilizando diferentes granulometrías de papeles de lija al agua. La granulometría se cambia cada 3 a 5 minutos de pulido, de grano 800 hasta 5.000. Entre cada cambio de granulometría se pasa por un proceso de limpieza donde el montaje se sumerge dentro de un vaso lleno de etanol dentro de una máquina de ultrasonido por tres minutos.

Una vez terminada esta etapa, fue posible observar las características internas del cristal bajo microscopio óptico. Luego de esto se describen y seleccionan las inclusiones en las que se conducirán los estudios.

#### **4.2.6 Microscopía óptica**

La descripción en microscopio óptico es otra de las partes esenciales del proceso, cada cristal debe ser medido y caracterizado, poniendo énfasis en el tipo, tamaño, ubicación y cantidad de inclusiones, la presencia de burbujas, tamaño de estas y si corresponden o no a una familia o ensamblaje, el mapeo de los cristales con las inclusiones es esencial para los análisis en

microsonda, esto debido a que la visión es reducida especialmente en la microsonda iónica y por el tiempo acotado para realizar los análisis.

#### 4.2.7 Pulido Final

Luego de identificar las inclusiones para el análisis y al encontrarse en el interior del cristal, se deben acercar a la superficie según el proceso descrito en el punto 4.2.5, utilizando lijas hasta tamaño #15.000 y teniendo en consideración que tras cada cambio de lija no deben quedar rayas ni agujeros en la superficie del cristal, ya que las imperfecciones sobre sus caras conducen a un error en la incidencia del haz de la microsonda. Si la inclusión presenta burbujas, esta debió ser acercado a la superficie a no más de 30 micrones para ser estudiada con Raman.

Una vez realizados los análisis Raman en la burbuja, se expuso el vidrio de la inclusión en la superficie del cristal, por lo que se repite el proceso anterior. El acabado final se realizó con una máquina pulidora y polvos de alúmina de 1  $\mu\text{m}$ .

#### 4.2.8 Portamuestra de bronce

Luego de que las inclusiones son llevadas a la superficie del cristal, los montajes individuales se ensamblan en un portamuestra cilíndrica de bronce de 25x6mm, (tamaño estándar para una microsonda). En esta investigación fueron diseñados y producidos en el laboratorio de fabricación digital (FABLAB) de la universidad de Chile con una router CNC TORMACH (Figura 4.4). Cada uno de estos cilindros fue perforado para obtener orificios de 5 mm de diámetro. Finalmente, para evitar que los cilindros de epoxy dentro del portamuestra se salieran debido a la generación de vacío dentro de la EMPA y SIMS, se adhirió una fina capa de epoxy en la base del cilindro (figura 4.4). Antes del análisis, los portamuestra se recubrieron con carbono u oro, dependiendo del material disponible en los laboratorios.

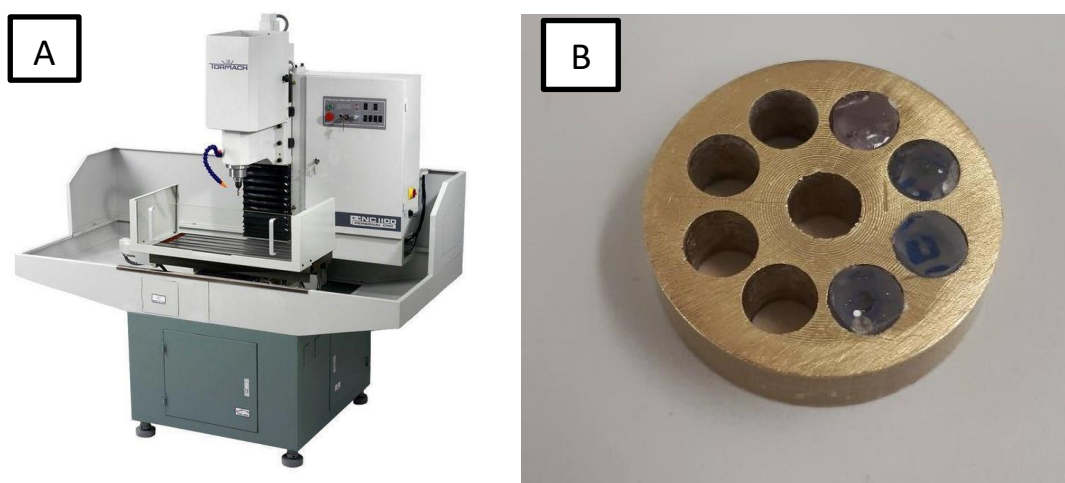


Figura 4.4: A) Router CNC Tormach B) Porta Muestra de Bronce con algunos cilindros con cristales individuales montados.

## 4.2.9 Nueva metodología de preparación de muestras

Se desarrollo una nueva técnica que permite observar el interior de los cristales en grandes grupos, y que a la vez permite que estos sean pulidos para llevar las inclusiones a la superficie individualmente, reduciendo los pasos metodológicos al no ser necesario trasladar los cristales desde un montaje grupal a uno individual, evitando la posible pérdida de cristales que este paso genera.

Se diseñó un prototipo de enrejado (Figura 4.5) en el software Fusion 360 y Cura, los que se imprimen usando una impresora Ender 3 y filamento soluble en agua (PVA). Los prototipos poseen cubículos, dentro de los cuales se monta cada cristal de forma individual. Resina epoxica se vierte en los cubículos y una vez endurecida, se procede a pulir la parte superior, permitiendo la visión del interior del cristal. Luego se marcan aquellos cubículos con los cristales que serán analizados y se sumerge todo el molde en agua, disolviendo el PVA.

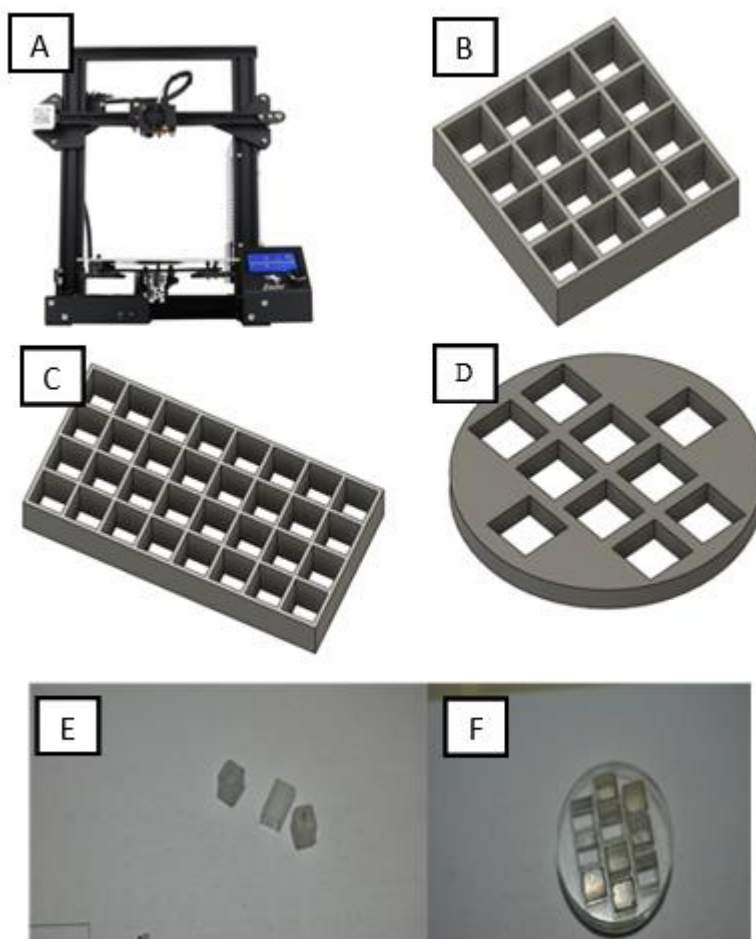


Figura 4.5: A) Impresora Ender 3. B, C) Diseño de cubículos de PVA diferentes tamaños. D) Diseño del porta muestras de acrílico. E) Cubos separados luego de disolverse el PVA. F, G) Porta muestras de acrílico

Los enrejados pueden ser modificados en cantidad y tamaño. Además, utilizando una cortadora láser se diseñó un portamuestra en acrílico para montar los cubículos.

Al fabricar los prototipos se deben realizar varias pruebas para que los cubos y los porta-muestras calcen a la perfección, ya que todas las impresoras funcionan de manera única, y pequeños cambios en los espesores del diseño pueden generar una diferencia significativa en el resultado final.

Durante la etapa de pulido inicial cuando se identifican los cristales que se usarán se debe restringir el uso del agua sólo a la superficie ya que el filamento comenzará a disolverse. La disolución del PVA va desde un par de horas hasta un día dependiendo del grosor de las paredes y de si el agua está en circulación o estática. Los cristales que no se ubican en el centro del cubículo y están en contacto con las paredes, resultan con grandes burbujas en sus costados, lo que dificulta el trabajo posterior principalmente porque producen artefactos visuales.

### **4.3 Análisis de microsonda electrónica e iónica**

La determinación de elementos mayores en minerales e inclusiones vítreas se obtuvo a través de una microsonda electrónica JEOL JXA 8900 (Figura 4.6) disponible en el Centro de Geociencia (GZM), Universidad George-August de Gotinga, Alemania. Se midieron minerales e inclusiones vítreas usando los portamuestra fabricados. Se utilizó un haz desenfocado para analizar inclusiones vítreas, vidrio y plagioclasas. Y un haz enfocado para medir la composición de olivino. Voltaje y corriente se establecieron a 15 kV y  $1.5 \times 10^{-8}$  A, respectivamente. El diámetro del haz se ajustó a 5 o 10  $\mu\text{m}$  según el tamaño objetivo, usando 5  $\mu\text{m}$  en algunas inclusiones de dimensiones.

Finalmente, para cuantificar la composición, se utilizaron los siguientes estándares, wollastonita ( $\text{SiO}_2$  y  $\text{CaO}$ ); forsterita ( $\text{MgO}$ ); albita ( $\text{Na}_2\text{O}$ ); hematita ( $\text{FeO}$ ); anortita ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ); rutilo ( $\text{TiO}_2$ ); sanidina ( $\text{K}_2\text{O}$ ), esfalerita ( $\text{SO}_3$ ) y rodonita ( $\text{MnO}$ ).



Figura 4.6: Microsonda Electrónica JEOL JXA 890, Centro de Geociencia (GZM), Universidad George-August de Gotinga

El análisis de la microsonda iónica se realizó para determinar volátiles, elementos menores, y algunas trazas, mediante una Cameca IMS 7f-Geo (Figura 4.7) estos análisis se llevaron a cabo en el Great Institute, School of Geosciences, University of Edinburgh, United Kingdom.

Las inclusiones deben tener un área vítrea libre y expuesta mayor a  $20 \times 20 \mu\text{m}^2$  para realizar la medición correctamente. El análisis se realizó durante dos días el primero se midieron  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , Li, B, F, Cl y Mg durante un proceso que demoró 14 horas. El segundo día se midieron elementos traza (Rb, Sr, Y, Zr, Nb, La, Ba, Ce) durante 8 horas.



*Figura 4.7: Microsonda Ionica, Cameca IMS 7f-Geo, en el en el Great Institute, School of Geosciences, University of Edinburgh.*

#### **4.4 Análisis de Espectroscopía de Raman**

Se realizaron Análisis de espectroscopía Raman para detectar la presencia de  $\text{H}_2\text{O}$  o  $\text{CO}_2$  en las burbujas de inclusiones de los cristales seleccionados.

Se llevaron a cabo con un Typ Horiba Jobin-Yvon Labram HR800UV en el Departamento de Mineralogía Experimental y Aplicada, Geowissenschaftliches Zentrum (GMZ), Universidad George August de Gotinga, Alemania.

Se usó un objetivo normal de 100x si la inclusión se encontraba en profundidad, y un objetivo 100x LWD si la inclusión se encontraba cercana de la superficie. Además, el láser era un Diodo Coherente con una longitud de onda de 487,91 nm y un diámetro de 100  $\mu\text{m}$ . Para el olivino se tomó una adquisición, durante 60 segundos con 5 mediciones. Para las plagioclasas, se redujo a 1 adquisición, por 30 segundos con 3 mediciones.



# 5 RESULTADOS

## 5.1 Muestras y Mineralogía

La cantidad de cristales estudiados por técnica microanalítica y por unidad se resumen en la figura 5.1, la cantidad de inclusiones y cristales estudiados por EMPA es mayor a la de SIMS debido a la diferencia de tamaño del haz de las máquinas.

Muestra	EMPA		SIMS		Fase Mineral
	N° Inclusiones	N° Cristales	N° Inclusiones	N° Cristales	
Escoria Inicial	25	6	5	4	Plagioclasa
Dacita Inferior	11	3	6	2	Plagioclasa
Dacita Superior:	4	4	4	4	Plagioclasa
Lava 1846-47	3	3	1	1	Plagioclasa
Escoria Final	11	6	5	4	Olivino
Loma Seca	4	2	3	2	Olivino
Resolana	1	1	0	0	Olivino

Figura 5.1: Tabla Resumen de la cantidad de cristales e inclusiones analizadas por unidad en este trabajo.

De la base de datos se eliminaron los puntos donde el cristal cierra bajo 97.5 wt. %, estos casos son debido al ángulo de incidencia del haz de la microsonda sobre el cristal, cuando la superficie no es perfectamente plana por dificultades en el pulido.

La mineralogía será descrita en base a su contenido anortítico cuando se hable de plagioclasas y a su contenido forsteríticas cuando se trate de olivinos.

### 5.1.1 Análisis en fase Plagioclasa

#### Dacita Inferior y Superior

Las principales fases minerales corresponden a plagioclasa, biotita, hornblenda, y piroxeno, también se observan feldespatos liberados desde xenolitos graníticos del basamento. En este trabajo se trabajan con plagioclasas de ambas muestras, en el diagrama de clasificación de plagioclasas (Figura 5.5), se observa que ambas muestras presentan composiciones desde labradoritas hasta oligoclasas, con la mayor concentración de plagioclasas de composición andesina. Todas las plagioclasas presentan una pequeña fracción <4 wt% de K<sub>2</sub>O incorporado en sus estructuras. Se trabaja con siete cristales, tres de la Dacita Inferior y cuatro de la Dacita Superior. En su mayoría contienen valores anortíticos bajos, desde los 27% An en los bordes, hasta los 40% en sus centros, presentan leves zonación en parches (figura 5.2-B)., salvo por uno

de los cristales que presentan una zonación oscilatoria el cual también llega a contenidos de An >51% (Figura 5.2-A).

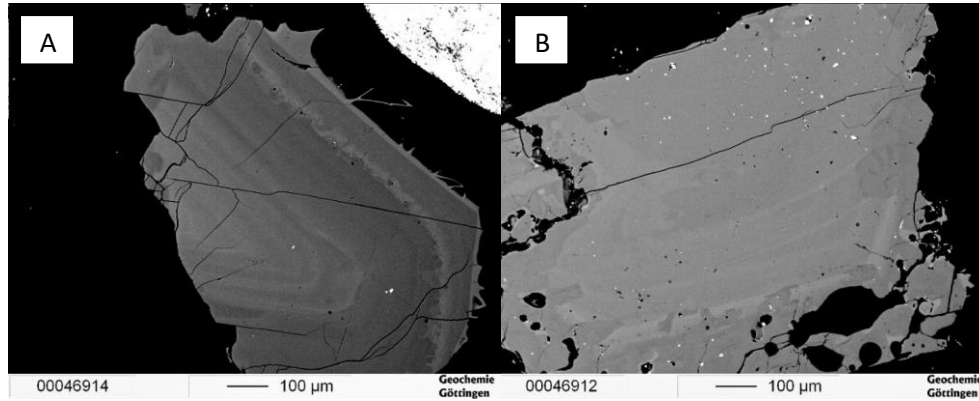


Figura 5.2: Imágenes EMPA de la Dacita Inferior y Superior, A) Cristal B2, presenta zonaciones Inverza y normal concentrica, B) Cristal D5 presenta zonacion en parches.

### Escoria Inicial

Se distinguen las fases minerales de plagioclasas y piroxeno, siendo el primero el elegido como cristales huésped para realizar el estudio de inclusiones. Se analizan un total de seis cristales, dentro de los cuales se observan dos grandes familias, una de contenido An alto entre 50-75% (figura 5.4), con gran cantidad de pequeñas inclusiones en sus centros asociadas a zonaciones parche y concéntricas (Figura 5.3 A-B). La segunda familia con bajos contenidos de An entre 30-36% (figura 5.4), presenta una menor cantidad de inclusiones, y zonaciones parche, similares a las plagioclasas encontradas en la dacita (Figura 5.3 C-D).

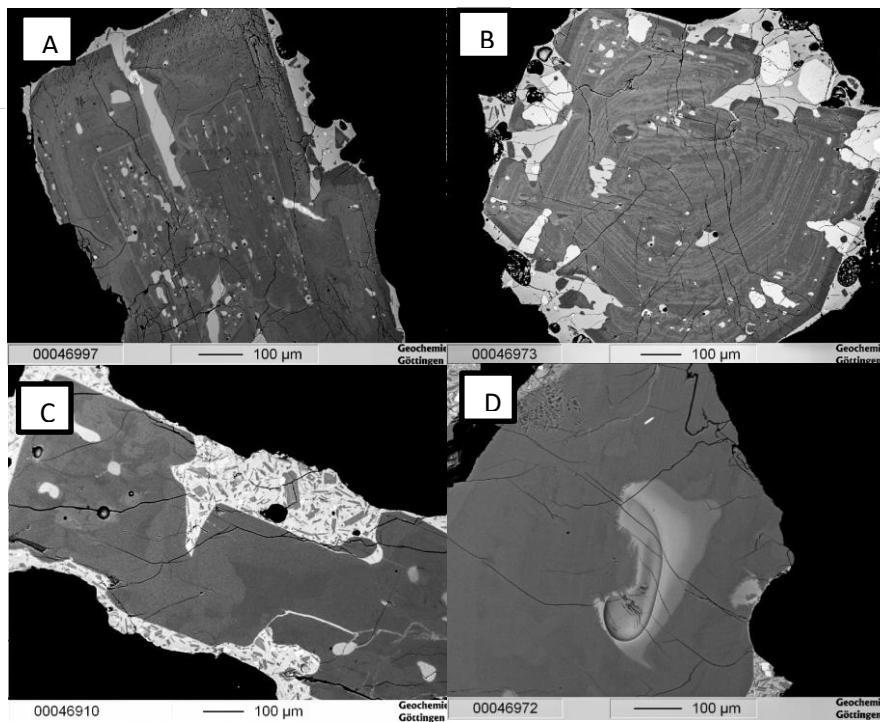


Figura 5.3: Imágenes EMPA de la Escoria Inicial, A) Cristal I17, presenta numerosas inclusiones hacia el centro con zonaciones parche ligadas estas, y zonación normal e inversa en menor medida hacia los bordes B) Cristal I15, presenta zonaciones de baja amplitud y alta frecuencia. Ambas inclusiones representan a la familia de alto % An. C-D) Cristal I12 -I16, representan a la familia de bajo % An.

## Lava 1846-1847

Del fragmento de lava de 1846 se trabajó con plagioclasas, las cuales presentaron composiciones de andesina y oligoclasa (figura 5.5). Se estudian 3 cristales, presentando contenidos An bajo entre 27-33%, zonación parche y algunos cristales con fuertes evidencias de reabsorción (figura 5.4).

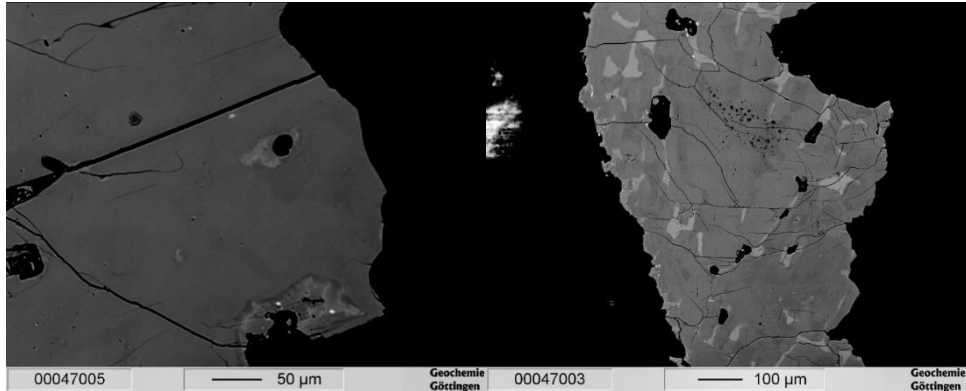


Figura 5.4: Imágenes EMPA de cristales de plagioclasa de la lava de 1846

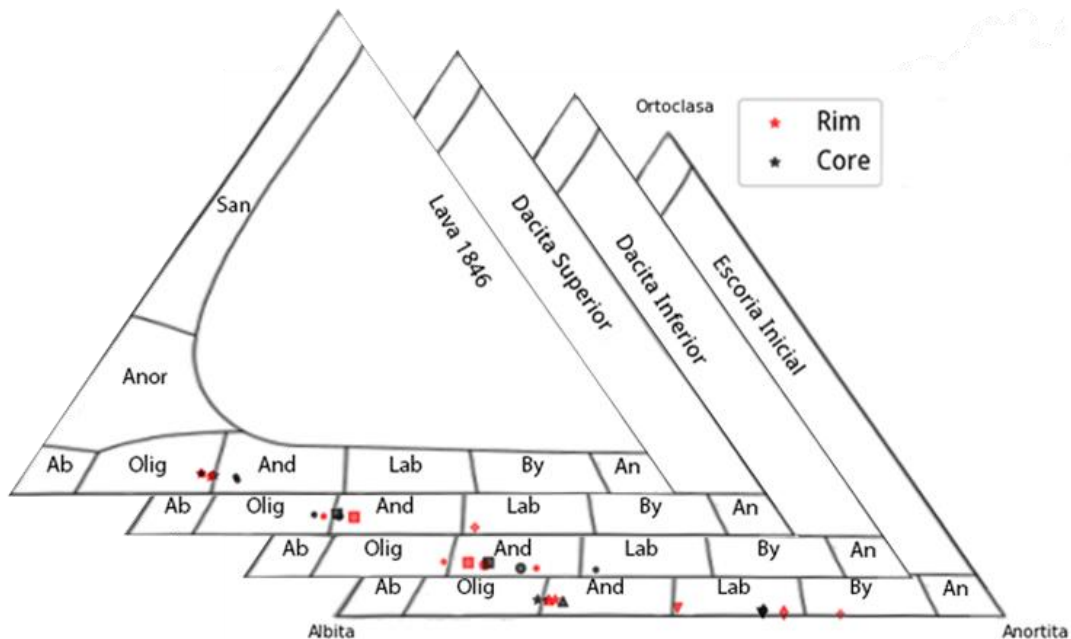


Figura 5.5: Diagrama de clasificación de plagioclasas de las muestras obtenidas de la erupción de 1846-47, es posible observar las dos familias de la Escoria Inicial. Puntos rojos corresponden a mediciones en los bordes y negros a mediciones en el centro del cristal, solo se han dejado algunas mediciones representativas, el resto de los puntos medidos se encuentran en el apéndice 1A.

## 5.2.2 Análisis en fase olivino

### Escoria Final

Las principales fases minerales corresponden a plagioclasas, piroxeno y olivino, siendo este último el elegido para realizar el estudio de inclusiones. Se estudiaron un total de 5 cristales, los

cuales presentaron composiciones forsteríticas de entre 71-81% (figura 5.8). En su mayoría son homogéneos y algunos presentaron leves zonaciones normales (Figura 5.6).

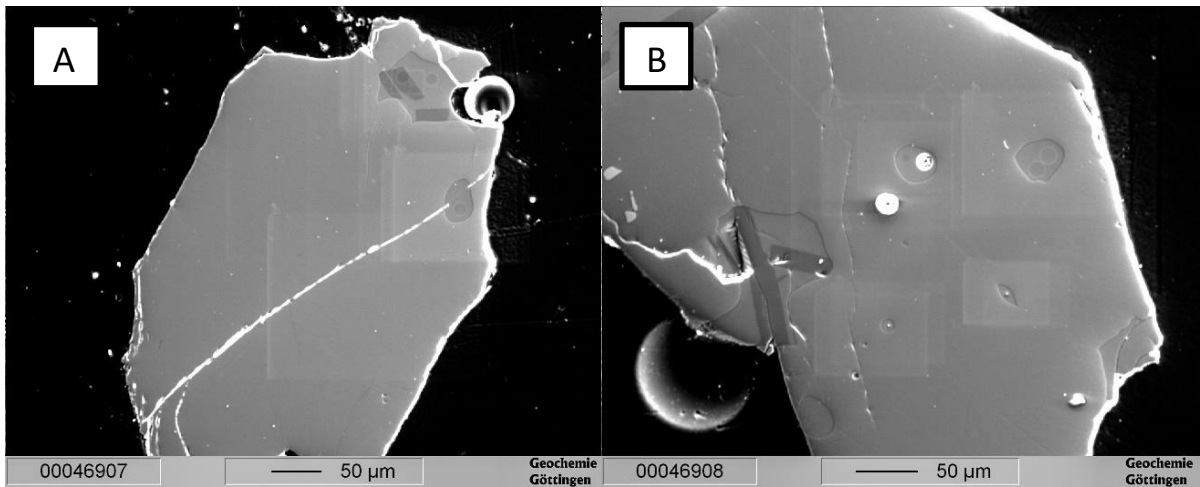


Figura 5.6: Imágenes EMPA de la Escoria Inicial A) Cristal FB1 B) Cristal FB2.

#### Escoria Inicial Loma seca

Se distinguen las fases minerales de plagioclasas, piroxeno, y olivino, siendo los olivinos la fase elegida como cristales huésped para realizar el estudio de inclusiones. Se estudiaron dos cristales (Figura 5.7), los cuales presentaron composiciones forsteríticas entre 75-80% (figura 5.8), con leves zonaciones composicionales.

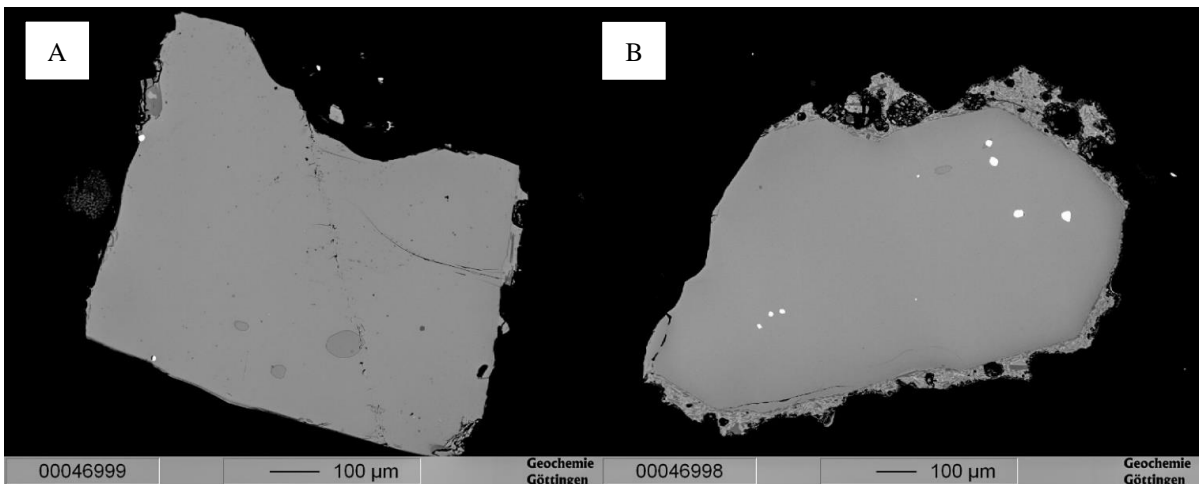


Figura 5.7: Imágenes EMPA de olivinos de Loma Seca A) Cristal Ls2 B) Cristal Ls3. Ambos muestran baja variación composicional.

