



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**EVOLUCIÓN GEOLÓGICA POST-COLAPSO SECTORIAL DEL
ESTRATOVOLCÁN MIOCENO-PLIOCENO MULAS MUERTAS,
ANDES CENTRALES (26°57'07"S, 68°30'44"W)**

CONSUELO JAVIERA INOSTROZA RAMOS

Copiapó, Chile 2022



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**EVOLUCIÓN GEOLÓGICA POST-COLAPSO SECTORIAL DEL
ESTRATOVOLCÁN MIOCENO-PLIOCENO MULAS MUERTAS,
ANDES CENTRALES (26°57'07" S, 68°30'44" W)**

TRABAJO DE TITULACIÓN PRESENTADO EN CONFORMIDAD A LOS
REQUISITOS PARA OBTENER EL TÍTULO DE GEÓLOGA

Profesor Guía: Dr. Mohammad Ayaz Alam
Profesor Co-guía: Dr. Jorge Romero M.

CONSUELO JAVIERA INOSTROZA RAMOS
Copiapó, Chile 2022



“Nuestra recompensa se encuentra en el esfuerzo y no en el resultado.

Un esfuerzo total es una victoria completa.”

Dedicado a mi familia, en especial;

A mi abuelita María Eugenia Castillo por su amor incondicional y por enseñarme a ser perseverante. A mis padres Jessica Ramos y Francisco Inostroza por apoyarme siempre, a mi hija Martina, mi motor de vida y a mi abuelito y mi primo que me guían desde el cielo. A todos los llevo en el corazón.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer en primera instancia a mis padres Jessica Ramos y Francisco Inostroza por apoyar siempre mis decisiones y desafíos, y por sostenerme cuando fue necesario. Soy quien soy gracias a ustedes, les agradezco la vida.

A mi hija Martina, por aguantar tal desafío, nunca olvides que todo lo hago por ti. También a mis hermanas, que han estado presente en todos estos años, apoyando con risas y locuras.

Agradezco también a mi casa de estudios, la Universidad de Atacama, por esos 6 años de conocimiento y por apoyar esta tesis de pregrado.

A mi profesor Co-Guía Jorge Romero Moyano, por todo el apoyo y conocimiento brindado, y como no reconocerlo por tanta paciencia. Sinceramente esta tesis no hubiera sido posible sin ti, de verdad muchas gracias.

A mis profesores de comisión Drs. Ayaz Alam y Dr. Gonzalo Galaz por sus correcciones y apoyo en esta investigación.

Agradezco a todos quienes pasaron por mi vida universitaria. En especial a las chicas; Mari, Coni, Barbara y Roberto, por tantas horas de estudio y por tantos momentos inolvidables.

También agradezco a cada persona que hizo posible que esta investigación se llevara a cabo con éxito.

Gracias por tanto.

RESUMEN

El volcán Mulas Muertas (26°57'07"S, 68°30'44"W, 5900 msnm) se construyó en el extremo sur de la Zona Volcánica Central de los Andes durante el Mioceno-Plioceno (<5,0 a 6,1 Ma), El edificio volcánico compuesto mayoritariamente por lavas andesítico-basálticas y andesíticas está truncado hacia el NE, producto de un colapso sectorial, formando un anfiteatro sobre el cuál se formó tardíamente un lava-domo dacítico. Este cambio en la composición del magma (desde máfico a félsico) muestra un patrón opuesto al observado en otros edificios volcánicos que han colapsado de forma similar. El presente trabajo reconstruye las principales etapas evolutivas del volcán Mulas Muertas, con especial énfasis en los procesos magmáticos que operaron antes y después del colapso sectorial. Mediante una reconstrucción morfoestructural, basada en teledetección y observaciones de terreno, se han delimitado y cuantificado los productos de dichas unidades, las que a su vez se describieron en términos geoquímicos, mineralógicos y petrográficos. Durante la primera etapa, se construyó un edificio basal conformado por andesitas de piroxeno (55,4 peso % de SiO₂). Posteriormente, se construyó el edificio principal que podría haber alcanzado 6,350 msnm; los productos corresponden a andesitas de hornblenda (59,2 peso % de SiO₂). Este último edificio colapsó lateralmente hacia el NE, formando un escarpe de 11 km de ancho. Finalmente, una tercera etapa dio lugar a la extrusión de una lava domo dacítico (67,7 peso % de SiO₂) y corrientes piroclásticas hacia el NE. Los productos son calco-alcalinios de alto potasio (1,95-4,09 peso % de K) y se vuelven más diferenciados en las etapas más tardías. Las estimaciones de los parámetros físicos para estos productos indican variaciones progresivas relacionadas a la disminución de la temperatura (desde 1115 a 898 °C), aumento en la viscosidad de las lavas (de 3,5 a 6,1 Pa*s) y aumento en el contenido de H₂O (de 0,9 a 2,9 peso %). Los resultados indican que la pérdida de carga litostática, producto del colapso del edificio, estimada en 23-29 MPa, habría permitido el ascenso de fundidos residuales diferenciados y de menor densidad desde un reservorio longevo y en continuo enfriamiento.

INDICE

| | |
|--|----|
| CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN | 8 |
| 1.1 Problemática de investigación..... | 8 |
| 1.2 Hipótesis | 11 |
| 1.3 Objetivos | 11 |
| 1.3.1 Objetivo general..... | 11 |
| 1.3.2 Objetivos específicos | 11 |
| 1.4 Ubicación y accesos | 12 |
| 1.5 Antecedentes generales | 13 |
| CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO | 14 |
| 2.1 Colapsos sectoriales | 14 |
| 2.2 Inestabilidad del edificio volcánico | 14 |
| 2.3 Factores internos y externos que afectan en la inestabilidad del edificio volcánico. | 15 |
| 2.3.1 Factores internos | 15 |
| 2.3.2 Factores externos | 16 |
| 2.4 Impactos del colapso sectorial en el sistema magmático sub-volcánico..... | 18 |
| 2.4.1 Influencia del colapso del volcán en la orientación y estructura del transporte y almacenamiento de magma..... | 18 |
| 2.4.2 Despresurización y erupción posteriores al colapso | 19 |
| 2.4.3 Influencia del colapso de un volcán en la geoquímica y la actividad eruptiva..... | 20 |
| 2.5 Marco geológico y tectónico..... | 21 |
| 2.5.1 Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC) | 21 |
| 2.6 Geología local | 24 |
| 2.6.1 Unidades estratificadas..... | 24 |
| 2.6.2 Unidades no estratificadas..... | 26 |
| CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA | 30 |
| 3.1 Etapa de gabinete I | 30 |
| 3.2 Etapa de terreno | 31 |
| 3.3 Etapa de laboratorio..... | 33 |

| | |
|---|------------|
| 3.3.1 Petrografía macroscópica | 33 |
| 3.3.2 Microscopia mediante secciones delgadas..... | 33 |
| 3.3.3 Geoquímica semi-cuantitativa de masa fundamental y cristales mediante Microscopio Electrónico de Barrido (MEB-EDS)..... | 35 |
| 3.3.4 Análisis geoquímico de roca total mediante Fluorescencia de rayos X . | 36 |
| 3.3.5 Análisis geoquímico de roca total mediante Difracción de rayos X..... | 36 |
| 3.4 Etapa de gabinete II | 37 |
| 3.4.1 Cálculo de volumen del edificio volcánico..... | 37 |
| CAPÍTULO 4: RESULTADOS | 39 |
| 4.1 Morfología del edificio | 39 |
| 4.2 Volumen del edificio antes de colapsar..... | 41 |
| 4.2.1 Interpretación geológica..... | 43 |
| 4.2.2 Descripción macroscópica | 45 |
| 4.3.1 Descripción microscópica de secciones delgadas | 48 |
| 4.3.2 Análisis textural microscópico | 54 |
| 4.4 Geoquímica y mineralogía | 62 |
| 4.4.1 Geoquímica de roca total y masa fundamental..... | 62 |
| 4.4.2 Identificación química y discriminación de las fases minerales | 66 |
| 4.4.3 Características del magma | 73 |
| 4.4.4 Mineralogía de Difracción de rayos X | 77 |
| CAPÍTULO 5: DISCUSIÓN | 79 |
| 5.1 Limitaciones | 79 |
| 5.2 Evolución geológica del volcán Mulas Muertas..... | 80 |
| 5.3 Procesos magmáticos en el volcán Mulas Muertas | 82 |
| 5.4 Otros casos de estudio | 88 |
| 5.5 Perspectivas futuras..... | 89 |
| CAPÍTULO 6: CONCLUSIÓN | 90 |
| REFERENCIAS | 92 |
| ANEXOS | 102 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1: Imagen satelital donde se muestran las morfologías actuales del volcán Mulas Muertas..... | 8 |
| Figura 2: Imagen satelital de los centros volcánicos ubicados entre los 28 y 27.5°S definidos por Kay et al., 2013. Los nombres de los centros volcánicos se agrupan por color. En verde: Centros de arco del cinturón de Maricunga (26-7 Ma.); gris: centros de arco posterior del cinturón de Maricunga (24-15 Ma); rojo o rosa: centros de migración simultanea c. (9-4 Ma); azul: <3 Ma arco posterior a la migración de la Zona Volcánica Central Sur..... | 9 |
| Figura 3: Cambios posteriores al colapso a composiciones de magma más máfico (resaltadas por composiciones de MgO y SiO ₂ a granel), resultados obtenidos por Watt (2019)..... | 10 |
| Figura 4: Mapa de ubicación y acceso al área de estudio. 1: Universidad de Atacama (círculo rojo), 2: camino principal (línea roja), 3: Volcán Mulas Muertas (círculo amarillo)..... | 12 |
| Fig. 5. Factores de inestabilidad de volcanes, A : figura que ilustra las diferentes fuentes internas y externas de inestabilidad. Los planos de deslizamiento potenciales son líneas punteadas rojas, mientras que la sismicidad y la deformación se indican con estrellas amarillas y flechas rojas, respectivamente; B : Estilos de fallas del basamento y estilos correspondientes de colapso en edificios volcánicos. Extraído de Romero et al., 2011..... | 17 |
| Fig. 6: Mapa de ubicación de la Zona Volcánica Central de los Andes (CVZA) donde se muestran los volcanes activos/potencialmente activos, luego de las actualizaciones realizadas en el período 2000-2019. También se muestran detalles sobre volcanes con emisión fumarólica permanente, con registros eruptivos históricos, volcanes monitoreados y no monitoreados, y el tipo de volcanes (Aguilera et al., 2022). El triángulo celeste indica el lugar donde se sitúa el Volcán Mulas Muertas. | 23 |
| Figura 7: A) Edades K-Ar del volcán Mulas Muertas definidas por Mpodozis et, al., (1996). B) Diagrama K ₂ O/SiO ₂ del volcán Mulas Muertas donde se observa el gap composicional entre las lavas del edificio volcánico principal y el domo (Mpodozis et, al., 1996). | 28 |
| Figura 8. Geología del volcán Mulas Muertas a partir del trabajo de Clavero et al., (2012). Msv; Volcanes y complejos volcánicos del Mioceno Superior (ca. 9-5 Ma); Piv: Volcanes y complejos volcánicos del Plioceno Inferior (ca. 5-4 Ma); Psv: Volcanes y complejos volcánicos del Plioceno Superior (ca. 4-3 Ma); Pilv: Ignimbrita Laguna Verde (Plioceno Inferior); MsPa: Depósitos aluviales antiguos (Mioceno Superior- Plioceno); Pa: Depósitos aluviales del Plioceno (Plioceno); PIHa: | |

| | |
|--|----|
| Depósitos aluviales (Pleistoceno- Holoceno); PIHac: Depósitos aluviales y coluviales (Pleistoceno-Holoceno). | 29 |
| Figura 9. Mapa con localización de puntos muestreados en terreno (Volcán Mulas Muertas). | 31 |
| Figura 10: Imágenes de terreno en los diferentes puntos de muestreo. A: Vista al volcán desde el S. B: Afloramiento del cual se extrajo la muestra MM01 C: la muestra MM02 D: muestra MM03 E: muestra MM04, F: muestra MM05A y MM05B. | 32 |
| Figura 11: A) Secciones delgadas de 30 μm y sin cubreobjeto. B) Microscopio Olympus CX31, ubicado en las pertenencias del Departamento de Geología, Universidad de Atacama. | 34 |
| Figura 12: JMicroVision: Software diseñado para describir, medir, cuantificar y clasificar componentes de todo tipo imágenes de alta definición. Versión 1.3.4... 34 | 34 |
| Fig. 13 Microscopio electrónico de barrido (MEB) modelo Zeiss EVO MA 10..... | 35 |
| Fig. 14: Análisis de FRX y DRX A y B: portamuestras y muestras montadas para el análisis DRX. C: Difractómetro de rayos X del DEMEX. D: Prensa. E: Crisoles. F: Perladora para fundir la muestra. G: Discos de vidrio. H: Fluorescencia D-8 ADVANCE (Romero J, 2019). | 36 |
| Figura 15: A) Imagen satelital 2021 CNES/ Airbus, Google Earth. Con disposición de líneas de perfiles. B) Perfiles en diferentes direcciones a) NW-SE, b) SW-NE, c) NW-SE, y d) N-S. | 38 |
| Figura 16: Perfil 1 con datos para calcular el volumen teórico. | 38 |
| Figura 17. Imagen satelital del volcán Mulas Muertas con estructuras volcánicas que se obtuvieron de manera visual..... | 40 |
| Figura 18. Imagen TIN del volcán Mulas Muertas con resultados que se obtuvieron para el volumen edificio volcánico considerando una superficie de referencia de 4500 msnm y del domo volcánico 4760 msnm, realizado en el programa ArcGIS. | 40 |
| Figura 19. Perfil con cálculos del volumen del edificio volcánico antes de colapsar. | 42 |
| Figura 20: Mapa litológico del volcán Mulas Muertas..... | 44 |
| Figura 21: Composición mineralógica de la muestra MM01, compuesta de fenocristales de plagioclasas y piroxenos, y masa fundamental vítrea. | 48 |
| Figura 22: Composición mineralógica de la muestra MM02, compuesta de fenocristales de plagioclasas y piroxenos y masa fundamental vítrea y microlítica. | 49 |

| | |
|---|----|
| Figura 23: Composición mineralógica de la muestra MM03, compuesta de fenocristales de plagioclasas y piroxenos y masa fundamental vítrea y microlítica. | 50 |
| Figura 24: Composición mineralógica de la muestra MM04, compuesta de fenocristales de plagioclasas, piroxenos y hornblendas y masa fundamental vítrea y microlítica. | 51 |
| Figura 25: Composición mineralógica de la muestra MM05A, compuesta de fenocristales de plagioclasas, clinopiroxenos y ortopiroxenos y masa fundamental vítrea. | 52 |
| Figura 26: Composición mineralógica de la muestra MM05B, compuesta de fenocristales de plagioclasas, biotitas, clinopiroxenos y hornblendas y masa fundamental vítrea..... | 53 |
| Figura 27: Vista en microscopio óptico de; A) aglomerados conformados por fenocristales de plagioclasa y piroxenos. B) fenocristales orientados..... | 54 |
| Figura 28: Vista en microscopio óptico de; A y B) textura glomeroporfirica con agregados de plagioclasas y piroxenos y C y D) masa fundamental de textura vítrea y microlítica, fuertemente afectada por alteracion de hematita (colores rojizos). La muestra presenta una textura seriada..... | 55 |
| Figura 29: Vista al microscopio óptico de; A y B); la textura de reabsorción en fenocristal de plagioclasas. C y D); se observa una textura vítrea y textura seriada en la muestra, además la masa fundamental afectada fuertemente por alteración de hematita (colores rojizos). | 56 |
| Figura 30: A y B) Vista al microscopio óptico del fenocristal de hornblenda con un borde pervasivo de opaco. C y D) la masa fundamental donde se observa una textura traquítica..... | 57 |
| Figura 31: Vista en microscopio óptico de A y B) aglomerados de la unidad domo, conformado por fenocristales de plagioclasas, piroxenos y hornblendas. C y D) fenocristales de plagioclasas reabsorbidos. E y F) Fenocristales de clinopiroxenos con bordes de oxidación y reabsorbidos. | 58 |
| Figura 32: A y B) Masa fundamental de textura traquítica. | 59 |
| Figura 33: Vista en microscopio óptico de; A y B) aglomeración de fenocristales de plagioclasas, clinopiroxenos y hornblendas. | 59 |
| Figura 34. A y B) Masa fundamental que presenta una textura bandeada entre una textura vítrea y una masa fundamental microlítica. C) y D) Textura esferulítica con tamaños de hasta 1 mm E) y F) Textura perlítica..... | 60 |
| Fig. 35: Diagrama Total Alkali vs Silice (TAS) para las distintas unidades de lavas del Volcán Mulás Muertas. Las muestras que fueron analizadas en roca total se | |

| | |
|---|----|
| presentan en triángulos mientras que las analizadas en masa fundamental, en cuadrados..... | 63 |
| Fig. 36: Diagrama de división de rocas subalcalinas, K ₂ O versus SiO ₂ (Perecillo y Taylor, 1976); separado en cuatro series; shoshonítica, calcoalcalina de alto K, calcoalcalina y tholeiítica. | 64 |
| Fig. 37: Diagramas de Harker (1909) para los elementos mayores entregados por la Fluorescencia de rayos x (triángulos) y SEM (cuadrados) y trabajos anteriores (Baker, et al 1987, Mpodozis et. Al., 1996) | 65 |
| Figura 38: imagen de plagioclasas en la muestra MM02 visto en el microscopio electrónico y sus respectivas imágenes EDS..... | 67 |
| Figura 39: imagen de piroxenos muestra MM03 visto en microscopio electrónico electrónico y sus respectivas imágenes EDS..... | 68 |
| Figura 40: imagen de piroxenos muestra MM03 visto en microscopio electrónico electrónico y sus respectivas imágenes EDS..... | 69 |
| | 70 |
| Figura 41: imagen de piroxenos en muestra MM04 visto en microscopio electrónico y sus respectivas imágenes EDS. | 70 |
| | 70 |
| Figura 42: imagen de piroxenos muestra MM04 visto en microscopio electrónico y sus respectivas imágenes EDS..... | 71 |
| Figura 43: imagen de piroxenos muestra MM05 visto en microscopio electrónico y sus respectivas imágenes EDS..... | 72 |
| Figura 44: Representación gráfica las características del magma; A) temperatura (°C), B) densidad (g/cm ³), C) viscosidad (Pa*s) teórica y D) contenido de agua (%), obtenidas a partir de la Norma CIPW. Es posible apreciar puntos de distintos colores; donde las lavas del edificio 1 se presentan en color celeste, las lavas del edificio 2 en colores anaranjados y las lavas del domo volcánico en color morado. | 74 |
| Figura 45. Representación gráfica de las temperaturas teoricas obtenidas para cada muestra. | 75 |
| Figura 46: Gráfico de dispersión de datos de %FeO en función de %MgO. | 76 |
| En la figura se presenta la ecuación de la recta obtenida a través de la regresión lineal. Mediante los datos se ha obtenido la siguiente ecuación de la recta: | 76 |
| Figura 47. resultados mineralógicos entregados por la Difracción de Rayos X..... | 78 |

Fig. 49: Representación de la evolución geológica del volcán mulas muertas. Volúmenes obtenidos mediante la herramienta *Polygon Volume* del programa ArcGIS..... 82

Fig. 50: Gráfico que muestra la profundidad de la cámara magmática y la distancia (h) desde el cráter hasta la cámara magmática. En A) la etapa pre-colapso donde la cámara magmática se sitúa a 10 km desde el cráter, en B) etapa post colapso, donde la cámara magmática se sitúa a 8.8 km desde el cráter del domo volcánico. 86

Fig. 51: Representación de los procesos magmáticos que pudieron haber ocurrido en los reservorios del sistema magmático del volcán Mulas Muertas. 87

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Resumen general de las características mineralógicas obtenidas por el programa JmicroVision v1.3.4. (Anexos 2)..... 61

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 Problemática de investigación

El estratovolcán Mulas Muertas pertenece a la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC, 26°57'07"S). Es parte del cordón volcánico ubicado al Este de la Franja Maricunga que estuvo activa entre los 8 y 5 Ma (Kay et al., 2013: Fig. 2). La dicha actividad disminuyó progresivamente para concentrarse en la zona del volcán Ojos del Salado (Mpodozis et al., 1996). El edificio del volcán Mulas Muertas se construyó a partir de sucesivas erupciones de lavas principalmente andesíticas entre los 5.0 y 6.1 Ma (Gonzales-Ferran et al., 1985). Sin embargo, un importante evento destructivo resultó en el colapso sectorial del volcán, dando lugar a su morfología. El colapso sectorial del volcán Mulas Muertas afectó la parte superior y la totalidad del flanco NE y con posterioridad a dicho evento, se emplazó una lava domo dacítico (5-4 Ma) (Clavero et al., 2012) al interior de la cicatriz de colapso (Fig. 1).

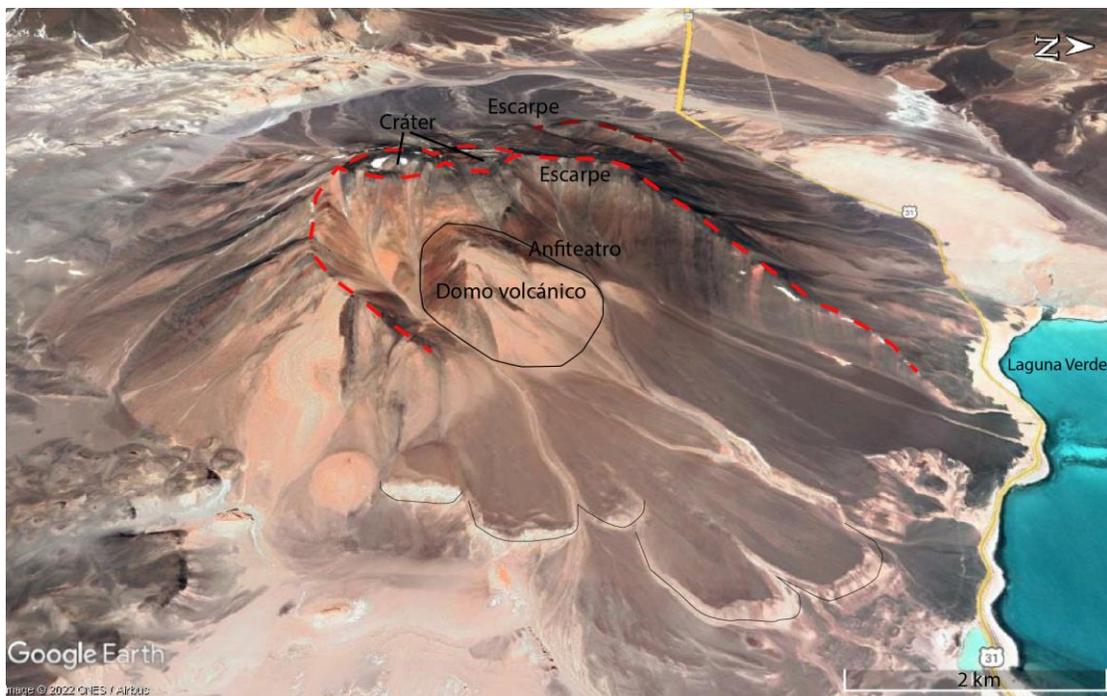


Figura 1: Imagen satelital donde se muestran las morfologías actuales del volcán Mulas Muertas

Muertas, así como la evolución misma del volcán, en términos de los procesos físicos y petrológicos asociados al control de la actividad eruptiva.

Para abordar la problemática de estudio, se requiere analizar los procesos internos y externos que permitieron la destrucción del edificio volcánico (p.ej. Delcamp et al., 2018), cuantificar la pérdida de carga litostática del edificio colapsado (p.ej. Pinel et al., 2010; Pinel y Albino, 2013), analizar el impacto del colapso sectorial en el sistema magmático (Watt, 2019) y finalmente su impacto en la ubicación de los centros eruptivos post-colapso (reordenamiento de esfuerzos; p.ej. Maccaferri et al., 2017). Estos permitirán realizar una reconstrucción de la evolución geológica del edificio volcánico, y evaluar los procesos magmáticos que ocurrieron en el volcán Mulás Muertas.

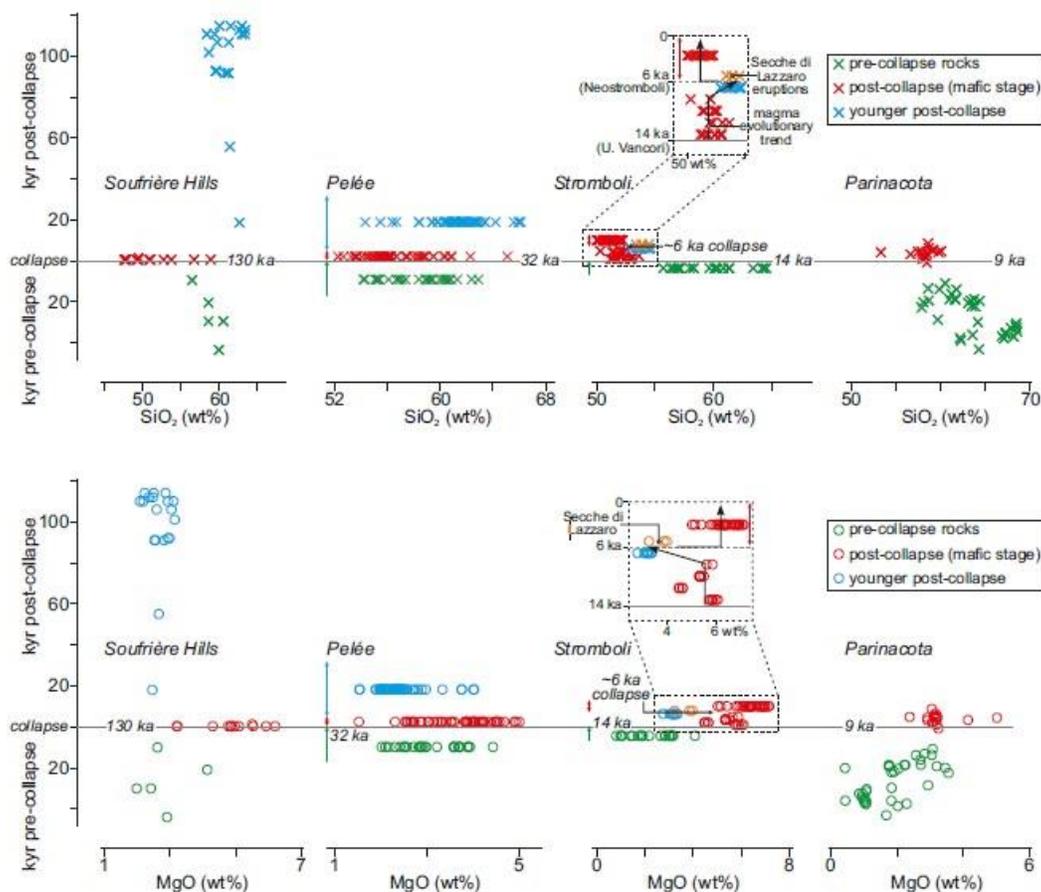


Figura 3: Cambios posteriores al colapso a composiciones de magma más máfico (resaltadas por composiciones de MgO y SiO₂ a granel), resultados obtenidos por Watt (2019).

1.2 Hipótesis

El colapso sectorial del volcán Mulas Muertas facilitó el ascenso de fundidos residuales derivados del fraccionamiento de magmas máficos en su sistema magmático somero. Estos cambios modificaron las propiedades físicas y el estilo eruptivo del volcán.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Reconstruir la evolución geológica del volcán Mulas Muertas, en especial, luego de su colapso sectorial.

1.3.2 Objetivos específicos

- Identificar las unidades morfo-estratigráficas pre- y post-colapso asociadas a las etapas constructivas del volcán Mulas Muertas.
- Determinar la pérdida de carga litostática y los cambios en la posición del centro eruptivo a causa del colapso sectorial.
- Interpretar los procesos magmáticos asociados a las etapas pre y post-colapso sectorial mediante una comparación de los productos eruptivos (coladas y domos de lava).

1.4 Ubicación y accesos

El Volcán Mulas Muertas ($26^{\circ}57'07''\text{S}$; $68^{\circ}30'44''\text{W}$) se ubica en la Región de Atacama a 262 km al NE de la ciudad de Copiapó. Sus coordenadas UTM son 541000, 557000E y 7014000, 7026000N.

Para acceder al volcán desde la Universidad de Atacama, ubicada en la Ciudad de Copiapó, es necesario recorrer la Av. Copayapu en dirección al Sureste por aproximadamente 10 km, para luego girar hacia la izquierda con dirección a la carretera del Inca. A través de esta carretera, se debe avanzar 16 km en dirección Norte y luego girar a la derecha para conectarse con la Ruta internacional 31, que lleva al Paso Internacional San Francisco (Fig. 4). El recorrido es de aproximadamente 262 km hasta llegar al área de estudio.

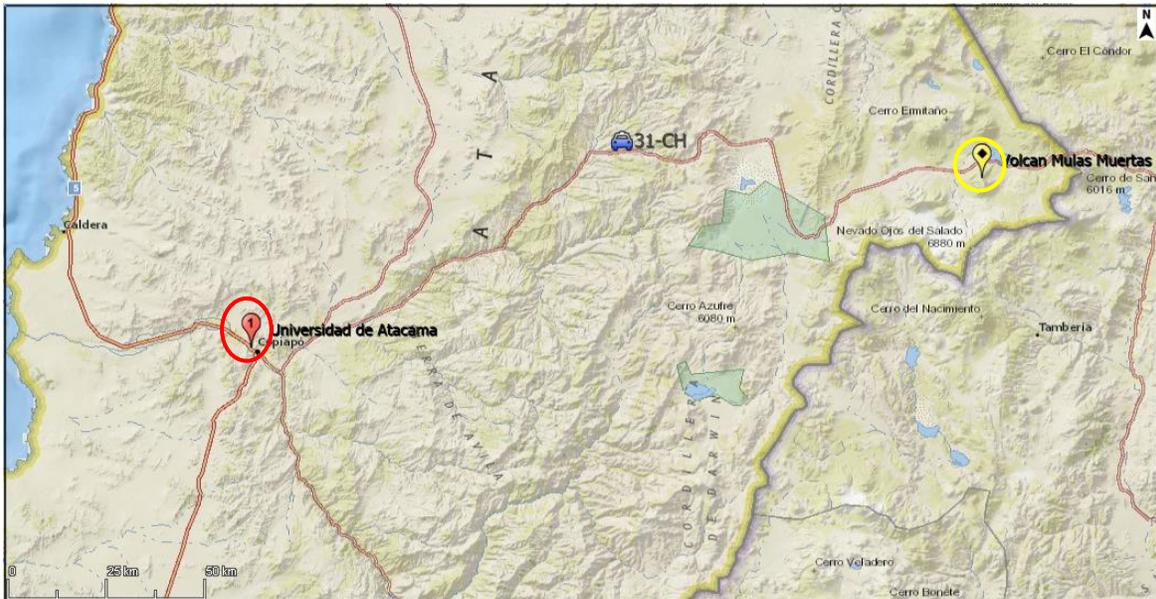


Figura 4: Mapa de ubicación y acceso al área de estudio. 1: Universidad de Atacama (círculo rojo), 2: camino principal (línea roja), 3: Volcán Mulas Muertas (círculo amarillo).

1.5 Antecedentes generales

La información geológica actual, en la cual se describe la litología, geoquímica, edades radiométricas y el análisis estructural del área que incluye al volcán Mulas Muertas corresponde al trabajo de Clavero et al. (2012), en la carta geológica de Chile, hoja de Laguna Wheelwright y paso San Francisco, a escala 1:100.000. Anteriormente, dos mapas geológicos regionales para el área del Ojos del Salado fueron desarrollados por Baker et al. (1987) y Mpodozis et al. (1996), los cuales incluyen información petrográfica y geoquímica de algunas muestras del volcán Mulas Muertas.

La evolución del arco volcánico migratorio (8-4 Ma) de la zona volcánica de los Andes Centrales (CVZ), que da origen a la formación Volcán Mulas muertas, está descrita por Kay et al. (2013). En este trabajo, se incluye la información de los grandes centros volcánicos andesíticos a dacíticos entre los 26,5 y 27,5°S, pero también respecto a pequeños centros eruptivos aislados compuestos por lavas andesíticas a dacíticas, como el volcán Mulas Muertas (5,0-5,1 Ma). En dicho trabajo se indican al menos dos etapas eruptivas para el Volcán Mulas Muertas (Kay et al., 2013).

CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO

2.1 Colapsos sectoriales

El colapso sectorial es un proceso destructivo que afecta al edificio volcánico. Este proceso es inducido por diversos factores internos y externos que generan inestabilidad en el volcán (p.ej. Delcamp et al., 2018) y que finaliza en un gran deslizamiento de material, provocando una pérdida de carga litostática importante en el edificio volcánico que afecta directamente al sistema magmático interno de este (p.ej. Watt, 2019).

Los colapsos sectoriales son bastante comunes durante la evolución de un edificio volcánico y pueden ocurrir en cualquier volcán, aunque los volcanes especialmente altos y activos son más propensos a la inestabilidad (Macaferri et al. 2017).

2.2 Inestabilidad del edificio volcánico

Los volcanes son sistemas complejos que se encuentran en constante evolución. Su morfología es el resultado de múltiples interacciones entre tectónica regional, estructuras preexistentes, tipo de actividad eruptiva e hidrotermal, entre otros (Delcam et al. 2018). Todos estos factores, pueden clasificarse en dos grupos: internos y externos (Tabla 1) y juegan un papel importante en los procesos destructivos del edificio volcánico (Delcam et al. 2018). Los factores internos incluyen intrusiones magmáticas, alteración hidrotermal y deformación gravitacional, mientras que los factores externos están relacionados con el comportamiento y las características estructurales del basamento, así como la actividad sísmica y procesos exógenos, como la erosión (Roverato et al., 2021).

2.3 Factores internos y externos que afectan en la inestabilidad del edificio volcánico.

2.3.1 Factores internos

Inestabilidad causada por intrusiones magmáticas: Las intrusiones magmáticas, especialmente los diques, son una fuente importante de inestabilidad, ya que producen deformación, sismicidad y liberación de energía mecánica (expansiva) y térmica (de calentamiento) (Delcam et al. 2018). Esto puede aumentar las presiones de los fluidos intersticiales, actuando sobre posibles planos de falla basal y disminuyendo la resistencia del edificio (Fig. 5A; Elsworth y Voight, 1996; Norini y Acocella, 2011; Hacker et al., 2017).

Inestabilidad causada por alteración hidrotermal: El efecto que genera la alteración hidrotermal dentro de un edificio volcánico es diverso (Carrasco-Núñez et al., 1993; Vallance y Scott, 1997). En primer lugar, las rocas alteradas hidrotermalmente son más débiles en comparación con las rocas frescas. El debilitamiento resulta de minerales secundarios que se forman durante la alteración hidrotermal, como los minerales arcillosos (alteración argílica) y sílice amorfa (sílice residual), que tienen bajas resistencias al cizallamiento. La presencia de minerales secundarios genera una disminución de la fricción y la cohesión dentro de la masa deslizante, así como entre la masa y su basamento, este efecto acelera el desarrollo de procesos de deslizamiento que afecta la fase inicial de la falla del edificio. Las rocas alteradas también tienden a deformarse en lugar de fracturarse, lo que promueve la expansión del volcán (Delcam et al. 2018).

Inestabilidad asociada a la deformación gravitacional: La carga localizada de intrusiones y productos eruptivos hace que los edificios volcánicos se deformen bajo los esfuerzos gravitacionales. Un basamento constituido por rocas débiles o susceptibles a deformarse de manera dúctil facilita la deformación gravitacional del volcán suprayacente. Las unidades débiles, también denominadas capas de baja

resistencia (LSL), incluyen capas alteradas hidrotermalmente y erosionadas (Fig. 5A; Merle y Lénat, 2003; Oehler et al., 2005), pudiendo ser rocas sedimentarias, rocas evaporitas e incluso ignimbritas. Las unidades duras que se deforman de manera frágil, como el gneis o granito en el basamento y flujos de lava e intrusiones en el edificio volcánico y su sistema magmático. Tanto la deformación frágil como dúctil general la extensión y el hundimiento gravitacional del edificio. Este proceso también está controlado por la altura del volcán y por el grosor de las capas del basamento (Fig. 5 A; Borgia, 1994; Byrne et al., 2013; Holohan et al., 2013).

2.3.2 Factores externos

Inestabilidad asociada a las fallas: Dado que la ocurrencia de vulcanismo está altamente relacionada con regiones tectónicamente activas, es común que los volcanes estén emplazados en fallas, afectando la morfología y la estabilidad del edificio, así como la orientación potencial del colapso. Los diversos casos de estudio y modelos analógicos (Fig. 5B) muestran que un régimen extensional o compresivo produce colapsos perpendiculares a la falla; un régimen de deslizamiento produce colapsos paralelos, o en un ángulo bajo, a la falla y (Fig. 5B) un régimen transtensional produce colapsos similares a los producidos por el deslizamiento, pero se espera que la cicatriz del colapso sea más amplio (Lagmay y Valdivia, 2006; Wooller et al., 2009; Mathieu et al., 2011b; van Wyk de Vries y Davies, 2015).

Inestabilidad por erosión: El clima y las fuerzas erosivas también pueden desempeñar un papel en la inestabilidad volcánica (Fig. 5A; Roberti et al., 2021), tanto en escalas de tiempo largas como inmediatas (Romero et al., 2021).

Una combinación de lluvias extremadamente intensas, el control tectónico (sistemas de fallas y zonas de fisuras) y la alternancia de lechos de material volcánico más y menos resistentes y permeables (Join et al., 2005) controlan la forma en que un edificio se erosiona con el tiempo (Karátson et al., 1999). La precipitación facilita la incisión del río y el transporte de sedimentos al aumentar la descarga de agua.

También puede provocar deslizamientos de tierra al elevar la presión de poros y acelerar la producción de suelo erosionable al promover la meteorización química y física. Las estructuras erosivas, particularmente las cuencas erosivas de drenaje simple o de forma irregular, se forman según el tipo de depresión preexistente, como los cráteres o las depresiones volcánicas, como las calderas y los grupos de cráteres (Karátson et al., 1999).

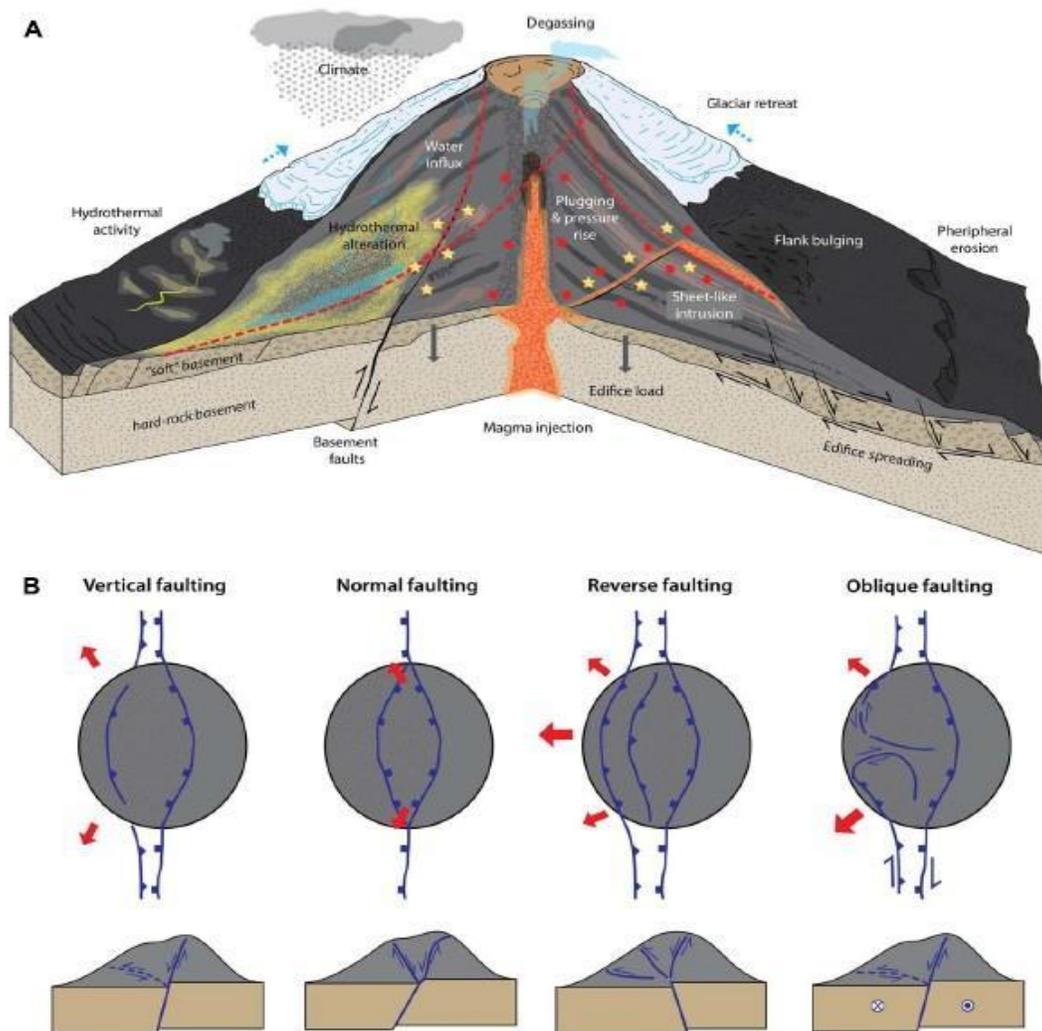


Fig. 5. Factores de inestabilidad de volcanes, **A**: figura que ilustra las diferentes fuentes internas y externas de inestabilidad. Los planos de deslizamiento potenciales son líneas punteadas rojas, mientras que la sismicidad y la deformación se indican con estrellas amarillas y flechas rojas, respectivamente; **B**: Estilos de fallas del basamento y estilos correspondientes de colapso en edificios volcánicos. Extraído de Romero et al., (2011).

2.4 Impactos del colapso sectorial en el sistema magmático sub-volcánico

La deformación y colapso de un volcán modifican significativamente la orientación y la magnitud de las tensiones dentro y debajo de un edificio. El sistema magmático profundo (reservorio) se ve menos afectado en comparación al sistema sub-volcánico (intrusiones, conductos y cuerpos hipabisales; Delcam et al., 2018).

Varios procesos han sido reconocidos como indicadores de una respuesta del sistema subvolcánico a la descompresión después del colapso lateral, incluidos cambios hacia composiciones más máficas, erupción de composiciones de magma “anómalas” (p. ej. magmas híbridos), cambios en las tasas de erupción y la migración de respiraderos. Se puede esperar que algunos de estos factores sean menos reconocibles en los sistemas máficos, dados sus rangos de composición más acotados y que generalmente están asociados con un sistema subvolcánico probablemente menos desarrollado (y que a su vez es más susceptible a ser influenciada por la carga y descarga superficial asociada con el crecimiento y la destrucción del edificio; p.ej. Pinel y Jaupart, 2005; Pinel y Albino, 2013).

A continuación, se describen algunos impactos generados por el colapso sectorial:

2.4.1 Influencia del colapso del volcán en la orientación y estructura del transporte y almacenamiento de magma.

El modo de propagación de las intrusiones magmáticas (diques, sills o filones manto) está fuertemente controlado por la orientación y el campo de esfuerzos local (Delcam et al., 2018). Los volcanes generan su propio campo de esfuerzos debido a su carga gravitacional, la acumulación de cuerpos magmáticos presurizados, y la producción y distribución de diferentes tipos de materiales volcánicos y sedimentarios (Kervyn et al., 2009).