### Escoria Inicial Resolana:

Se distinguen las fases minerales de plagioclasas, piroxeno y olivino siendo este último el elegido como cristales huésped para realizar el estudio de inclusiones. Solo se estudia un cristal, presenta la composición más enriquecida en forsterita, entre 81-82.5% (figura 5.8). Presenta numerosos minerales opacos como inclusiones.

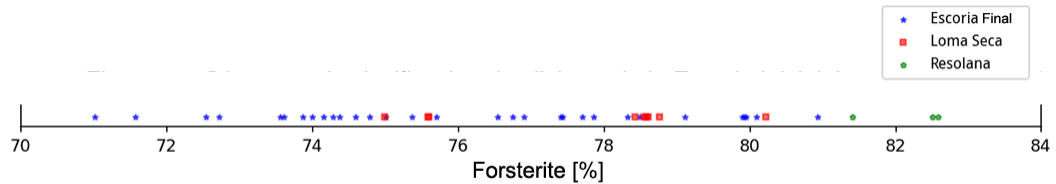


Figura 5.8: Diagrama de clasificación de olivinos, de la Escoria Inicial, Loma Seca y Resolana.

### Composición Química Olivinos

Para este estudio se hacen diagramas para los elementos FeO, MgO, CaO, MnO, vs Fo.

Los resultados (Figura 5.9) mostraron una distribución lineal decreciente en los elementos FeO y MnO. Por su parte, una la distribución lineal ascendente en el MgO. En el caso del CaO se la relación fue una dispersión de los datos sin mostrar tendencia clara.

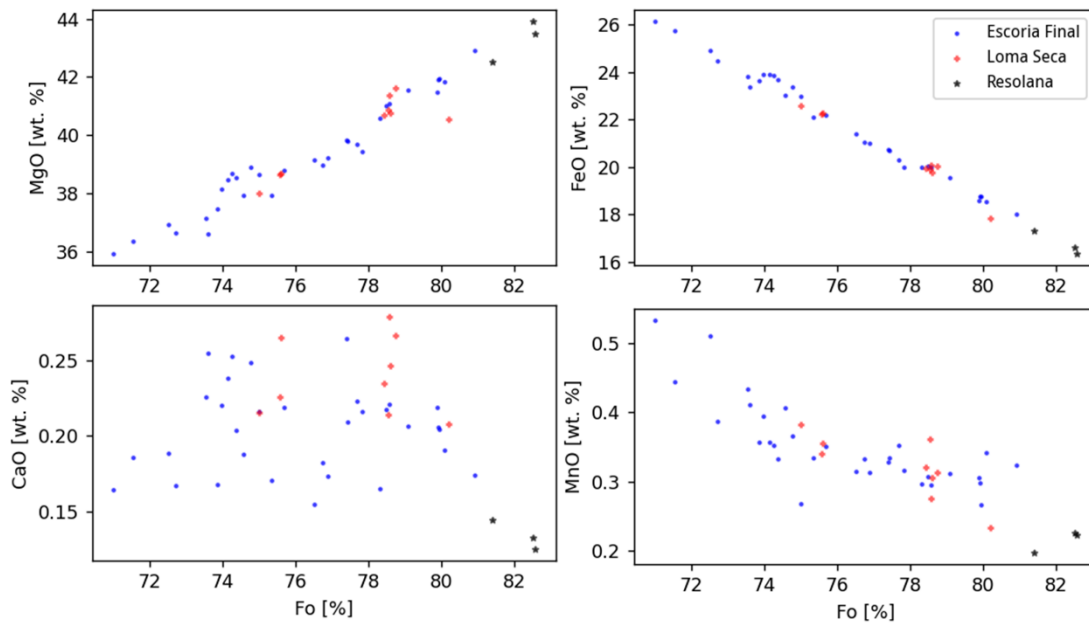


Figura 5.9: Análisis EMPA en host de olivinos, de la Escoria Inicial, Loma Seca y Resolana.

### Composición Química Plagioclase

Para este estudio se efectuaron diagramas (Figura 5.9) para la composición de Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, FeO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, SrO, TiO<sub>2</sub>, vs SiO<sub>2</sub>.

Para el  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  la relación fue inversa, mientras que una relación positiva directa se observó en los los elementos  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

$\text{FeO}$  y  $\text{MgO}$  mostraron dos clústers, el primero representada por la familia bajo An de la Escoria Inicial con una tendencia ascendente, aunque no del todo clara. Mientras que el segundo clúster representa a la familia alta en An de la Escoria Inicial. La Dacita Superior e Inferior y la lava de 1846 no mostraron una tendencia. Las plagioclasas valores similares de  $\text{SiO}_2$  pero diferentes de Fe y Mg para la Escoria Inicial y la Dacita. En el caso del  $\text{TiO}_2$  también se aprecian dos clúster, aunque menos definidos.

El diagrama de SrO en EMPA solo fue medidos para la mitad de las muestras por lo que no pueden ser utilizado comparativamente, muestra dos clúster.

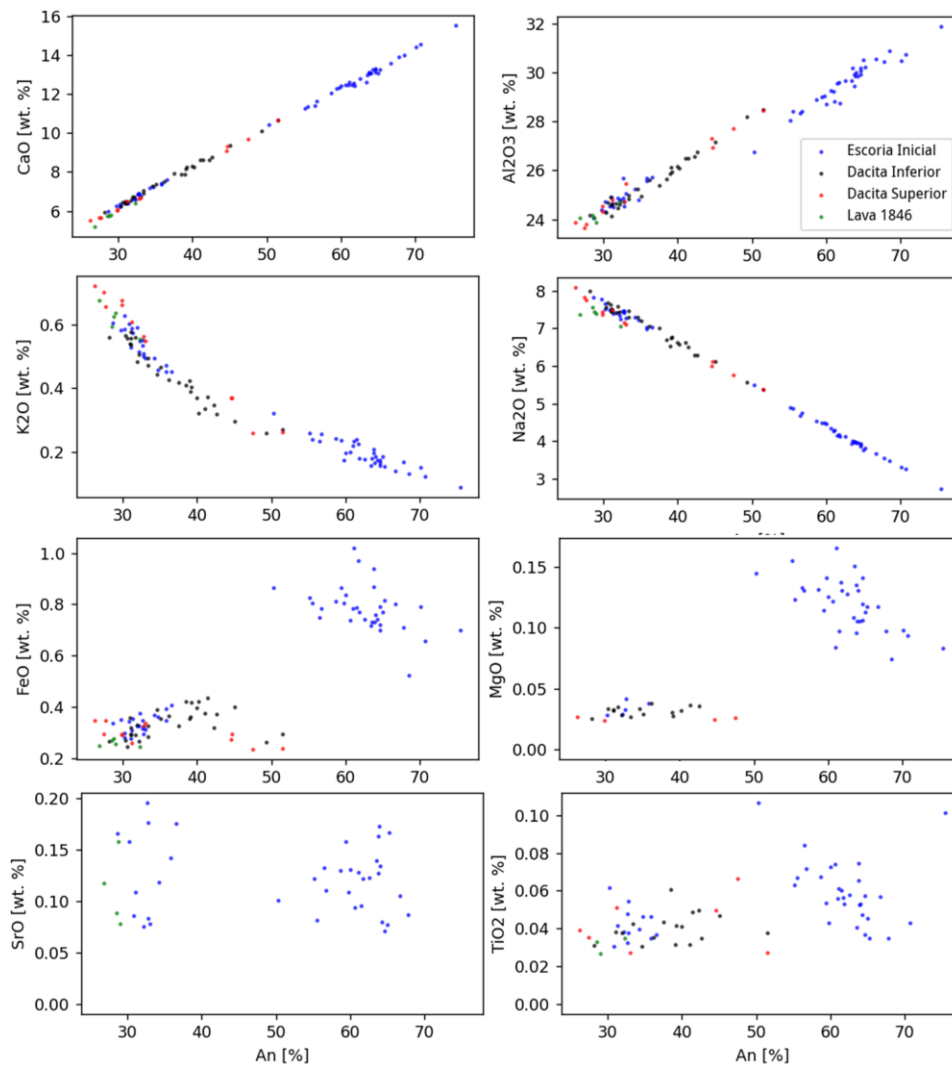


Figura 5.10: Análisis EMPA en host de plagioclasa, de la Dacita Inferior, Superior, Escoria Final y lava de 1846.

## **5.2 Inclusiones vítreas**

Las inclusiones vítreas se observaron en todas las fases minerales y en todas las muestras (Escorias y Pómez de 1932, Lava 1846-47, Loma Seca y Resolana). Sin embargo, no todas las inclusiones son apropiadas para ser analizadas en este estudio, ya que solo podemos analizar aquellas que tengan diámetros mayores a 10 micrones (diámetro de la EMPA) y que sean homogéneas u homogéneas con burbujas. Se revisaron en búsqueda de inclusiones un total de 193 cristales de plagioclasa de la Escoria Inicial, 97 cristales de plagioclasa de la Dacita Superior y 90 cristales de plagioclasa de la Dacita Inferior, 30 cristales de olivino de la Escoria Final, 20 cristales de la Lava de 1847-46, 15 de Loma Seca y 15 de Resolana.

En la Dacita Superior e Inferior se observan dos grupos principales de inclusiones, el primer grupo (Figura 5.11 B-C), que superó en número al segundo, se compone de inclusiones homogéneas con burbujas relativamente pequeñas, entre 4 y 21% del volumen de la inclusión, con un promedio de 10% del total del tamaño. Su forma fue elipsoidales a redondeadas, y ocurren tanto aisladamente como en familias.

El segundo grupo (Figura 5.11-A) corresponde a inclusiones vítreas extrañas, que no fueron analizadas en este estudio, salvo por un cristal de la escoria inicial texturalmente similar. Estas inclusiones presentan diversas formas, por lo general alargadas y grandes burbujas, con volúmenes sobre el 50% de la inclusión, incluso en algunos casos solo es posible apreciar la burbuja y no el vidrio de la MI. Esta clase de MI se repite en la escoria inicial, con algunas diferencias en tamaño y coloración. Suelen ocurrir como familias.

Las inclusiones en olivino en la Escoria Final (Figura 5.11D), Loma Seca y Resolana son similares, con forma elipsoidal a redondeadas, y homogéneas con pequeñas burbujas. En la Escoria Inicial y Loma seca ocurren tanto aisladamente como en familias, mientras que Resolana tienden a ocurrir aisladas. Una última diferencia en Loma seca son la presencia de caras planas en algunas de las inclusiones (Figura 5.11E).

Las inclusiones analizadas en la Escoria Inicial presentaron diferencias en cada familia. En la de Alto An, las formas fueron irregulares, de colores pardos, a veces asociadas a zonaciones parche en el centro de los cristales (Figura 5.11F-G y Figura 5.3A-B). Por su parte, las inclusiones de la familia baja en An, presentaron inclusiones similares a las analizadas en la dacita, formas elipsoidales a circulares, y con pequeñas burbujas, Además, se encontraron algunas inclusiones que comparten estas últimas características, pero con burbujas texturalmente similares a las inclusiones extrañas.

Finalmente, las inclusiones de la Lava de 1846-47, fueron en su mayoría inclusiones recristalizadas por lo que el trabajo de encontrar inclusiones aptas para el estudio fue más complejo, estas tuvieron formas irregulares a elipsoidales.

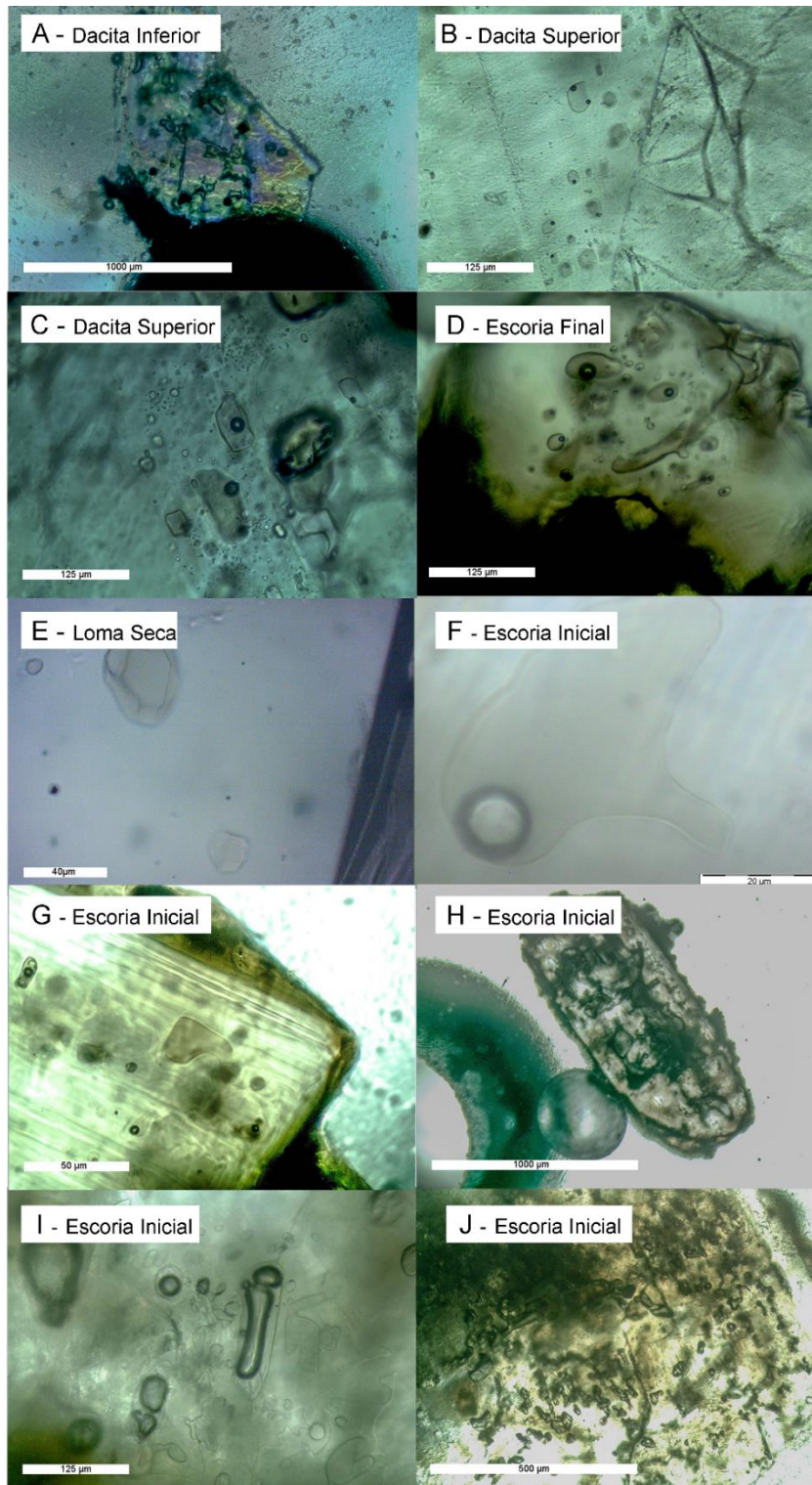


Figura 5.11: Imágenes en microscopio óptico: A) Cristal B3, host plagioclasa, dacita, muestra las inclusiones extrañas, B) Cristal B2, dacita inferior, host plagioclasa, se aprecia el tipo de inclusión más común en la dacita, C) Cristal D3, host plagioclasa, mostrando las inclusiones más comunes en la dacita, junto a una gran cantidad de inclusiones menores. D) Cristal FB1, Escoria Final, host olivino, se aprecian las inclusiones más comunes de la escoria final. E) Cristal Ls2, resolana, host olivino, inclusiones con caras planas. F-G) escoria inicial, Inclusiones más comunes de la familia Alta en An. H-I-J) Cristales I5-I2-I1. host plagioclasa. escoria inicial.



### 5.3 Cristalización post atrapamiento en inclusiones

Algunos de los datos debieron ser corregidos para dar cuenta de los procesos post atrapamiento (PEC) principalmente debido a la pérdida de Fe en las inclusiones, provocando que las inclusiones y el mineral huésped no se encontraran en equilibrio. Este proceso fue descrito y corregido por Danyushevsky et al. (2000) y Danyushevsky et al. (2011) utilizando el software Petrolog. El equilibrio se evalúa tomando en cuenta el  $KD = 0.3 \pm 0.03$  determinado empíricamente por Roeder y Emslie (1970). Según los resultados, los olivinos de la Escoria Final, Resolana y Loma Seca, muestran algún grado de PEC (Figura 5.11). Para realizar las correcciones necesarias se utilizó el modelo olivino-líquido de Danyushevsky (2001), el modelo de densidad de Lange y Carmichael (1987) y el modelo de oxidación de líquido de Kress y Carmichael (1988). Se probaron fugacidades de oxígeno entre  $QFM^{+2}$  y  $QFM^{-2}$  siendo esta última la que entrega la corrección más certera. La composición química del líquido fue modelada junto con la composición del olivino en el área cercana a la inclusión.

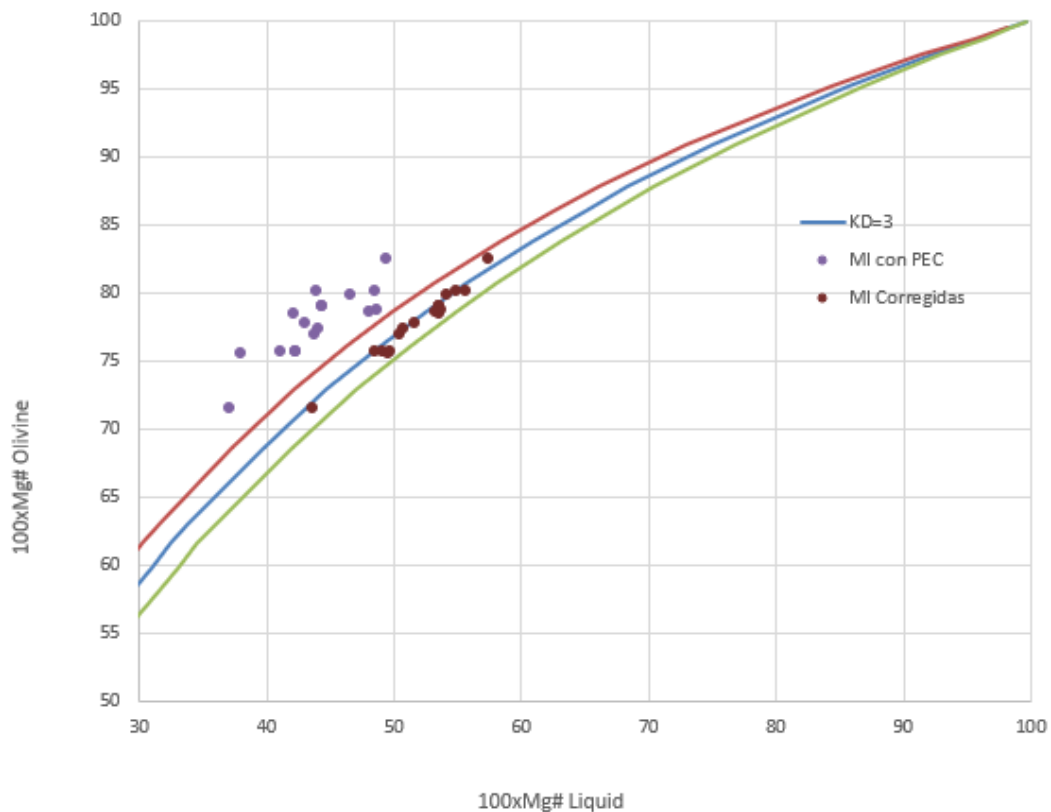


Figura 5.12: Contenido forsterítico del olivino vs #Mg ( $\#Mg = 100 * Mg / (Mg + Fe^{+2})$ ) de las inclusiones. La línea azul representa la línea de equilibrio mientras que las superior e inferior el rango de error determinado por Roeder y Emslie (1970)

Cuando las correcciones son aplicadas todas las inclusiones se acercan al equilibrio mineral-líquido, notando un aumento del #Mg en todas las inclusiones. La curva de la figura 5.12 representa un  $Kd = 0.3 \pm 0.03$ , los puntos morados representan composiciones iniciales de las

inclusiones vítreas, mientras que los puntos rojos corresponden al efecto de corrección al agregar olivino de vuelta a la inclusión.

## **5.4 Elementos Mayores y Menores**

### **Diagrama TAS**

El diagrama TAS (Total Alkali Silica) corresponde a un diagrama binario donde se grafica la suma de álcalis ( $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ ) en función del sílice ( $\text{SiO}_2$ ), lo que permite clasificar las muestras dentro de diferentes campos. En este caso se ocupó la clasificación de Maitre (2004), separando entre los principales tipos de rocas volcánicas.

Los resultados (figura 5.13) muestran, tanto la clasificación de las 66 inclusiones vítreas analizadas en este trabajo y cómo análisis de roca total de la Dacita, Escoria Inicial y Final de trabajos anteriores, acerca de la erupción de 1932 (Hildreth & Drake, 1992; Ruprecht et al., 2012). Lo datos fueron normalizadas al 100%, libres de agua por lo que muestran contenidos de  $\text{SiO}_2$  mayores a los reales.

En el diagrama se puede apreciar que las muestras de inclusiones y rocas totales se encuentran en la zona subalcalina (Irvine & Baragar, 1971). Las inclusiones de la Escoria Final (huésped de olivino) caen en el campo de basalto alcalino, basalto subalcalino, traquibasalto, andesita basáltica y traquiandesita basáltica, mientras que los análisis de roca total se encuentran en su mayoría en la zona de basalto andesítico.

Las inclusiones de la Escoria Inicial (huésped de plagioclasa), caen en diferentes campos según la familia. La de alto contenido en An cae en su totalidad en el campo de la andesita basáltica, mientras que la familia de bajo contenido anortítico, en los campos de riolita y traquidacita. Los análisis de roca total caen en los campos de andesita y trachi-andesita.

Las inclusiones de la Dacita (huésped de plagioclasa) caen en el campo de la riolita donde se muestra que la Dacita Superior tiene una composición levemente más evolucionada que la Dacita Inferior, mientras que los análisis de roca total caen en los campos de riolita y traquidacita.

Finalmente, la única inclusión estudiada de Resolana (huésped de olivino), cae en el campo de trachibasálto, mientras que los tres datos de Loma Seca (huésped de olivino) en el basalto andesítico.

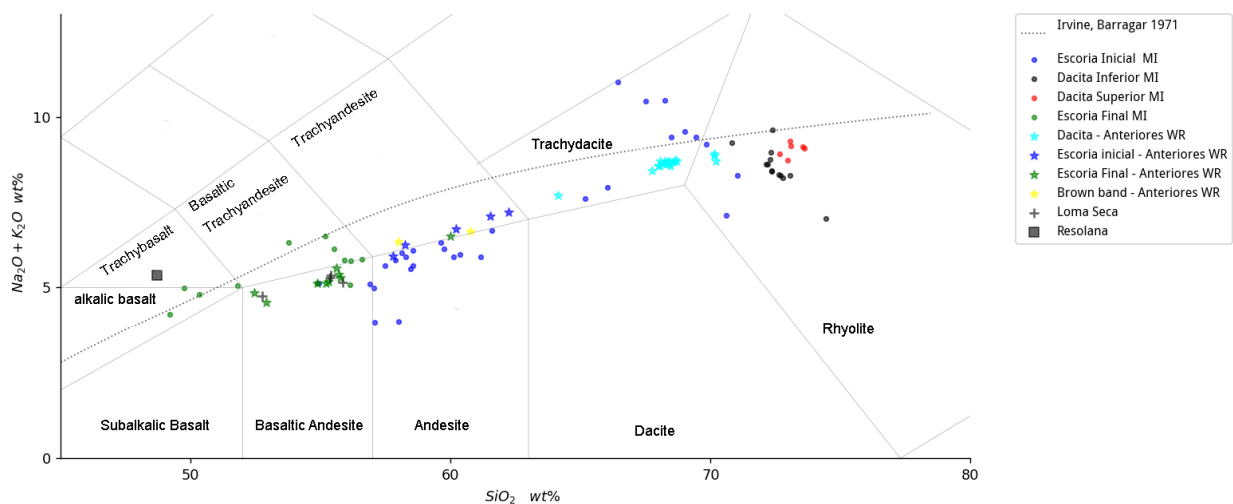


Figura 5.13: Diagrama Total Alkali Silica (TAS), de inclusiones vítreas y análisis de Roca total de trabajos anteriores (Hildreth & Drake, 1992; Ruprecht et al., 2012). Referencia: Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M., Bonin, B., & Bateman, P. (Eds.). (2002)

## Diagramas Harker

Los diagramas Harker, son diagramas binarios que comparan la composición de elementos mayoritarios y algunas trazas con la composición de sílice presente en un magma, por lo que son ideales para la identificación de procesos de cristalización y evolución magmática (fuente).

Para este estudio se efectuaron diagramas para los siguientes elementos medidos en las inclusiones,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{SrO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{SO}_3$ ,  $\text{BaO}$  vs  $\text{SiO}_2$ .

Los resultados (Figura 5.14) para casi todos los elementos mayoritarios muestran una tendencia creciente o decreciente del elemento en función del sílice, y en algunos casos no existe tendencia clara.

En distribución decreciente se encuentran los elementos Fe, Mg, Mn, Ca, donde podemos observar que las inclusiones pertenecientes a la dacita y la Lava de 1846 correspondientes a las composiciones más evolucionadas tienden a los valores más bajos, manteniendo contenidos similares pese a cambios en el valor de  $\text{SiO}_2$ . Las inclusiones de Loma seca comparten el mismo espacio que la Escoria Final, mientras que las inclusiones de la familia baja en An, de la Escoria Inicial – pese a tener valores de sílice similares a la Dacita Superior e Inferior –, muestran diferencias en el contenido de estos elementos.

El diagrama del Ti presenta las mismas características que los nombrados anteriormente, salvo por la distribución en las inclusiones de la Escoria Final la cual presenta una mayor dispersión.

El diagrama de BaO y SrO en EMPA solo fueron medidos para la mitad de las muestras, por lo que no pueden ser utilizado comparativamente. Ambos diagramas muestran dispersión en los datos.

La distribución ascendente se da en el gráfico de K<sub>2</sub>O, mostrando el mismo comportamiento que las tendencias descendentes.

En el gráfico de Na<sub>2</sub>O es posible observar que la mayoría de las inclusiones comparten un rango similar pese a los cambios en el valor de sílice, con la salvedad de las inclusiones de la familia baja en An de la escoria inicial, la cual presenta una mayor dispersión llegando a los valores más altos de todas las muestras.

En el gráfico de SO<sub>3</sub>, no se logra apreciar una tendencia clara para la Escoria Inicial y Final. Estos datos solo pueden ser tomados de forma cualitativa ya que la EMPA no es la mejor herramienta para medir este elemento. La mayoría de las mediciones estuvieron en el límite de detección del análisis, destacándose una leve presencia en algunas inclusiones de dacitas, mientras que la concentración más alta se encuentra en Resolana.

Finalmente, el gráfico de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> presenta una tendencia descendente, con la salvedad de la familia baja en An de la Escoria Inicial, la cual presenta una tendencia ascendente, mientras que la familia Alta en An presenta valores similares a las dacitas.

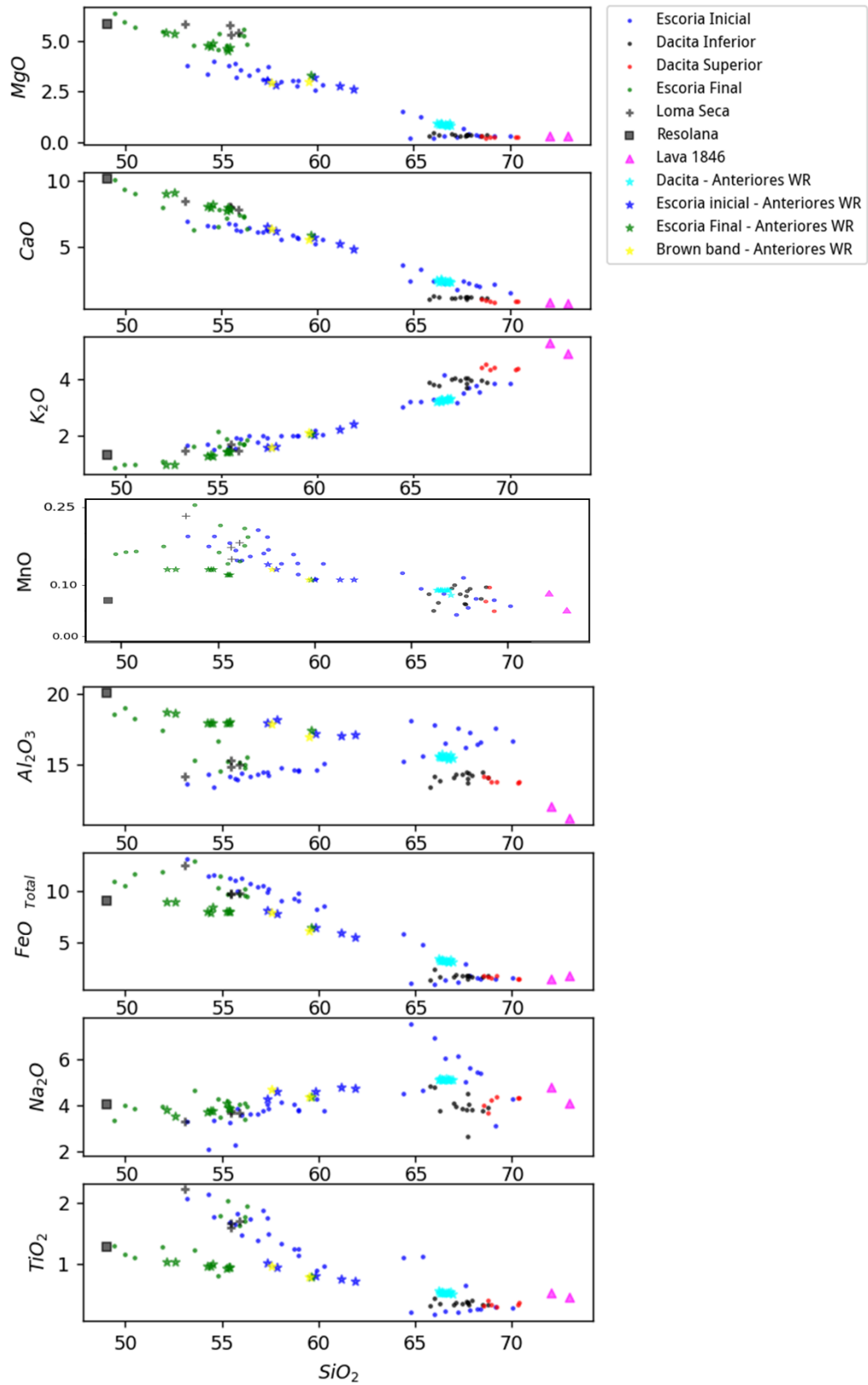


Figura 5.14: Diagramas Harker de Elementos Mayores y Menores medidos de inclusiones vítreas, mediante EMPA

## **5.5 Volátiles y Elementos Traza livianos**

Las mediciones de elementos menores y trazas se realizaron con microsonda iónica, esta herramienta al tener un haz de mayor tamaño reduce el número de inclusiones útiles, resultando en 28 inclusiones analizadas de un total de 96 estudiadas por microsonda electrónica. Debido al límite de recursos, tiempo y objetivos de esta tesis se priorizaron los análisis de H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub>, a lo que se les suma análisis de halógenos y algunos elementos traza livianos.

Debido al uso de revestimiento de carbono durante el uso de la EMPA, antes de usar la microsonda iónica los cristales pasaron por un proceso final de pulido con polvo de aluminio de 0.1 μm en la Universidad de Gotinga. Finalmente, en la universidad de Edimburgo observadas en microscopio junto al encargado del laboratorio y nuevamente pulidas con el mismo material para asegurar la confiabilidad de los datos.

Los datos de SIMS son dependientes del valor de SiO<sub>2</sub> de la inclusión en que se realizó la medición. Por lo que luego de aplicar las correcciones por procesos post atrapamiento (Figura 5.12), en las inclusiones alojadas en olivinos de la Escoria Final, implicó un cambio entre 0.15 y 4.6 % en el valor del elemento traza, con una media de 2.1%. Las tablas de datos con y sin PEC se encuentran en el Anexo 4.

Los puntos donde la SIMS ha tocado parte del cristal han sido eliminados del set de datos, esto es debido a que la maquina esta calibrada para analizar vidrio, si parte de un mineral es tocado arrojan valores anómalos cercanos a 0 en los elementos medidos.

### **5.5.1 Agua y dióxido de carbono**

El H<sub>2</sub>O (Figura 5.15) y CO<sub>2</sub> (Figura 5.16) son los volátiles más comunes en un sistema volcánico. Por lo tanto, el estudio de estos es fundamental para comprender la complejidad de un sistema magmático. Como anteriormente fue mencionado, las mediciones se realizaron por microsonda iónica y por espectrometría Raman.

#### **Raman**

Las muestras de plagioclasa del volcán Quizapu analizadas por Raman muestran un fuerte efecto de fluorescencia (Fig. 5.14). El efecto consiste en la presencia de bandas espectrales de fondo muy amplio, a menudo mucho más intenso que la dispersión Raman ocultando sus características y generando una distorsión en los *peaks*. Pese a este efecto, en algunas de las mediciones fue posible detectar la presencia de CO<sub>2</sub>, donde la diada de fermi se alza levemente por sobre la línea base de la fluorescencia.

De 9 inclusiones analizadas en la Dacita, dos mostraron CO<sub>2</sub>. En el caso de la Escoria Inicial 3 de 8 inclusiones mostraron la presencia de CO<sub>2</sub>. En la Escoria Final las 2 inclusiones que se estudiaron mostraron presencia de CO<sub>2</sub> y la única inclusión de Resolana analizada también.

Se utilizaron 4 modelos diferentes (Lamadrid et al., 2017, Song et al., 2009; Fall et al., 2011; Wang et al., 2011), que establecieron una relación empírica para calcular la densidad CO<sub>2</sub> a partir de la diada de Fermi. Sin embargo, las mediciones mostraron densidades negativas. En las discusiones se abordarán las posibles causas de este problema.

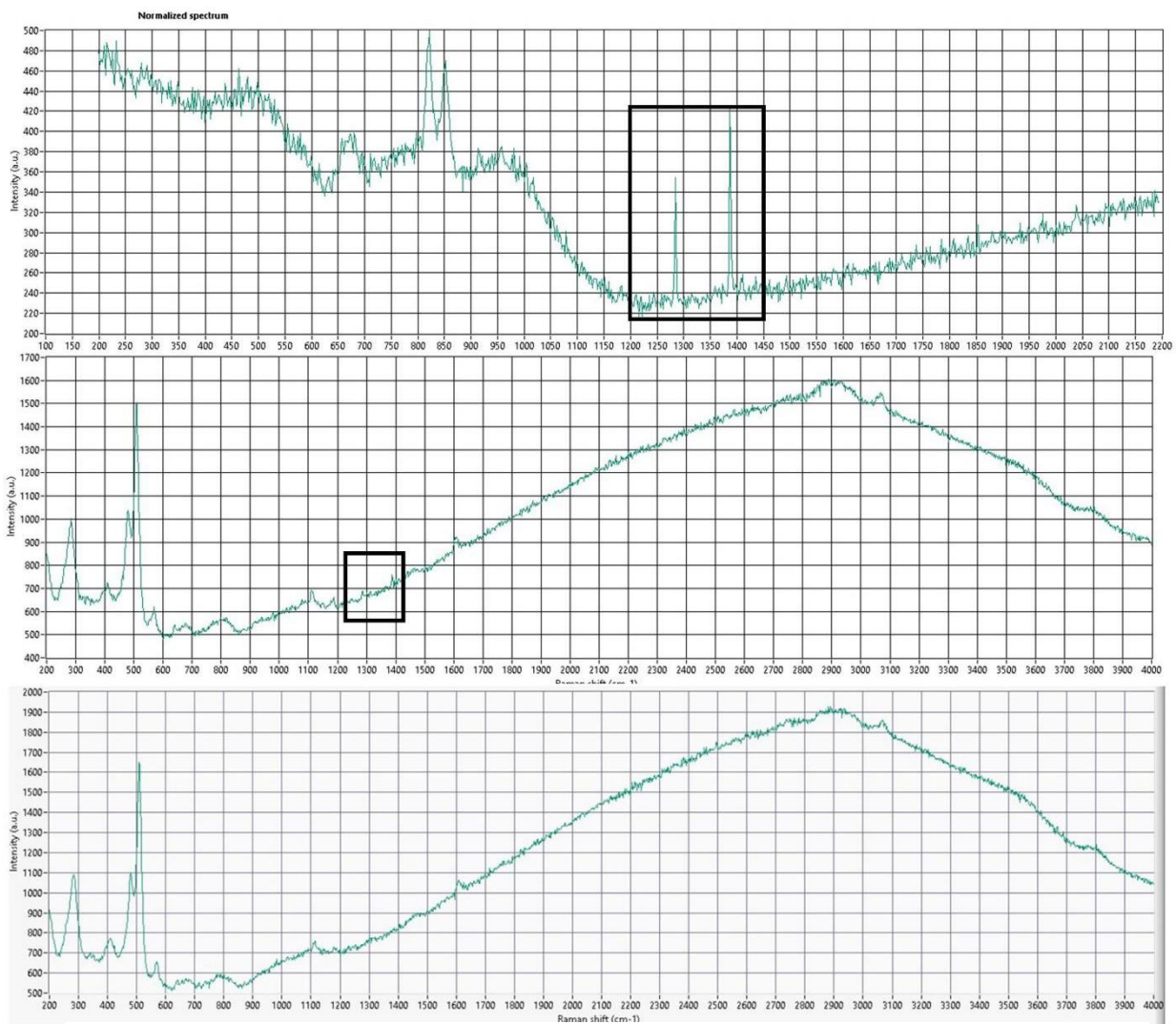


Figura 5.15: Intensidad vs Raman Shift, en los gráficos podemos observar en los recuadros negros las señales de CO<sub>2</sub>. A) Inclusión dentro de olivino de escoria Final. B-C) Inclusiones en plagioclasa de la Dacita con el espectro fluorescente de fondo, este mismo efecto se repite en las plagioclasas de la Escoria Inicial.

## SIMS

En el caso del contenido del agua (Figura 5.16) observamos para la Escoria Final un escasa cantidad, entre 0.73 y 0.48 wt. %, con una media de 0.58 wt. %, al igual que otros elementos incompatibles el contenido de H<sub>2</sub>O aumenta junto al contenido de SiO<sub>2</sub> sin embargo las inclusiones se mantienen en valores similares. En el caso de Loma Seca el contenido de H<sub>2</sub>O alcanza valores de hasta 4.7 wt. % con una media de 3.1 wt. % mostrando un comportamiento inverso al esperado al aumentar el contenido de SiO<sub>2</sub>. En la Escoria Inicial ambas familias de inclusiones muestran un escasa cantidad de H<sub>2</sub>O, la familia menos evolucionada presenta un rango entre 0.18 y 1 wt. % con una media de 0.51 wt. %, mientras que la familia más evolucionada muestra valores de 0.53 y 1.46 wt. %, con una media de 1 wt. %. En la Dacita Superior se aprecian valores entre 4.2 y 4.9 wt. % con un promedio de 4.6 wt. %, mientras que en la Dacita Inferior se alcanzan valores entre 4.6 y 7.75 wt. %, con un promedio de 5.9 wt. %. Finalmente, para la lava de 1846 solo se tiene un dato de 3.3 wt. %.

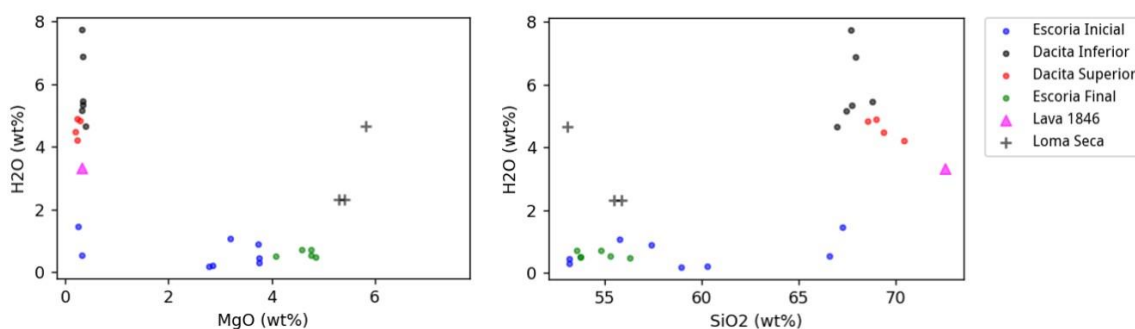


Figura 5.16: Contenido de H<sub>2</sub>O presente en el vidrio de las inclusiones vs SiO<sub>2</sub> y MgO, a través de análisis SIMS.

En el caso del contenido de CO<sub>2</sub> (Figura 5.17), en la Dacita Superior se aprecian valores entre 168 y 526 ppm con un promedio de 353 ppm mientras que en la Dacita Inferior se alcanzan valores entre 68 y 246 ppm, con un promedio de 127 ppm. Para la Escoria Final, no se aprecia una tendencia clara, el contenido de CO<sub>2</sub> muestran nuevamente una escasa magnitud, entre 59 y 208 ppm con una media de 92 ppm. En el caso de Loma Seca, el contenido de CO<sub>2</sub>, presenta valores de 54 y 107 ppm con una media de 81 ppm. Un tercer valor anómalo de 1281 ppm fue eliminado de los datos debido a que el láser del SIMS tocó parte del cristal, implicando una posible contaminación de carbono en los bordes de esta. En el caso de la Escoria Inicial, se aprecia la tendencia contraria a la del H<sub>2</sub>O. Ambas familias de inclusiones muestran un escaso contenido de CO<sub>2</sub>, sin embargo, la más evolucionada presenta valores de 117 y 68 ppm con una media de 93 ppm, y la familia menos evolucionada presenta valores mayores, entre 273 y 337 ppm con una media de 295 ppm. En este grupo tres valores fueron eliminados (3000, 2800 y 1750 ppm) debido a que las inclusiones analizadas se encontraban fracturadas, aumentando el riesgo de contaminación. Finalmente, para la lava de 1846 solo se tiene un dato de 67 ppm.



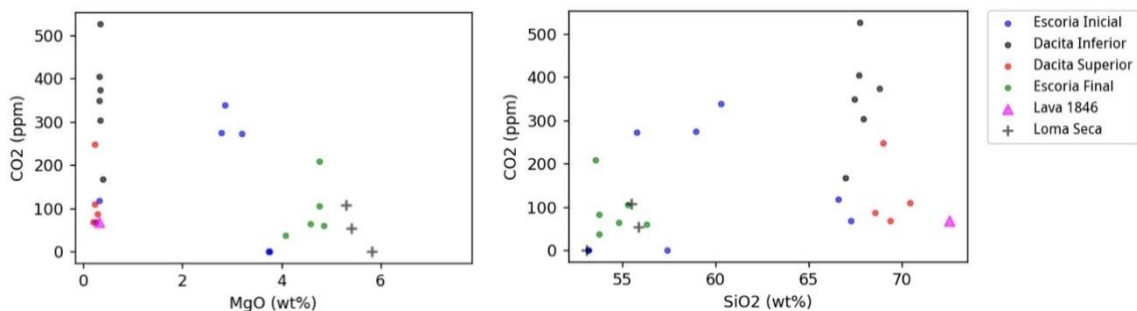


Figura 5.17: Contenido de CO<sub>2</sub> presente en el vidrio de las inclusiones vs SiO<sub>2</sub> y MgO, a través de análisis SIMS.

### 5.5.2 Trazas

Utilizando diagramas bivariantes se elaboró un gráfico con los elementos traza medidos en las inclusiones, B, Ba, Ce, Cl, F, La, Nb, Rb, Sr, Y, Zr, Li, (ppm) vs SiO<sub>2</sub> wt. % (Figura 5.18). En todos los gráficos fue posible observar dos *clúster*: Uno con las muestras menos evolucionadas las cuales comparten un mismo sector, y otro con las más evolucionadas donde cada una de las muestras se encuentran más separadas ocupando un sector determinado, ambos *clúster* presentan por lo general dispersión en sus valores.

Algunos elementos presentan una mayor concentración en las muestras más evolucionadas, esto se da en el caso del B, Ba, Nb, Rb, Zr, F y Li. En el caso del gráfico de Li se destaca el contenido en la Lava de 1846, el mayor entre todos los grupos de muestras.

Los gráficos de Ce, La, Y, no muestran diferencia en el contenido entre los *clúster*, manteniendo valores similares sin importar el contenido de SiO<sub>2</sub>. Lo mismo sucede en el caso del Cl salvo algunas mediciones de la escoria final las cuales presentan valores más elevados.

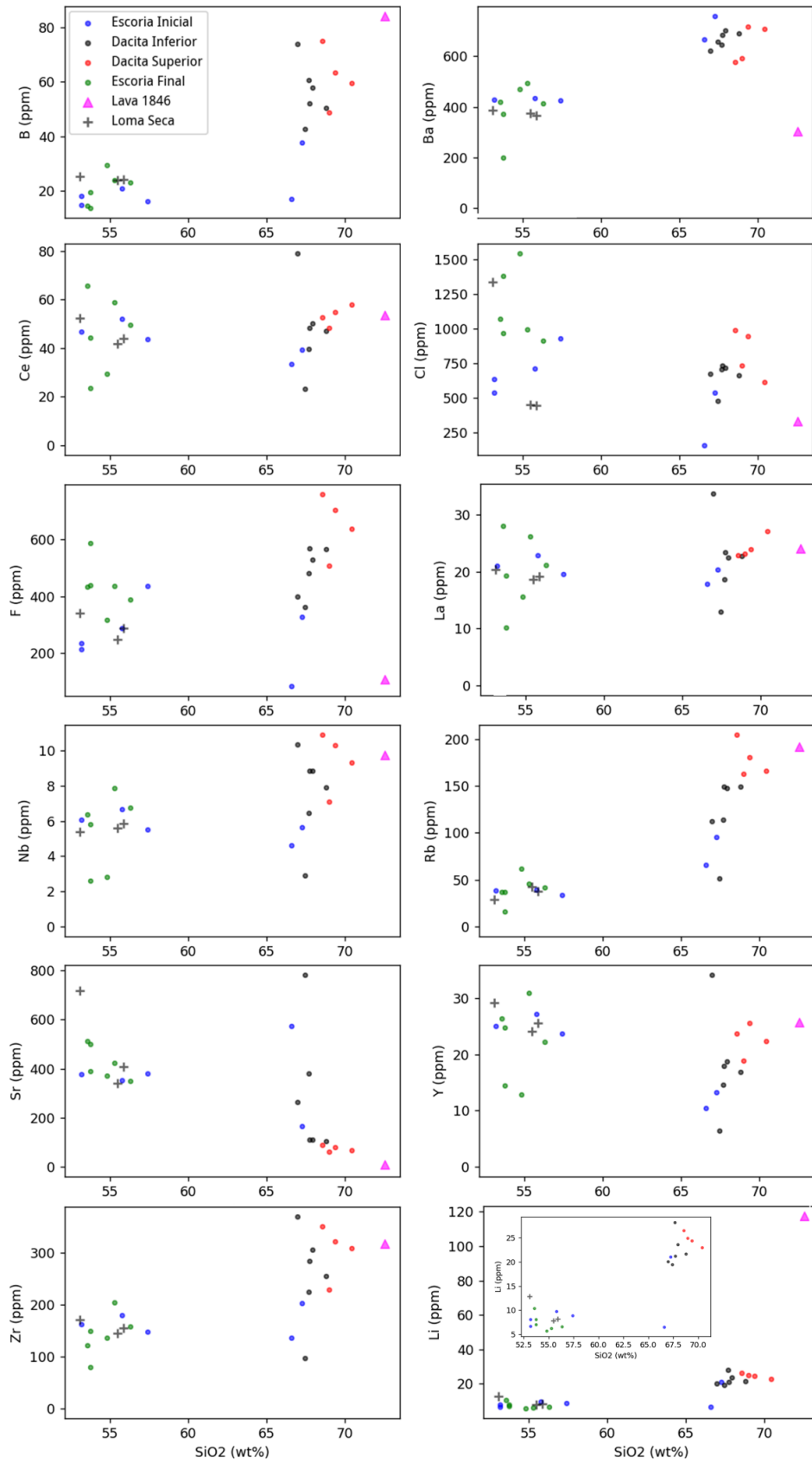


Figura 5.18: Gráficos de Elementos traza presentes en las inclusiones vs SiO<sub>2</sub>, mediante SIMS.

## 5.6 Geotermobarometría

A partir de los resultados de EMPA y SIMS en inclusiones vítreas, en plagioclasa y olivino, fue posible utilizar las ecuaciones para los geotermómetros de Putirka (2008), para determinar las condiciones de temperatura y presión de la cristalización de estas fases.

### Termometría de plagioclasa

Se utilizó el termómetro de plagioclasa-vidrio, propuesto por Putirka (2008), que corresponde a una aproximación a la temperatura del magma a partir de una condición de equilibrio entre el vidrio y plagioclasa. Cada inclusión debió ser pareada con una medición en plagioclasa cercana a la inclusión para probar las condiciones de equilibrio.

### Dacita

De las 17 mediciones de inclusiones en la Dacita, medidas en seis cristales, 14 mostraron estar en equilibrio con su cristal huésped, mientras que tres mediciones quedaron fuera, representando dos cristales.

Para utilizar el termómetro se debe entregar un valor de H<sub>2</sub>O aproximado, y considerando que no todas las inclusiones tenían el tamaño necesario para SIMS, se utilizaron los promedios de valores medidos en inclusiones relacionadas a la muestra. En el caso de la Dacita Inferior se utilizó el mismo valor de la medición de la inclusión B3\_MI1.0, debido a la similitud petrográfica entre ambos cristales (marcados en azul, figura 5.19). En el caso del cristal B2, el cual tiene los valores más altos de H<sub>2</sub>O en comparación al resto de las muestras, se efectuó un promedio entre sus propias inclusiones (marcados en naranja). Finalmente, para los cristales pertenecientes a la Dacita Superior, se utilizó el promedio de otras inclusiones de la misma muestra (marcados en verde).

Este termómetro es dependiente de la presión por lo que utilizamos los rangos entre 90 y 180 MPa, calculados para la cámara dacítica en trabajos anteriores (First et al. 2021; Ruprecht et al. 2012). Esto es parte del método

Las temperaturas resultantes no se ven alteradas significativamente por los rangos de presión usados (Figura 5.19), por lo cual a 180 MPa muestran un rango de temperaturas entre 879-893 °C con un promedio de 886 °C para la Dacita Inferior. Para el cristal B2 con alto contenido de H<sub>2</sub>O mostró un rango entre 841-868 con un promedio de 856. Finalmente, para la Dacita Superior se registró un rango 864-866 °C con un promedio de 865 °C

Inclusión	T(°C) 90 MPa	Higrómetro H <sub>2</sub> O (wt. %) 90 MPa	T(°C) 110 MPa	Higrómetro H <sub>2</sub> O (wt. %) 110 MPa	T(°C) 130 MPa	Higrómetro H <sub>2</sub> O (wt. %) 130 MPa	T(°C) 110 MPa	Higrómetro H <sub>2</sub> O (wt. %) 180 MPa	SIMS H <sub>2</sub> O (wt. %)
-----------	--------------------	---	---------------------	--	---------------------	--	---------------------	--	-------------------------------------

B1_MI1.0	889.9	4.50	890.7	4.50	891.6	4.50	893.7	4.50	4.64
B2_MI1.0	837.8	5.69	838.6	5.70	839.3	5.70	841.3	5.70	6.12
B2_MI2.0	806.9	6.49	807.7	6.49	808.4	6.50	868.4	5.11	7.75
B2_MI3.0	862.5	5.24	863.3	5.24	864.1	5.24	866.2	5.25	5.16
B2_MI4.0	823.8	6.03	824.5	6.04	825.3	6.04	867.3	5.08	6.87
B2_MI5.0	843.0	5.70	843.8	5.70	844.6	5.70	846.6	5.71	6.12
B2_MI6.0	841.9	5.61	842.7	5.61	843.5	5.61	845.5	5.62	6.12
B2_MI7.0	840.1	5.17	840.9	5.17	841.7	5.17	843.6	5.17	6.12
B2_MI8.0	862.6	5.36	863.5	5.36	864.3	5.36	866.3	5.37	5.34
B2_MI9.0	851.7	5.30	852.5	5.30	853.3	5.30	855.3	5.31	5.46
B3_MI1.0	875.1	4.77	875.9	4.77	876.8	4.77	878.8	4.77	4.64
D5_MI1.1	860.6	4.70	861.4	4.70	862.2	4.70	864.3	4.71	4.89
D5_MI2.0	862.6	4.88	863.5	4.88	864.3	4.89	866.3	4.89	4.60

Figura 5.19: Resultados de la Geotermobarometría aplicado en las inclusiones de la Dacita Superior E Inferior y en un rango probable de presiones utilizando las ecuaciones de Putirka (2008). Los colores representan los valores promedio de H<sub>2</sub>O utilizados para el termómetro.

### Escoria Inicial

De las 25 mediciones de inclusiones en la Escoria Inicial, medidas en seis cristales, 14 mostraron estar en equilibrio con su cristal huésped, mientras que 11 mediciones quedaron fuera, distribuidas en los seis cristales.

Para utilizar el termómetro se debe entregar un valor de H<sub>2</sub>O aproximado, y ya que no todas las inclusiones tenían el tamaño necesario para SIMS, se utilizaron promedios de valores medidos en otras inclusiones. Se utilizaron dos promedios uno para la familia alta en An con un valor de 0.97 wt. % (marcados en celeste) y otro para la familia baja en An 0.56 wt. % (marcados en gris, figura 5.20).

Este termómetro es dependiente de la presión por lo que se utilizan las presiones máximas calculadas en trabajos anteriores, esto es 130 y 180 MPa (First et al. 2021; Ruprecht et al. 2012) bajo el supuesto que las composiciones provienen de profundidades mayores a la de formación de la dacita.

Los resultados (Figura 5.20) no se ven alteradas significativamente por los rangos de presión usados, y a 180 MPa muestran un rango de temperaturas entre 1001 - 1034 °C con un promedio de 1012 °C para la familia baja en An, mientras que temperaturas entre 1102-1121 °C con un promedio de 1114 °C para la familia alta en An.