El campo de esfuerzos local suele estar restringido al edificio y su entorno inmediato, mientras más lejos, los esfuerzos tectónicos regionales se vuelven dominantes (Gudmundsson et al., 2016). El emplazamiento del magma, el colapso de la estructura, la alteración hidrotermal, la erosión, la deformación gravitacional y otros procesos modifican constantemente dicho campo de esfuerzos. Esto influye en la geometría de los conductos y las intrusiones magmáticas existentes, sin embargo, es difícil cuantificar en qué medida esta influencia controla la orientación de las intrusiones. Algunos estudios sugieren que el campo de esfuerzos regional puede influir en el sistema magmático profundo (hasta el nivel de la corteza), mientras que el sistema subvolcánico superficial se verá influenciado por el campo de esfuerzos del volcán local (Fiske y Jackson, 1972).

Después del colapso, las nuevas intrusiones tenderán a orientarse paralelas a la cicatriz del colapso, afectando la zona colapsada (Tibaldi, 1996; Delcamp et al., 2014).

2.4.2 Despresurización y erupción posteriores al colapso

La disminución de presión causada por el colapso sectorial (Manconi et al., 2009) puede desencadenar erupciones ya sea por descompresión repentina del sistema hidrotermal, magma poco profundo, o por el inicio de un ascenso de magma renovado (Watt, 2019), pero también puede suprimir una erupción en curso (Pinel y Albino, 2013).

Esta disminución de presión puede ser seguida por erupciones magmáticas o freatomagmáticas (Delcam et al., 2018). Algunos ejemplos incluyen el Mauna Loa (Hawái), donde la despresurización después del colapso de la caldera desencadenó explosiones freatomagmáticas (Lipman et al., 1990), o el caso del Monte Santa Helena, en el cual la despresurización explosiva del magma rico en volátiles desencadenó una explosión dirigida (Glicken, 1996).

2.4.3 Influencia del colapso de un volcán en la geoquímica y la actividad eruptiva

En muchos lugares se han documentado cambios bruscos en la composición del material eruptivo debido al colapso del volcán. A menudo, inicialmente existen composiciones evolucionadas y de baja densidad antes del colapso, que cambian repentinamente a magmas máficos primitivos y de alta densidad después del colapso. Este es el caso de algunos colapsos en las Islas Canarias, España (Longpré et al., 2009; Manconi et al., 2009), pero también en el volcán Paríacota, Chile (Hora et al., 2007).

Un colapso elimina efectivamente la carga del volcán, por lo que descomprime el sistema subvolcánico. Esta descompresión puede dar lugar a la exsolución de volátiles. La nucleación y el crecimiento de burbujas en el magma promoverán una disminución de la densidad y la removilización del magma, lo que puede conducir a erupciones explosivas durante el colapso. La carga eliminada permite posteriormente la erupción de magma denso y máfico poco después de colapso, en el cual se encontraba atrapado bajo el edificio en su estado de carga previo al colapso. Del mismo modo, la propagación del volcán favorecerá el aterrizaje y la erupción del magma máfico, mientras que el hundimiento favorecerá la diferenciación del magma y la erupción del magma evolucionado de baja densidad (Pinel y Jaupart, 2000).

Algunos estudios geoquímicos y petrológicos han demostrado que la descarga del magma favorece a la descompresión, dando lugar a un aumento de la fusión parcial (Presley et al., 1997; Hildenbrand et al., 2004), la modelización numérica sostiene que la descarga no tendrá ningún efecto sobre la producción de la fusión en profundidad, sino que más bien inducirá gradientes de presión dentro del sistema de tuberías del magma profundo, permitiendo la removilización del magma (Manconi et al., 2009). Por lo tanto, el colapso del volcán parece tener un efecto dentro de la

corteza hasta el manto superior, pero no afecta a los niveles más profundos. Otra posibilidad es que la propagación de los diques requiera una sobrepresión del depósito, y una despresurización del depósito tras un colapso podría impedir la propagación y la erupción de los diques (Pinel y Jaupart, 2005).

2.5 Marco geológico y tectónico

2.5.1 Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC)

La ZVC incluye más de 1100 centros eruptivos y/o edificios volcánicos, de los cuales 44 edificios y 18 centros y/o campos menores se encuentran activos; además existen al menos seis grandes sistemas ignimbríticos cuaternarios y/o calderas potencialmente activos (Silva y Francis, 1991). El arco se posiciona en una zona altamente elevada (> 4.000 m) y se extiende a lo largo del sureste del Perú, norte de Chile, oeste de Bolivia y noroeste de Argentina (Fig. 6). Las condiciones hiperáridas que han prevalecido en la región dan como resultado características volcánicas extremadamente bien conservadas y, por estas razones, los estudios de la evolución de los centros CVZ en el norte de Chile han demostrado ser especialmente útiles para comprender los procesos volcánicos (Stern, 2004).

Los volcanes de la ZVC son el resultado de la subducción de la placa de Nazca debajo del continente. El extremo norte de la ZVC se encuentra en Perú (14° S), donde la subducción de la placa de Nazca da lugar a una dramática disminución del ángulo de subducción por debajo del segmento de flat-slab peruano hacia el norte. El límite sur de la ZVC, donde se encuentra la cadena volcánica Tres Cruces - Nevado Ojos del Salado, coincide con una discontinuidad sísmica (27° S; González-Ferrán et al. 1985), superpuesta a una disminución gradual del ángulo de subducción asociado al segmento de flat-slab pampeano. La velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y América del Sur en el norte de Chile es de 7,8 a 8,4 centímetros anuales (DeMets et al., 1990). La oblicuidad del ángulo de convergencia varía entre 0° en la latitud de Arica (18 ° S) y 24° al oeste del margen

sur de la ZVC. La edad de la placa oceánica de Nazca subductada por debajo del norte de Chile es inferior a 60 millones de años. La placa subductada desciende con una inclinación de 25° a una profundidad superior a 400 km (Dorbath et al., 1996). El frente volcánico de la ZVC se encuentra aproximadamente a 120-150 km por encima de la placa subductada y a 260-340 km al este de la fosa (Thornburg y Kulm 1987).

El riesgo volcánico asociado a los volcanes de la ZVC de los Andes es relativamente bajo en comparación a otras regiones volcánicas de los Andes, debido a que los centros volcánicos se encuentran generalmente alejados de las áreas densamente pobladas (Stern et al., 2007). Pese a lo anterior, en este segmento se encuentran 3 de los 30 volcanes de mayor riesgo específico en Chile (Sernageomin, 2020). En efecto, desde el 2013 se monitorean 10 volcanes de la ZVC (Fig. 6) y se han realizado importantes esfuerzos por mapear, registrar la actividad, zonificar los peligros, comprender y comunicar el riesgo en esta zona (p.ej. Amigo, 2021; Aguilera et al., 2022).

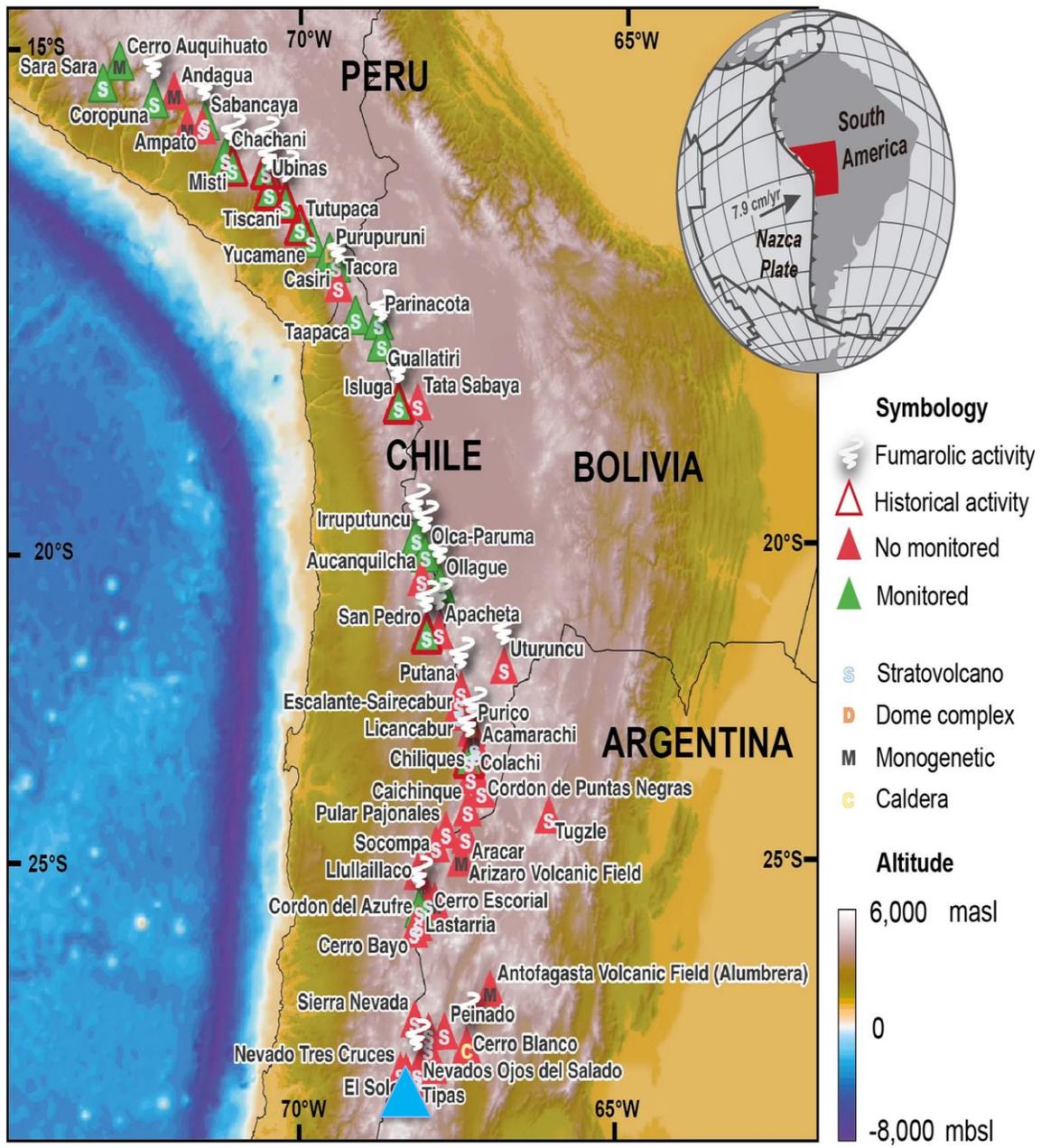


Fig. 6: Mapa de ubicación de la Zona Volcánica Central de los Andes (CVZA) donde se muestran los volcanes activos/potencialmente activos, luego de las actualizaciones realizadas en el período 2000-2019. También se muestran detalles sobre volcanes con emisión fumarólica permanente, con registros eruptivos históricos, volcanes monitoreados y no monitoreados, y los tipos de volcanes (Aguilera et al., 2022). El triángulo celeste indica el lugar donde se sitúa el Volcán Mulás Muertas.

2.6 Geología local

La geología local del área de estudio se encuentra presente en la carta geológica de las áreas Laguna Wheelwright y paso San internacional san francisco (Clavero et al., 2012) a una escala de 1:100.000. De manera general el área se encuentra configurada por unidades volcánicas estratificadas del Mioceno al Plioceno y unidades sedimentarias no estratificadas desde el Mioceno hasta el Holoceno. De acuerdo al trabajo de Clavero et al. (2012), se definen las siguientes unidades:

2.6.1 Unidades estratificadas

Msv: Volcanes y complejos volcánicos del Mioceno Superior (ca. 9-5 Ma)

Complejos de lavas y domos y estratovolcanes, erosionados y en parte colapsados, cuyos remanentes constituyen las estructuras principales de las calderas Wheelwright y Laguna Escondida. Los estratovolcanes incluyen los volcanes Laguna Verde, Wheelwright, Pircas de Indios, Cerro del Gallo, Mulas Muertas y Cerros de Barrancas Blancas. Las litologías comprenden lavas andesíticas a dacíticas, depósitos de flujo piroclástico, domos dacíticos y brechas de colapso. Esta unidad comprende parte del edificio principal del volcán Mulas Muertas (Fig. 8). En el área las dataciones radiométricas por K-Ar en roca total y biotita indican edades de 5,0 y $5,1 \pm 0,3$ Ma y $5,6 \pm 0,4$ Ma respectivamente.

Piv: Volcanes y complejos volcánicos del Plioceno Inferior (ca. 5-4 Ma)

Conjunto de edificios volcánicos con superficies suavizadas por la erosión. Los principales aparatos volcánicos corresponden a los volcanes Peñas Blancas, Ermitaño y Cerro del Toro, los que se construyeron en las fracturas anulares de la caldera Wheelwright. Las litologías comprenden en lavas dacíticas y andesítico-basálticas, depósitos de flujo de detritos volcánicos, conos adventicios y lava andesítico-basáltica asociada, depósitos de flujo piroclástico del tipo bloques y

ceniza, domos dacíticos y depósitos piroclásticos de caída. A esta unidad pertenece el domo dacítico ubicado en el flanco NE del volcán Mulas Muertas (Fig. 8).

Pilv: Ignimbrita Laguna Verde (Plioceno Inferior)

Depósito de flujo piroclástico riolítico formado por, al menos, cuatro unidades de flujo con intercalaciones de capas de oleada piroclástica. Las unidades de flujo corresponden a tobas de fragmentos juveniles pumíceos tamaño lapilli medio a bomba (5-40% vol.), y fragmentos líticos de andesitas y dacitas (<15% vol.), inmersos en una matriz fina blanca a rosada, ligera a fuertemente compactada. Las unidades de oleadas corresponden a tobas con laminación cruzada, dunas y lentes de distinta granulometría. Posiblemente asociada al colapso de la caldera Laguna Amarga (al norte, fuera del área de estudio). Estas unidades se distribuyen bordeando el edificio cónico del volcán Mulas Muertas y en el extremo N del área (Fig. 8). Las dataciones radiométricas por K-Ar en biotita indican edades de 3.8 a 3.0 ± 0.2 Ma

Psv: Volcanes y complejos volcánicos del Plioceno Superior (ca. 4-3 Ma)

Conjunto de volcanes mixtos de amplia y aleatoria distribución en el área de estudio, con productos de composición principalmente andesítica y, en menor proporción, dacítica y riolítica. Incluye, entre otros, los volcanes Kunstmann, Negro Grande, Río Negro y Mesetas Negras. Las litológicas corresponden a lavas andesíticas a dacíticas y algunas lavas basálticas en Mesetas Negras, lavas riolíticas, depósitos de flujos de detritos volcánicos, depósitos piroclásticos de caída proximal, domos dacíticos, depósitos de flujo piroclástico. Estas unidades se distribuyen al sur del área (Fig. 8)

2.6.2 Unidades no estratificadas

MsPa: Depósitos aluviales antiguos (Mioceno Superior- Plioceno)

Depósitos preferencialmente aluviales y, en menor medida, coluviales, constituidos por grava, arena y limos, polimícticos, mal seleccionados, pobremente estratificados. Estos depósitos se distribuyen en el flanco NE del volcán Mulas Muertas y al lado NW del área (Fig. 8)

Pa: Depósitos aluviales del Plioceno (Plioceno)

Depósitos de gravas aterrazadas, polimícticos, de hasta 8 m de espesor, que contienen fragmentos de la Ignimbrita Laguna Verde. Tienen una superficie suave y, en sectores, se encuentran afectados por suaves pliegues y fallas normales. Estos depósitos se encuentran en forma de abanicos en el flanco NE del volcán Mulas Muertas (Fig. 8)

PIHa: Depósitos aluviales (Pleistoceno- Holoceno)

Depósitos de gravas, arenas y limos, no consolidados asociados al drenaje activo esporádico, encauzado en las quebradas principales actuales. Estos depósitos se encuentran en forma de abanicos en el flanco NE del volcán Mulas Muertas (Fig. 8)

PIHac: Depósitos aluviales y coluviales (Pleistoceno-Holoceno)

Depósitos indiferenciados de limo, arena y gravas, no consolidados, polimícticos a monomícticos, mal seleccionados y pobremente estratificados, que constituyen los cauces, conos de deyección y relleno de valles y quebradas actuales. Estos depósitos se encuentran bordeando el edificio cónico del volcán Mulas Muertas y en el extremo NW del área (Fig. 8).

2.7 Geología del volcán Mulas Muertas

El volcán Mulas Muertas se encuentra ubicado en la alta cordillera de la Región de Atacama, Copiapó, en las coordenadas 26°57'07" S, 68°30'44" W. Este corresponde a un edificio cónico compuesto que alcanza una altitud de 5900 m.s.n.m. El volcán formó parte del arco volcánico migratorio ubicado al este de la Franja Maricunga que tuvo actividad entre los 8 y 4 Ma (Fig. 1; Kay et al., 2013), y fue progresivamente disminuyendo mientras se favorecía la actividad volcánica moderna en la zona de Ojos del Salado (Kay et al., 2013).

La geología del volcán Mulas Muertas se ha organizado en dos unidades (Clavero et al., 2012; Fig. 8), las cuales corresponden a lavas andesíticas a dacíticas del Mioceno superior (9-5 Ma) y el domo dacítico con edad Plioceno inferior (4-3 Ma) al interior de la caldera. En el entorno inmediato del volcán existen otras unidades sedimentarias que se componen de depósitos no consolidados de abanicos aluviales y coluviales con edad Mioceno- Holoceno (Fig. 8; Clavero et al., 2012).

Una muestra de las coladas andesíticas-basálticas (57,95 peso % SiO₂) de la parte inferior del flanco norte entregó una edad K-Ar de $6,17 \pm 0,27$ en roca total (Gonzalez-Ferrán et al., 1995). En el flanco sur se ha obtenido una edad de $5,6 \pm 0,4$ Ma (K-Ar en Biotita), mientras que la parte alta del flanco norte entrega consistentes edades K-Ar en roca total de $5,1 \pm 0,3$ y $5,0 \pm 0,3$ Ma (Mpodozis et al., 1996; Fig. 7: A). El domo no ha sido datado, sin embargo, la edad Plioceno Inferior de Clavero et al. (2012) se basa en las características morfo-estratigráficas del edificio. La composición de este último es comparativamente más evolucionada (dacita silíceo) que el edificio colapsado, evidenciando un gap composicional entre ambos miembros (Mpodozis et al., 1996; Fig. 7: B).

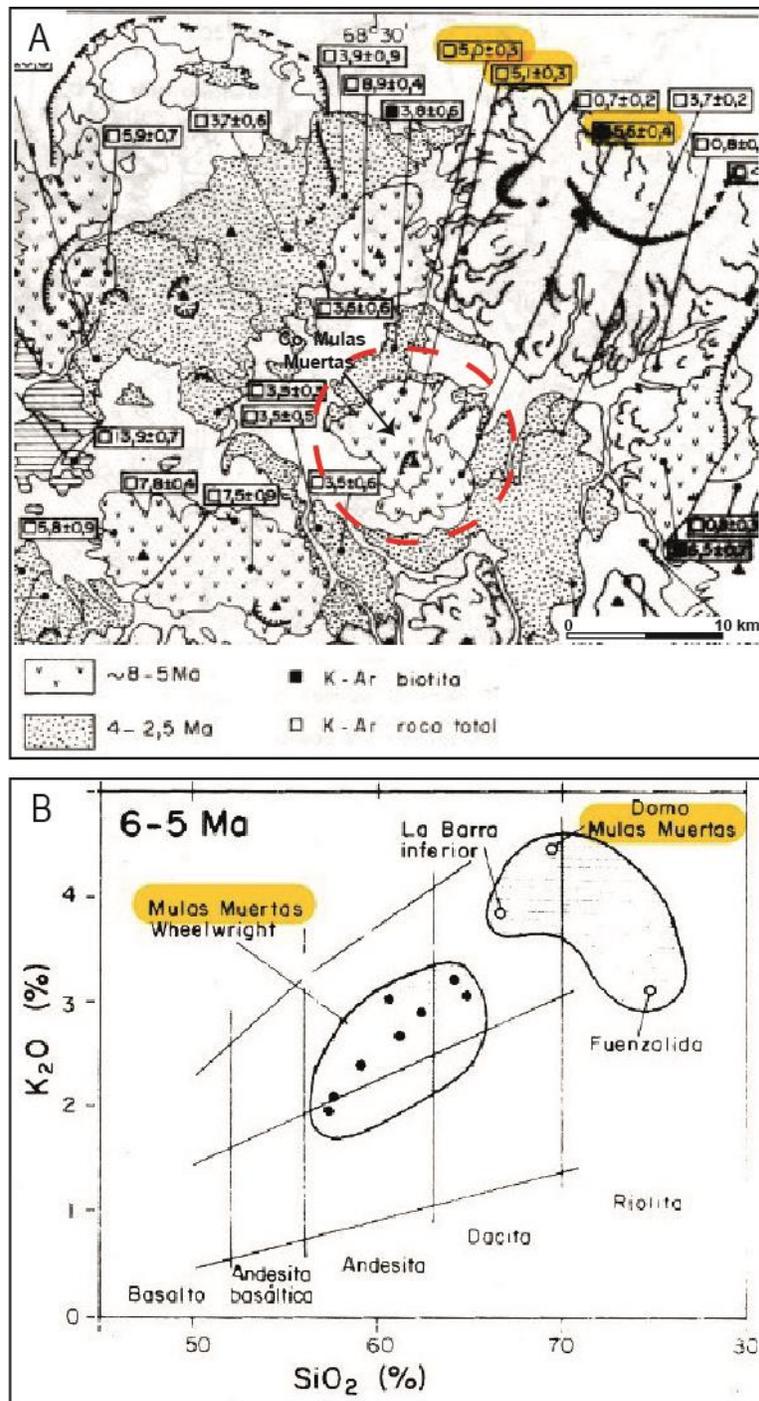


Figura 7: A) Edades K-Ar en roca total del volcán Mulas Muertas definidas por Mpodozis et, al. (1996). B) Diagrama K_2O/SiO_2 del volcán Mulas Muertas donde se observa el gap composicional entre las lavas del edificio volcánico principal y el domo (Mpodozis et, al., 1996).

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.1 Etapa de gabinete I

Consistió en la recopilación de la información bibliográfica del área de estudio. Se recurrió a trabajos de investigación publicados principalmente en revistas científicas, actas de congreso, libros, tesis y cartas geológicas de la zona de estudio. Además, se revisó la literatura relacionada a eventos de colapso sectorial y de las características texturales y geoquímicas de las distintas unidades volcánicas presentes entre los 27 y 25° S. Mediante esta recopilación se elaboró un mapa geológico tentativo para el área estudio, con el cual se tomó decisiones respecto al muestreo en terreno.

3.1.1 Confección del mapa geológico

La confección del mapa a escala 1:8000 se desarrolló en dos etapas; Se utilizaron imágenes satelitales (Bing Maps satélites) obtenidas a través del programa *SASplanet* para confeccionar un mapa base en el *software* ArcGIS 10.5. El objetivo de este mapa base era reconocer vías de acceso, los puntos de interés para el muestreo y las características morfológicas del edificio volcánico. Producción de un mapa geológico con la interpretación visual de las distintas unidades observadas mediante las imágenes satelitales, las cuales permitieron distinguir unidades volcánicas, unidades sedimentarias, estructuras geomorfológicas y distribución de los depósitos volcánicos.

3.1.2 Interpretación geológica

La interpretación litológica se realizó con las imágenes de *SASplanet* y se fusionó con imágenes Landsat 8 e información bibliográfica. Por medio de estas imágenes se realizó una combinación de bandas (4-3-2, 7-6-4) con el método RGB en el

programa ArcGIS 10.5, con el objetivo de diferenciar litologías, alteraciones y estructuras geológicas. De acuerdo a este análisis se definieron 3 unidades litológicas para la evolución geológica del volcán Mulas Muertas, además de la identificación de unidades no consolidadas como depósitos aluviales y coluviales, compuestos principalmente por material detrítico re-transportado de dichas unidades volcánicas (Fig. 20).

3.2 Etapa de terreno

La etapa de terreno fue dificultosa debido a la contingencia nacional producto de la pandemia de COVID-19 y las restricciones de movilidad a lo largo del país, las cuales imposibilitaron las salidas a terreno por medio de la universidad. Por lo tanto, la recolección de muestras se llevó a cabo por terceros, mediante integrantes de la empresa Geoturismo Lickanantay Ltda. A ellos se les hizo la entrega de los puntos de interés con coordenadas UTM (Fig. 9), con el fin de extraer muestras de los afloramientos más cercanos a esas coordenadas. La toma de muestras se realizó durante un día, en el cual se lograron tomar todas las muestras requeridas, a excepción de la muestra del domo, ya que este se encontraba a mayor altura y difícil acceso. Desde cada afloramiento (Fig. 10) se tomaron 3 muestras, las cuales fueron codificadas mediante el código MM0X_20CI (X el número de la muestra) y almacenadas en bolsas selladas.

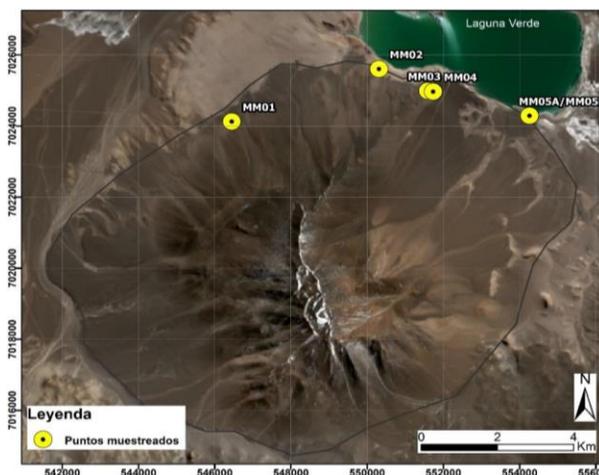


Figura 9. Mapa con localización de puntos muestreados en terreno (Volcán Mulas Muertas).



Figura 10: Imágenes de terreno en los diferentes puntos de muestreo. A: Vista al volcán desde el S. B: Afloramiento del cual se extrajo la muestra MM01 C: la muestra MM02 D: muestra MM03 E: muestra MM04, F: muestra MM05A y MM05B.

3.3 Etapa de laboratorio

La etapa de laboratorio se llevó a cabo mediante diversos equipos e instrumentación, para obtener un completo análisis de las muestras obtenidas en terreno.

3.3.1 Petrografía macroscópica

Posterior a la etapa de terreno se realizó la descripción macroscópica de las distintas muestras del volcán Mulas Muertas mediante lupa de zoom x10 y x20. Con esto se evaluó la mineralogía (abundancia modal de cada mineral) y textural con el fin de obtener una correcta definición y descripción de las distintas unidades volcánicas.

3.3.2 Microscopia mediante secciones delgadas

Luego de la descripción macroscópica las muestras fueron enviadas para realizar cortes transparentes pulidos a la empresa JYJ GEOMINERALS SPA, Santiago. Los cortes se solicitaron con un espesor de 30 micras (Fig. 11, A). El análisis petrográfico de lámina delgada fue realizado mediante el microscopio de luz polarizada Olympus CX31 (fig.11, B), con nicoles paralelos y nicoles cruzados, en el Laboratorio de Microscopía del Departamento de Geología de la Universidad de Atacama. Las muestras fueron analizadas con la finalidad de realizar una descripción petrográfica incluyendo la descripción de los tipos de minerales, su forma, tamaño, abundancia modal y las características texturales de la muestra (masa fundamental, vesicularidad y contenido de vidrio). Posteriormente, el cálculo porcentual de fenocristales y masa fundamental, además la medición del tamaño de los fenocristales y microcristales en cada una de las muestras fueron realizadas mediante el programa JmicroVision versión 1.3.4, (Roudit, 2007) utilizando la herramienta *1D Measurement y Background* (Fig. 12). Cabe destacar que en esta sección se consideraron como fenocristales a los cristales de tamaños >30 μm y microlitos, a los <30 μm tamaños acordados por Zellmer (2021).

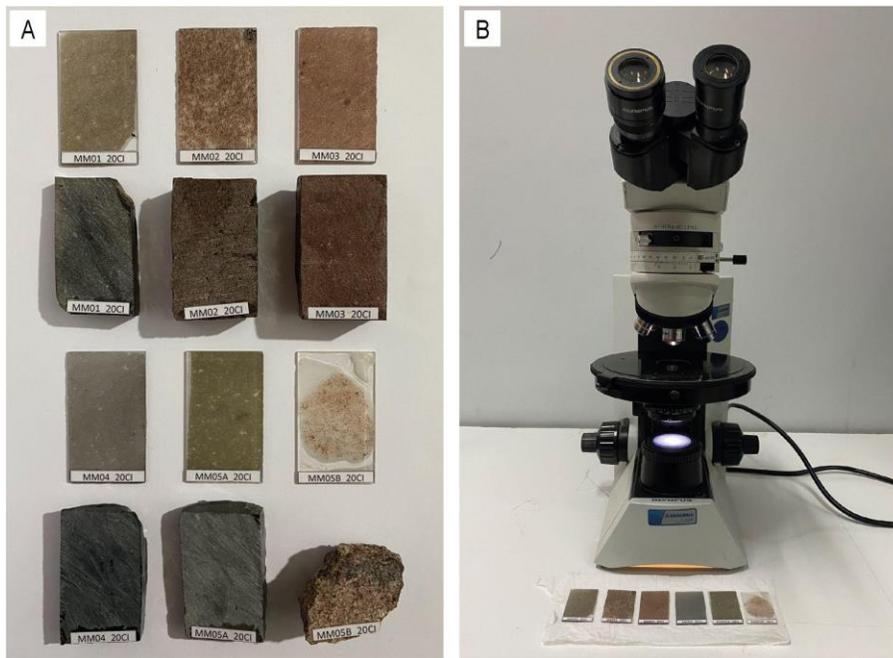


Figura 11: A) Secciones delgadas de 30 μm y sin cubreobjeto. B) Microscopio Olympus CX31, ubicado en las pertenencias del Departamento de Geología, Universidad de Atacama.

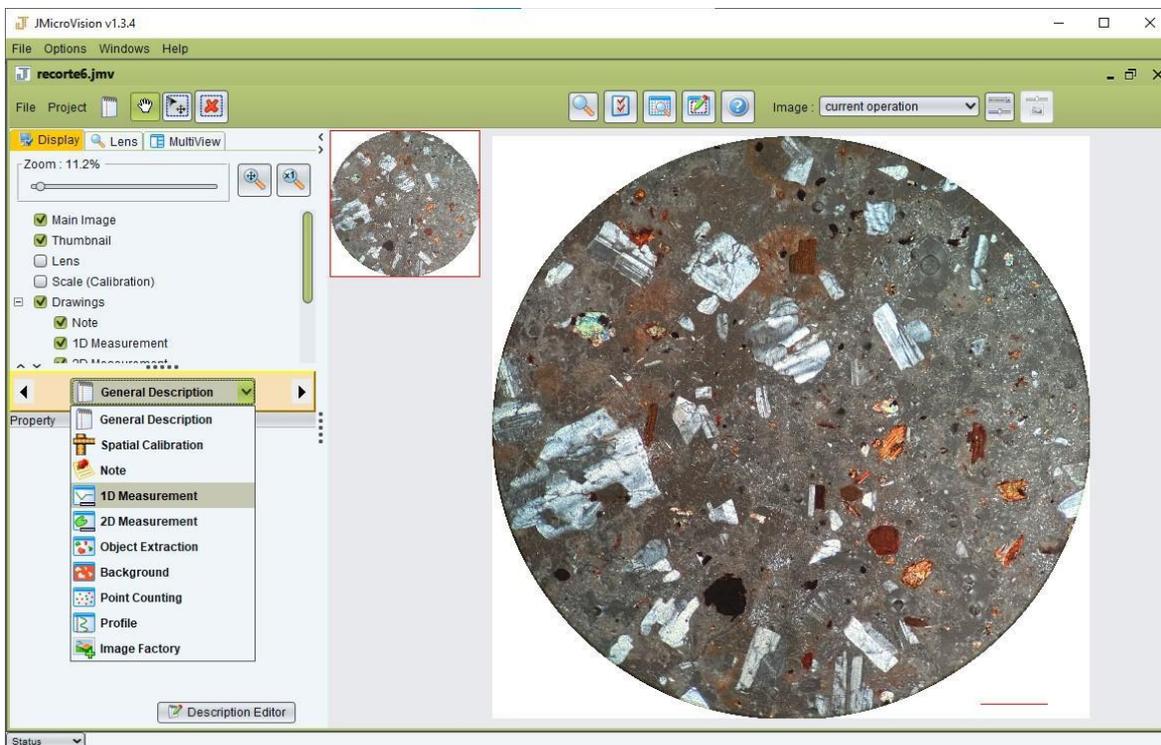


Figura 12: JMicroVision: Software diseñado para describir, medir, cuantificar y clasificar componentes de todo tipo imágenes de alta definición. Versión 1.3.4.

3.3.3 Geoquímica semi-cuantitativa de masa fundamental y cristales mediante Microscopio Electrónico de Barrido (MEB-EDS)

Se utilizó el microscopio electrónico de barrido (MEB) modelo Zeiss EVO MA 10, con espectroscopía de rayos X de energía dispersiva (EDS) (Fig. 13) ubicado en el Laboratorio de Materiales del Departamento de Metalurgia de la Universidad de Atacama. El instrumento está equipado con un analizador de bajo vacío para electrones secundarios y con un analizador de microscopía electrónica de transmisión de barrido (STEM). Se utilizó un voltaje de 7-10 kV, corriente eléctrica de 707 pA y una distancia de trabajo de 10-12 mm. El trabajo consistió en un análisis químico superficial semi-cuantitativo de cada muestra, incluyendo masa fundamental y algunos cristales. Con respecto al análisis químico fue posible caracterizar los elementos mayores presentes en cada muestra, los cuales fueron recalculados a óxidos mayores. Para ciertos cristales se prefirió realizar mapas químicos semi-cuantitativos para observar mejor la distribución espacial de los distintos elementos en su superficie.

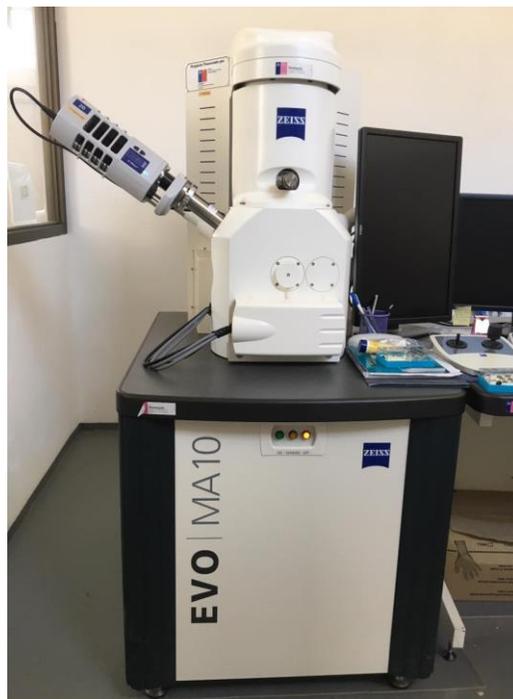


Fig. 13 Microscopio electrónico de barrido (MEB) modelo Zeiss EVO MA 10.

3.3.4 Análisis geoquímico de roca total mediante Fluorescencia de rayos X

El análisis geoquímico de las 6 muestras de lavas se determinó mediante el equipo de Fluorescencia de rayos X, S8 Tiger (Bruker), situado en el Departamento de Metalurgia Extractiva (DEMEX) de la Escuela Politécnica Nacional del Ecuador (EPN). Los resultados geoquímicos indicaron los elementos mayores y pérdida por calcinación (LOI) de cada muestra. La calcinación se realizó en una mufla marca SNOL durante media hora, a la temperatura de 950 grados centígrados. Los datos fueron procesados con el programa *Spectra Pluss*.

3.3.5 Análisis geoquímico de roca total mediante Difracción de rayos X

La determinación de los compuestos con cristalización definida presentes en las muestras se realizó empleando el Difractómetro D8 ADVANCE (Fig. 14; C), situado en el Departamento de Metalurgia Extractiva (DEMEX) de la Escuela Politécnica Nacional del Ecuador (EPN).

La identificación cualitativa y semi-cuantitativa de las fases presentes se realizó con el programa *Diffract plus* (EVA Y TOPAS).

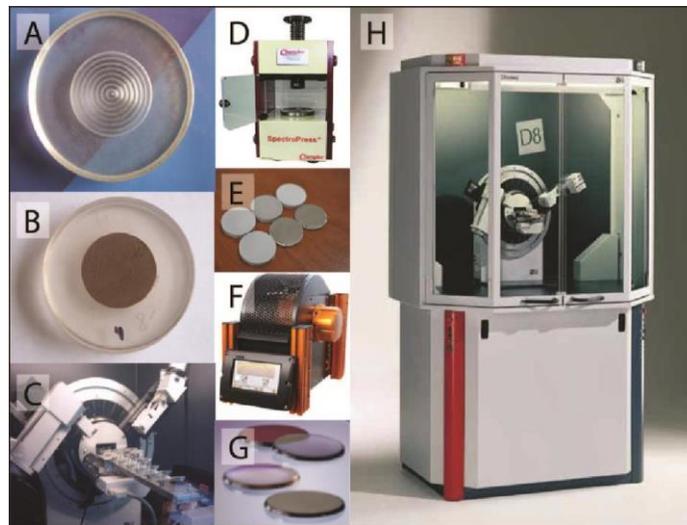


Fig. 14: Análisis de FRX y DRX A y B: portamuestras y muestras montadas para el análisis DRX. C: Difractómetro de rayos X del DEMEX. D: Prensa. E: Crisoles. F: Perladora para fundir la muestra. G: Discos de vidrio. H: Fluorescencia D-8 ADVANCE (Romero J, 2019).

3.4 Etapa de gabinete II

3.4.1 Cálculo de volumen del edificio volcánico

La estimación del volumen actual y volumen de las unidades de lavas del edificio volcánico Mulas Muertas se realizó mediante la herramienta *Polygon Volume* de la extensión 3D Analyst tools del programa ArcGIS 10.5. A partir de un modelo de elevación digital (DEM) y estimando un plano horizontal como base del edificio de 4500 m.s.n.m para el volcán y 4750 m.s.n.m para el domo. Este software entrega el volumen comprendido entre un plano horizontal y la topografía determinada por el DEM. También se utilizó la herramienta *Measure volume* del programa Global Mapper 20, para corroborar la información entregada por el programa ArcGIS.

Para calcular el volumen teórico del material colapsado se realizó la reconstrucción del edificio volcánico antes del colapso. Para esto se utilizó el programa Google Earth Pro, en el cual se trazaron 4 perfiles en diversas direcciones sobre el volcán (Fig. 14). Posteriormente se eligió uno de estos perfiles como el más representativo para realizar los cálculos teóricos, en este caso el perfil 1 (Fig. 15). En este perfil se extendieron las laderas hasta cruzarse una con la otra (Fig. 16), lo cual permitió reconstruir la altura del cono volcánico antes de colapsar y además obtener las dimensiones del diámetro del cono. Es importante destacar que se consideró un cráter de 300 m de diámetro (cono 2 en Fig. 16) para obtener la altura máxima del edificio, debido a que este es el diámetro que se observa en mayoría de los cráteres de estratovolcanes cónicos aledaños en la Zona Volcánica Central de los Andes.

Mediante los datos obtenidos en el perfil 1 (Fig. 16) y los datos del volumen del volcán obtenidos del programa ArcGIS (Fig. 17), se logró calcular el volumen teórico del material removido por el colapso sectorial y el volumen del edificio volcánico antes de colapsar. Utilizando la fórmula del volumen del cono:

$$V = \frac{\pi r^2 h}{3} \text{ (Fig. 18).}$$

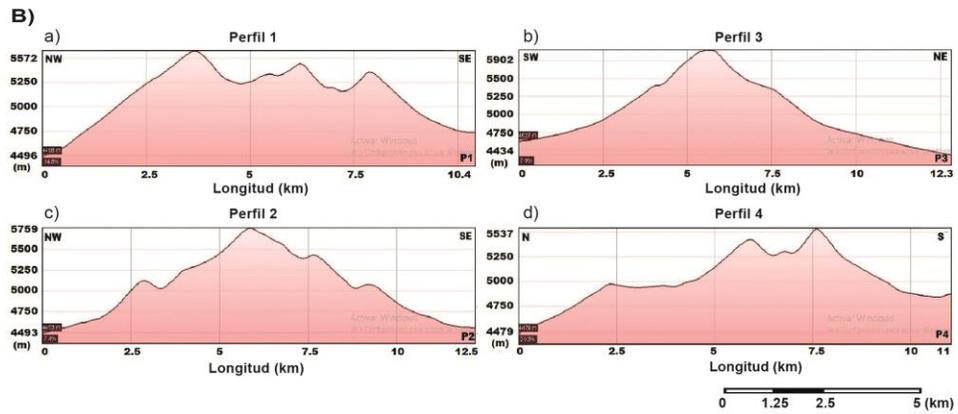
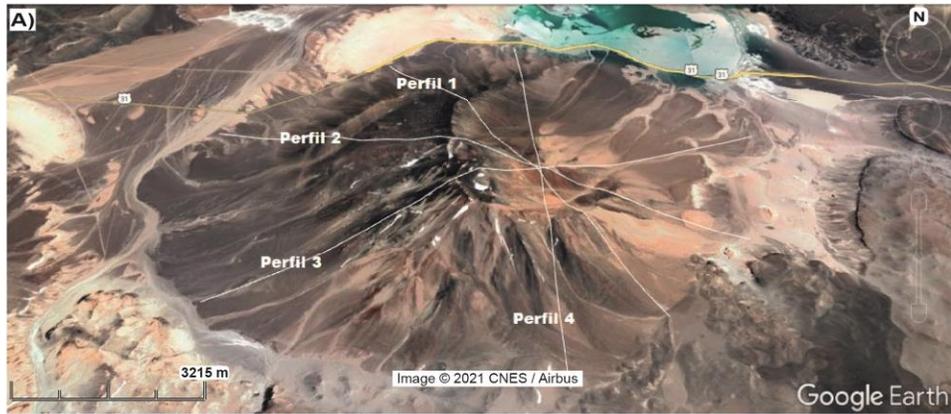


Figura 15: A) Imagen satelital 2021 CNES/ Airbus, Google Earth. Con disposición de líneas de perfiles. B) Perfiles en diferentes direcciones a) NW-SE, b) SW-NE, c) NW-SE, y d) N-S.

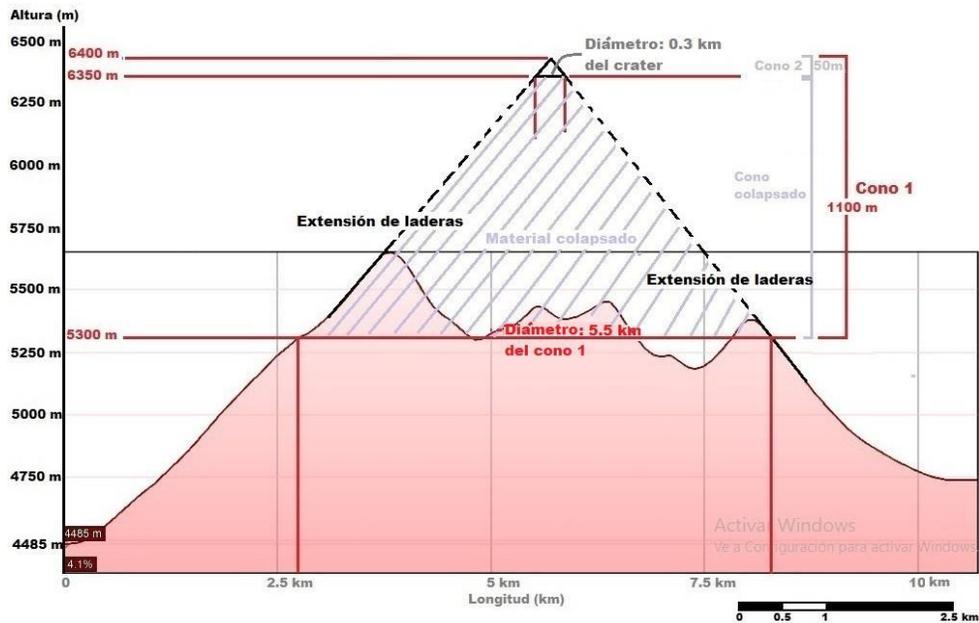


Figura 16: Perfil 1 con datos para calcular el volumen teórico.