Inclusión	T(°C) 130 MPa	Higrómetro H <sub>2</sub> O (wt. %) 130 MPa	T(°C) 180 MPa	Higrómetro H <sub>2</sub> O (wt. %) 180 MPa	SIMS H <sub>2</sub> O (wt. %)
i12_MI1.0	999	3.3	1001.5	3.3	1.42
i5_MI1.0	1019.4	2.5	1022.1	2.5	0.53
i5_MI2.0	979.9	3.0	982.4	3.0	0.97
i5_MI3.0	1000.9	3.0	1003.5	3.0	0.97

I16_M1.0	1032.1	2.6	1034.8	2.6	0.97
I16_M2.0	1025.9	3.1	1028.5	3.1	0.97
I7_MI1.0	1119.9	0.9	1121.6	0.8	0.56
I7_MI2.0	1118.5	0.8	1120.5	0.6	0.56
I15_MI1.0	1108.5	0.6	1111.5	0.6	0.56
I15_MI4.0	1117.5	0.1	1120.6	0.1	0.45
I15_MI4.5	1107.3	0.7	1110.3	0.7	0.56
I17_MI3.0	1102.4	1.0	1105.4	1.0	0.56
I17_MI4.0	1112.7	0.7	1115.8	0.7	0.18
I17_MI5.0	1112.4	0.4	1115.4	0.4	0.56
i17_mi10	1101.7	0.7	1101.7	0.7	0.56

Figura 5.20: Resultados de la Geotermobarometría aplicado en las inclusiones de la Escoria Inicial para un rango probable de presiones, utilizando las ecuaciones de Putirka (2008). Los colores representan los valores promedio de H<sub>2</sub>O utilizados para el termómetro.

## Termometría de Olivino

Se utilizó el termómetro de olivino-vidrio, propuesto por Putirka (2008), que corresponde a una aproximación a la temperatura del magma a partir de una condición de equilibrio entre el vidrio y el olivino. Cada inclusión debió ser pareada con una medición en olivino cercana a la inclusión para utilizar el termómetro. En este caso, todas las inclusiones y sus olivinos se encuentran en equilibrio luego de ser ajustados por PEC.

### Escoria Final - Loma Seca

Para obtener los datos más cercanos a la realidad, se debe entregar un valor de H<sub>2</sub>O, y ya que no todas las inclusiones tenían el tamaño necesario para SIMS, se utiliza el promedio (marcados en azul) de valores medidos en el resto de las inclusiones de esta muestra.

Este termómetro es dependiente de la presión por lo que utilizamos las presiones máximas calculadas en trabajos anteriores 130 y 180 MPa (First et al. 2021; Ruprecht et al. 2012) bajo el supuesto que estas composiciones provienen de profundidades mayores a la de formación de la Dacita.

Los resultados (Figura 5.21) no se ven alteradas significativamente por los rangos de presión usados, y a 180 MPa muestran un rango de temperaturas entre 1128-1160 °C, con un promedio de 1142 °C para la Escoria Inicial, mientras que temperaturas más bajas entre 1095 -1116 °C con un promedio de 1110 °C para las muestras de Loma Seca.

Inclusión	T(°C) 130 MPa	T(°C) 180 MPa	SIMS H <sub>2</sub> O (wt. %)
FB1_MI1.0	1143.3	1146.1	0.6
FB1_MI2.0	1145.6	1148.4	0.6
F3_MI1.1	1136.5	1139.2	0.61
F3_MI1.1	1138.3	1141.1	0.61
F3_MI2.0	1149.4	1152.1	0.6
F3_MI3.0	1143.9	1146.6	0.6
F3_MI4.0	1156.9	1159.7	0.6
F2_MI1.0	1128.4	1131.2	0.73
F2_MI2.0	1142.3	1145.1	0.61
F7_MI1.0	1137.5	1140.3	0.73
FB9_MI1.0	1125.4	1128.1	0.52
FB9_MI2.0	1132.2	1135.0	0.47
LS2_M1	1106.9	1111.2	2.31
LS2_M2	1112	1116.4	2.28
LS2_M3	1111.2	1115.6	3.03
Ls3_MI1	1091	1095.4	4.48

Figura 5.21: Resultados de la Geotermobarometría aplicado en las inclusiones alojadas en olivino, de la Escoria Final y Loma Seca, tomando presiones mínimas de formación, utilizando las ecuaciones de Putirka (2008). Los colores representan los valores promedio de H<sub>2</sub>O utilizados para el termómetro.

# 6 DISCUSIONES

## 6.1 Respecto a la incertidumbre de la Escoria Inicial de 1932

Una de las incertidumbres de esta investigación es la obtención de la Escoria Inicial descrita por Hildreth & Drake, (1992). Se recolectaron muestras en 3 lugares donde podrían existir posibilidades de encontrarla, precisamente en los sitios M1, M3 y M4 de donde se obtuvieron las muestras Escoria Inicial, Resolana y Loma Seca.

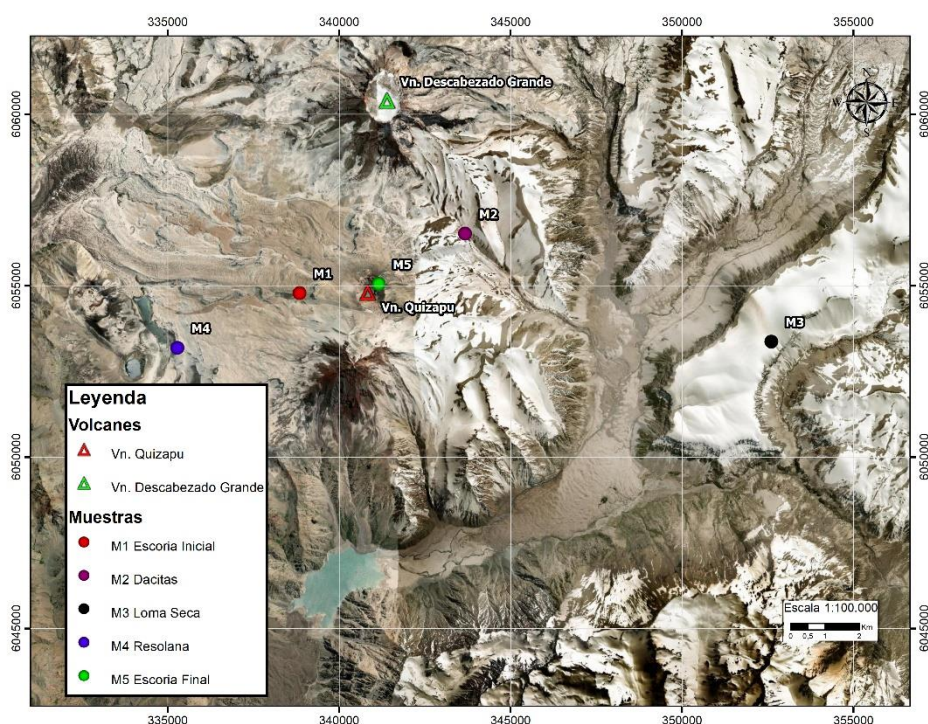


Figura 6.1: Mapa de la zona y puntos de recolección (M1, M2, M3, M4 y M5) de las muestras objeto de este estudio.

Las tres escorias presentan características diferentes, por un lado, las inclusiones de la escoria de Resolana representan el contenido con más alto Fo, entre 81-82.5%, y valores de calcio bajo los 0.14 wt % (Figura 5.9), similar a los olivinos de la Resolana (Salas, et al. en preparación), (Figura. 6.2). Estas características, sumadas a que fue encontrada a 6 km hacia el Suroeste donde la dispersión del viento (Punto M4), permite concluir que no representa un producto del volcán Quizapu.

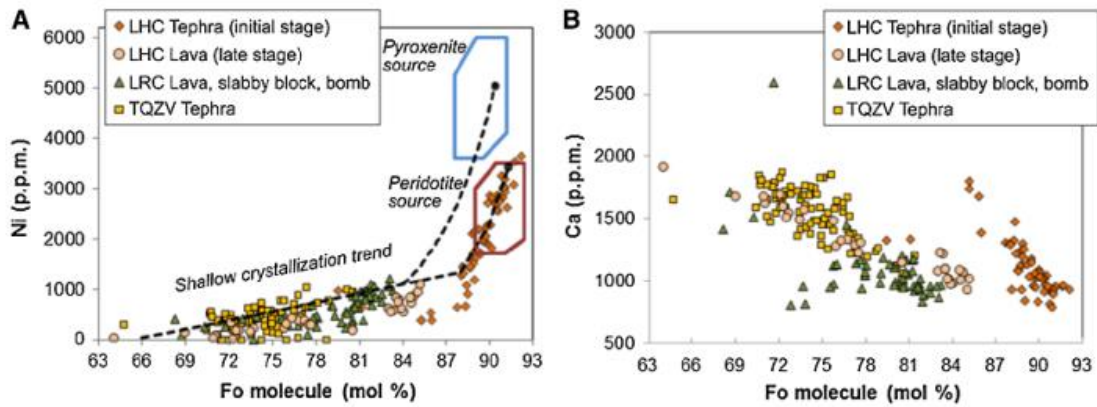


Figura 6.2: Forsterita vs Ni y Ca en centros eruptivos holocenos de la zona de estudio tomado de Salas et al. (En preparación). Se observa que los olivinos de la Resolana se encuentran en el campo de olivinos del volcán la Resolana.

Las inclusiones de los olivinos de Loma Seca (Figura 6.1 - Punto M3) y las inclusiones en la Escoria Inicial (Figura 6.1 - Punto M1), son similares en cuanto a contenido de elementos mayores, menores y trazas. Sin embargo, los tres valores de H<sub>2</sub>O medidos en Loma Seca tienen un promedio de 3,1 wt. %, mientras que la Escoria Inicial presenta valores promedio de 0,51 wt. % para la familia Alta en An y 1 wt. % para la familia baja en An. Estos bajos contenidos en agua son similares a los medidos en la Escoria Final, de la cual no hay duda de su procedencia, lo que podría sugerir que las recargas andesíticas en el volcán Quizapu contienen una baja cantidad de agua o atraparon magmas que lo perdieron por procesos de desgasificación.

Si se discute sobre los parámetros de dispersión de la escoria, Hildreth & Drake (1992) no encuentra rastros de la Escoria Inicial hacia el este del volcán, además, en esta investigación al visitar el punto M2, el cual tiene expuesta la base del depósito pliniano, no se encuentra una capa de escoria subyaciéndolo, haciendo físicamente más complejo que la escoria inicial haya alcanzado la posición M3. Estos argumentos sugieren que el magma atrapado en la escoria de Loma Seca proviene de una fuente diferente al Quizapu.

Finalmente, como se mencionó anteriormente, la Escoria Inicial, la más cercana al cráter del volcán, presenta un contenido de H<sub>2</sub>O similar al de Escoria Final. Adicionalmente, existe una similitud entre las temperaturas reportadas por Ruprecht et al. (2012) para los productos de 1846-47, medidas a través de pares Fe - Ti (método de Ghiorso y Evans, 2008). Las dacitas híbridas y mezcladas presentan una temperatura similar a la familia de baja An ~ 1000 °C, mientras que la familia de alto An presenta una temperatura similar a las recargas andesíticas, ~1100 °C.

Además, si consideramos los contenidos de Fe y anortita en las plagioclasas (Figura 5.10), y las comparamos con los análisis de Ruprecht et al. (2012) en los productos volcánicos de la erupción de 1846-1847, se observa que los *clusters* obtenidos comparten contenidos similares (Figura 6.3).



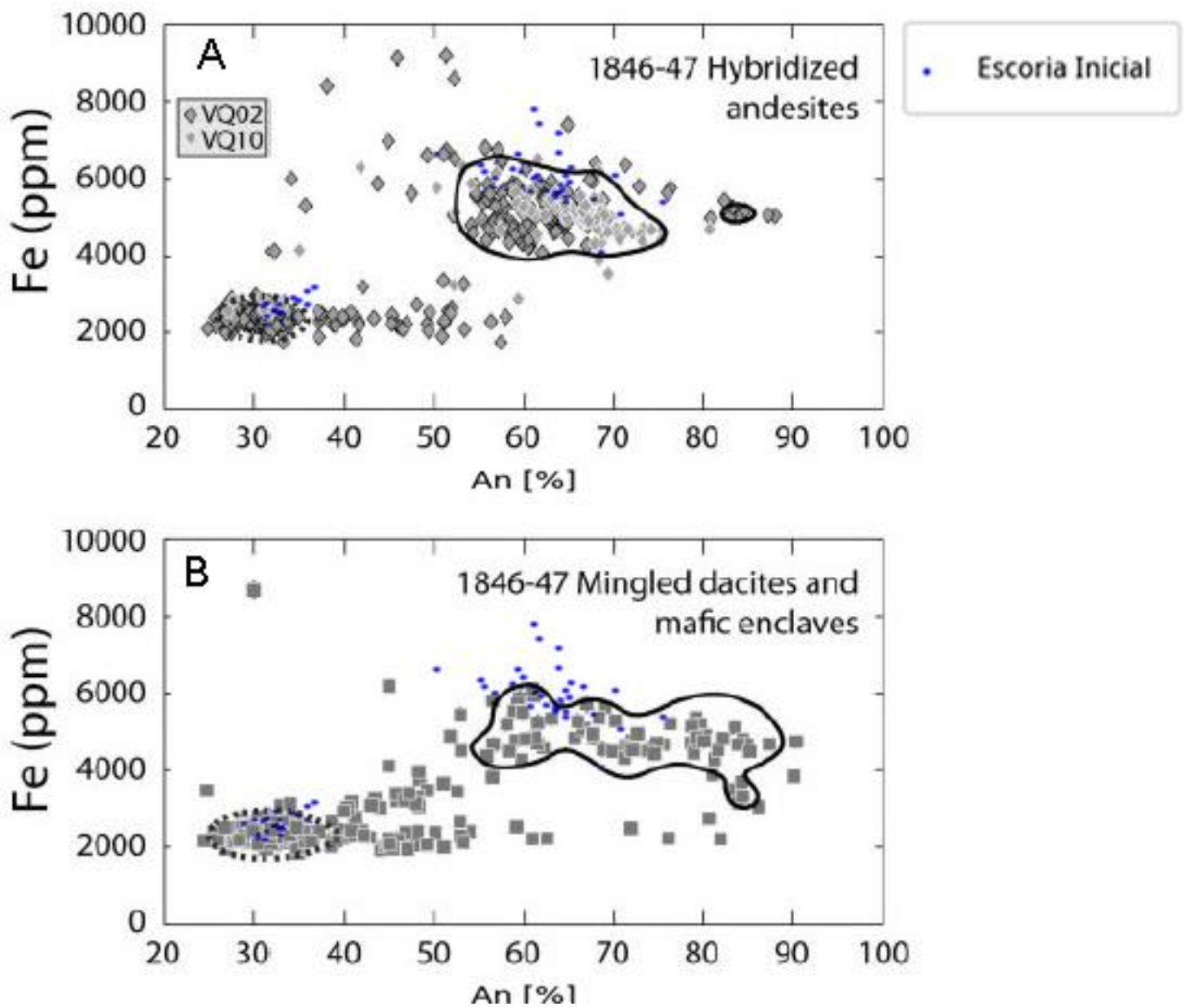


Figura 6.3: Contenido de Fe vs An en las plagioclasas de la erupción de 1846-47. A) Plagioclasas correspondientes a las dacitas mezcladas (rombos grises) B) Plagioclasas correspondientes a andesitas híbridas (cuadrados grises). Los envoltorios negros representan las zonas más densas de datos. Se grafican en puntos azules los datos de la Escoria Inicial con sus dos familias.

Esto sugiere que la Escoria Inicial efectivamente corresponde a un producto del volcán Quizapu, pudiendo ser:

1. Una fase explosiva menor que acompañó a la erupción efusiva de 1846-47.
2. Una actividad precursora ocurrida entre 1907-1932.
3. Parte de la escoria inicial de 1932, suponiendo que el depósito de 3 m descrito por Hildreth & Drake (1992) se localiza más cercano al cráter. Esta fina capa de escoria podría significar una disminución rápida del espesor hacia el oeste.

En resumen, la evidencia sugiere que el caso más probable correspondería al número uno, esto debido a las similitudes con los productos volcánicos analizados por Ruprecht et al. (2012), a saber:

- Similitudes en las temperaturas obtenidas con los productos volcánicos de 1846-47.
- Presencia de una mezcla de magma entre un miembro dacítico y otro andesítico.
- Las características petrográficas similares de los cristales descritos en la Escoria Inicial y los cristales de la recarga andesita de 1846-47 (Figura 6.4, plagioclasas tipo IV y figura 5.3 A-B).
- Contenido de Fe y Mg en las plagioclasas con distribuciones en clúster similares a los de la lava de 1846-47.

Aunque la erupción de 1847-46 ha sido descrito como completamente efusiva, nadie fue testigo directo de esta, además existen casos de estudio de la erupción del Cordon Caulle (año 2011), donde la etapa efusiva fue acompañada por actividad explosiva leve (Castro et al. 2014; Schipper et al. 2013).

## **6.2 Petrografía y clasificación de plagioclasas e inclusiones.**

La mayor parte de los análisis de inclusiones de este trabajo fueron realizados en cristales de plagioclasas, las cuales se encuentran descritas en la figura 6.5, por lo que se apoya en la información proporcionada por Ruprecht et al. (2012), quienes realizaron una descripción de los cristales de las erupciones de 1846-47 y 1932 (Figura 6.4), tanto de las dacitas como de las recargas andesíticas, basada principalmente en el contenido anortítico y su variación en el cristal. La abundancia de estas clases fue descrita de forma cualitativa.

Cabe destacar que estas descripciones de cristales de plagioclasa (Ruprecht et al. 2012) proviene principalmente de las lavas de 1846-47, debido a que los cristales se encontraban con mejores condiciones de conservación. Al ser la erupción de 1932 explosiva, gran parte de los

cristales se encuentran fragmentados y por lo general se encuentra una densidad menor de cristales por muestra. Por tanto, no es trivial describir familias en términos de la petrografía. Habiendo dicho esto, es probable encontrar cristales que no han sido clasificados en alguna de estas familias, como es el caso del cristal que contienen los contenidos de H<sub>2</sub>O más altos de este estudio (Figura 6.9).

Otro punto para considerar es que las clasificaciones varían entre autores. Por ejemplo, Higgins et al. (2015) vuelven a estudiar las lavas de 1846-47 y entrega una clasificación distinta para los cristales. Según esta última investigación tres de las cinco clases que clasificó no logran ser vinculadas a las de Ruprecht et al. (2012), y aunque son menos abundantes podrían representar crecimientos en cuerpos de magmas particulares o la removilización de Crystal Mushes. Sin embargo, la historia general de los dos estudios es la misma: los macrocristales más abundantes crecieron en un magma andesítico o en un dacítico antes de mezclarse (Higgins et al. 2015).

Type	Characteristics	Occurrence and interpretation
Ia	Low-An plagioclase (An <sub>25-40</sub> ), rare melt inclusions; often embayed, weak patchy zoning	Most common phenocryst in dacite end-member
Ib	Low-An plagioclase (An <sub>25-40</sub> ), strongly resorbed with extensive melt channels	Rare crystals in dacite end-member
Ic	Phenocrystic Low-An plagioclase rims (An <sub>25-40</sub> ) and antecrystic cores (>An <sub>45</sub> ); mostly as glomerocrysts; typically subhedral	Antecrystic cores derived from crystal mush overgrowth in the dacite end-member
IIa	Normally zoned transitional plagioclase (An <sub>25-40</sub> ); outermost rims Low-An plagioclase; cores sometimes patchy zoned Low-An plagioclase (An <sub>25-40</sub> ) or slightly sieve-textured	Antecrystic cores derived from dacite end-member with overgrowth in the more mafic mush
IIb	Low-An cores similar to type Ia (An <sub>25-40</sub> ) with patchy zones and melt inclusions overgrown by a resorption-regrowth zone; after pronounced resorption, normal zoning of transitional plagioclase towards the rim	Rare crystals with antecrystic cores derived from dacite end-member and overgrowth in the more mafic mush
III	High-An plagioclase (An <sub>70-90</sub> ); cores with large melt inclusions and resorption features; mantle weakly zoned, normal zoning at the outermost rim towards Low-An plagioclase (~An <sub>40</sub> ); occurs occasionally as glomerocrysts	Common as large phenocryst in andesite recharge magmas, in mafic enclaves and mingled dacite as well as hybridized andesite
IV	Low-amplitude, high-frequency oscillatory zoning around An <sub>70</sub>	Common as intermediate-sized phenocrysts in andesite recharge magmas
V	Coarsely sieve-textured core overgrown by pronounced normal zoned mantles or rims of transitional plagioclase (An <sub>45-55</sub> )	Rare crystals with antecrystic cores derived from dacite end-member and overgrowth in the more mafic mush
VI	Extensively sieve-textured plagioclase, with very small rim of high An overgrowth	Extremely rare and found only in hybridized andesite; unclear origin

Figura 6.4: Tipos de plagioclasa en las rocas del volcán Quizapu tomado de Ruprecht et al. (2012)

Muestra	Código	descripción del cristal	Descripción inclusión usada (Forma, tamaño MI, tamaño burbuja)	Clasificación de Ruprecht et al. (2012)
Dacita Inferior	B1	Centro con contenido de 40% An, en su borde 34 An%, presenta zonación parche	MI, circular, 45x48 µm, burbuja de 15 µm	Tipo Ia
	B2	Centro con contenido de >51% An o mayor, en su borde 34 An%, presenta normal e inversa desde centro a borde.	MI1, rectangular, 29x22 µm, burbuja de 6 µm /MI2 rectangular, 36x25 µm, burbuja de 7 µm, /MI3 elipsoidal, 33x21 µm, burbuja de 9 µm, MI4 elipsoidal, 33x29 µm, burbujas de 5 y 4 µm -/MI5 circular, 17x15 µm, burbuja de 5 µm, /MI6 elipsoidal, 17x12 µm, burbuja de 4 µm /mi7. 19x14, 4, / MI8 rectangular 52x26 µm, burbuja de 10 µm, / MI9 rectangular, 46x29 µm, burbuja de 8 µm.	No descrita
	B3	Centro con contenido 35% An, un poco antes del borde llega a 31% An y termina con zonación a 37% An	Circular, 31x32 µm, burbuja de 11 µm.	Tipo Ia
	B5	Valores de entre 27-29%, An, cristal se encuentra quebrado.	Levemente elipsoidal, 37x50 µm, burbuja de 10 µm.	Tipo Ia
Dacita Superior	D1	Centro de 30% An rodeado de zonación inversa por un lado valores y entre 47-44% An, hacia el otro aparece una zonación normal de 51-44% An en el borde	Elipsoidal, 33x50 µm, burbuja 15 µm.	Tipo IIb
	D3	N/A	Circular, 70x70 µm, algunos bordes rectos, burbuja 21x24 µm.	
	D5	Centro con contenido 31% An con zonación normal a 27% An en el borde	MI1, elipsoidal, 27x66, burbuja de 10 µm/, MI2 elipsoidal, 23x15, burbuja de 5.	Tipo I
	D6	Contenido de An entre 29-33%, cristal quebrado.	Elipsoidal, 55x100 µm, dos burbujas, 15 µm 10 µm.	Tipo I
Escoria Inicial	I5	Contenido de An entre 30-34%, contiene grandes burbujas que parecieran ser inclusiones, sin embargo, no poseen vidrio.	MI1, elipsoidal 40x24 µm, burbuja de 21 µm /MI2, elipsoidal, 23x17 µm, burbuja 15 µm /MI3, elipsoidal 39x31 µm, burbuja de 25 µm /MI4 elipsoidal, 20x19 µm, burbuja de 15 µm.	Tipo I
	I7	Contenido de An 75% al centro, disminuye a 70% An, concentración de inclusiones en el centro y bodes más limpios.	M1, elipsoidal, 27x13 µm, burbuja de 9 µm, / M2 elipsoidal 25x17 µm, burbuja de 7 µm / M3 elipsoidal, 18x14 µm.	Tipo III
	I10	Textura similar al tipo 3L salvo por que las zonas de reabsorción intensas se encuentran en la zona intermedias del cristal y no en el centro.	N/A	Especial
	I12	Contenido de An entre 31-36%, cristal quebrado.	Circular 40x40 µm, burbuja de 13 µm	Tipo I
	I16	Centro con contenido An 30% y el borde con An 35%, presenta zonaciones parche.	MI1, elipsoidal, 35x25 µm, burbuja de 8 µm / MI2 Elipsoidal, 75x50 µm, burbuja de 23 µm / MI3, 480x240 µm. Burbuja de 440x160 µm (presenta zonación, inclusión secundaria conectada con exterior)	Tipo I
	i15	Contenido de An entre 66 y 59%, centro del cristal presenta mayor An%, zonación normal e inversa, de baja amplitud y alta frecuencia.	M1, elipsoidal 20X13 µm, burbuja de 5 µm / M2 irregular, 18x10 µm / M3, irregular-elipsoidal, 64x28 µm, burbuja de 14 µm / M4 elipsoidal-irregular, 28X22 µm, burbuja de 2 µm /M4.5, elipsoidal 26*16 µm /M5 irregular-elipsoidal 95x60 µm (la mayoría asociada a reabsorciones)	Tipo V
i17	Contenido de An entre 70-50% presenta tanto zonación parche como, normal e inversa.	M1, forma de L, 35X29 µm, burbuja de 9 µm / M2, elipsoidal, 16x10 µm, burbuja de 3 µm / M3 irregular alargada, 56x20 µm, burbuja de 3 µm / M4, elipsoidal, 24x21 µm / M5, elipsoidal, 25x16 µm / M6 irregular 16x40 µm, M7, elipsoidal,	Tipo II	

			20x16 $\mu\text{m}$ , burbuja de 5 $\mu\text{m}$ / M8 elipsoidal, 20x16 $\mu\text{m}$ burbuja de 3 $\mu\text{m}$ , M9 irregular-redondeada 42x32 $\mu\text{m}$ .	
Lava 1846- 1847	L1	Bajo contenido anortítico 27-33%, completamente impregnado de Melt channels y melt inclusions.	M1, rectangular irregular 34x18 $\mu\text{m}$ , burbuja de 11 $\mu\text{m}$ , (pareciera estar parcialmente recristalizado)	Tipo Ib
	L2	N/A	M1, Rectangular, 60x26 $\mu\text{m}$ burbuja de 20 $\mu\text{m}$	
	L4	Bajo contenido anortítico 27-31%.	M1, elipsoidal, 75x33 $\mu\text{m}$ , burbuja de 25 $\mu\text{m}$ (pareciera estar zonada)	Tipo I
Escoria Final	FB1	Presenta zonación normal desde Fo 78% en el centro a Fo 74% al borde.	M1, Circular, 30x30 $\mu\text{m}$ ,	N/A
	FB2	Cristal quebrado presenta composiciones entre 73-75 % Fo.	M11, elipsoidal 48x30 $\mu\text{m}$ , burbuja de 12 $\mu\text{m}$ , *(M12 vidrio externo)	N/A
	FB3	Presenta composiciones homogéneas en torno a 79% Fo con variaciones a 78% Fo en el borde	M1, irregular, 68x45 $\mu\text{m}$ /M2, circular 34x34 $\mu\text{m}$ burbuja de 11 /M3 circular, 25x30 $\mu\text{m}$ /M4, circular 14x14 $\mu\text{m}$ burbuja de 5 $\mu\text{m}$	N/A
	FB4	Composición homogénea en torno a Fo 74%, cristal quebrado.	M1, elipsoidal irregular 94x78 $\mu\text{m}$ /M2, elipsoidal 30x18 $\mu\text{m}$ , burbuja de 6 $\mu\text{m}$ (M1 conectada con exterior)	N/A
	FB7	zonación normal entre Fo 71 -74 %	M1, elipsoidal 60x49 $\mu\text{m}$ , burbujas de 13 $\mu\text{m}$ y 3 $\mu\text{m}$	
	FB9	Presenta zonación normal entre Fo 77-73%	M1, irregular, alaragada, 115x42 $\mu\text{m}$ burbuja de 21 $\mu\text{m}$ /M2, circular, 31x24 $\mu\text{m}$	N/A
Loma Seca	Ls2	Composición homogénea en torno a Fo 78.5% Similares a la Escoria Final cercana en términos de inclusiones y contenido forsterítico	M1, elipsoidal-Caras planas 65x46 $\mu\text{m}$ /M2 circular 27x27 $\mu\text{m}$ /M3, elipsoidal, 23x12 $\mu\text{m}$ .	N/A
	Ls3	Presenta composiciones entre 80 Fo en los bordes a 75 Fo en el centro,	M1, elipsoidal, 47x19 $\mu\text{m}$ , burbuja de 6 $\mu\text{m}$	N/A
Resolana	Rs2	Presenta zonación normal entre Fo 82.5-81%, gran cantidad de opacos como inclusión.	M1, elipsoidal, 22x18 $\mu\text{m}$ , burbuja de 5 $\mu\text{m}$ .	N/A

Figura 6.5: Tabla descriptiva de los cristales e inclusiones estudiadas, junto a la comparación con las clasificaciones de Ruprecht et al. (2012)

Es importante señalar que varios de los cristales en este estudio se encuentran quebrados por lo que las clasificaciones no están exentas de errores, y las descripciones podrían no estar completas. Sin embargo, según las composiciones químicas que se han obtenido, la mayoría puede ser relacionada fácilmente a las clases principales de Ruprecht et al. (2012).