CAPÍTULO 4: RESULTADOS

4.1 Morfología del edificio

El volcán Mulas Muertas corresponde a un edificio cónico compuesto (Francis y Oppenheimer, 1993) que presenta una altura absoluta de 1400 metros desde su base (-4500 msnm) hasta la cima (-5900 msnm). El edificio actualmente cuenta con un diámetro basal de entre 11-13 km, (Fig. 16), y un volumen teórico estimado de 40,58 km³ (Fig. 18). En la cima del edificio se presentan dos centros de emisión de flanco que fueron cortados por el colapso del volcán, ambos tienen forma elipsoidal con un diámetro en el eje mayor de 1 km y un perímetro de 2,6 y 3,2 km aproximadamente (Fig.17).

El volcán también presenta un escarpe de colapso que posee una longitud de 11 km (Fig. 17), con una abertura hacia el NE. En el anfiteatro se presenta un domo volcánico con un perímetro basal de 6,8 km y un volumen mínimo estimado de 1,104 km³ (Fig. 18).

En la parte trasera del colapso (NW), se observa una cicatriz de caldera con una longitud de 2,3 km y además se observan ciertos lineamientos que tienen una dirección preferencial NW-SE, que se aprecian más al NW de este (Fig. 17).

Por otro lado, la posición de los centros de emisión del flanco situados en el edificio principal (Fig. 17) tuvo un cambio de dirección producto del colapso sectorial, este se re-direccionó a una distancia de 0,72 km, con rumbo N50°E del centro de emisión, reactivando un nuevo centro eruptivo el formador del domo volcánico. Este cálculo se puede observar en la figura del Anexo 1.

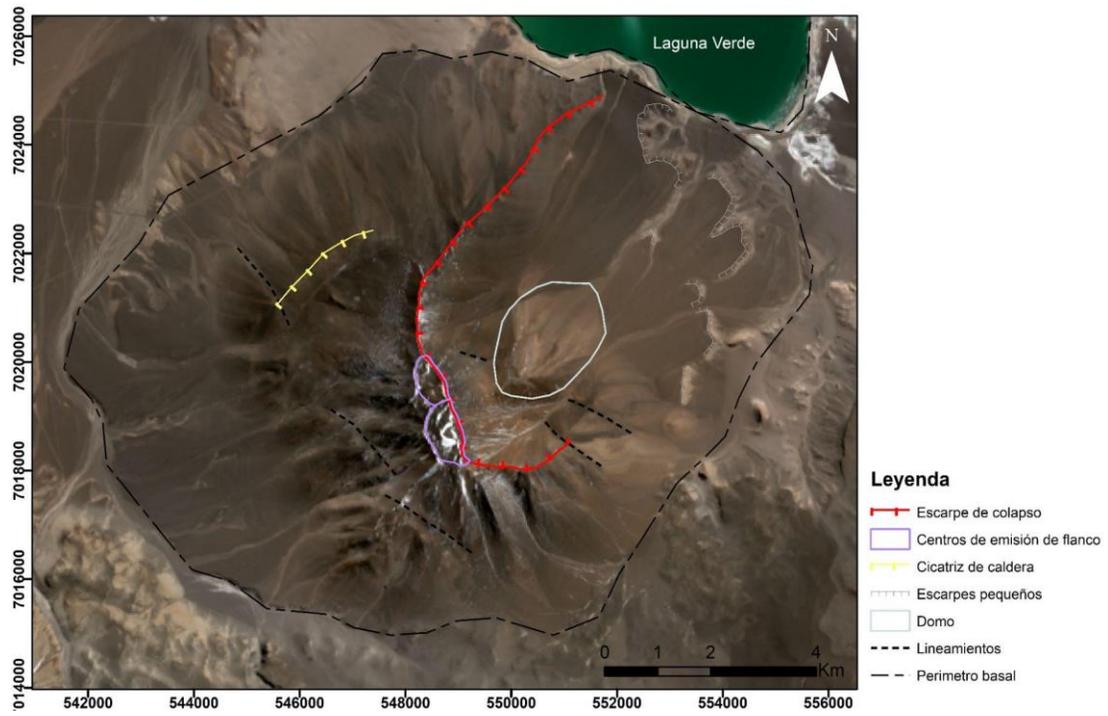


Figura 17. Imagen satelital del volcán Mulas Muertas con estructuras volcánicas que se obtuvieron de manera visual.

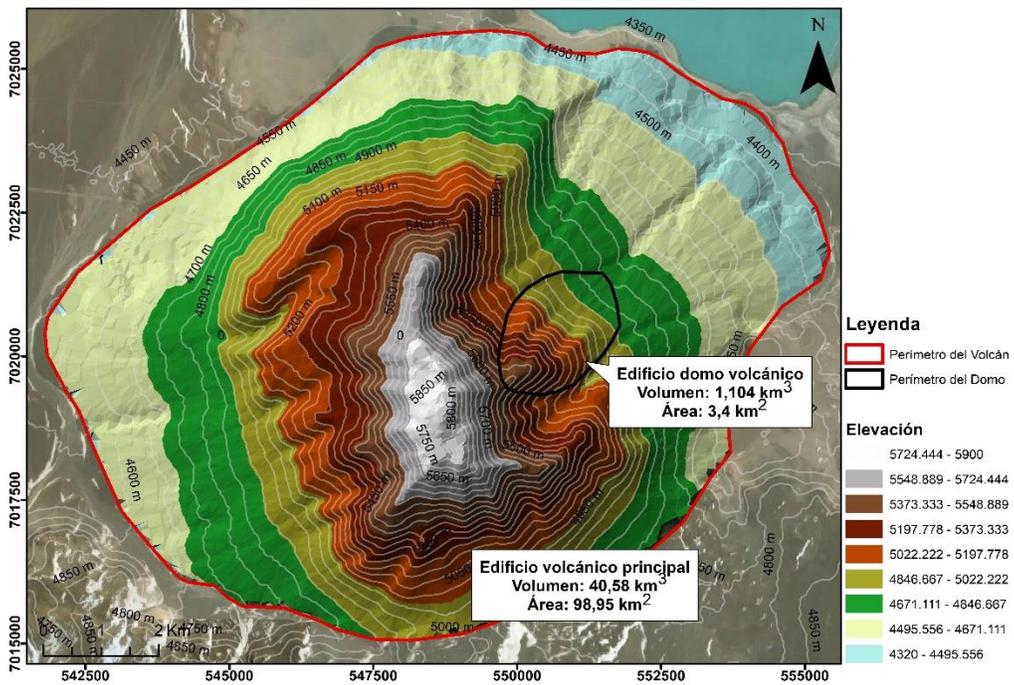


Figura 18. Imagen TIN del volcán Mulas Muertas con resultados que se obtuvieron para el volumen edificio volcánico considerando una superficie de referencia de 4500 m.s.n.m y del domo volcánico de 4760 m.s.n.m, realizado en el programa ArcGIS.

4.2 Volumen del edificio antes de colapsar

El volumen del edificio antes de colapsar se obtuvo utilizando la fórmula del volumen del cono $V = \frac{\pi r^2 h}{3}$. Primero se calcula el volumen del material colapsado, con el fin de reconstruir el cono del edificio principal;

- 1) Se calcula el volumen del cono 1, utilizando los datos entregados por el perfil 1 (Fig. 15)

$$\text{Volumen del cono 1} = \frac{\pi(2750 \text{ m})^2 1100 \text{ m}}{3}$$

$$V1 = \frac{\pi(7562599 \text{ m}^2) \times 1100 \text{ m}}{3}$$

$$V1 = 8711374629 \text{ m}^3 \quad \square \quad V1 = 8,7113 \text{ km}^3 \quad (1)$$

- 2) Luego se calculó el volumen del cono 2, que se sitúa sobre el cráter de 300 metros de diámetro (Fig. 15).

$$\text{Volumen del cono 2} = \frac{\pi(150\text{m})^2 \times 50 \text{ m}}{3}$$

$$V2 = \frac{\pi(22500\text{m}^2) \times 50 \text{ m}}{3}$$

$$V2 = 1178097,245 \text{ m}^3 \quad \square \quad V2 = 0,011 \text{ km}^3 \quad (2)$$

- 3) Obtenidos los valores del cono 1 y el cono 2, se realiza la resta entre ambos para obtener el volumen teórico del material colapsado.

$$\text{Volumen teórico del material colapsado} = 8,7113 \text{ km}^3 - 0,011 \text{ km}^3 = 8,70 \text{ km}^3 \quad (3)$$

- 4) Finalmente se realizó el cálculo del volumen del edificio volcánico antes de colapsar. Para realizar este cálculo, primero se obtuvo el volumen de las unidades de lavas del edificio volcánico 1 y 2 en el programa ArcGis (herramienta *Polygon Volume*) dando como resultado $33,51 \text{ km}^3$ (Fig. 46, etapa 3), a este valor se sumó el volumen teórico del material colapsado (Fig. 19) obtenido en la fórmula 3.

$$\text{Volumen del edificio antes de colapsar} = 33,51 \text{ km}^3 + 8,70 \text{ km}^3 = 42,21 \text{ km}^3$$

A partir de los cálculos teóricos que se obtuvieron con anterioridad podemos concluir que el edificio volcánico antes de colapsar pudo haber presentado un volumen de $42,21 \text{ km}^3$ aprox (Fig.19) y haber tenido una altura máxima de 6350 msnm, considerando un cráter de 300 metros (Fig.19).

Por otro lado, el volumen teórico del material removido por el colapso pudo haber alcanzado hasta $8,705 \text{ km}^3$ (Fig.19) afectando gran parte del flanco NE y cima del volcán, dejando actualmente al edificio volcánico con una altura máxima de 5900 m.s.n.m.

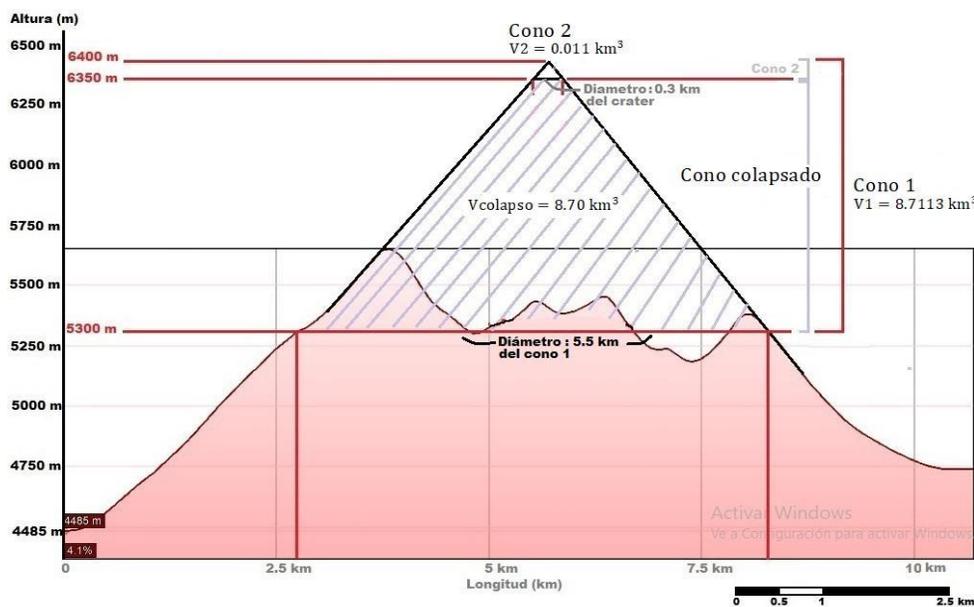


Figura 19. Perfil con cálculos del volumen del edificio volcánico antes de colapsar.

4.2 Litología del volcán

4.2.1 Interpretación geológica

La interpretación geológica del área se realizó mediante el análisis de las imágenes satelitales y la descripción petrográfica de las muestras obtenidas del volcán. Debido a este estudio se definieron 4 unidades litológicas que pertenecen a la evolución del estratovolcán Mulas Muertas y una unidad de depósitos no estratificados compuestos principalmente por material detrítico re-transportado de dichas unidades volcánicas. Las 5 unidades litológicas definidas (Fig. 14) corresponden, desde las más antiguas a las más jóvenes a:

- Una unidad de lavas pertenecientes al edificio volcánico 1, que afloran en el margen NW y en el SE del volcán (Fig. 20). En esta unidad se presenta una estructura volcánica definida como una caldera que se muestra abierta aparentemente hacia el SW y que tiene una longitud de 2,3 km. En esta unidad también es posible apreciar estructuras (lineamientos) de rumbo NW que atraviesan esta unidad (Fig. 20).
- Una unidad de lavas pertenecientes al edificio volcánico 2, que se ubica principalmente en el área NW y centro del edificio. Unidad que se superpone a la unidad del edificio volcánico 1 con un contacto discordante (Fig. 19). Esta unidad conforma la mayor parte del volumen del volcán actual. Esta unidad también presenta una estructura volcánica asociado a un escarpe principal, generado por el colapso sectorial, cuya abertura se muestra hacia el NE y quien tiene una longitud de 11 km. En la parte alta de este edificio se identifican dos pequeños cráteres aún conservados. En esta unidad también es posible apreciar estructuras (lineamientos) de rumbo NW que se presentan en la parte NE (Fig. 20).

- Al interior del anfiteatro generado por el colapso sectorial se forma la última unidad de lavas pertenecientes al domo volcánico (edificio 3). La unidad suprayace en contacto discordante a la unidad 2. Además, presenta una zona alteración hidrotermal (Fig. 20).
- Una unidad de depósitos piroclásticos pertenecientes al domo volcánico. Estos depósitos se presentan en morfologías de abanicos y caen en dirección NE del domo hasta los faldeos del volcán (Fig. 20).
- Una unidad de depósitos aluviales recientes, que pertenecen a materiales de dichas unidades volcánicas que han sufrido procesos de erosión y meteorización y que han sido transportados por procesos gravitacionales hasta los faldeos del volcán y por el borde de éste (Fig. 20).

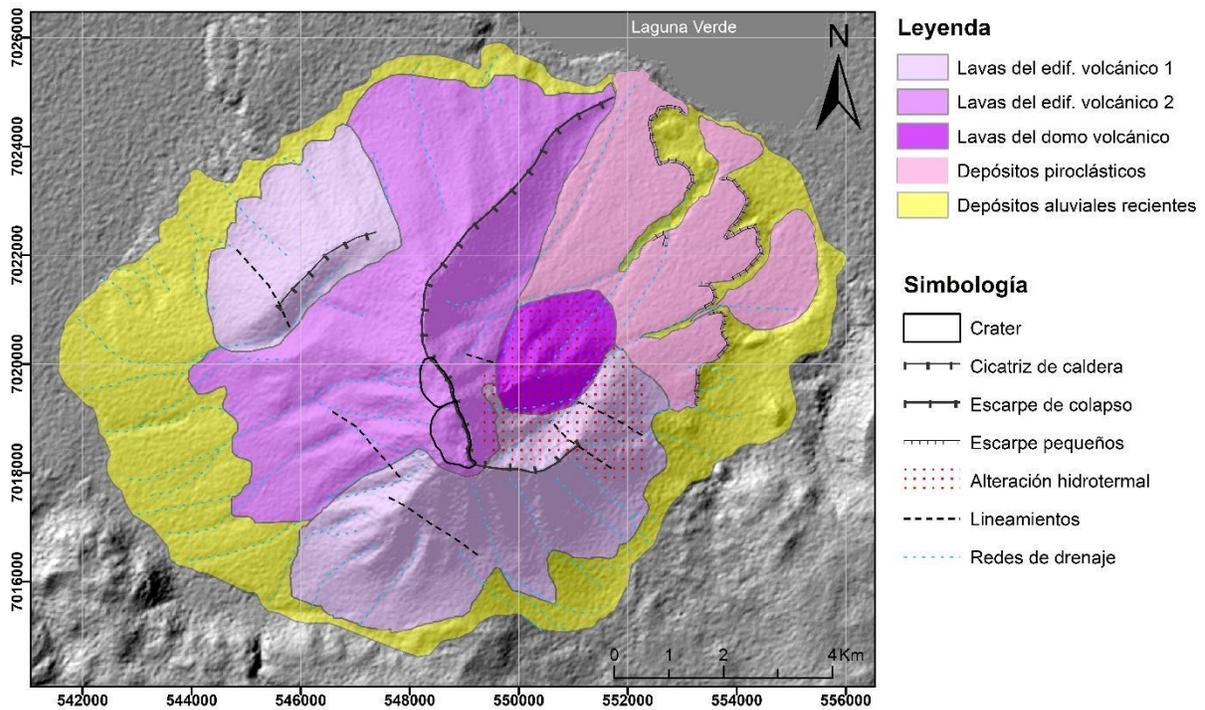


Figura 20: Mapa litológico del volcán Mulas Muertas.

4.2.2 Descripción macroscópica

A partir de la petrografía macroscópica se analizaron las respectivas muestras que corresponden a las distintas unidades del volcán Mulas Muertas. Las descripciones detalladas se ven a continuación;

| |
|---|
| Código: MM01_20C1 |
|  |
| La muestra corresponde a una lava andesita porfírica inequigranular, con cristales hipidiomórficos de grano fino hasta 2 mm. La masa fundamental se presenta con un 60% del total de la roca y los fenocristales en un 40%, que corresponden a plagioclasas (30%) y piroxenos (10%). Color grisáceo oscuro y sin presencia de vesículas. La muestra se asocia a la unidad de Lava del edificio volcánico 1. |
| Código: MM02_20C1 |
|  |
| La muestra corresponde a una lava andesita porfírica inequigranular con cristales hipidiomórficos de grano fino <2 mm. La masa fundamental se presenta con un 70% del total de la roca y los fenocristales en un 30%, compuestos de |

plagioclasas (20%) y piroxenos (10%). Color pardo rojizo levemente alterado y sin presencia de vesículas. La muestra se asocia a la unidad de Lava del edificio volcánico 2.

Código: MM03_20CI



La muestra corresponde a una lava andecita porfírica inequigranular con cristales hipidiomórficos de grano fino <2mm. La masa fundamental se presenta con un 70% del total de la roca y los fenocristales en un 30%, compuestos de plagioclasas (26%) y piroxenos (3%) y hornblendas (1%). Color pardo rojizo oscuro levemente alterado. Sin presencia de vesículas. La muestra se asocia a la unidad de Lava del edificio volcánico 2.

Código: MM04_20CI



La muestra corresponde a una lava andecita porfírica inequigranular con cristales hipidiomórficos de grano fino <2 mm. La masa fundamental se presenta con un 70% del total de la roca y los fenocristales en unos 30%, compuestos principalmente de plagioclasas (23%), piroxenos (4%) y hornblendas (3%). Color

grisáceo oscuro, sin presencia de vesículas. La muestra se asocia a la unidad de Lava del edificio volcánico 2.

Código: MM05A_20CI



La muestra corresponde a una lava andecita porfírica inequigranular con cristales hipidiomórficos de grano fino hasta 2 mm. La masa fundamental se presenta con un 70% del total de la roca y los fenocristales en un 30%, compuestos por plagioclasas (20%) de hasta 1,5 mm y piroxenos (7%) y hornblendas (3%). Color grisáceo oscuro sin presencia de vesículas. La muestra se asocia a la unidad de Lava del domo volcánico.

Código: MM05B_20CI



La muestra corresponde a una lava dacita de textura porfírica inequigranular de grano fino <2 mm. La masa fundamental se presenta en un 75% y los fenocristales en un 25% de la roca total. Los fenocristales están compuestos principalmente por plagioclasas (15%), piroxenos (3%), biotita (5%), Hornblendas (2%). Presenta una estructura bandeada de color pardo a blanquecino. Con un 3% de vesículas en la roca total. Esta muestra se asocia a la unidad del Domo volcánico.

4.3 Petrografía microscópica

4.3.1 Descripción microscópica de secciones delgadas

En este apartado se realiza una descripción petrográfica de las muestras obtenidas del volcán. Se describen un total de 6 secciones delgadas, las cuales corresponden a las distintas etapas evolutivas del crecimiento del volcán. De manera general, todas las muestras corresponden a lavas porfíricas, acotadas al rango de andesitas a dacitas, con fenocristales de plagioclasas, clinopiroxenos y hornblendas principalmente, aunque también es posible observar biotitas en las muestras del domo (MM02 y MM05B), así como también ortopiroxenos en la muestra MM04. Cabe destacar que se utilizó el programa JmicroVision v1.3.4 para calcular el porcentaje de masa fundamental y cristales en las secciones delgadas, estos resultados también se pueden ver resumidos en la tabla 2, y en gráficos normalizados utilizando el diagrama de Streckeisen (Streckeisen, A., 1976) en Anexos 2. Además, cabe destacar que se consideraron los siguientes tamaños; como fenocristales a los cristales de tamaños $>30 \mu\text{m}$ y microlitos, a los $<30 \mu\text{m}$ (Zellmer, 2021).

Lavas del edificio volcánico 1

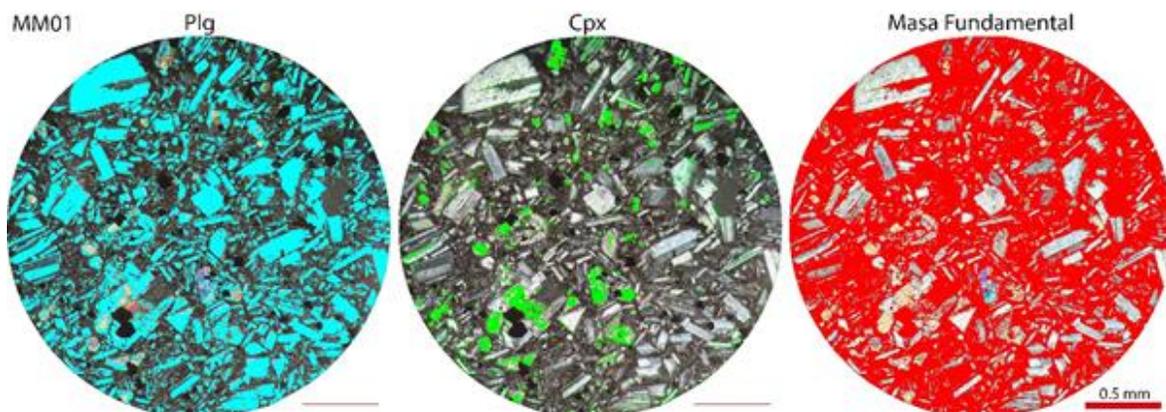


Figura 21: Composición mineralógica de la muestra MM01, compuesta de fenocristales de plagioclasas y piroxenos, y masa fundamental vítrea.