### 6.3 Contenido de volátiles

#### Sobre el RAMAN

Todas las inclusiones estudiadas en este trabajo, presentes en cristales de plagioclasa, tanto de las escorias y las dacitas (Superior e Inferior), presentan fluorescencia (Figura 5.14). Este es el problema más serio asociado con la espectroscopía Raman (Panczer et al., 2012), pues se presentan bandas espectrales de fondo muy amplio, a menudo mucho más intenso que la dispersión Raman, ocultando sus características y generando una distorsión en los peaks. Este efecto puede surgir comúnmente del epoxi utilizado y se pueden eliminar fácilmente usando epóxicos no fluorescentes. Sin embargo, la fluorescencia también puede ser emitida por fluidos

contenidos en inclusiones (por ejemplo, hidrocarburos) o por el mineral huésped circundante (p. ej., minerales que contienen Fe). Estos casos son mucho más difíciles de manejar. El aumento de la longitud de onda de la fuente de luz es una forma de superar la fluorescencia: los láseres inferiores al infrarrojo cercano ( $\lambda = 630\text{--}1060\text{ nm}$ ) no deberían, en principio, dar lugar a la fluorescencia (Carey, 1999).

En esta investigación se usó epoxy no fluorescente, un láser con longitud de onda 487.91 nm (bajo el infrarrojo), se probaron diferentes cantidades de acumulaciones espectrales, se redujo la distancia desde la inclusión a la superficie a la menor cantidad de micrones posibles ( $<30\ \mu\text{m}$ ), y se probaron diferentes enfoques ópticos en la inclusión (medición a diferentes profundidades de la burbuja). Ninguna de estas aproximaciones logró disminuir la fluorescencia. Sin embargo, en algunas de las mediciones fue posible detectar la presencia de  $\text{CO}_2$ , la cual se alza levemente por sobre la fluorescencia (*background*). De nueve inclusiones de la dacita, dos mostraron  $\text{CO}_2$ , mientras que, de las ocho inclusiones de la Escoria Inicial, tres lo hicieron. Por su parte, las dos inclusiones de la Escoria Final que se estudiaron mostraron presencia de  $\text{CO}_2$ , y la única inclusión de Resolana analizada también lo presentó.

Al intentar usar estos *peaks* se obtuvieron densidades negativas, lo que físicamente no es posible. Esto puede deberse a tres razones principales, una señal débil debido a concentraciones muy bajas de  $\text{CO}_2$  o fluorescencia interviniendo la posición de los peaks, el tiempo de recolección, el cual no fue lo suficientemente largo, o debido al tipo de instrumento, ya que todos los modelos de densímetros son específicos al instrumento (comunicación personal Dr. Hector M. Lamadrid). Es decir, como no fue posible estudiar la burbuja en la mayoría de las inclusiones se debe tomar los datos de  $\text{H}_2\text{O}$  y  $\text{CO}_2$  como valores mínimos, entendiendo que según estudios previo en muestras máficas (Moore et al. 2015; Shaw et al. 2008; Wallace et al. 2015), las burbujas podrían contener entre 40 a 90 % del  $\text{CO}_2$  total de la inclusión. Para muestras más evolucionadas es esperable encontrar con mayor probabilidad  $\text{H}_2\text{O}$  que  $\text{CO}_2$  en las burbujas.

#### **6.4 Comparación general de volátiles**

Si se compara el  $\text{H}_2\text{O}$  vs  $\text{CO}_2$  (Figura 6.6) entre los datos de este trabajo y de volcanes en Chile, se observa que la dacita comparte campos con la Laguna del Maule (Klug et al. 2020), y con la Ignimbrita Pudahuel (Pineda et al. en preparación), estas inclusiones tienen un porcentaje de sílice cercano a 70 wt %. Por otro lado, los valores de la Escoria Inicial y Final, muestra valores bajos para su composición, compartiendo campos con datos de muestras basálticas. La única composición similar de  $\text{SiO}_2$  corresponde al volcán Hornopiren (Watt et al. 2013). Sin embargo, las muestras corresponden a fuentes más primitivas al tener una mayor proporción de MgO en el fundido (Figura 6.7).

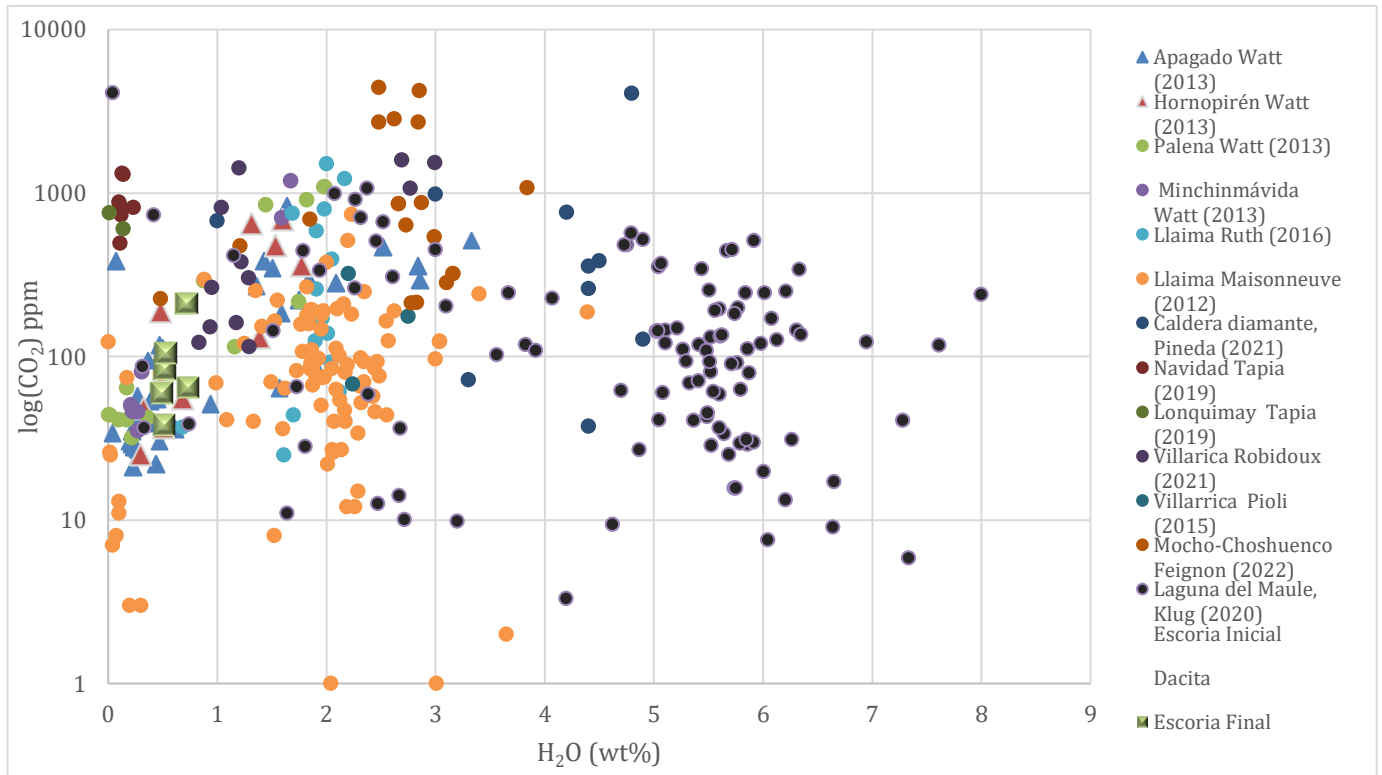


Figura 6.6: Comparativa H<sub>2</sub>O vs CO<sub>2</sub> de las muestras de este estudio vs volcanes en Chile.

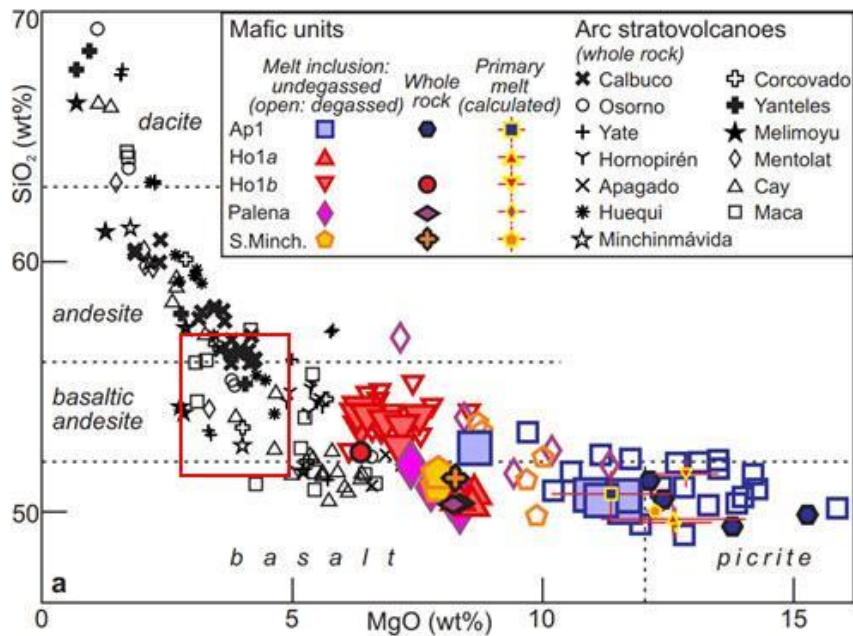


Figura 6.7: SiO<sub>2</sub> vs MgO evolución química de las inclusiones y rocas totales de volcanes del arco chileno sur, recuadro rojo representa el rango de composiciones de la Escoria Inicial y Final. Modificado de Watt et al. 2013.

## 6.5 Difusión de H<sub>2</sub>O

Las inclusiones vítreas son ampliamente aceptadas como una representación confiable de la composición original del magma. Esto también se aplica a los contenidos de los volátiles. Sin embargo, varios investigadores han demostrado que el agua sufre procesos de equilibrio que modifican la composición original, por lo que las inclusiones pueden ganar o perder agua a medida que el fundido que rodea a los cristales huésped es expuesto a fugacidades de agua menores (Lloyd et al. 2013; Portnyagin et al. 2008; Gaetani et al. 2012; Cannatelli et al. 2016). Los resultados de este estudio muestran que las inclusiones de las escorias contienen valores bajos de H<sub>2</sub>O, pero posibles. Para poder interpretar correctamente el contenido de agua y entender si corresponde al contenido del magma parental, es necesario determinar si las inclusiones sufrieron algún proceso de reequilibrio que pudiera haber modificado su contenido de volátiles.

La difusión del agua en las inclusiones depende de varias variables, una de ellas es el tamaño de la inclusión. De existir procesos de difusión las inclusiones de menor tamaño tenderían a perder agua con mayor facilidad que las de mayor tamaño, por lo que se esperaría ver correlaciones positivas en la Figura 6.8 (Cabral et al., 2014). Sin embargo, se observan correlaciones más bien horizontales, especialmente en las escorias.

Por otro lado, la pérdida de H<sub>2</sub>O es menos significativa en magmas ricos en volátiles o más evolucionados (Sisson and Layne 1993; Cervantes and Wallace 2003a; Walker et al. 2003; Gurenko et al. 2005). Teniendo en cuenta que las dacitas presentaron valores esperados para su composición, y que la mayoría de las inclusiones se encuentra en equilibrio con su cristal huésped, no pareciera que las inclusiones de la dacita sufrieran alteraciones significativas.

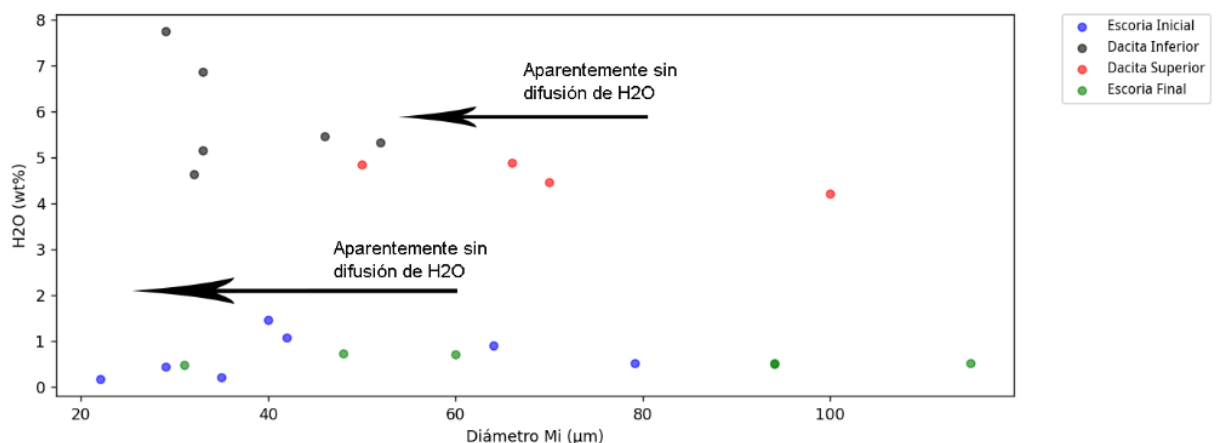


Figura 6.8: Diagrama de variación de H<sub>2</sub>O vs el eje más largo medido en las inclusiones.



## 6.6 Sobre el alto contenido de H<sub>2</sub>O

En la dacita se esperaban valores altos de agua, ya que representa la última etapa de evolución del magma, cuando los minerales anhidros ya han cristalizado y el H<sub>2</sub>O se concentra en el fundido. Sin embargo, los datos en uno de los cristales alcanzan valores anómalos de H<sub>2</sub>O, comparado tanto a los resultados de estudios anteriores (Ruprecht et al., 2012; First et al., 2021) como del resto de los cristales de este estudio.

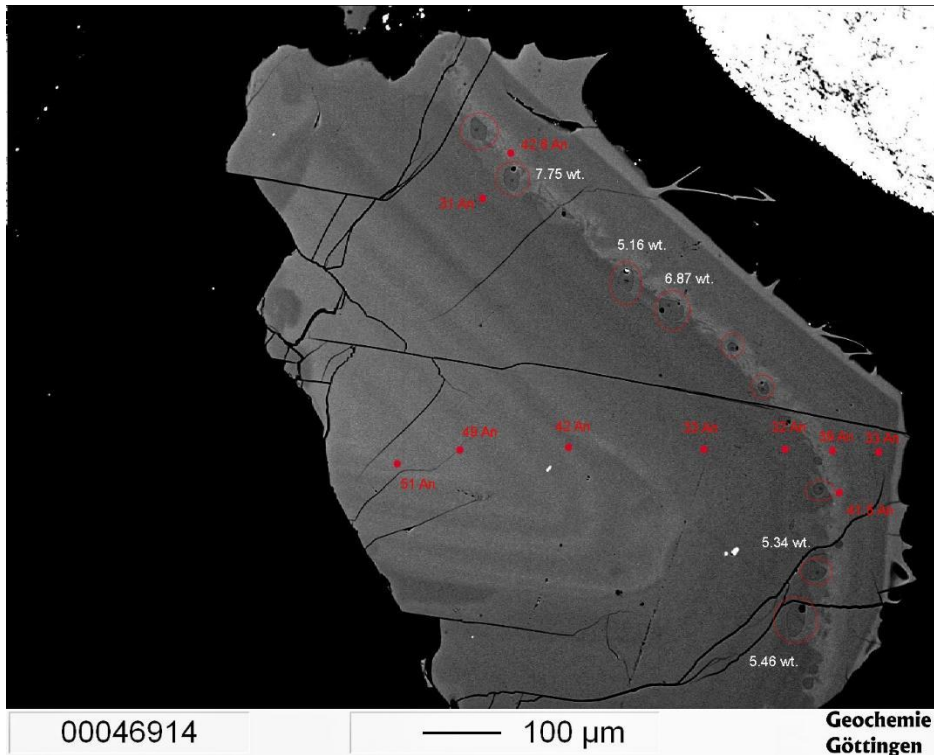


Figura 6.9: Imágenes EMPA cristal B2, mostrando la zonación oscilatoria, algunos de los puntos, inclusiones estudiadas y contenidos de H<sub>2</sub>O medidos.

En la Dacita Inferior atribuimos el contenido de H<sub>2</sub>O >5 wt % (rango entre 5.16 a 7.75 wt %) a la posición donde fueron atrapadas en el host, al comienzo y dentro de una zonación inversa que presenta una superficie de reabsorción clara y con un salto importante de la composición química desde 31 a 42% An (Figura 6.9).

Si se compara con los tipos de plagioclasa descritas por Ruprecht et al. (2012) (Figura 6.4), es posible observar, que presenta tanto características del tipo I (Centros con An>45 y resto de la estructura con An <40, aunque no presenta las zonaciones abruptas entre el centro y el resto del cristal), como las zonaciones oscilatorias características del tipo IV, las cuales solo han sido observadas en cristales con Alto contenido anortítico (cercano a 70 %) en las recargas andesíticas.

Una zonación inversa podría deberse a diversos mecanismos: aumento en la temperatura del reservorio, aumento en el contenido de H<sub>2</sub>O en el fundido o la interacción con un magma más máfico.

Para dar luz a esta pregunta es posible analizar la variación del contenido de FeO y anortita, las que aparecen en la Figura 6.10, en función de la distancia en micrones desde el centro al borde del cristal. si fuera un aumento en la cantidad de H<sub>2</sub>O o un aumento de temperatura, el FeO no debería variar demasiado. En cambio, si se tratara de un cambio composicional se debería ver una variación importante en su contenido.

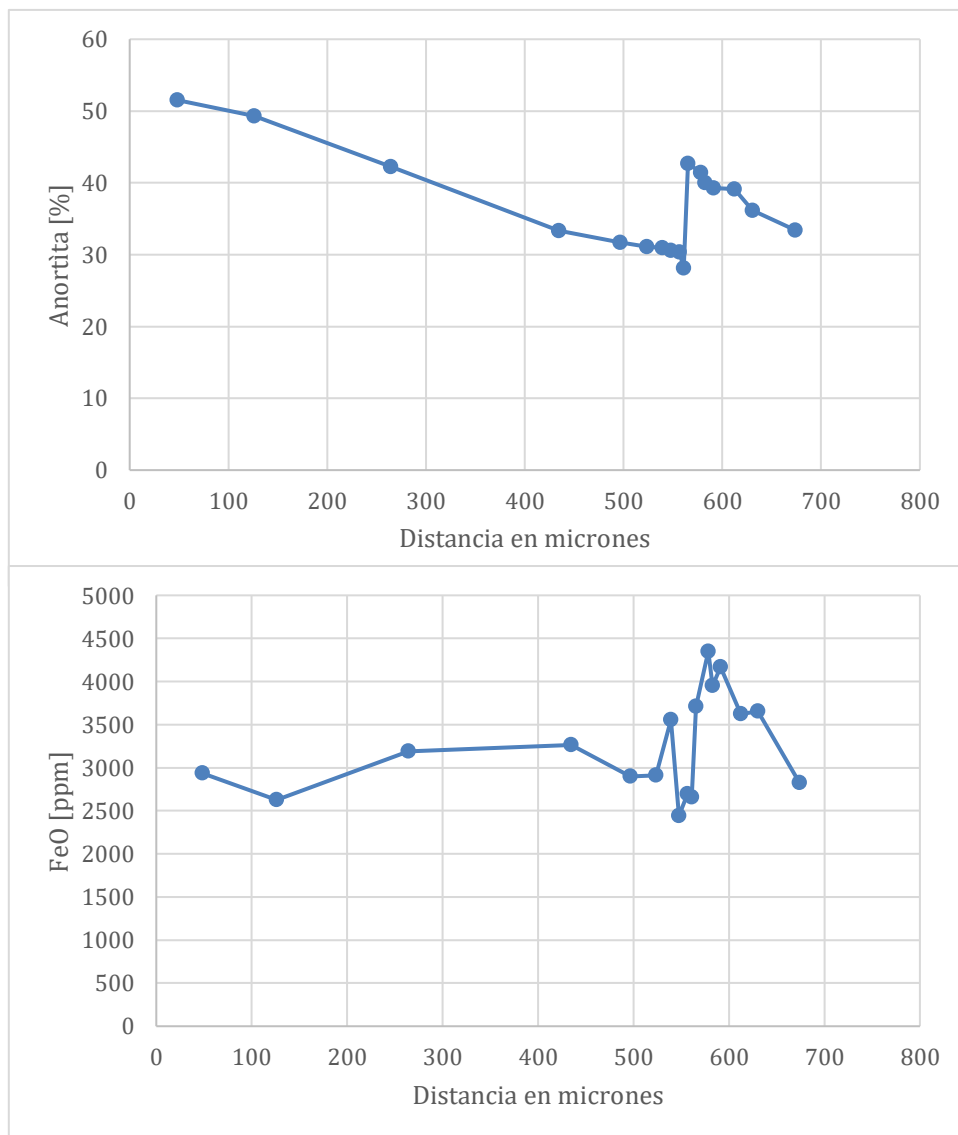


Figura 6.10: Variación del contenido de Feo y anortita en el cristal vs distancia del centro al borde en micrones, la zonación inversa comienza cerca de los 550 micrones.

En la figura 6.10 es posible observar que existe un aumento en el FeO de aproximadamente 1750 ppm, por lo que podría significar una mezcla con un magma levemente más máfico, aunque no es posible descartar del todo que un mayor contenido de agua en el fundido sea en parte responsable.

Estos antecedentes sugieren que la cámara presenta heterogeneidades en el contenido de volátiles, implicando zonas con mayor contenido de H<sub>2</sub>O, como en los bordes de la cámara magmática donde debido a una mayor cristalización el fundido se enriquece en volátiles.

Sea cual sea la respuesta para los procesos que ocurrieron en este cristal, pareciera que no son representativos del contenido de la cámara magmática principal, al ser un cristal del que se tiene un representante y que no ha sido reconocido en trabajos anteriores (Ruprecht et al. 2012). Donde además las inclusiones se encuentran en un sector del huésped que sufrió un proceso magmático en particular no observado en el resto de los cristales estudiados.

### **6.7 Sobre las condiciones preeruptivas**

Utilizando la mineralogía presente en las rocas volcánicas del Quizapu, Ruprecht et al. (2012) calculan temperaturas pre-eruptivas utilizando múltiples geotermómetros. Por ejemplo, mediante un geotermómetro de anfíboles (método de Ridolfi et al., 2010), el cual proporciona información sobre las condiciones de almacenamiento a largo plazo de estos magmas, los autores estiman una temperatura de  $870 \pm 30$  °C para las dacitas de 1932 y 1846-47. Sin embargo, cuando utiliza los termómetros de óxido de Fe - Ti (método de Ghiorso y Evans, 2008), los cuales se reequilibran rápidamente con el ambiente magmático y por lo cual registran la última etapa pre-eruptiva (días o meses antes de la erupción) (Freer & Hauptmann, 1978; Venezky & Rutherford, 1999), se obtienen temperaturas de  $\sim 870$  °C para la dacita de 1932 y  $1000 \pm 30$  °C para la de 1846-47. Las presiones de la cámara están basadas en barometría de anfíbol, y tienen un rango entre 130 a 180 MPa (método de Ridolfi et al., 2010). Luego, utilizando nuevamente los óxidos de Fe - Ti, calculan temperaturas de 1050-1100 para las recargas andesíticas de ambas erupciones (Ruprecht et al, 2010).

Según Ruprecht et al. (2012), el contenido de agua entre 1847 y 1932 es indistinguible en términos de la composición de anfíboles 3,5-5,5 wt % (método de Ridolfi et al., 2010). Una segunda forma en que determinaron el contenido de agua fue mediante higrometría de plagioclasa (método de Lange et al., 2009). Lo que arrojó valores un poco mayores entre 4-6 wt%.

El último estudio del volcán Quizapu (First et al., 2021), presenta una serie de experimentos de equilibrio de fase (saturados en H<sub>2</sub>O) para determinar las condiciones de la cámara dacítica, utilizando una muestra de pómez de la erupción de 1932 como el material parental de los experimentos. En ese estudio se demuestra que la mineralogía de la dacita, el ensamblaje de



Como nombramos en los puntos anteriores las burbujas de las muestras no lograron ser analizadas, y en estudios anteriores en productos máficos (Moore et al., 2015; Shaw et al., 2008; Wallace et al., 2015) las burbujas pueden contener hasta un 90% del total del CO<sub>2</sub> de las inclusiones, es decir, para la Escoria Inicial y Final podemos sugerir un valor máximo de CO<sub>2</sub>, tomando como partida los valores medidos en el vidrio podemos reconstruir el valor total debido a la presencia de la burbuja, esto implicaría que algunas de las inclusiones habrían sido atrapadas hasta a 18 km de profundidad (5 kbar). Sin embargo, es posible que esta asunción no sea tal o la cantidad de CO<sub>2</sub> en la burbuja menor, ya que una de las posibles razones de que las densidades medidas a través de Raman sean negativas es una cantidad baja de CO<sub>2</sub>.

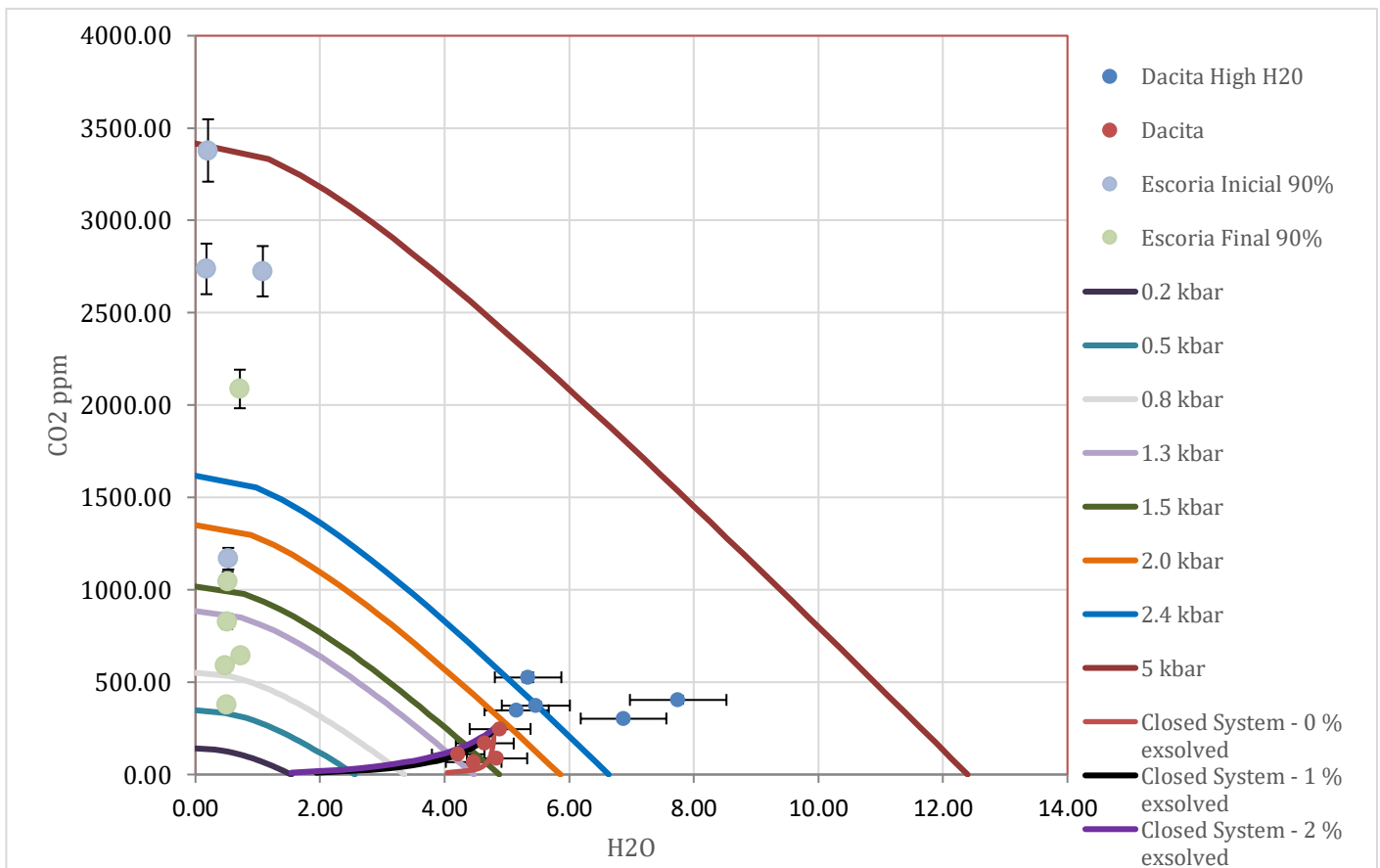


Figura 6.12: Mediciones de H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub> reconstruido estimando un valor máximo debido a la presencia de la burbuja en la inclusión, en conjunto con isobaras y curvas de desgasificación hechas a partir del modelo VolatileCalc de Newman y Lowerstern (2002), para un magma a 870°C. Las dos curvas pequeñas de color rojo y morado indicarían una desgasificación de sistema cerrado con una fase exsuelta nula.

Los principales resultados de la Figura 6.11 son las presiones en que fueron atrapadas las inclusiones, arrojando valores entre 135-190 MPa permitiendo confirmar la existencia de un reservorio dacítico somero entre 5 y 7 km de profundidad.

Con esto se completan las condiciones preeruptivas de la cámara magmática dacítica (Figura 6.13). Los datos concuerdan con los obtenidos en trabajos anteriores (First et al., 2021; Ruprecht et al., 2012), salvo pequeñas variaciones.

	First et al. (2021)	Ruprecht et al. (2012)	Este estudio
Presión [MPa]	110 ± 20	130-180	135 -190
Temperatura [°C]	865 ±10	870 ± 30	873 ±39
H2O [wt %]	3.6-4.2	3.5-5.5/ 4-6	4.2 - 4.9

Figura 6.13: Tabla comparativa de los principales parámetros preeruptivos de la erupción de 1932

Las diferencias con los parámetros calculados por First et al. (2021) podrían deberse a que en sus experimentos se considera que las plagioclasas más sódicas representarían a la cámara dacítica. Las cuales correspondería a An<sub>25-30</sub> tanto en las erupciones de 1846–1847 y 1932, aunque el rango composicional que se puede encontrar en la cámara es un poco más amplio An<sub>25-40</sub> (Ruprecht et al. 2012) (Figura 6.4). En este estudio las plagioclasas analizadas se encuentran entre 30 % y 40% An (Figura 6.5).

Por otro lado, los procesos de desgasificación pueden ser modelados basándose en la solubilidad del magma y las concentraciones de H<sub>2</sub>O Y CO<sub>2</sub> medidas. Se puede determinar la presión total a la cual un magma máfico o félsico estaría saturado en vapor y la composición (razón CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O) del vapor que coexiste con ese tipo de magma en equilibrio. (Dixon & Stolper, 1995; Moore et al., 1998). Es decir, podemos ajustar la razón CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O a una curva de desgasificación, en este caso el mejor ajuste pareciera ser en un sistema cerrado y cuando la fase volátil exsuelta es inexistente o minoritaria, esto es concordante con el modelo termodinámico propuesto por Degruyter et al. (2017). Se han graficado curvas para sistemas cerrados con fases exseltas de 1% y 2% donde se puede observar que estas tendencias se alejarían de parte de los datos que representan a la cámara dacítica (puntos rojos) (Figura 6.11).

Cabe destacar que el punto de la dacita con menor cantidad de H<sub>2</sub>O (Figura 6.11) y que parcialmente se aleja de la curva de desgasificación presenta un kd en desequilibrio con su cristal huésped por lo que es posible que haya sufrido pérdida de alguno de sus componentes lo que podría aumentar levemente la cantidad de H<sub>2</sub>O acercándolo al trend.

Es importante recordar que las presiones calculadas corresponden a las mínimas ya que no se logró estudiar el contenido en la burbuja mediante espectrometría de Raman.

## 6.8 Modelo termodinámico

Uno de los factores por la cual la transición de estilo eruptivo en el Vn. Quizapu es estudiada es debido a su limitada complejidad petrográfica (Ruprecht et al. 2012). Varios modelos han sido propuestos, por ejemplo, Ruprecht et al. (2010) sugieren que el cambio de estilo eruptivo entre

ambas erupciones sería causada por los volúmenes de las recargas andesíticas y la eficiencia del recalentamiento que generan en la cámara magmática.

Por otro lado, Degruyter et al. (2017) sugiere que, manteniendo un fundido saturado en volátiles, la presencia o ausencia de una fase exsuelta podría explicar la diferencia en estilos eruptivos. Siendo necesaria la ausencia de esta fase volátil exsuelta previo a la erupción de 1932, supuesto que sugieren los resultados (Figura 6.11).

En resumen, el modelo termodinámico de Degruyter et al. (2017) presentado en la figura 6.14, necesita de la presencia de una fase volátil exsuelta anterior a la erupción de 1846-1847, la cual se habría generado por *second boiling* durante la formación de la Cámara magmática por un tiempo significativo mayor  $>10^3$  años. Esta acumulación de burbujas amortiguaría la presión producida por la recarga de magma andesítico, permitiendo que un gran volumen de recarga impartiera calor antes de la erupción (Figura 6.14 - A). El evento de recarga habría durado lo suficiente para generar una sobrepresión que permitiera la formación de un dique que alcanza la superficie y debido al alto aumento de temperatura producido por la mezcla entre la recarga y la dacita se produce una disminución de la viscosidad y una desgasificación eficiente y pasiva, produciendo la erupción efusiva de 1846 (Figura 6.14 - B).

Luego de este proceso, el magma se habría quedado sin una fase volátil exsuelta, por lo que no habría un mecanismo de amortiguación de presión ni un aumento de temperatura considerable cuando ocurre la recarga de menor volumen preerupción de 1932. (Figura 6.14 - C). Esto provoca finalmente que la viscosidad se mantenga alta y que la desgasificación sea poco eficiente provocando la erupción pliniana de 1932 (Figura 6.14 - D).

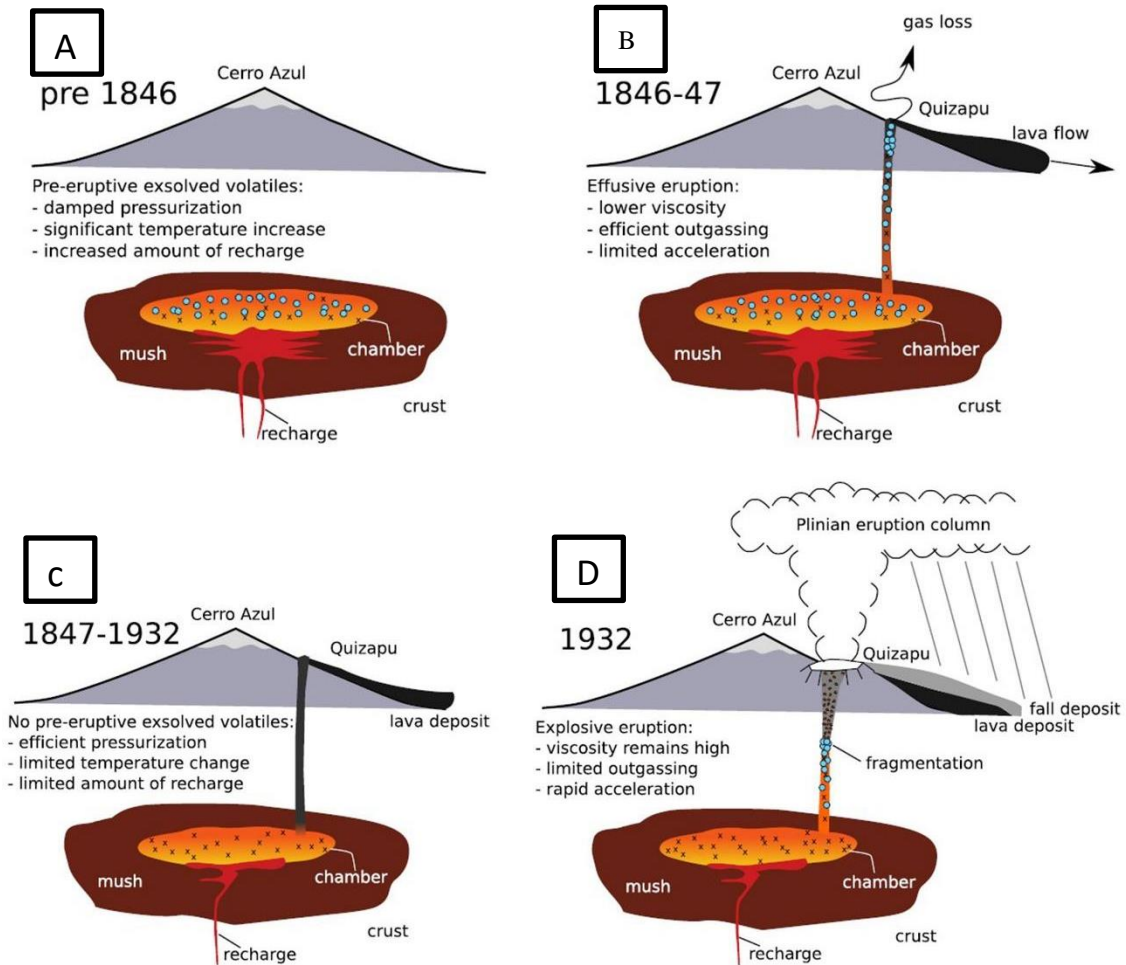


Figura 6.14: Modelo conceptual para la evolución del sistema magmático del volcán Quizapu tomado de Degruyter et al. (2017).

### 6.9 Sobre la lava de 1846-47

Según la composición de los cristales y las inclusiones estudiadas, la muestra de lava usada corresponde al miembro dacítico de la erupción de 1846-47. Dos cristales fueron estudiados por EMPA y en un tercero se cuantificó el  $H_2O$  y  $CO_2$  por SIMS. Si bien estas dos inclusiones presentan un grado de recristalización apreciable por los bordes irregulares (Figura 5.3- A), el cristal donde se realizó la cuantificación de  $H_2O$  pareciera no presentar señales de estos procesos – aunque no descartables ante la falta de una imagen composicional o el punto de EMPA que permitiría ver si se encuentra en equilibrio con la plagioclasa huésped –.

Todos los datos tomados por SIMS en inclusiones excepto el  $H_2O$  depende de la calibración según el  $SiO_2$ , por lo que se tiene seguridad de su cuantificación aun que no tengamos el punto EMPA. Sin embargo, como hemos dicho anteriormente los cambios de composición pueden ser comunes en las MIs luego de ser atrapadas, y la cantidad de alteración está directamente



relacionada con la tasa de enfriamiento en el sistema. Si la velocidad de enfriamiento de un fenocristal es rápida, la modificación de la inclusión alojada será acotada, es decir, al estar contenida en una lava son esperables los procesos de alteración como pérdida de H<sub>2</sub>O entre otros, por lo que su contenido original podría ser mayor y estar en concordancia con los higrómetros aplicados en trabajos anteriores (Ruprecht et al. 2012, Ruprecht et al. 2010, First et al. 2021), que entregan valores entre 4-6 wt % mediante higrimetría de plagioclasa (Método de Lange et al. 2009).

### **6.10 Sobre el bajo contenido de H<sub>2</sub>O en la Escoria Inicial y Final**

Respecto al contenido de H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub> en las escorias se afirma que el set de datos no es lo suficientemente robusto para generar conclusiones más definitivas. Por ejemplo, Watt et al. (2013), presenta un set de datos de 24 inclusiones en olivino de una muestra de tefra del volcán Apagado (Figura 6.7), de estas, el autor interpreta que 20 de sus inclusiones están desgasificadas ya que presentan valores menores a <1 wt% y 4 muestran valores esperados, entre 2 y 4 wt% para un arco volcánico de las composiciones estudiadas. Esto se repite en el resto de los volcanes de su trabajo, por lo que se podría esperar contenidos mayores en las inclusiones de las escorias del Quizapu al tener un dataset más amplio. Por otro lado, el set de datos de inclusiones de la dacita también es pequeño, sin embargo, la mayoría de los resultados que se han obtenido, como las condiciones preeruptivas, son consistentes con trabajos anteriores (Ruprecht et al. 2010, Ruprecht et al. 2012, First et al. 2021). En resumen, los nuevos resultados que se desprenden del análisis de las inclusiones como la curva de desgasificación sugieren una mayor confianza.

#### **Escoria Final**

En el caso de Escorias, por varias razones, el olivino es la fase mineral más adecuada para llevar a cabo estudios de inclusiones vítreas en el contexto de composiciones máficas: (1) es la primera fase mineral que cristaliza en la mayoría de las composiciones basálticas en diferentes ambientes tectónicos (Weaver et al. 2011), (2) su fórmula química sencilla permite un recálculo relativamente simple de la composición original de los fundidos atrapados, y cualquier potencial contaminación con el host puede ser rápidamente detectada.

El muestreo de capas de tefra que contienen olivino asegura la recolección de inclusiones enfriadas rápidamente, lo que ocurre durante la trayectoria aérea de la escoria. Este enfriamiento evita la cristalización dentro de la inclusión y el fundido atrapado se preserva con cambios mínimos (Danyushevsky et al. 2002; Kent, 2008).

Se dispone de escorias con olivinos con contenidos forsteríticos entre 71 y 81% esto sugiere que no provienen directamente del manto si no que se generaron en algún lugar de la corteza, sin embargo, al provenir de estas profundidades aún existe la posibilidad de que las inclusiones

hayan atrapados magmas en condiciones diferentes entre sí, por lo que tener pocas mediciones no aporta a formar un panorama completo. Sin embargo, aunque esta recarga habría gatillado la erupción de 1932, el bajo volumen inyectado en comparación al volumen de la dacita hace poco relevante la información sobre la cantidad de volátiles que contiene.

### Escoria Inicial

La evidencia obtenida en este trabajo sugiere que esta muestra correspondería a una fase explosiva leve que se habría generado durante algún momento de la erupción de 1846-47. Bajo esta afirmación y debido a la presencia de las dos familias de plagioclasas, donde se relacionó la familia baja en An con el miembro dacítico y la familia alta en An con las recargas andesíticas, es posible determinar la cantidad de volátiles que se perdieron luego del recalentamiento de la cámara magmática en 1846-47 debido a los procesos de mezcla e hibridación. Utilizando el promedio de las mediciones directas en las inclusiones en la familia baja en An (1 wt. %), los valores mínimos y máximos de los higrómetros utilizados en trabajos anteriores (Ruprecht et al. 2010, Ruprecht et al. 2012) y las mediciones directas en este trabajo, la pérdida de H<sub>2</sub>O estaría entre el 83 y 71 % del agua disuelta (Figura 6.15).

	Higrómetro wt %	Perdida de H <sub>2</sub> O %
Mínimo valor higrómetros	3.5	71.4
Máximo valor higrómetros	6	83.3
Medición directa promedio	4.6	78.2

Figura 6.15: Tabla comparativa del porcentaje de H<sub>2</sub>O que se podría haber perdido en las dacitas luego de la mezcla de magmas en la erupción de 1846-47.

### 6.11 Sobre la nueva metodología

Después de numerosas pruebas, se comprueba que la nueva metodología de preparación de muestra funciona correctamente. Es más rápida y efectiva, reduciendo la cantidad de pasos metodológicos y la posibilidad de destruir los cristales o inclusiones durante su manipulación.

El porta-muestras de acrílico fue utilizado en EMPA y SIMS, logrando mediciones precisas, aunque con algunos problemas de visibilidad en esta última debido a que la superficie no era perfectamente horizontal. Al tratarse de una metodología nueva solo fue probada en los cristales de la lava de 1846-47, ya que no son parte de los objetivos de esta investigación. Se requiere más información sobre posible contaminación del vacío si es que el Láser de la SIMS o EMPA llegara a tocar el acrílico.

## 7 CONCLUSIONES

Este estudio es el primero que analiza inclusiones vítreas en los productos volcánicos del Quizapu, tanto de la erupción de 1932 como la de 1846-47, y que entrega una cuantificación directa del contenido de H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub>.

El origen de la escoria inicial analizada en esta investigación no es del todo clara. Sin embargo, la evidencia sugiere que se trataría de una fase explosiva leve que se habría generado durante algún momento de la erupción de 1846-47. Esto nos permite estimar un valor de entre un 83 y 71 % para la cantidad de H<sub>2</sub>O que se desgasificó en partes del miembro dacítico, luego de la mezcla de magmas de esta erupción.

El data set de la Escoria Inicial y Final es pequeño considerando que probablemente son muestras que atraparon magmas desgasificados. Un muestreo más amplio podría revelar contenidos mayores de volátiles.

Se determinó la concentración del contenido de H<sub>2</sub>O en el reservorio y las recargas andesíticas, obteniendo contenidos promedio de H<sub>2</sub>O 4.6 wt % para la dacita, 0,58 wt% para la Escoria Final y 0.51 - 1 wt % para la familia baja y alta en An de la Escoria Inicial correspondientemente.

Se determinó la concentración del contenido de CO<sub>2</sub> en el reservorio y las recargas andesíticas, obteniendo valores promedio de 136 ppm para la dacita, 92 ppm para la Escoria Final, y 92 - 295 ppm para la familia baja y alta en An de la Escoria Inicial correspondientemente. Que implicancias tienen estos hallazgos

El contenido de volátiles en las burbujas de las inclusiones no se logró cuantificar a través de Raman, debido al efecto de la fluorescencia, o a una concentración baja de CO<sub>2</sub>. Sin embargo, cualitativamente se observó en algunas inclusiones de las muestras, implicando que los contenidos son mínimos.

La profundidad y temperatura de cristalización de las plagioclasas presentes en la cámara dacítica fue de 4 a 7 km y 873 °C, lo que es consistente con los modelos conceptuales de trabajos anteriores, confirmando la presencia de una cámara dacítica somera.

El promedio de temperatura de atrapamiento de las inclusiones fue de 1150 °C para la Escoria Final, 1009 °C- 1112 °C para las familias de bajo y alto An de la Escoria Inicial correspondientemente, siendo consistente con trabajos anteriores y entregando un nuevo piso mínimo de temperatura.

Se determinó una relación entre las fases volátiles disueltas y el proceso gatillante de la erupción de 1932. Debido a que nuestros datos se ajustan a curvas de desgasificación de un sistema cerrado y sin fases volátiles exseltas, respaldan uno de los supuestos del modelo termodinámico de Degruyter et al. (2017).

## 9 BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, L. (1960). Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Vol. 9: 70 pp.
- Anderson Jr, A. T. (1974). Evidence for a picritic, volatile-rich magma beneath Mt. Shasta, California. *Journal of Petrology*, 15(2), 243-267.
- Anderson, A.T., Newman, S., Williams, S.N., Druitt, T.H., Skirius, C., Stolper, E., (1989). H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, Cl, and gas in Plinian and ash-flow Bishop rhyolite. *Geology* 17 (3), 221–225.
- Anderson, A. T., Brown, G. G. (1993). CO<sub>2</sub> contents and formation pressures of some Kilauean melt inclusions. *American Mineralogist*, 78(7-8), 794-803.
- Lloyd A., Plank T., Ruprecht P., Hauri E., and Rose W. Volatile loss from melt inclusions in pyroclasts of differing sizes. (2013) *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165(1):129–153.
- Astudillo, D. (2018). "Evolución de volátiles y elementos traza ligeros, a través de inclusiones vítreas, y su rol en la erupción de 2015 del volcán Calbuco, X Región, Chile". Tesis, Universidad de Chile.
- Barazangi, M. and Isacks B. L. (1976). "Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America." *Geology* 4(11): 686-692.
- Benavente O. (2010) Actividad Hidrotermal Asociada a los Complejos Volcánicos Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu- Cerro Azul, 35°s y 36°s, Zona Volcánica Sur, Chile. Tesis, Universidad de Chile.
- Bodnar, R., and Student, J. (2006) Melt Inclusions in Plutonic Rocks, chapter Melt Inclusions in Plutonic Rocks: Petrography and Microthermometry, pages 1–26. Mineralogical Association of Canada.
- Bottinga, Y. and Weill, D., (1970). Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components. *American Journal of Science*, 269(2):169–182.
- Bucholz, C.E., Gaetani, G.A., Behn, M.D., Shimizu, N. (2013). Post-entrapment modification of volátiles and oxygen fugacity in olivine-hosted melt inclusions. *Earth Planet. Science Letter*. 374,145–155.
- Cabral R., Jackson M., Koga K., Rose-Koga E., Hauri E, Whitehouse M., Price A., Day J., Shimizu N., and Kelley K. A. (2014). Volatile cycling of h<sub>2</sub>o, co<sub>2</sub>, f, and cl in the himu mantle: A new window provided by melt inclusions from oceanic hot spot lavas at mangaia, cook islands. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(11):4445–4467.
- Cannatelli C., Doherty A., Esposito R., Lima A., and Vivo B. D. (2016) Understanding a volcano through a droplet: A melt inclusion approach. *Journal of Geochemical Exploration*, 171:4 – 19.
- Castro, J. M., Bindeman, I. N., Tuffen, H. & Ian Schipper, C. Explosive origin of silicic lava: textural and δD-H<sub>2</sub>O evidence for pyroclastic degassing during rhyolite effusion. *Earth Planet. Sci. Lett.* 405, 52–61 (2014). 44.
- Cembrano, J. and L. Lara (2009). "The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review." *Tectonophysics* 471(1-2): 96-113.
- Cervantes, P., and P. J. Wallace (2003b), Magma degassing and basaltic eruption styles: A case study of the 2000 yr B.P. eruption of Xitle volcano, central Mexico, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 120, 249–270, doi:10.1016/S0377-0273(02)00401-8.
- Charrier, R., O. Baeza, et al. (2002). "Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.)." *Journal of South American Earth Sciences* 15(1): 117- 139.
- Charrier, R., M. Bustamante, et al. (2005). "The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift." *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen* 236(1-2): 43-77.
- Danyushevsky, L.V., (2001). The effect of small amounts of H<sub>2</sub>O on crystallisation of midocean ridge and backarc basin magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 110 (3–4), 265–280.
- Danyushevsky, L.V., Plechov, P., (2011). Petrolog3: integrated software for modeling crystallization processes. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 12 (7), Q07021.
- Danyushevsky, L.V., Della-Pasqua, F.N., Sokolov, S., (2000). Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications. *Contrib. Mineral. Petrol.* 138 (1), 68–83.
- Danyushevsky, L., McNeill, A., Sobolev, A., (2002). Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications. *Chem. Geol.* 183 (1–4), 5–24.

- De Vivo, B., Bodnar, R. J. (Eds.). (2003). Melt inclusions in volcanic systems: methods, applications and problems. Elsevier. Vol. 5. pp. 253.
- Degruyter, W., Huber, C., Bachmann, O., Cooper, K. M. & Kent, A. J. R. (2017). Influence of exsolved volátiles on reheating silicic magmas by recharge and consequences for eruptive style at Volcan Quizapu (Chile). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 18, 4123–4135.
- Dixon J & Stolper E (1995) An experimental study of water and carbon dioxide solubilities in mid- ocean ridge basaltic liquids. Part II: Applications to degassing. *J Petrol* 36:1633-1646
- Drake, R. (1976). "Chronology of cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes -- latitudes 35° 30' to 36°S." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 1(3): 265-284.
- Drake, R., Vergara, M., Munizaga, F. & Vicente, J. (1982). Geochronology of Mesozoic-Cenozoic magmatism in central Chile, Lat 31°- 36° S. *Earth-Science*. Vol. 18: 353-363.
- Domeyko I (1903) Memoria sobre la Estructura Geológica de Chile en la Latitud de Concepción, desde la Bahía de Talcahuano hasta la Cumbre de la Cordillera de Pichachén y Descripción del Volcán Antuco. *Jeolojia* 5:123–172.
- Esposito, R., Bodnar, R.J., Danyushevsky, L.V., De Vivo, B., Fedele, L., Hunter, J., Lima, A., Shimizu, N., (2011). Volatile evolution of magma associated with the Solchiaro eruption in the Phlegrean Volcanic District (Italy). *Journal of Petrology*. 52 (12), 2431–2460.
- Esposito, R., Hunter, J., Schiffbauer, J.D., Bodnar, R.J., (2014). An assessment of the reliability of melt inclusions as recorders of the pre-eruptive volatile content of magmas. *Am. Mineral*. 99 (5–6), 976–998.
- Fall A., Tattitch B., and Bodnar R. J. (2011). Combined microthermometric and raman spectroscopic technique to determine the salinity of h<sub>2</sub>o–co<sub>2</sub>–nacl fluid inclusions based on clathrate melting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(4):951–964.
- Fariás, M., D. Comte, et al. (2010). "Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean Mountain building." *Tectonics* 29: 22.
- Fariás, M., R. Charrier, et al. (2008). "Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S)." *Tectonics*.
- First, E., Hammer, J., Ruprecht, P., Rutherford, M. (2021). Experimental Constraints on Dacite Magma Storage beneath Volcán Quizapu, Chile. *Journal of Petrology*. 62. 10.1093/petrology/egab027.
- Freer, R. & Hauptman, Z. (1978). Experimental study of magnetite- titanomagnetite interdiffusion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 16, 223^231.
- Frezzotti, M. L. (1992). Magmatic immiscibility and fluid phase evolution in the Mount Genis granite (southeastern Sardinia, Italy). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(1), 21-33.
- Fock, A. (2005). "Cronología y Tectónica de la exhumación en el neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34° sur." Memoria para optar al Título de Geólogo.
- Fock, A., R. Charrier, et al. (2006). "Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico." *Asociación Geológica Argentina, Serie Publicación Especial* 6(48-55).
- Franzese, J., L. Spalletti, et al. (2003). "Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32 degrees-54 degrees S)." *Journal of South American Earth Sciences* 16(1): 81-90.
- Franzese, J. R., G. D. Veiga, et al. (2006). "Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system: the Chachil depocentre, southern Neuquen Basin, Argentina." *Journal of the Geological Society* 163: 707-721.
- Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L. & Feraud, G. (2002). Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33°S): una reinterpretación sobre la base de dataciones 40Ar/39Ar. *Revista Geológica de Chile*. Vol. 29: 207-225.
- Gaetani, G., O'Leary, J., Shimizu, N., Bucholz, C. and Newville, M. (2012). Rapid reequilibration of H<sub>2</sub>O and oxygen fugacity in olivine-hosted melt inclusions. *Geology*, 40(10):915–918.
- Giambiagi, L., M. Ghiglione, et al. (2009). "Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargue fold and thrust belt, Mendoza, Argentina." *Journal of Structural Geology* 31(12): 1443-1457.
- Giambiagi, L. B., V. A. Ramos, et al. (2003). "Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33 degrees and 34 degrees south latitude." *Tectonics* 22(4): 1041.
- Ghiorso, M. S. & Evans, B. W. (2008). Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe–Ti two-oxide geothermometer and oxygen-barometer. *American Journal of Science* 308, 957–1039.