Descripción microscópica: Lava con textura porfírica, de alta cristalinidad (38%) (Fig. 21). Los fenocristales se componen de plagioclasas (32%), que son mayormente subhedrales con tamaños de 0,4-1,2 mm y de clinopiroxenos (5%) euhedrales que alcanzan tamaños hasta 1,3 mm. La masa fundamental (62%) (Fig. 21) se compone de microlitos de plagioclasa y piroxeno, vidrio y minerales opacos. Los fenocristales presentan una textura seriada. Se describe como una andesita de piroxeno.

Lavas del edificio volcánico 2

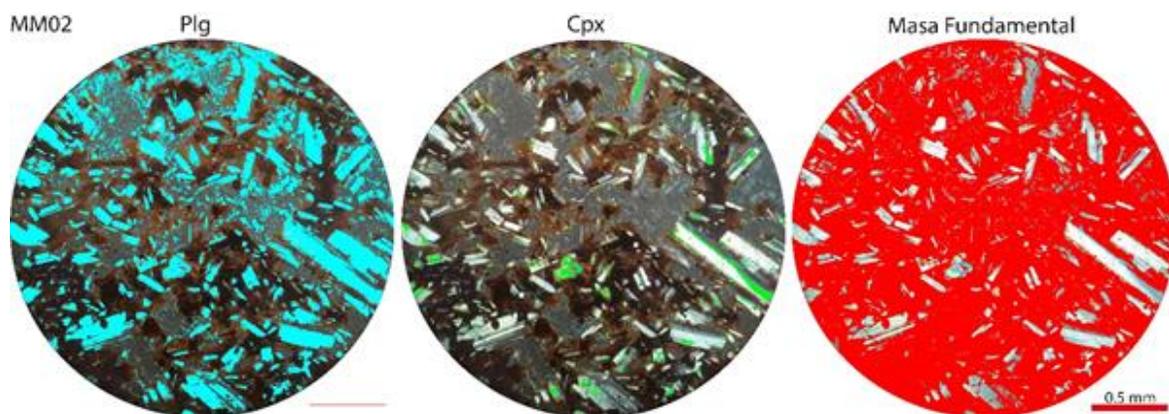


Figura 22: Composición mineralógica de la muestra MM02, compuesta de fenocristales de plagioclasas y piroxenos y masa fundamental vítrea y microlítica.

Descripción microscópica: Lava con textura porfírica de alta cristalinidad (25%) (Fig. 22). Los fenocristales se componen de plagioclasas (23%), que son mayormente subhedrales con tamaños de 0,4-1,5 mm, de clinopiroxenos (2%) euhedrales y alcanzan tamaños de 0,5-1,6 mm. La masa fundamental (75%) (Fig. 22) se compone principalmente de microlitos de plagioclasas, piroxenos, vidrio y minerales opacos. Los fenocristales presentan una textura seriada. La muestra se encuentra alterada a óxidos de Fe. Se describe como una andesita de piroxeno.

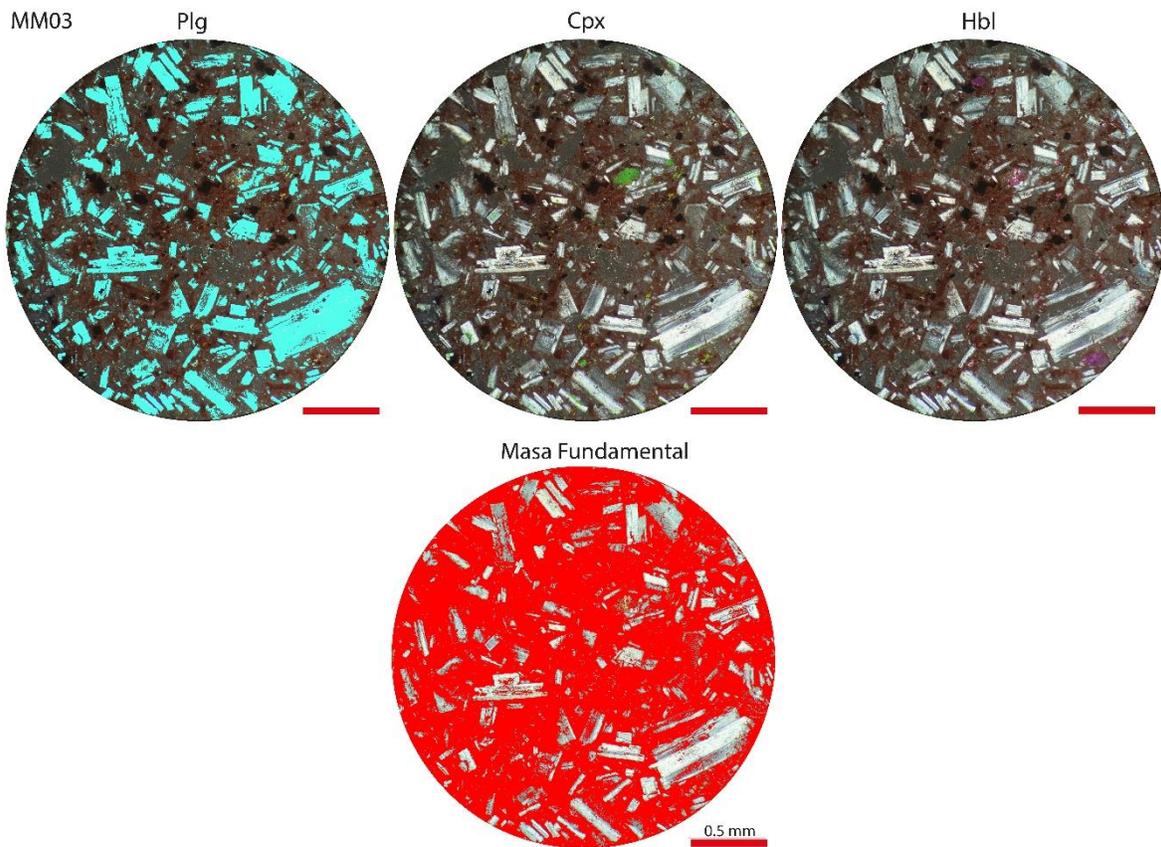


Figura 23: Composición mineralógica de la muestra MM03, compuesta de fenocristales de plagioclasas y piroxenos y masa fundamental vítrea y microlítica.

Descripción microscópica: Lava con textura porfírica, de alta cristalinidad (26%) (Fig. 23). Los fenocristales se componen de plagioclasas (22%), que son mayormente subhedrales con tamaños de 0,2-1,6 mm, de clinopiroxenos (2%) que son subhedrales a euhedrales y alcanzan tamaños de 0,6-1,2 mm y hornblendas (2%) subhedrales de 0,4-1,0 mm y biotitas (2%). La masa fundamental (74%) (Fig. 23) se compone de microlitos de plagioclasas, piroxenos, vidrio y minerales opacos. Los fenocristales presentan una textura seriada. Los minerales presentan orientación por flujo. La muestra se encuentra moderadamente alterada óxidos de Fe. Se describe como una andesita de piroxeno y hornblenda.

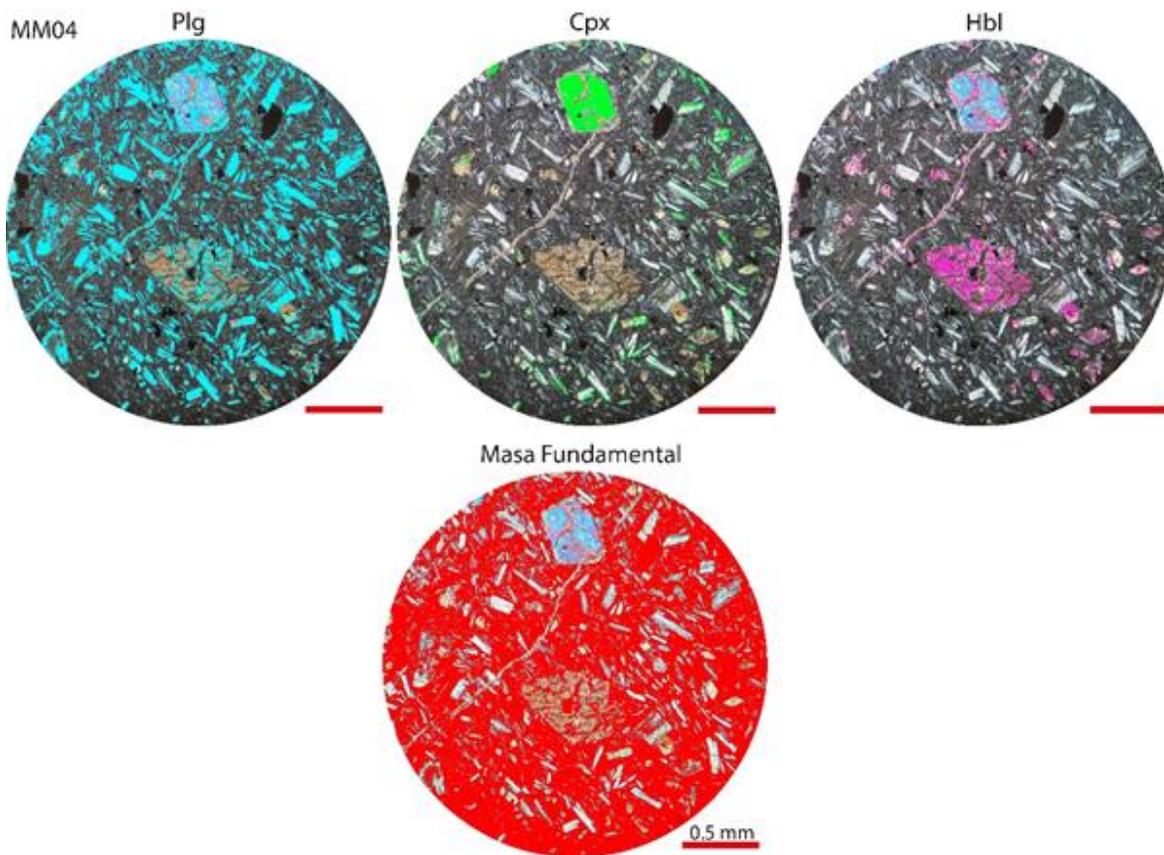


Figura 24: Composición mineralógica de la muestra MM04, compuesta de fenocristales de plagioclasas, piroxenos y hornblendas y masa fundamental vítrea y microlítica.

Descripción microscópica: Lava con textura porfírica, de alta cristalinidad (30%) (Fig. 24). Los fenocristales se componen de plagioclasas (22%), que son mayormente subhedrales con tamaños de 0,2-0,7 mm, de clinopiroxenos (4%) que son subhedrales a euhedrales y alcanzan tamaños de 0,2-0,8 mm y hornblenda (4%) euhedrales de 0,2-0,8 mm. La masa fundamental (70%) (Fig. 24) está compuesta por microlitos de plagioclasas y piroxenos, vidrio y minerales opacos. Los fenocristales presentan una textura traquítica. Se describe como una andesita de piroxeno y hornblenda.

Lavas de la unidad Domo volcánico

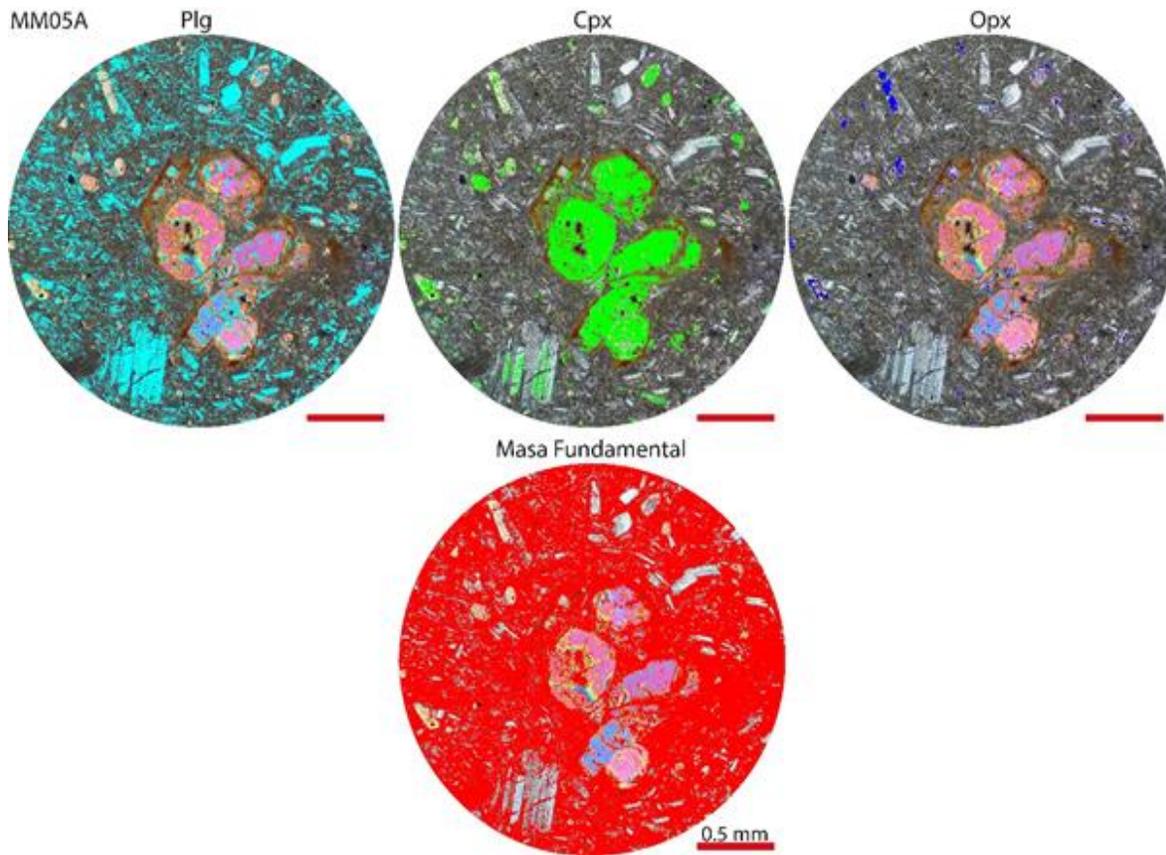


Figura 25: Composición mineralógica de la muestra MM05A, compuesta de fenocristales de plagioclasas, clinopiroxenos y ortopiroxenos y masa fundamental vítrea.

Descripción microscópica: Lava con textura porfírica, de alta cristalinidad (32%) (Fig. 25). Los fenocristales se componen de plagioclasas (20%), que son mayormente subhedrales con tamaños de 0,5-1,5 mm, de clinopiroxenos (9%) en particular familia de diópsidos que son subhedrales a euhedrales y alcanzan tamaños de 0,4-2 mm y ortopiroxenos (1%) que son subhedrales a euhedrales de 0,4-1,0 mm. La masa fundamental (68%) (Fig. 25) presenta una textura traquítica y se compone principalmente de microlitos de plagioclasas y piroxenos, vidrio y minerales opacos. Corresponde a una lava andesita.

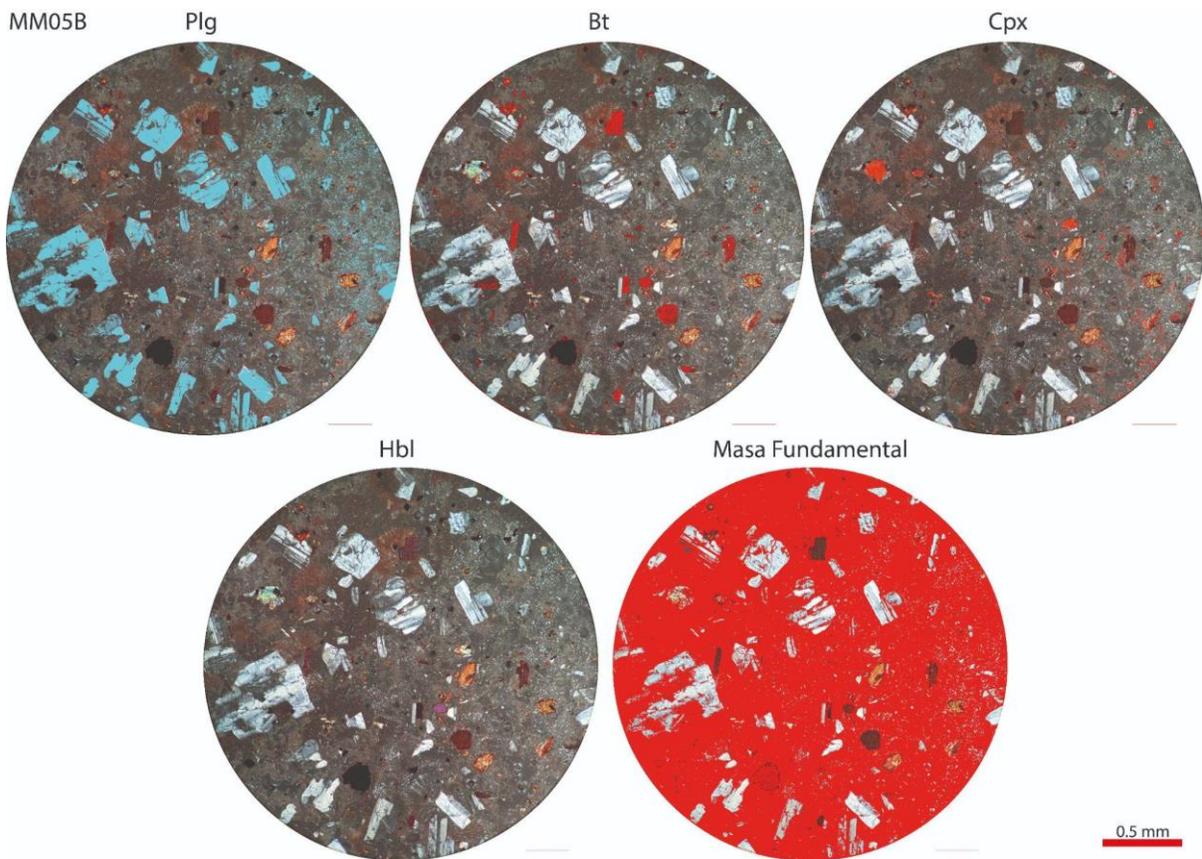


Figura 26: Composición mineralógica de la muestra MM05B, compuesta de fenocristales de plagioclasas, biotitas, clinopiroxenos y hornblendas y masa fundamental vítrea.

Descripción microscópica: Lava con textura hipocristalina de grano fino (<2 mm). Su cristalinidad se representa en un 16% de la roca total (Fig. 26) y muestra una textura porfírica y en partes vitrofírica. Los fenocristales se componen principalmente de plagioclasas (10%), que son mayormente subhedrales con tamaños de 0,6-1,5 mm, de biotita (4%) subhedrales con tamaños de 0,4-1,0 mm, de clinopiroxenos (4%) que son subhedrales a euhedrales y alcanzan tamaños de 0,4-0,6 mm y hornblendas (2%) subhedrales a euhedrales de 0,2-0,4 mm que presentan textura de reabsorción. La masa fundamental se presenta con un 84% de la roca total (Fig. 26), con una textura vítrea predominante y microcristalina. Los microlitos presentes son de plagioclasas, piroxenos y biotitas. Corresponde a una lava dacítica de piroxeno y biotita, con textura bandeada y desvitrificación.

4.3.2 Análisis textural microscópico

El análisis de textura se realiza de manera adicional a la descripción petrográfica de las muestras. Se realiza un análisis detallado de las numerosas texturas presentes en las muestras del Volcán Mulás Muertas. En general, las muestras son lavas de textura porfíricas, seriadas con fenocristales orientados (textura traquítica). Algunas muestras (MM01, MM02, MM05A y MM05B) presentan texturas glomeroporfíricas, con aglomerados de plagioclasas y piroxenos principalmente. Por otro lado, algunos fenocristales de plagioclasas presentan texturas de reabsorción y zonadas (MM02, MM03, MM04 y MM05A), sieve y texturas dusty (MM05A) y la mayoría alteradas a sericitas. En el caso de la masa fundamental, está dominada por la textura vítrea y microlítica.

Unidad del Edificio volcánico 1

Muestra MM01: La muestra presenta textura glomeroporfírica, con aglomeraciones de fenocristales de plagioclasas y piroxenos (Fig. 27, A). La masa fundamental está dominada por la ocurrencia de la textura intergranular de plagioclasas y piroxenos (Fig. 27, B), con microlitos de plagioclasas anhedrales y piroxenos anhedral de tamaño menor y vidrio.

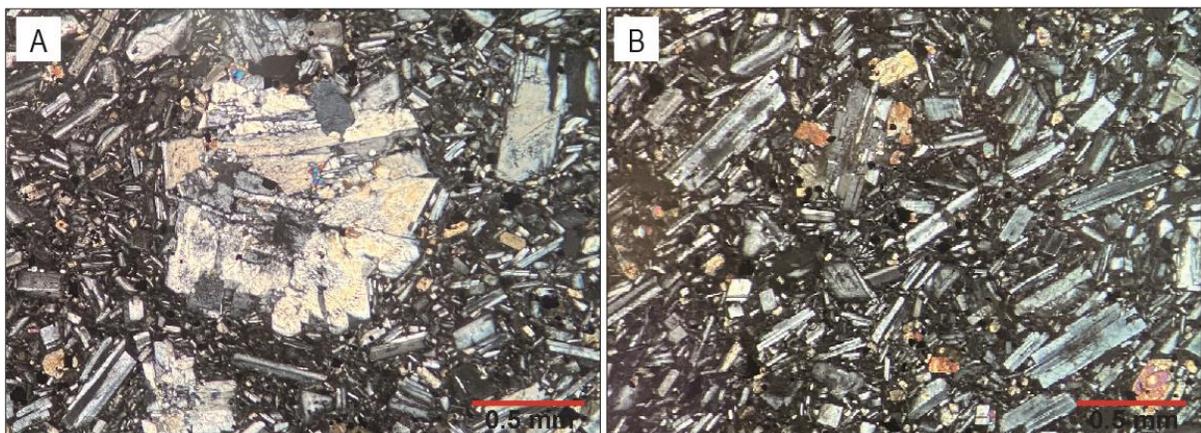


Figura 27: Vista en microscopio óptico de; A) aglomerados conformados por fenocristales de plagioclasa y piroxenos. B) fenocristales orientados (textura traquítica).