- Godoy, E. and L. Lara (1994). Segmentación estructural andina a los 33°- 34°S: nuevos datos en la Cordillera Principal. 7° Congreso Geológico Chileno, Concepción.
- Godoy, E., G. Yáñez, et al. (1999). "Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: First seismic and gravity evidences." *Tectonophysics* 306(2): 217-236.
- Gonzalez-Ferran. (1985). *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar, 640 pp. Santiago.
- González, F. O. and M. Vergara (1961). Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Departamento de Geología. Santiago, Universidad de Chile: 102.
- Gonzalez, O. & Vergara, M. (1962). Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38°S. Instituto Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Grunder, A. L. (1987). "Low  $\delta^{18}\text{O}$  silicic volcanic rocks at the Calabozos caldera complex, southern Andes." *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95(1): 71-81.
- Grunder, A. L. and. Mahood, G. (1988). "Physical and Chemical Models of Zoned Silicic Magmas: The Loma Seca Tuff and Calabozos Caldera, Southern Andes." *Journal of Petrology* 29(4): 831-867.
- Grunder, A., Thompson J. (1987). "The hydrothermal system of the Calabozos caldera, central Chilean Andes." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 32(4): 287-298.
- Gupta, H. and S. Roy (2007). *Geothermal Energy: An alternative resource for the 21ST century*, Elsevier publications.
- Gurenko, A., Belousov, A. Trumbull, R. and Sobolev, A. (2005), Explosive basaltic volcanism of the Chikurachki volcano (Kurile arc, Russia): Insights on pre-eruptive magmatic conditions and volatile budget revealed from phenocryst-hosted melt inclusions and groundmass glasses, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 147, 203–232.
- Hartley, M., Maclennan, J., Edmonds, M., Thordarson, T., (2014). Reconstructing the Deep CO<sub>2</sub> degassing behaviour of large basaltic fissure eruptions. *Earth Planet. Science Letters*. 393, 120–131
- Hartley, M., Neave, D., Maclennan, J., Edmonds, M., & Thordarson, T. (2015). Diffusive over-hydration of olivine-hosted melt inclusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 425 168-178.
- Hauri, E. (2002). SIMS analysis of volatiles in silicate glasses, 2: isotopes and abundances in hawaiian melt inclusions. *Chemical Geology*, 183(1-4):115–141, 2002.
- Hickey, R., Frey, F., Gerlach, D., Lopez-Escobar L., (1986). "Multiple Sources For Basaltic Arc Rocks From The Southern Volcanic Zone of The Andes (34°-41°S): Trace Element And Isotopic Evidence for Contributions From Subducted Oceanic Crust, Mantle, And Continental Crust." *J. Geophys. Res.* 91(B6): 5963-5983.
- Hildreth, W. and Drake, R. (1992). "Volcán Quizapu, Chilean Andes." *Bulletin of Volcanology* 54(2): 93-125.
- Hildreth, W. and S. Moorbath (1988). "Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile." *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98(4): 455-489.
- Hildreth, W., Grunder, A., Drak, R. (1984). "The Loma Seca Tuff and the Calabozos caldera: A major ash-flow and caldera complex in the southern Andes of central Chile." *Geological Society of America Bulletin* 95(1): 45-54.
- Higgins, M. D., Voos, S. & Vander Auwera, J. (2015). Magmatic processes under Quizapu volcano, Chile, identified from geochemical and textural studies. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 170, 51.
- Lamadrid, H., Moore, L., Moncada, D., Rimstidt, J., Burruss, R., and Bodnar R. (2017) Reassessment of the raman CO<sub>2</sub> densimeter. *Chemical Geology*, 450:210–222.
- Howell, J., E. Schwarz, et al. (2005). The Neuquén Basin: an overview. Geological Society Special Publication: The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. J. Howell, E. Schwarz, L. Spalletti and G. D. Veiga. Londres. 252: 1-14.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. (1971) A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.
- Jordan, T. E., B. L. ISACKS, et al. (1983). "Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate." *Geological Society of America Bulletin* 94(3): 341-361.
- Kawakami, Y., Yamamoto, J. and Kagi, H., (2003). Micro-raman densimeter for CO<sub>2</sub> inclusions in mantle-derived minerals. *Applied spectroscopy*, 57(11):1333–1339.
- Kent, A., (2008). Melt inclusions in basaltic and related volcanic rocks. *Rev. Mineral. Geochem.* 69 (1), 273–331.
- Koleszar, A., Saal, E., Hauri, A., Nagle, Y., Liang, and Kurz, M. (2009). The volatile contents of the galapagos plume; evidence for H<sub>2</sub>O and F open system behavior in melt inclusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 287(3-4):442–452.

- Kress, V., and Carmichael, I. (1988), Stoichiometry of the iron oxidation reaction in silicate melts, *Am. Mineral.* 73, 1267–1274.
- Lange, R. and Carmichael, I. (1987). Densities of Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO-MgO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub> liquids: New measurements and derived partial molar properties, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, 2931–2946.
- Lange, R., Frey, H., Hektor, J. (2009); A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer. *American Mineralogist* ; 94 (4): 494–506.
- Lowenstern, J. B. (1994). Chlorine, fluid immiscibility, and degassing in peralkaline magmas from Pantelleria, Italy. *American Mineralogist*, 79, 353-369.
- Lowenstern, J. B. (1995). Applications of silicate-melt inclusions to the study of magmatic volatiles. *Magmas, fluids, and ore deposits*, 23, 71-99.
- Lloyd, A., T. Plank, T., Ruprecht, P., Hauri, E., and Rose W. (2013) Volatile loss from melt inclusions in pyroclasts of differing sizes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165(1):129–153, 2013.
- Maitre, R. W. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., Bas, M. J. L., Bonin, B., and Bateman, P., (2004). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*: Cambridge University Press, v. -1, no. 70, p. 93–120.
- Mendoza, N., Amigo, A. (2018, September 2–7). New insights on Mondaca volcano (Chile): A new site to understand rhyolitic eruptions. [Conference presentation]. *Cities on volcanoes 2018*, Convention, Naples, Italy.
- Métrich, N., & Wallace, P. J. (2008). Volatile abundances in basaltic magmas and their degassing paths tracked by melt inclusions. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 69(1), 363-402.
- Moore, G., Vennemann, T., Carmichael, I.S.E., (1998). An empirical model for the solubility of H<sub>2</sub>O in magmas to 3 kilobar. *American Mineralogist* 83, 36–42
- Moore, L. R., Gazel, E., Tuohy, R., Lloyd, A. S., Esposito, R., Steele-MacInnis, M., Bodnar, R. J. (2015). Bubbles matter: An assessment of the contribution of vapor bubbles to melt inclusion volatile budgets. *American Mineralogist*, 100(4), 806-823.
- Naranjo, J. A. and M. J. Haller (2002). "Erupciones holocenas principalmente explosivas del volcán Planchón, Andes del sur (35°15'S)." *Revista geológica de Chile* 29: 93-113.
- Naranjo, J.A.; Haller, M.J.; Osters, H.A.; Pesce, A.H.; Sruoga, P. (1999). Geología y peligros del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, Andes del Sur (35°15'S), Región del Maule, Chile-Provincia de Mendoza, Argentina. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín*, No. 52, 55 p.
- Newman S. and Lowenstern J. B. (2002). Volatilecalc: a silicate melt–h<sub>2</sub>o–co<sub>2</sub> solution model written in visual basic for excel. *Computers & Geosciences*, 28(5):597–604.
- Osorio, A. (2014). "Geología del volcán Mondaca, región del Maule." Tesis, Universidad de Concepción.
- Parada, M., Rivano, S. & Sepulveda, P. (1988). Mesozoic and Cainozoic plutonic development in the Andes of central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 1: 249–260.
- Panczer, G., De Ligny D., Mendoza, C., Gaft, M., Seydoux-Guillaume A., Wang, X. (2012) Raman and fluorescence J. Dubessy, M.-C. Caumon, F. Rul (Eds.), *Raman Spectroscopy Applied to Earth Sciences and Cultural Heritage*, EMU Notes in Mineralogy, 12, European Mineralogical Union, pp. 61-82.
- Portnyagin, M., Almeev, R., Matveev, S., and Holtz, F. (2008). Experimental evidence for rapid water exchange between melt inclusions in olivine and host magma. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(3-4):541–552.
- Goldstein, R., and Reynolds, T. (1994). *Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals*. Society for Sedimentary Geology.
- Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. In: Putirka, K. D. & Tepley, F. J. III (eds) *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes*. Mineralogical Society of America and Geochemical Society,
- Ridolfi, F. & Renzulli, A. (2012). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130 C and 2.2 GPa.
- Risso, C., Németh K, Combina A M, Nullo, F, Drosina, M. (2008). The role of phreatomagmatism in a Plio-leistocene high-density scoria cone field: Llanquanelo Volcanic Field (Mendoza), Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 169 (1-2): 61-86.
- Robbiano, F. (2017). "Estudio geoquímico del magma a través de inclusiones vítreas: El caso del cono Navidad, IX Región de La Araucanía, Chile." Tesis, Universidad de Chile".
- Roedder, E., and Emslie, R. (1970). Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to mineralogy and petrology*, 29(4):275–289.

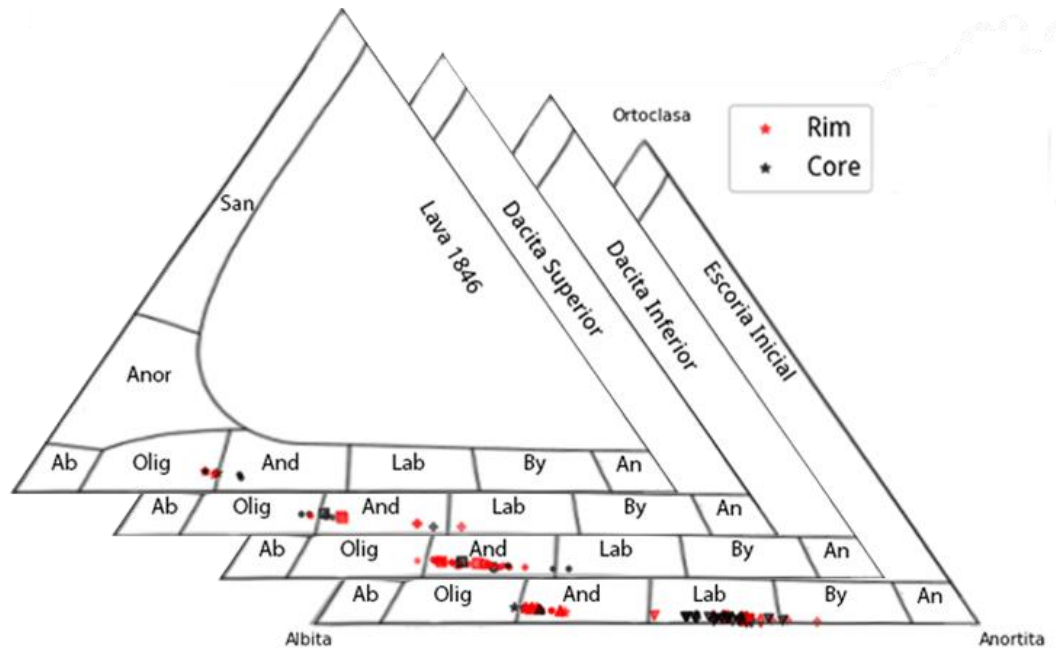


- Roedder, E., (1984). Fluid inclusions. Reviews in Mineralogy vol. 12. Mineralogical Society of America, Washington D.C.
- Roedder, E., (1979). Origin and significance of magmatic inclusions. Bull. Mineral. 102, 487-510.
- Pineda, C. (2022). "Petrogenesis and geochronology of large quaternary pyroclastic eruptions in central Chile: Pudahuel ignimbrite case." Tesis, Universidad de Chile.
- Ruprecht, P. & Bachmann, O. (2010). Pre-eruptive reheating during magma mixing at Quizapu volcano and the implications for the explosiveness of silicic arc volcanoes. *Geology* 38, 919–922.
- Ruprecht, P. & Cooper, K. M. (2012). Integrating the uranium-series and elemental diffusion geochronometers in mixed magmas from Volcan Quizapu, Central Chile. *Journal of Petrology* 53, 841–871.
- Ruprecht, P., Bergantz, G. W., Cooper, K. M. & Hildreth, W. (2012). The crustal magma storage system of Volcan Quizapu, Chile, and the effects of magma mixing on magma diversity. *Journal of Petrology* 53, 801–840.
- Salas, P. (2020) ("The redox state and metal-volatile budget of primitive arc magmas: implications in the formation of ore mineralized porphyry systems in the shallow crust". Tesis, Universidad de Concepción.
- Sernageomin (2003). "Carta Geológica de Chile (escala 1:1.000.000)." Servicio Nacional de Geología y Minería Publicación Geológica Digital 4.
- Silvestro, J., P. Kraemer, et al. (2005). "Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35°- 36° S, Malargüe." *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 627-643.
- Sisson, T. and Bronto, S. (1998). Evidence for pressure-release melting beneath magmatic arcs from basalt at Galunggung, Indonesia. *Nature*, 391(6670):883.
- Sisson, T., Layne, G. (1993). H<sub>2</sub>O in basalt and basaltic andesite glass inclusions from four subduction-related volcanoes, Earth and Planetary Science Letters, Volume 117, Issues 3–4, 1993, Pages 619-635,
- Spencer, K. J., and D. H. Lindsley (1981). "A solution model for coexisting iron- titanium oxides." *American Mineralogist* 66(11-12): 1189-1201.
- Song, Y., Chou I. M., Hu W., Burruss R. and Lu W. (2009) CO<sub>2</sub> density-Raman shift relation derived from synthetic inclusions in fused capillaries and its application *Acta Geol. Sin.* 83, 932–938
- Sorby, H. (1858). On the microscopical, structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 14(1-2):453–500, 1858. ISSN 0370- 291.
- Steele-Macinnis, M., Esposito, R., Bodnar, R. J., (2011). "Thermodynamic model for the effect of post-entrapment crystallization on the H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> systematics of vapor-saturated, silicate melt inclusions." *Journal of Petrology*, 52(12), 2461-2482.
- Stern, C. R. (1991). "Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas." *Geology* 19(1): 78-81.
- Stern, C., Moreno, H., López-Escobar, L., Clavero, J., Lara, L., Naranjo, J., Parada, M., Skewes, M. (2007). "Chilean Volcanoes", *The Geology of Chile*, Geological Society of Chile. Pag.156-157.
- Schipper, C. I., Castro, J. M., Tuffen, H., James, M. R. & How, P. (2013). Shallow vent architecture during hybrid explosive-effusive activity at Cordon Caulle (Chile, 2011-12): evidence from direct observations and pyroclast textures. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 262, 25–37.
- Tapia, F., (2010). Análisis estructural del sector occidental de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe en el área de Valle Grande, región del Maule. Chile (35°23'S). Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Tormey, D., Hickey-Vargas, R., Frey, F., López Escobar, L., (1991). "Recent lavas from the Andean Volcanic Front (33° to 42°S): Interpretation of along-arc compositional variations. In: *Andean Magmatism and Its Tectonic Setting*." R.S. Harmon & C.W. Rapela (Eds.). Geological Society of America Special Paper 265:57-78. Boulder, Colorado, USA.
- Tormey, D., Frey, F., Lopez, L. (1995). "Geochemistry of the Active Azufre- Planchon-Peteroa Volcanic Complex, Chile (35°15'S): Evidence for Multiple Sources and Processes in a Cordilleran Arc Magmatic System." *Journal of Petrology* 36(2): 265-298.
- Uyeda, S. and Kanamori, H. (1979). "Back-Arc Opening and the Mode of Subduction." *J. Geophys. Res.* 84(B3): 1049-1061.
- Van den Bogaard, P., Schirnack, C. (1994). Single crystal laser Ar/Ar ages of quartz 40-39 protocrystals in the 0.761 Ma Bishop Tuff rhyolite (Long Valley, USA). In *Eighth International Conference on Geochronology, Cosmochronology, and Isotope Geology*, Abstracts, US Geological Survey Circular, 1107, 32.
- Venezky, D. & Rutherford, M. (1999). Petrology and Fe-Ti oxide re-equilibration of the 1991 Mount Unzen mixed magma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 89, 213–230.

- Kress, V., and Carmichael, I. (1991). The compressibility of silicate liquids containing  $Fe_2O_3$  and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108(1-2):82–92.
- Vergani, G., Tankard, J. (1995). Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. *Petroleum basin of South America*, AAPG Memoir 62: 383-402.
- Walker, J., Roggensack, K., Patino, L., Cameron, B., and Matias O, (2003), The water and element contents of melt inclusions across an active subduction zone, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 146, 62–77,
- Wallace, P., Kamenetsky, V., Cervantes, P. (2015). Melt inclusion  $CO_2$  contents, pressures of olivine crystallization, and the problem of shrinkage bubbles. *American Mineralogist*, 100 (4):787–794.
- Watt, S., Pyle, D., Mather, T., and Naranjo, J. (2013), Arc magma compositions controlled by linked thermal and chemical gradients above the subducting slab, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 2550– 2556.
- Weaver, S. L., Wallace, P. J., & Johnston, A. D. 2011. A comparative study of continental vs. Intraoceanic arc mantle melting: Experimentally determined phase relations of hydrous primitive melts. *Earth and Planetary Science Letters*, 308(1), 97-106.
- Wulff, Andrew H. (2003). "Composite Chemostratigraphy of Lavas from the Casitas Shield, Descabezado Grande-Cerro Azul Volcanic Complex, Chilean Andes". American Geophysical Union, Fall Meeting.
- Wyss, A., Charrier, R. (1996). "Fossil mammals as a tool in Andean stratigraphy: dwindling evidence of Late Cretaceous volcanism in the South-Central Main Range." *PaleoBios* 17(2-4): 13-27.

## 9 ANEXOS

### Anexo A: Gráficos



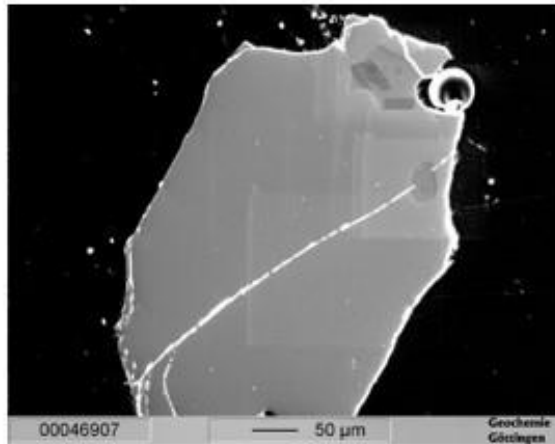
Anexo A-1: Diagrama de clasificación de plagioclasas de las muestras obtenidas de la erupción de 1846-1847, Dacita Superior, Dacita Inferior y Escoria Inicial, es posible observar las dos familias de la escoria. Puntos rojos corresponden a mediciones en los bordes y negros en el centro del cristal.

### Anexo B: Localización muestras

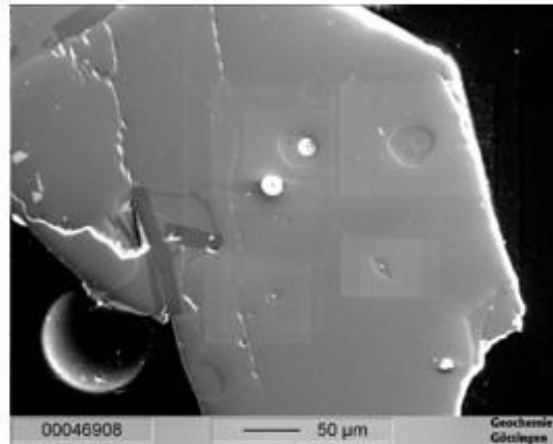
Muestra	Sector de referencia	Localización UTM (19 H)
<b>M1 Escoria Inicial</b>	Quebrada hacia el oeste Vn. Quizapu	338856 m E / 6054788 m S
<b>M2 Dacitas</b>	Valle hacia el este del Vn. Quizapu	343683 m E / 6056522 m S
<b>M3 Loma seca</b>	Loma Seca	352612 m E / 6053374 m S
<b>M4 Resolana</b>	Resolana	335291 m E / 6053190 m S
<b>M5 Escoria Final</b>	Borde este cráter Vn. Quizapu	341163 m E / 6055057 m S

Anexo B: Localización UTM de las muestras trabajadas en este estudio

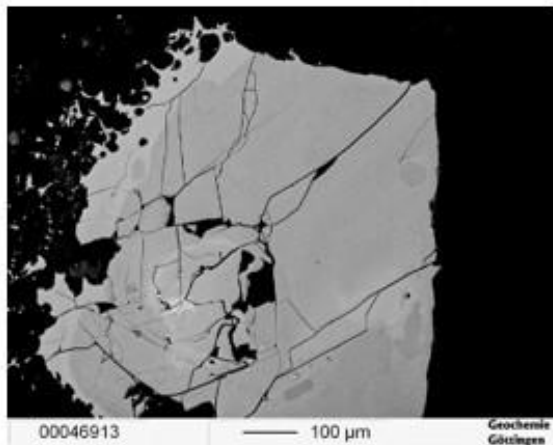
## Anexo C: Imágenes EMPA



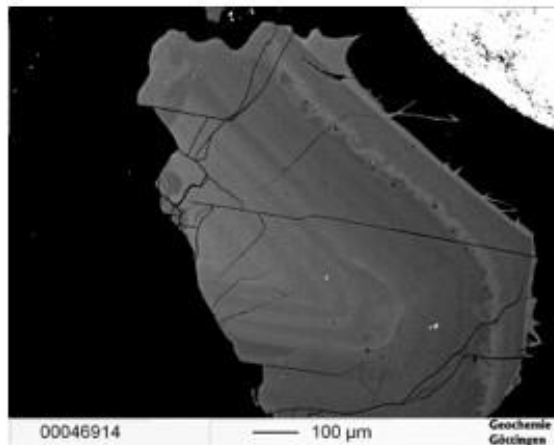
*Escoria Inicial: FB2*



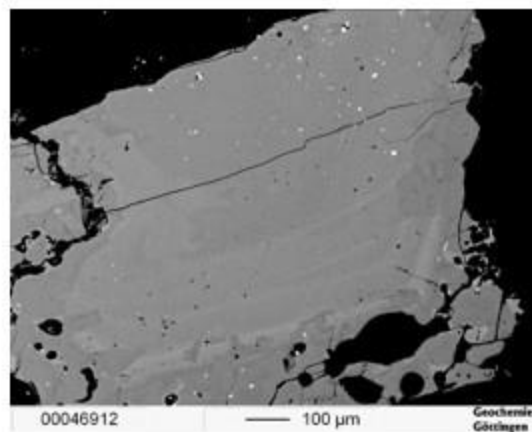
*Escoria Inicial: FB3*



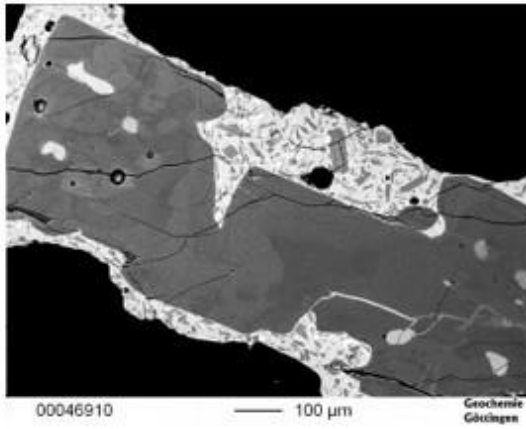
*Dacita Inferior: B1*



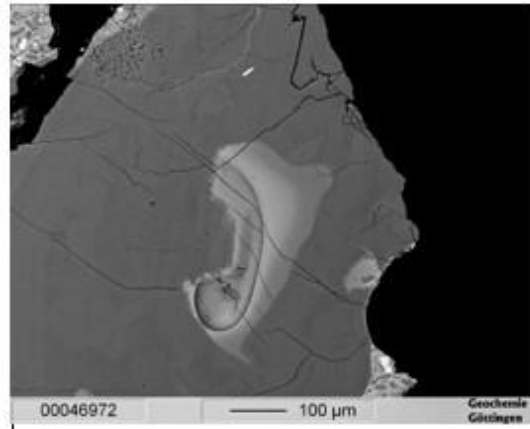
*Dacita Inferior: B2*



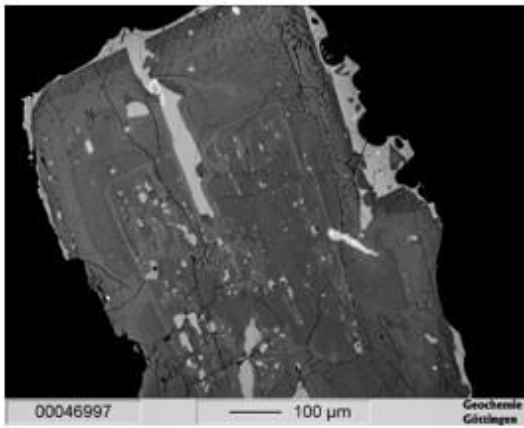
*Dacita Superior: D5*



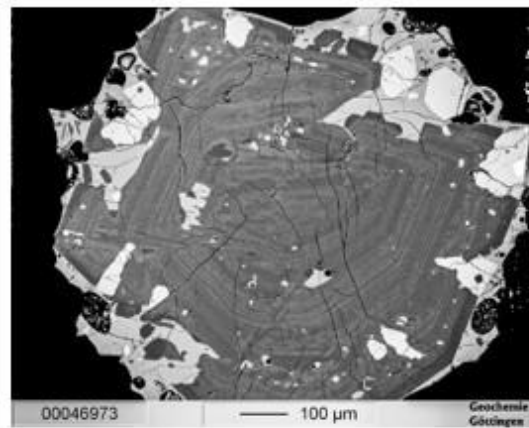
*Escoria Inicial: I12*



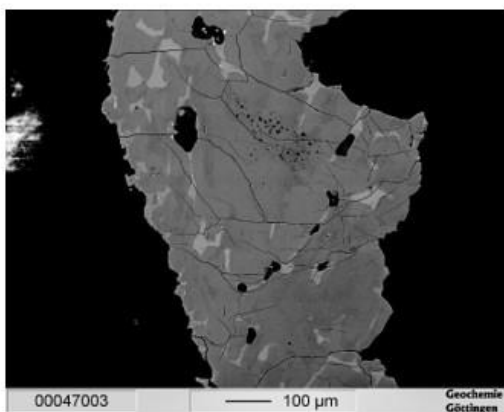
*Escoria Inicial: I16*



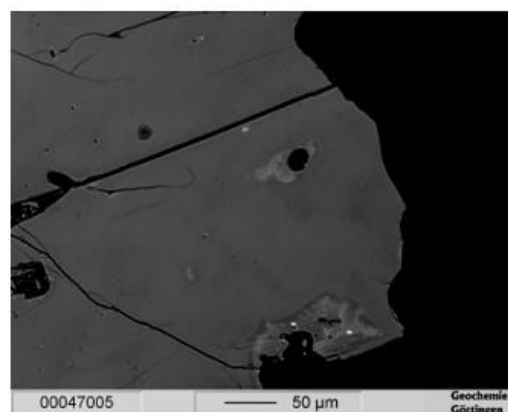
*Escoria Inicial: I17*



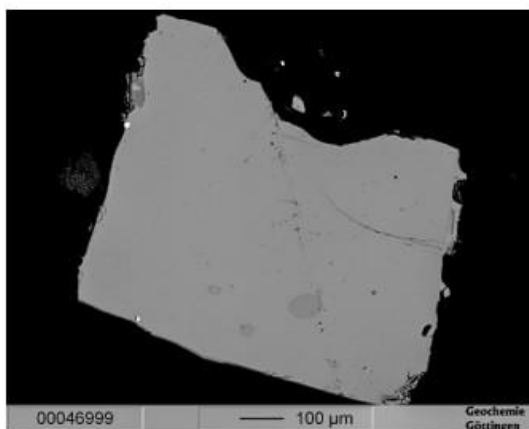
*Escoria Inicial: I15*



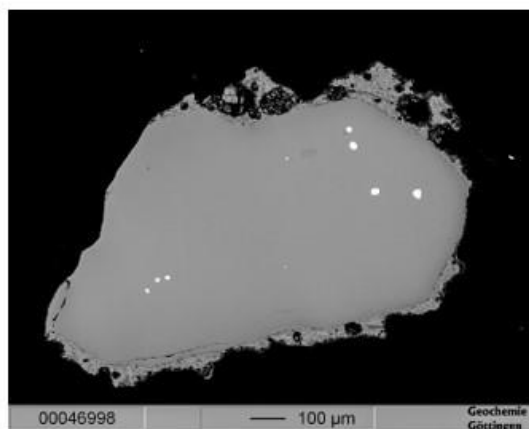
*Lava 1846-47: L1*



*Lava 1846-47: L4*



*Loma Seca: Ls2*



*Loma Seca: Ls3*



I5_PLMI1.3	57.37	7.22	0.46	0.36	24.79	0.00	7.25	0.00	0.05	<0.058	97.49
I5_PLMI3.0	59.62	7.28	0.49	0.31	25.06	0.00	6.78	0.00	<0.025	<0.053	99.54
I5_PLMI3.1	59.64	7.45	0.53	0.35	24.86	0.03	6.84	0.00	0.03	<0.045	99.73
I5_PLMI4.0	59.58	7.34	0.52	0.33	24.77	0.00	6.61	0.00	0.04	<0.051	99.17
I5_PLMI4.1	59.06	7.29	0.49	0.37	25.24	0.00	7.18	0.00	0.04	<0.050	99.67
I7_MIPL1.0	47.62	2.73	0.09	0.70	31.88	0.08	15.53	<0.045	0.10	<0.055	98.74
I7_MIPL2.0	49.13	3.25	0.12	0.66	30.73	0.09	14.57	<0.041	0.04	<0.044	98.60
I7_MIPL3.0	49.83	3.46	0.13	0.52	30.90	0.07	13.99	<0.040	<0.026	<0.042	98.91
I12_MIPL1.0	60.06	7.39	0.57	0.35	24.52	<0.025	6.41	<0.042	0.04	<0.052	99.35
I12_MIPL1.1	59.89	7.46	0.59	0.31	24.66	<0.023	6.46	<0.040	<0.026	<0.055	99.36
I12_MIPL1.2	59.84	7.26	0.55	0.37	24.80	0.03	6.58	<0.039	<0.026	<0.039	99.43
I16_PLMI1.0	58.60	7.02	0.45	0.35	25.57	0.04	7.40	0.00	0.05	0.04	99.52
I16_PLMI1.1	60.07	7.42	0.59	0.33	24.86	0.00	6.65	0.00	<0.026	<0.046	99.91
I16_PLMI2.0	60.11	7.52	0.53	0.28	24.90	0.00	6.44	0.00	<0.026	<0.045	99.77
I16_PLMI2.1	60.39	7.52	0.59	0.30	24.32	0.03	6.21	0.00	<0.026	<0.042	99.35
I16_PLMI1.2	60.03	7.46	0.55	0.32	25.69	0.00	6.86	0.00	0.05	<0.050	100.95
I16_PLMI1.3	58.99	6.98	0.47	0.39	25.68	0.00	7.39	0.00	0.03	<0.046	99.94
I16_PLMI3.1	60.28	7.66	0.63	0.28	24.73	0.00	6.35	0.00	0.06	<0.055	99.98
I15_PLMI1.0	52.75	4.17	0.22	0.97	29.58	0.14	12.57	0.00	0.06	<0.047	100.46
I15_PLMI2.0	51.55	3.67	0.14	0.80	30.55	0.12	13.60	0.00	0.06	<0.048	100.48
I15_PLMI3.0	51.71	3.92	0.16	0.79	30.18	0.12	13.32	0.04	0.04	<0.042	100.29
I15_PLMI4.0	51.84	3.98	0.21	0.94	29.94	0.10	13.10	0.00	0.07	0.05	100.23
I15_PLMI4.5	53.09	4.49	0.24	0.86	28.99	0.11	12.29	0.00	0.05	<0.044	100.13
I15_PLMI5.0	52.50	4.00	0.18	0.73	30.19	0.15	12.97	0.00	0.04	0.05	100.81
1115Profile	51.54	3.91	0.16	0.72	30.09	0.14	13.24	0.00	0.06	<0.043	99.86
2115Profile	52.16	4.12	0.18	0.74	29.66	0.13	12.78	0.00	0.06	<0.054	99.82
3115Profile	52.58	4.27	0.22	0.78	29.21	0.08	12.49	0.00	0.06	<0.046	99.69
4115Profile	52.76	4.49	0.17	0.81	29.06	0.14	12.34	0.00	0.04	<0.046	99.81
5115Profile	51.51	3.81	0.15	0.82	30.22	0.12	13.25	0.00	0.04	<0.057	99.92
6115Profile	51.22	3.97	0.17	0.73	29.85	0.11	13.05	0.00	0.05	<0.044	99.15
7115Profile	53.02	4.74	0.26	0.78	28.41	0.13	11.64	0.00	0.07	<0.048	99.05
8115Profile	51.29	3.87	0.17	0.70	29.94	0.11	13.14	0.00	<0.026	<0.062	99.22
9115Profile	50.70	3.96	0.17	0.74	29.85	0.11	13.26	0.00	0.05	<0.044	98.84
10115Profile	50.84	3.97	0.20	0.87	29.44	0.14	13.05	0.00	0.07	<0.046	98.58
11115Profile	51.17	4.29	0.23	1.02	28.81	0.17	12.60	0.00	0.06	<0.053	98.35
I17_PLMI1.0	52.48	3.92	0.15	0.72	29.68	0.11	12.63	0.00	0.00	0.00	99.68
I17_PLMI2.0	52.08	3.95	0.18	0.76	29.99	0.13	13.09	0.00	0.05	0.00	100.23
I17_PLMI3.0	54.22	4.88	0.24	0.80	28.43	0.12	11.37	0.00	0.07	0.00	100.14
I17_PLMI4.0	54.23	4.69	0.23	0.75	28.36	0.13	11.39	0.00	0.08	0.00	99.87
I17_PLMI5.0	51.73	4.12	0.18	0.77	28.76	0.13	12.41	0.00	0.05	0.00	98.15
I17_PLMI6.0	53.14	4.15	0.24	0.79	29.55	0.10	12.48	0.00	0.06	0.00	100.50
I17_PLMI7.0	52.32	4.53	0.24	0.81	28.91	0.13	12.03	0.00	0.07	0.00	99.04
I17_PLMI8.0	53.64	4.90	0.26	0.83	28.03	0.16	11.26	0.00	0.06	0.00	99.14
I17_PLMI9.0-	49.78	3.31	0.15	0.79	30.48	0.10	14.43	0.00	0.00	0.00	99.04
I17_11	52.42	4.34	0.20	0.74	29.28	0.12	12.49	0.00	0.07	0.00	99.66
I17_12	52.27	4.46	0.19	0.84	28.72	0.13	12.45	0.00	0.07	0.00	99.13
I17_14	50.62	3.55	0.17	0.71	30.45	0.10	13.90	0.00	0.03	0.00	99.53
I17_13	52.27	3.76	0.18	0.77	30.51	0.11	13.06	0.00	0.05	0.00	100.71
I17_9	54.77	5.49	0.32	0.86	26.76	0.14	10.42	0.00	0.11	0.00	98.89
I17_10	55.24	3.95	1.74	0.95	13.58	3.60	6.59	0.19	1.81	0.00	96.65
I12_C	60.76	7.82	0.61	0.34	24.07	<0.024	5.97	0.00	0.00	0.00	99.56
I12_B	59.19	7.02	0.45	0.41	25.74	<0.024	7.62	0.00	0.04	0.00	100.47
<b>Loma Seca</b>											
Muestra	SiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	MnO	TiO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	wt-total
LS2_1	38.59	0.00	0.00	20.02	0.00	41.63	0.27	0.31	0.00	0.00	100.82
LS2_2	38.50	0.03	0.00	19.89	0.05	40.85	0.21	0.36	0.03	0.00	99.92
LS2_3	39.13	0.04	0.00	19.77	0.04	40.75	0.25	0.31	0.04	0.00	100.31
LS2_4	38.62	0.00	0.00	20.09	0.03	41.35	0.28	0.27	0.00	0.00	100.64
LS2_5	38.55	0.00	0.00	19.95	0.00	40.69	0.23	0.32	0.00	0.00	99.74
Ls3_1	37.71	0.00	0.00	22.26	0.03	38.68	0.26	0.36	0.00	0.00	99.30
Ls3_3	37.03	0.00	0.00	22.59	0.04	38.01	0.22	0.38	0.00	0.00	98.26
LS3_2	38.05	0.00	0.00	22.24	0.03	38.63	0.23	0.34	0.00	0.00	99.52
LS3_4	38.39	0.00	0.00	17.83	0.04	40.55	0.21	0.23	0.00	0.00	97.25
<b>Resolana</b>											
Muestra	SiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	MnO	TiO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	wt-total
RS2_1	38.09	0.00	0.00	16.59	0.00	43.91	0.13	0.23	0.00	0.00	98.95
RS2_2	38.65	0.00	0.00	16.35	0.00	43.49	0.13	0.22	0.00	0.00	98.84
RS2_3	38.94	0.00	0.00	17.31	0.00	42.52	0.14	0.20	0.00	0.00	99.12
<b>Lava 1846-47</b>											
Muestra	SiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	MnO	TiO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	wt-total
L4_1	59.96	7.57	0.59	0.27	24.18	0.00	5.76	0.00	0.03	0.00	98.36
L4_2	59.43	7.39	0.64	0.26	23.89	0.00	5.78	0.00	0.03	0.00	97.41
L4_3	61.73	7.36	0.68	0.25	24.04	0.00	5.20	0.00	0.00	0.00	99.25
L1_1	58.87	7.04	0.55	0.25	24.72	0.00	6.42	0.00	0.03	0.00	97.89
L1_5	60.94	7.44	0.62	0.28	24.04	0.00	5.76	0.00	0.00	0.00	99.08

Anexo D1: Elementos mayores y menores en cristales de las muestras de este estudio



Escoria Final											
Muestra	SiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	MnO	TiO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	wt-total
FB1_MI1.0	51.44	4.01	1.10	10.56	17.57	4.34	8.08	0.16	1.29	0.24	98.79
FB1_MI2.0	50.02	3.90	0.97	10.34	18.42	4.52	9.12	0.15	1.13	0.33	98.90
F3_MI1.1	55.02	4.09	1.70	8.50	14.99	3.80	7.25	0.16	1.70	0.00	97.21
F3_MI1.1	54.72	4.08	1.71	8.61	15.07	3.84	7.37	0.13	1.63	0.00	97.17
F3_MI2.0	48.94	4.04	0.97	9.43	18.95	4.61	9.32	0.15	1.16	0.38	97.96
F3_MI3.0	55.30	3.45	1.71	8.96	14.91	3.66	7.42	0.19	1.79	0.05	97.44
F3_MI4.0	47.93	3.38	0.86	9.77	18.58	4.30	10.11	0.14	1.31	0.49	96.87
F2_MI1.0	53.91	4.30	2.14	9.17	16.60	3.58	6.50	0.15	0.82	0.09	97.26
F2_MI2.0	53.46	3.48	1.60	10.19	14.33	4.18	7.75	0.20	1.77	0.05	97.01
F7_MI1.0	51.93	4.58	1.58	11.54	14.96	3.81	6.15	0.24	1.21	0.32	96.32
FB9_MI1.0	54.94	4.24	1.91	8.69	15.34	3.84	7.25	0.13	2.04	0.00	98.38
FB9_MI2.0	56.21	4.02	1.87	8.50	15.73	3.59	6.49	0.18	1.98	0.00	98.57
Dacita Superior											
D5_MI1.0	68.97	4.27	4.36	1.53	13.72	0.23	0.84	0.10	0.35	<0.048	94.36
D5_MI1.1	69.22	4.39	4.42	1.63	13.72	0.23	0.76	0.05	0.32	<0.056	94.74
D5_MI2.0	68.76	3.69	4.55	1.60	14.05	0.22	0.86	0.07	0.42	<0.058	94.22
D1_MI1.0	68.55	4.01	4.41	1.63	14.12	0.28	0.99	<0.043	0.33	0.04	94.36
D6_MI1.0	70.41	4.36	4.38	1.42	13.76	0.23	0.79	<0.045	0.39	<0.052	95.74
D6_MI1.1	70.32	4.33	4.35	1.44	13.71	0.24	0.78	<0.044	0.35	<0.048	95.52
D3	69.37	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	Na
Dacita Inferior											
B1_MI1.0	66.04	4.82	3.80	2.21	14.16	0.46	1.26	0.05	0.44	<0.050	93.24
B2_MI1.0	68.52	3.77	3.97	1.60	14.43	0.31	1.08	0.07	0.35	0.06	94.16
B2_MI2.0	67.68	3.82	4.04	1.69	14.42	0.32	1.11	0.06	0.40	<0.053	93.55
B2_MI3.0	67.43	3.87	3.97	1.68	14.30	0.32	1.17	0.08	0.36	<0.049	93.19
B2_MI4.0	67.95	3.82	3.95	1.61	14.23	0.34	1.12	0.09	0.41	0.05	93.57
B2_MI5.0	67.79	4.05	4.04	1.68	14.38	0.38	1.14	0.09	0.36	<0.052	93.91
B2_MI6.0	67.15	3.96	4.06	1.75	14.27	0.35	1.06	0.10	0.38	<0.050	93.09
B2_MI7.0	66.30	3.77	3.79	1.61	13.86	0.33	1.10	0.07	0.37	<0.058	91.19
B2_MI8.0	67.73	4.52	3.87	1.64	13.98	0.33	1.12	0.06	0.39	<0.048	93.64
B2_MI9.0	68.79	3.92	3.88	1.65	14.08	0.34	1.05	0.10	0.34	<0.057	94.15
B5_MI1.0	65.80	4.87	3.88	1.33	13.35	0.30	0.97	0.08	0.34	<0.037	90.91
B5_MI1.1	67.74	2.68	3.71	1.43	13.65	0.34	0.98	0.08	0.38	<0.048	91.00
B3_MI1.0	66.99	4.10	4.00	1.62	14.03	0.40	1.10	0.09	0.34	<0.050	92.67
Escoria Inicial											
I12_MI1.0	67.24	6.17	3.16	1.09	17.55	0.24	1.73	0.04	0.23	<0.054	97.45
I7_MI1.0	54.28	2.11	1.68	10.29	14.30	3.36	6.58	0.17	2.14	0.19	95.11
I7_MI2.0	55.70	2.30	1.54	9.94	13.95	3.89	6.72	0.17	1.64	0.20	96.05
I7_MI3.0	55.39	3.26	1.58	10.13	14.15	3.80	6.76	0.18	1.69	0.13	97.07
i5_MI1.0	66.59	6.07	4.15	1.34	16.52	0.32	2.17	0.08	0.24	<0.047	97.49
i5_MI2.0	70.05	4.31	3.87	1.51	16.66	0.30	1.48	0.06	0.30	<0.042	98.54
i5_test	58.99	7.58	0.52	0.34	24.74	0.00	6.70	0.00	<0.026	<0.047	98.87
i5_MI3.0	68.41	5.44	3.57	1.35	16.54	0.28	1.98	0.00	0.27	<0.043	97.83
i5_MI4.0	69.20	3.13	3.84	1.39	17.53	0.28	2.15	0.07	0.31	<0.052	97.90
I16_MI1.0	64.82	7.55	3.21	1.04	18.09	0.21	2.34	0.00	0.23	<0.058	97.48
I16_MI2.0	66.01	6.93	3.30	0.97	17.74	0.18	2.39	0.00	0.18	<0.053	97.70
Line1116_MI3.0	64.40	4.52	3.00	5.27	15.16	1.49	3.60	0.12	1.11	<0.051	98.67
Line2116_MI3.0	65.38	4.66	3.21	4.32	15.60	1.24	3.23	0.09	1.13	0.05	98.90
Line3116_MI3.0	67.61	5.05	3.53	2.66	16.19	0.68	2.37	0.11	0.66	<0.042	98.86
Line4116_MI3.0	67.85	5.62	3.70	1.66	17.26	0.39	2.18	0.06	0.25	<0.042	98.97
Line5116_MI3.0	68.25	5.48	3.78	1.51	16.43	0.33	2.06	0.07	0.28	<0.056	98.19
I15_MI1.0	56.01	3.61	1.89	10.10	14.37	3.54	6.23	0.15	1.49	0.09	97.47
I15_MI2.0	56.45	3.66	2.01	9.64	14.14	3.30	6.41	0.16	1.73	<0.060	97.49
I15_MI3.0	57.42	3.90	1.63	9.14	14.23	3.74	6.23	0.17	1.49	0.13	98.06
I15_MI4.0	53.20	3.30	1.66	11.80	13.61	3.76	6.96	0.19	2.06	0.14	96.68
I15_MI4.5	57.36	4.06	1.91	8.92	14.41	3.09	6.24	0.19	1.75	<0.057	97.92
I15_MI5.0	57.16	3.80	1.99	9.45	14.41	3.11	6.09	0.16	1.88	0.06	98.10
I17_MI2.0	58.97	3.83	1.99	8.19	14.62	3.05	5.60	0.12	1.15	0.14	97.65
I17_MI3.0	58.72	4.04	1.99	8.35	14.61	3.03	5.88	0.16	1.25	0.16	98.19
I17_MI4.0	58.95	3.79	2.00	8.78	14.55	2.78	5.74	0.14	1.25	0.10	98.09
I17_MI5.0	54.59	3.38	1.52	10.37	13.38	3.99	6.52	0.19	1.77	0.16	95.87
I17_MI6.0	56.86	3.65	1.75	9.36	14.30	3.58	6.09	0.21	1.40	0.10	97.29
I17_MI7.0	58.08	4.14	2.01	8.15	14.75	2.98	5.58	0.14	1.34	0.07	97.24
I17_MI8.0	59.89	4.29	2.19	7.38	14.62	2.59	5.18	0.11	0.90	0.00	97.15
I17_MI9.0	55.78	3.86	1.91	8.95	13.88	3.19	6.31	0.15	1.82	0.00	95.85
I17_MI1.0	60.28	3.80	2.02	7.70	15.08	2.85	5.51	0.14	0.98	0.15	98.50
Loma Seca											
LS2_M1	54.08	3.59	1.44	8.64	14.62	4.60	7.64	0.17	1.66	0.00	96.44
LS2_M2	54.06	3.61	1.66	8.69	15.02	4.52	7.88	0.14	1.57	0.00	97.15
LS2_M3	53.67	3.72	1.49	8.68	14.56	4.59	7.89	0.16	1.63	0.07	96.46
LS3_MI1	50.65	3.23	1.45	11.16	13.82	3.82	8.31	0.21	2.17	0.45	95.27
Resolana											
RS2_MI1	45.49	3.81	1.25	8.13	18.81	4.46	9.58	0.06	1.20	0.47	93.25

Anexo D2: Elementos mayores y menores en las inclusiones de este estudio.

Muestra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	wt-total
<b>Escoria Final</b>												
FB1_MI1.0	51.60	1.27	17.29	0.48	10.14	0.18	5.47	7.96	3.95	1.08	0.60	100.00
FB1_M2.0	50.19	1.11	18.12	0.44	9.95	0.16	5.66	8.98	3.84	0.95	0.60	100.00
F3_MI1.1	55.84	1.69	14.90	0.45	8.11	0.18	5.25	7.23	4.07	1.69	0.61	100.00
F3_MI1.1	55.56	1.62	14.98	0.45	8.22	0.15	5.32	7.35	4.06	1.70	0.61	100.00
F3_MI2.0	49.59	1.15	18.74	0.39	9.13	0.17	6.04	9.24	4.00	0.96	0.60	100.00
F3_MI3.0	55.84	1.76	14.64	0.45	8.59	0.21	5.54	7.30	3.39	1.68	0.60	100.00
F3_MI4.0	49.06	1.29	18.32	0.39	9.52	0.16	6.48	10.00	3.33	0.85	0.60	100.00
F2_MI1.0	54.70	0.82	16.55	0.46	8.95	0.17	4.73	6.48	4.29	2.13	0.73	100.00
F2_MI2.0	54.52	1.78	14.38	0.54	9.71	0.22	5.38	7.78	3.49	1.61	0.61	100.00
F7_MI1.0	53.57	1.24	15.27	0.62	10.98	0.26	4.77	6.28	4.68	1.61	0.73	100.00
FB9_MI1.0	55.27	2.02	15.22	0.50	8.25	0.14	4.77	7.20	4.21	1.90	0.52	100.00
FB9_MI2.0	56.33	1.95	15.47	0.46	8.09	0.19	4.85	6.39	3.95	1.84	0.47	100.00
<b>Loma Seca</b>												
LS2_M1	54.56	1.66	14.58	0.40	8.28	0.18	5.38	7.63	3.58	1.44	2.31	100.00
LS2_M2	54.02	1.54	14.77	0.41	8.47	0.15	5.42	7.76	3.55	1.63	2.28	100.00
LS2_M3	53.57	1.59	14.23	0.39	8.34	0.17	5.86	7.73	3.64	1.46	3.03	100.00
LS3_MI1	50.41	2.08	13.25	0.56	10.66	0.23	5.87	7.98	3.10	1.39	4.48	100.00
<b>Resolana</b>												
RS2_MI1	49.02	1.28	20.00	0.37	7.80	0.07	5.89	10.20	4.05	1.33	NA	100.00

Anexo D3: Elementos mayores y menores en inclusiones en olivino luego de calibración por PEC en Petrolog.

Muestra	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	Li	B	F	Cl	MgO	TiO <sub>2</sub>	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce
<b>Escoria Final</b>																
F2	0.73	64.53	5.79	29.85	328.66	1531.22	3.55	0.77	61.19	369.84	12.88	135.38	2.80	469.97	15.50	29.19
F7	0.71	208.75	10.36	14.73	434.94	1070.10	3.93	1.15	37.21	512.91	26.47	121.67	6.38	419.46	28.06	65.67
F4_1	0.51	37.82	8.00	19.21	434.69	972.02	4.06	1.65	36.61	387.99	24.74	148.63	5.77	370.56	19.22	44.03
F9_1	0.52	104.56	6.29	23.86	437.26	993.65	3.97	2.04	45.33	423.12	30.93	204.80	7.89	494.57	26.24	58.98
F9_2	0.48	59.07	6.64	23.27	387.04	911.80	6.70	1.64	41.40	350.13	22.25	158.38	6.77	413.38	21.16	49.69
<b>Escoria Inicial</b>																
i15_4	0.29	2813.94	6.69	14.80	211.38	537.82	2.36	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
i15_4_1	0.45	1750.08	8.09	18.29	234.97	635.32	3.04	1.56	38.47	377.07	25.05	162.75	6.06	429.53	21.01	46.82
i17_9	1.08	272.49	9.79	20.88	286.13	710.95	3.25	1.70	39.46	352.23	27.20	179.27	6.66	435.48	22.88	52.16
i17_1	0.20	337.86	3.21	2.49	68.28	121.62	0.69	0.09	1.29	1061.64	0.61	2.38	0.09	150.80	2.21	3.69
i17_4	0.18	273.74	2.62	2.27	49.68	105.81	0.43	0.07	0.81	915.86	0.71	2.84	0.16	101.28	1.83	3.36
i5_1	0.53	116.85	6.50	17.03	81.90	155.06	0.10	0.17	65.71	574.91	10.41	137.01	4.60	666.89	17.85	33.49
i15_3	0.89	3222.91	8.91	16.22	436.39	928.77	3.79	1.46	33.95	378.81	23.69	148.01	5.52	426.85	19.57	43.62
i12	1.46	68.88	21.00	37.75	326.26	537.82	0.20	0.23	95.43	166.95	13.32	202.73	5.62	759.25	20.35	39.34
<b>Dacita Inferior</b>																
b2_8	5.34	526.37	21.18	52.07	569.36	735.78	0.30	0.33	149.46	109.87	17.92	284.38	8.85	683.27	23.44	48.46
b2_9	5.46	373.70	21.62	50.58	567.75	660.82	0.28	0.31	149.35	103.73	16.89	255.68	7.93	690.58	22.71	47.09
b2_4	6.87	303.33	23.57	57.87	528.36	719.04	0.29	0.34	147.80	111.58	18.79	306.64	8.85	701.03	22.43	50.08
b2_2	7.75	403.99	28.19	60.76	480.77	708.09	0.31	0.27	113.63	380.92	14.66	225.28	6.47	647.20	18.66	39.73
b2_3	5.16	348.07	19.50	42.85	360.74	477.05	0.22	0.15	51.28	782.34	6.41	96.82	2.91	658.29	13.02	23.21
b3	4.64	167.75	20.04	73.82	397.60	674.65	0.27	0.29	111.94	264.30	34.23	370.04	10.35	621.40	33.74	79.01
<b>Dacita Superior</b>																
d3	4.47	68.31	24.43	63.35	704.50	946.87	0.19	0.41	180.79	79.9	25.64	322.39	10.30	716.96	24.00	54.80
d5	4.89	246.77	24.92	48.76	507.94	734.76	0.19	0.30	162.50	60.7	18.95	228.67	7.10	592.97	23.12	48.36
d1	4.84	87.33	26.47	75.03	761.45	991.66	0.24	0.32	204.55	90.0	23.81	351.56	10.91	577.48	22.88	52.56
d6	4.22	108.43	22.95	59.69	638.21	615.17	0.21	0.35	165.96	68.4	22.46	309.35	9.32	707.52	27.10	57.76
<b>Lava 1846-1847</b>																
L2_1	3.31	67.15	117.60	84.16	104.88	327.34	0.32	0.37	191.29	8.1	25.69	317.26	9.73	302.73	24.08	53.66

Anexo D4: Volátiles y elementos traza de las inclusiones de este estudio.