Unidad del Edificio volcánico 2

Muestra MM02: En la presente muestra se observa una textura seriada (secuencial; Fig. 28). También se observa textura glomeroporfírica con agregados de plagioclasas y piroxenos de tamaños hasta 2 mm (Fig. 28A, B); en estos agregados los fenocristales se encuentran parcialmente reabsorbidos. La masa fundamental presenta una textura intersticial, vítrea y microlitos, además se encuentra altamente afectada por una alteración de hematita (Fig. 28C, D).

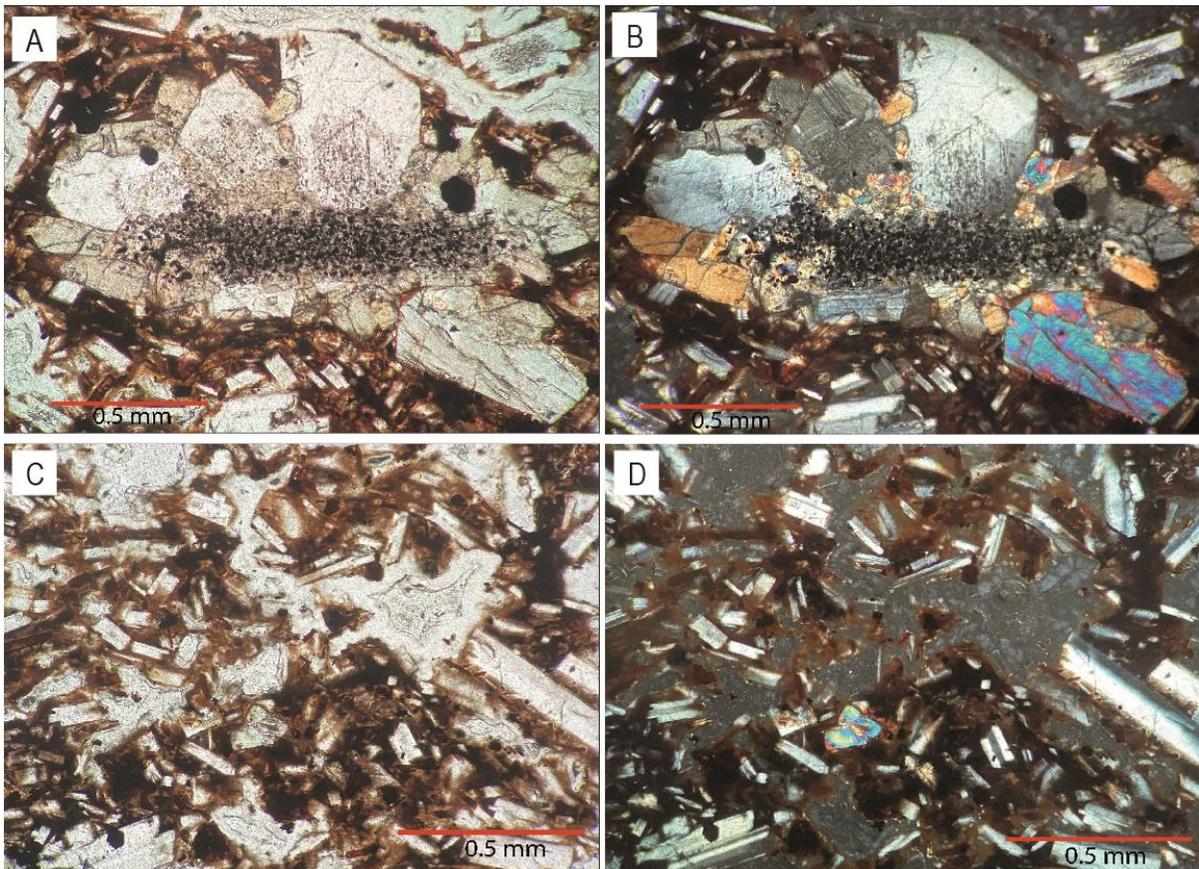


Figura 28: Vista en microscopio óptico de; A y B) textura glomeroporfírica con agregados de plagioclasas y piroxenos y C y D) masa fundamental de textura vítrea y microlítica, fuertemente afectada por alteración de hematita (colores rojizos). La muestra presenta una textura seriada.

Muestra MM03: En la presente muestra se observa una textura seriada (secuencial) (Fig. 29, C y D). Algunos fenocristales de plagioclasas presentan texturas de reabsorción o *sieve* hacia el núcleo, con bordes de reacción subredondeados (Fig. 29A, B), además texturas de zonación. La masa fundamental presenta una textura vítrea y microlitos, y está dominada por una alta alteración de hematita (Fig. 29C, D).

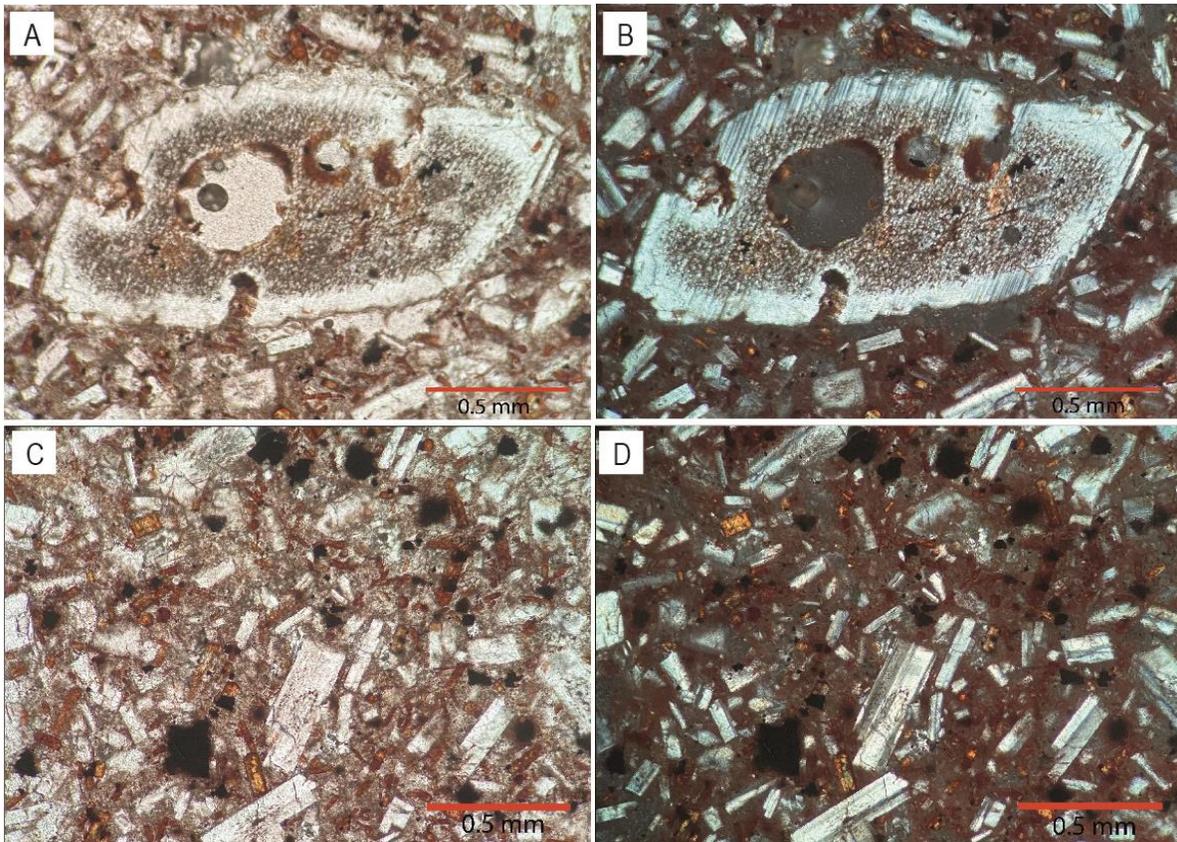


Figura 29: Vista al microscopio óptico de; A y B); la textura de reabsorción en fenocristal de plagioclasas. C y D); se observa una textura vítrea y textura seriada en la muestra, además la masa fundamental afectada fuertemente por alteración de hematita (colores rojizos).

Muestra MM04: La muestra presenta una textura seriada. Algunos fenocristales de plagioclasas presentan texturas de reabsorción hacia el núcleo. La masa fundamental presenta una textura vítrea con microlitos, además está dominada por la ocurrencia de textura traquítica. Los fenocristales presentan orientación por flujo (Fig. 30, C y D). El fenocristal de anfíbol (hornblenda) luce subhedral y moderadamente fracturado. Además, se observan otros fenocristales de hornblenda con un borde pervasivo de opaco, manteniendo su forma subhedral y euhedral (Fig. 30, A y B).

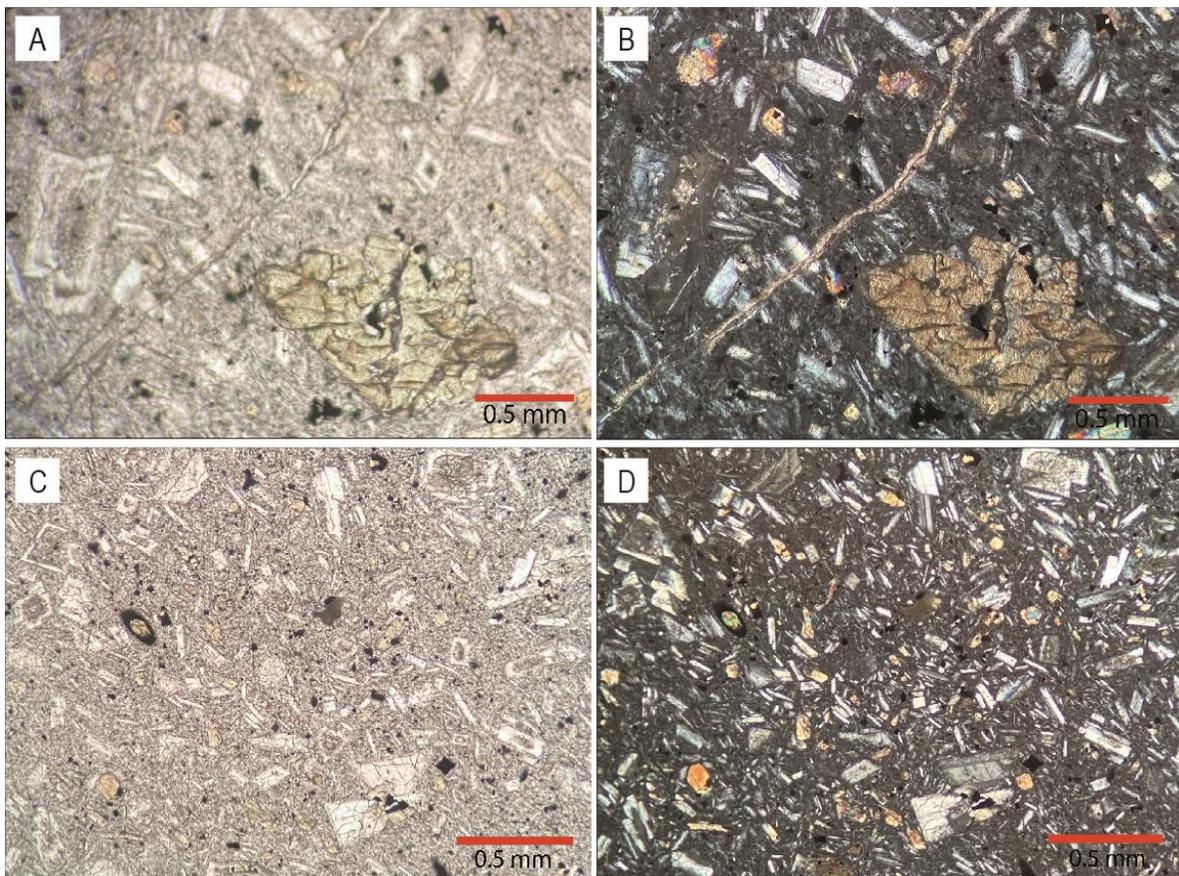


Figura 30: A y B) Vista al microscopio óptico del fenocristal de hornblenda con un borde pervasivo de opaco. C y D) masa fundamental donde se observa una textura traquítica.

Unidad domo volcánico

Muestra MM05A: En esta muestra se presenta la textura glomeroporfírica, con fenocristales de plagioclasa y piroxenos que además presentan texturas de reabsorción (Fig. 31, A y B). Los fenocristales de plagioclasas también presentan textura de reabsorción y dusty en los bordes y alteración de arcillas (Fig. 31, B y C). En cuanto a los fenocristales de clinopiroxenos presentan texturas de reabsorción y bordes de oxidación (Fig. 31, E y F).

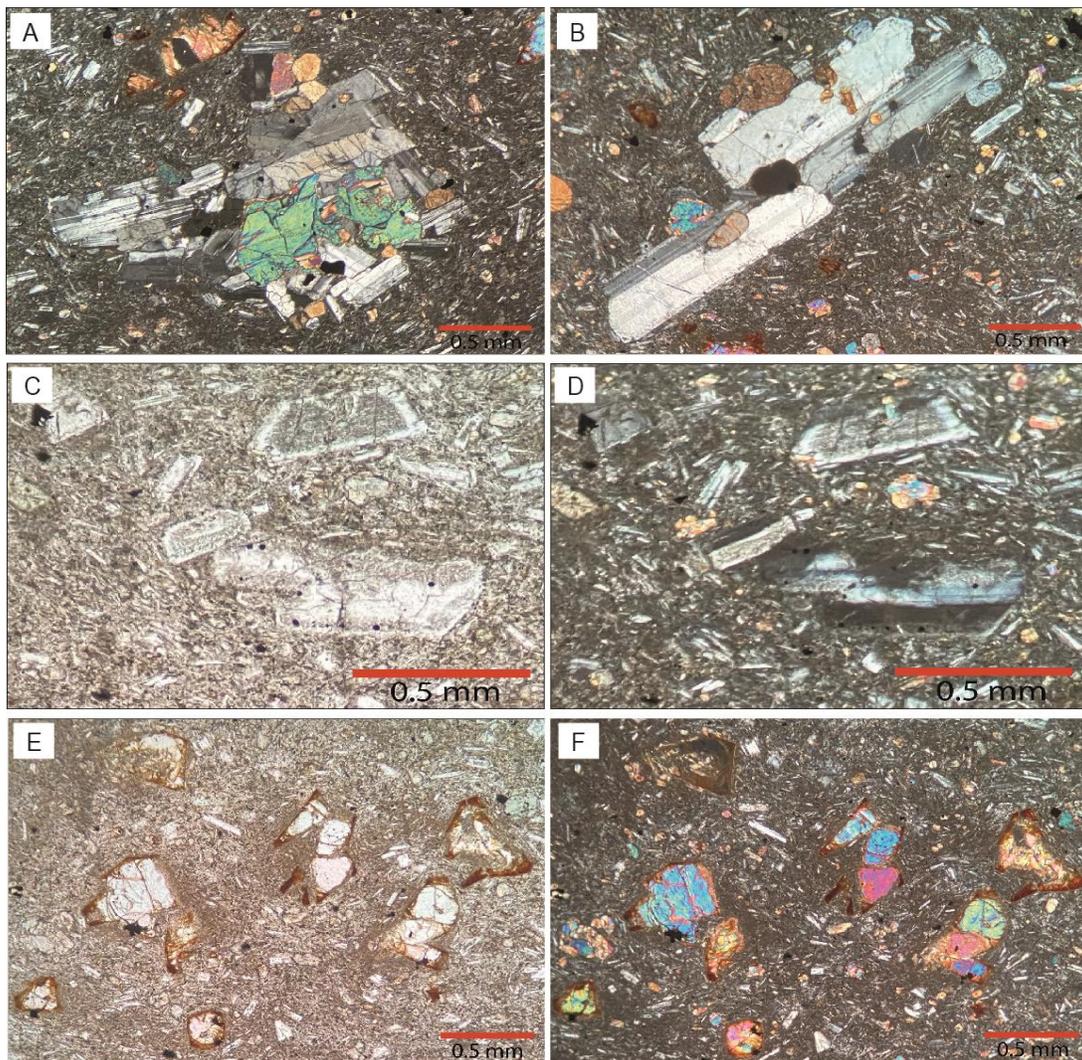


Figura 31: Vista en microscopio óptico de A y B) aglomerados de la unidad domo, conformado por fenocristales de plagioclasas, piroxenos y hornblendas. C y D) fenocristales de plagioclasas reabsorbidos. E y F) Fenocristales de clinopiroxenos con bordes de oxidación y reabsorbidos.

La masa fundamental presenta una textura vítrea con microlitos, además está dominada por la ocurrencia de la textura traquítica englobando fenocristales de plagioclasas y piroxenos (Fig. 32).



Figura 32: A y B) Masa fundamental traquítica.

Muestra MM05B: En esta muestra se observan aglomeraciones de fenocristales de plagioclasas, clinopiroxenos y hornblendas (Fig. 33, A y B). Los fenocristales de plagioclasas lucen subhedral, mientras que los de piroxenos y hornblendas subhedral-anhedral. Las plagioclasas presentan texturas de zonación y reabsorción. Los fenocristales presentan orientación por flujo.

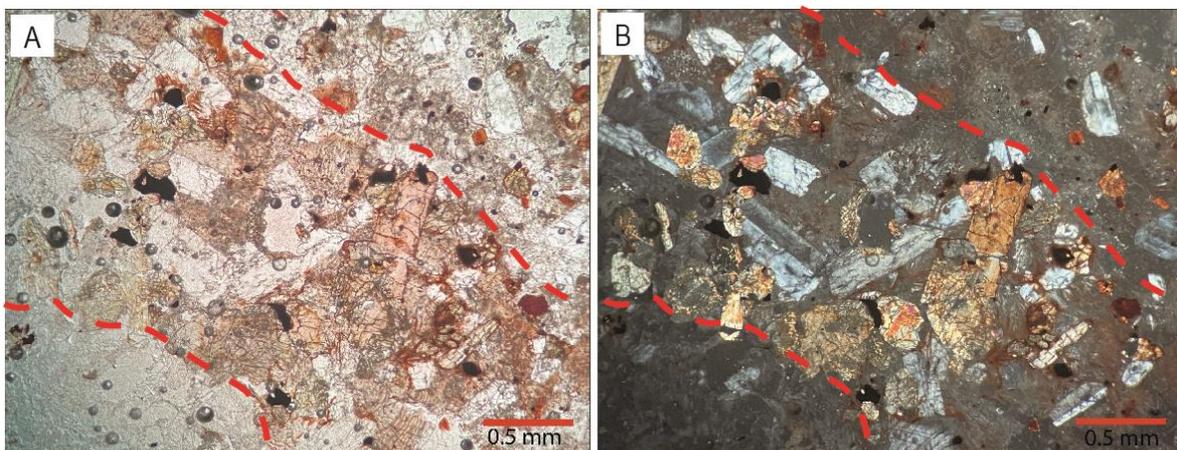


Figura 33: Vista en microscopio óptico de; A y B) aglomeración de fenocristales de plagioclasas, clinopiroxenos y hornblendas.

La masa fundamental de la muestra MM05 está enriquecida en vidrio (80%) y empobrecida en componentes cristalinos (20%) en comparación con las otras muestras. Además, presenta una textura bandeada entre microcristales y textura vítrea (Fig. 34, A y B). En la textura vítrea se observan agrupaciones de esferulitas con tamaños de hasta 1,2 mm (Fig. 34. C y D) y también la textura perlítica (Fig. 34 D y E), que están generalmente asociadas a la desvitrificación de la muestra.

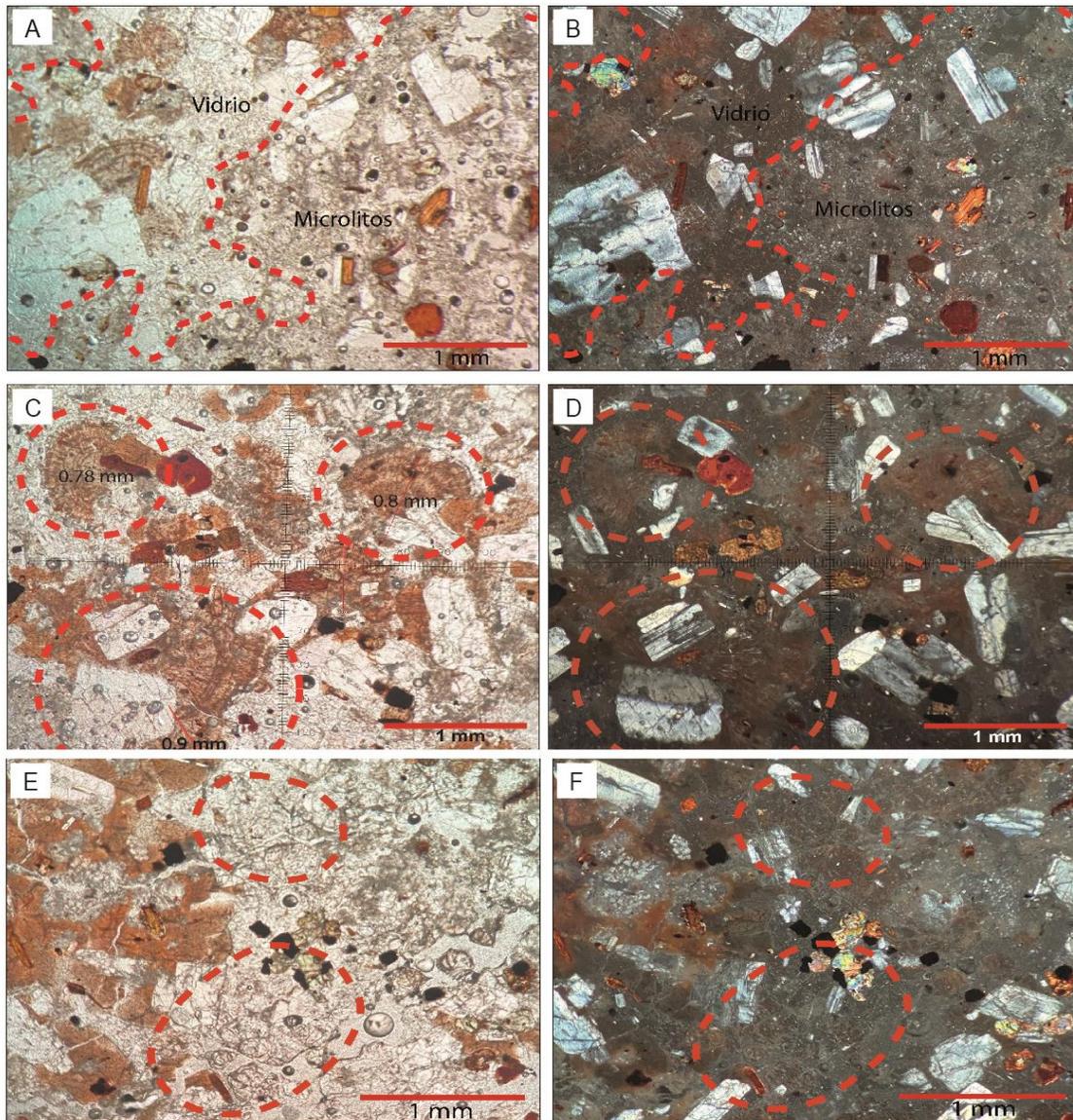


Figura 34. A y B) Masa fundamental que presenta una textura bandeada entre una textura vítrea y microlítica. C) y D) Textura esferulítica con tamaños de hasta 1 mm E) y F) Textura perlítica.

Tabla 1: Resumen general de las características mineralógicas obtenidas por el programa JmicroVision v1.3.4. (Anexos 2).

| Muestra | Tipo de Lava | % Fenocristales | Fenocristales | % Masa Fundamental | Masa Fundamental |
|----------------|-----------------------------------|------------------------|--|---------------------------|---------------------------------------|
| MM01 | Andesita de piroxeno | 38% | Plg (33%) Cpx (5%) | 62% | Plg Cpx Vidrio Opacos |
| MM02 | Andesita de piroxeno | 26,24% | Plg (24,3%) Cpx (1,94%) | 73,76% | Plg Cpx Vidrio Opacos |
| MM03 | Andesita de piroxeno y hornblenda | 27,3% | Plg (24.5%) Cpx (1,8%) Hbl (1%) | 72,6% | Plg Cpx Hbl Vidrio Opacos |
| MM04 | Andesita de piroxeno y hornblenda | 29,7% | Plg (22,8%) Cpx (3,9%) Hbl (3%) | 70,2% | Plg Cpx Hbl Opacos Vidrio |
| MM05A | Andecita | 31,1% | Plg (20,1%) Cpx (9,3%) Hbl (1,68%) | 68,9% | Plg Cpx Hbl Vidrio |
| MM05B | Dacita de piroxeno y biotita | 16% | Plg (12,7%) Bt (1,6%) Cpx (1,5%) Hbl (0,2%) | 84% | Plg Bt Cpx Opacos Vidrio |

4.4 Geoquímica y mineralogía

4.4.1 Geoquímica de roca total y masa fundamental

Con el objetivo de establecer la evolución geoquímica de las unidades de lavas que componen el estratovolcán Mulas Muertas, se realizaron análisis de fluorescencia de rayos X (FRX) y de microscopio electrónico de barrido (MEB) para 6 muestras de las unidades de lavas. Con los resultados de la FRX (Anexos 3) y MEB (Anexos 4) se confeccionaron los diagramas de álcalis vs sílice total (TAS) (Le Maitre et al., 1989), diagramas de K_2O vs SiO_2 (Perecillo y Taylor, 1976) y diagramas de Harker (Harker, 1909).

Para el caso del diagrama TAS, los resultados indican que las composiciones de roca total de las muestras de lava abarcan un rango continuo entre lavas andesitas basálticas, andesitas y dacitas/traquidacitas (Fig. 35), con abundancias de SiO_2 que van desde 55,50 peso % hasta los 68,00 peso %. Las composiciones más máficas varían entre valores 55,50 y 61,00 peso % de SiO_2 y están representadas por las unidades del Edificio volcánico 1 (MM01) y Edificio volcánico 2 (MM02, MM03 y MM04), mientras que las más diferenciadas están representadas por la unidad del domo volcánico (MM05A y MM05B). Entre ambos extremos no hay rocas con una composición intermedia. Del diagrama también es posible observar cómo las muestras presentan altos valores de álcalis (Na_2O+K_2O) entre 5 y 6 peso %, bordeando el dominio de las traquiandesita basáltica, traqui andesita y traquidacita.

La química de la masa fundamental de las 6 muestras medida a partir del MEB, comprende un rango composicional desde andesitas (MM01) a dacitas (MM02, MM03, MM04 y MM05A) y riolitas (MM05B), con abundancias de SiO_2 entre 60,00 y 72,50 peso %. Como se observa, los valores de SiO_2 entregados por el MEB (Anexo 4) indican concentraciones más altas en comparación a la entregada por FRX en roca total; este enriquecimiento en SiO_2 es frecuente, debido a que los

cristales poseen menor SiO_2 que el fundido desde el cual se cristalizan (Cashmann y Rust, 2015). Con respecto a los valores de álcali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), las muestras presentan una tendencia continua excepto la muestra MM02, que presenta un bajo contenido de álcalis; esto se podría interpretar por una leve alteración hidrotermal asociadas a los eventos de mineralización ocurridos durante el Mioceno superior-Plioceno inferior (Cabello, 2021).

En el diagrama K_2O vs SiO_2 (Fig. 36) se observa que la mayor parte de las composiciones de roca total se ubican en la serie de magmas calcoalcalinos de alto-K; sin embargo, se observan concentraciones de masa fundamental de las muestras MM02, MM03 y MM05 con menor contenido de K_2O , ubicándose en la serie calcoalcalina.

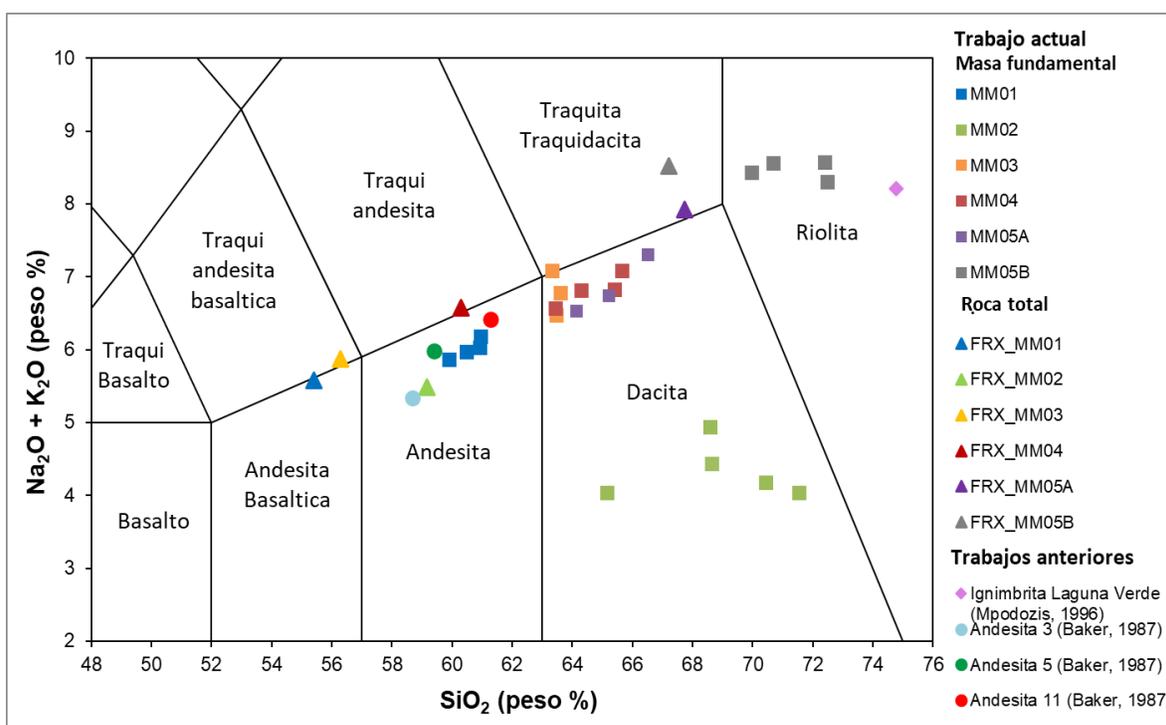


Fig. 35: Diagrama Total Alkali vs sílice (TAS) para las distintas unidades de lavas del Volcán Mulás Muertas. Las muestras que fueron analizadas en roca total se presentan en triángulos mientras que las analizadas en masa fundamental, en cuadrados.

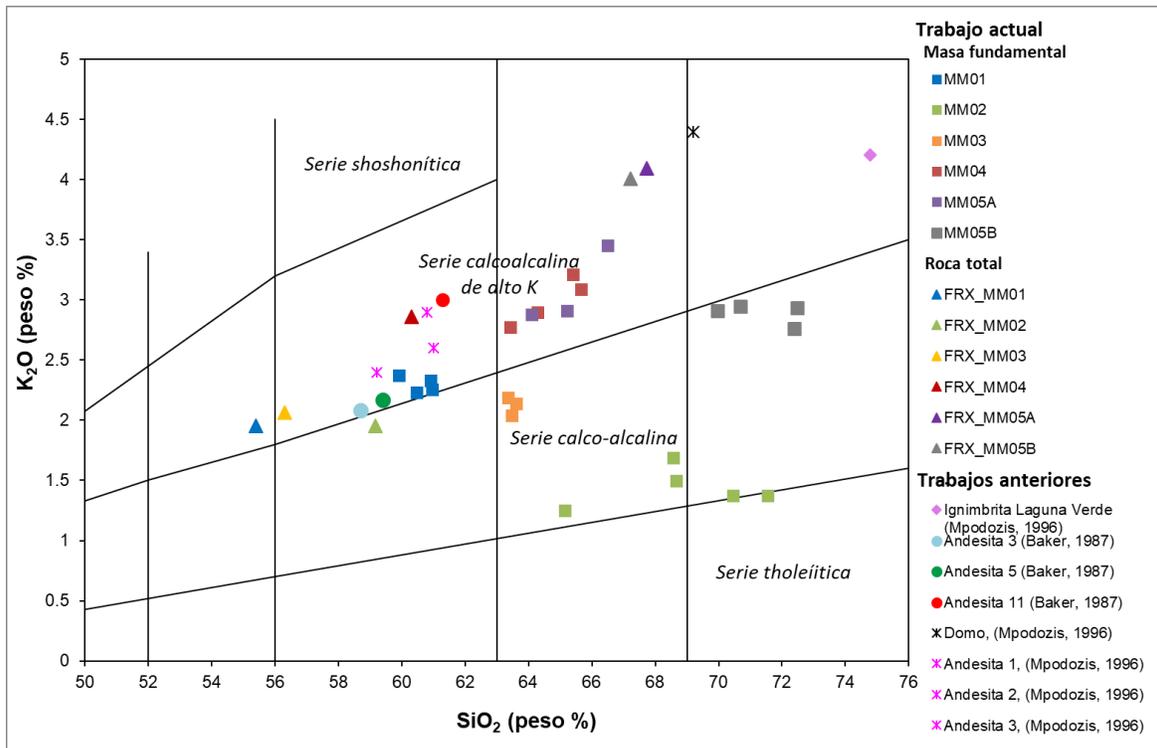


Fig. 36: Diagrama de división de rocas subcalcinas, K₂O versus SiO₂ (Perecillo y Taylor, 1976); separado en cuatro series; shoshonítica, calcoalcalina de alto K, calcoalcalina y toleítica.

Los diagramas de Harker (1909) muestran la variabilidad de los elementos mayores (óxidos) con respecto al contenido de SiO₂, debido a que este último aumenta su proporción durante la diferenciación magmática. En estos diagramas es posible observar tendencias e inflexiones que permiten interpretar la entrada o salida de una fase mineral (Rollinson, 1993).

En general, las concentraciones de CaO, Al₂O₃, TiO₂, MgO y FeO_T disminuyen a medida que aumenta SiO₂ (Fig. 37). En el caso de K₂O aumenta a medida que aumenta SiO₂ (Fig. 37). Por otro lado, el P₂O₅ tiende a aumentar hasta ~58 peso % de SiO₂ y luego a disminuir progresivamente (Fig. 37). Particularmente, Na₂O no presenta una variación, los valores de Na₂O son constantes al aumentar el SiO₂.

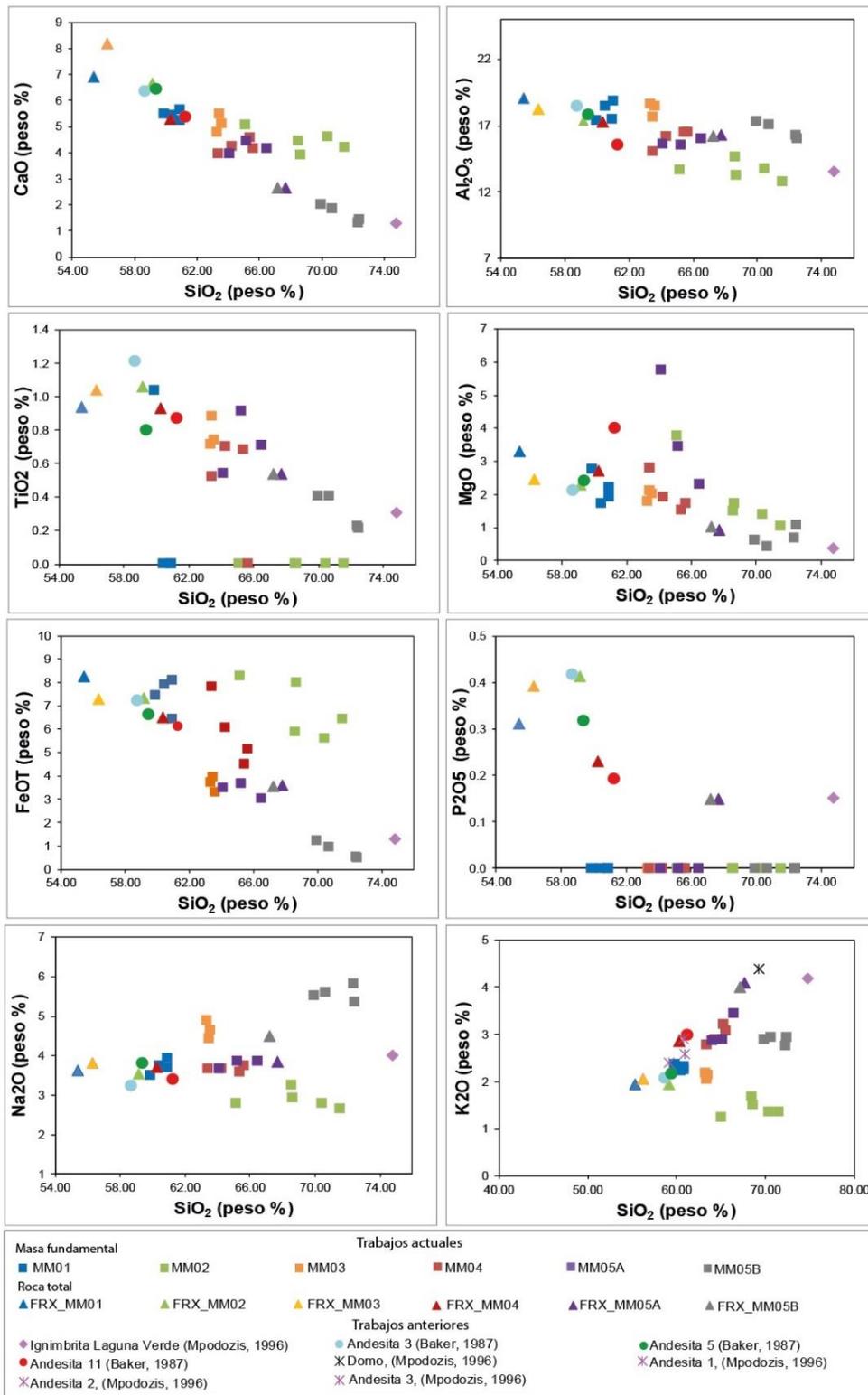


Fig. 37: Diagramas de Harker (1909) para los elementos mayores entregados por la Fluorescencia de rayos x (triángulos) y SEM (cuadrados) y trabajos anteriores (Baker, et al 1987, Mpodozis et. al., 1996)

4.4.2 Identificación química y discriminación de las fases minerales

Mediante el análisis realizado por el microscopio electrónico de barrido (MEB-EDS) se logró identificar la composición química superficial de algunos cristales presentes en las muestras, e identificar la composición de la masa fundamental. También fue posible observar algunas texturas presentes en las muestras (anexos 5). fue posible realizar mapas químicos semicuantitativos para observar.

Por otro lado, cabe destacar que las imágenes obtenidas en el MEB a través del uso de haz de electrones retrodispersados (BSE) permiten observar diferentes fases minerales existentes en la muestra; los electrones interactúan mediante colisiones elásticas con los átomos de la muestra, permitiendo observar cambios en el número atómico de sus componentes (a mayor número atómico, más electrones son detectados por el instrumento). De esta manera se presentan los minerales en diferentes coloraciones de escala de grises; en grises claros se presentan los piroxenos y anfíboles, en grises oscuros las plagioclasas, y en tonalidades blancas los óxidos. En cuanto a las imágenes EDS se presentan también los elementos mayores de cada muestra.

Los cristales seleccionados de la muestra MM02 presentan un alto contenido de calcio y aluminio (Fig. 38; E y D), por lo que se infiere que pertenecen a cristales plagioclasas (grises oscuros en BSE). Los cristales presentan una forma subhedral con un tamaño de 0,5-0,8 mm. En la muestra también se observan óxidos de Fe (blancos en BSE) y cristales con un contenido alto en Mg, que corresponden a piroxenos (gris claro en BSE) (Fig. 38). También se observan textura de zonación en algunas plagioclasas y texturas de reabsorción en piroxenos (Anexos 5, MM02)

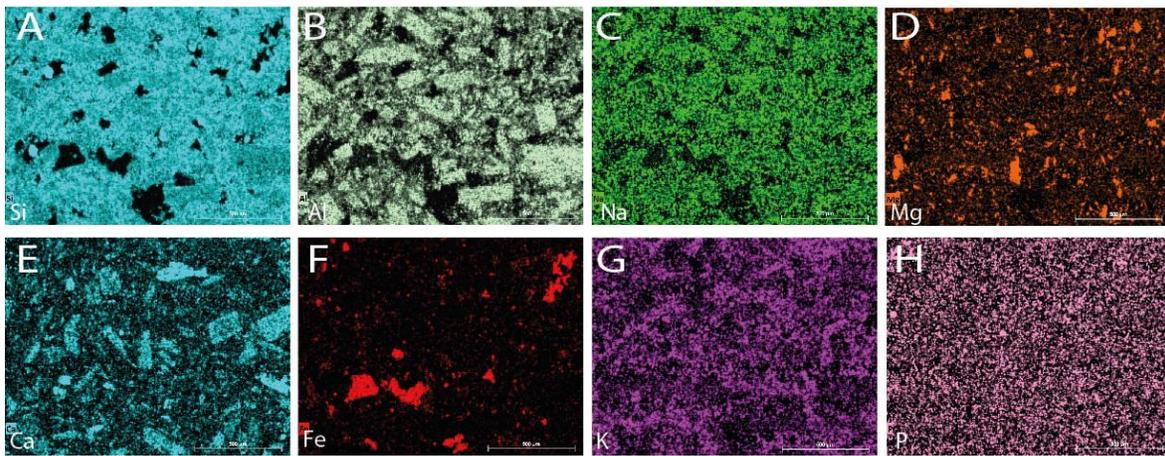
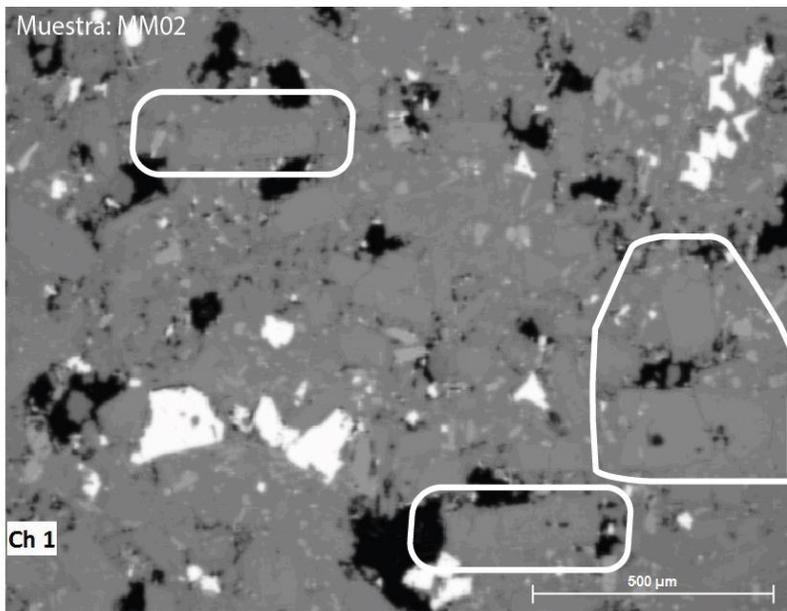


Figura 38: imagen de plagioclasas en la muestra MM02 visto en el microscopio electrónico y sus respectivas imágenes EDS.

El cristal seleccionado en la muestra MM03 presenta un alto contenido de hierro y titanio (Fig. 39: D y E), por lo que se puede concluir que pertenece a un óxido (titanomagnetita). El cristal presenta una forma subhedral con un tamaño de 1,5-2,0 mm, también se observa una textura de reabsorción en los piroxenos y presencia de óxidos (blancos) (anexos 5).

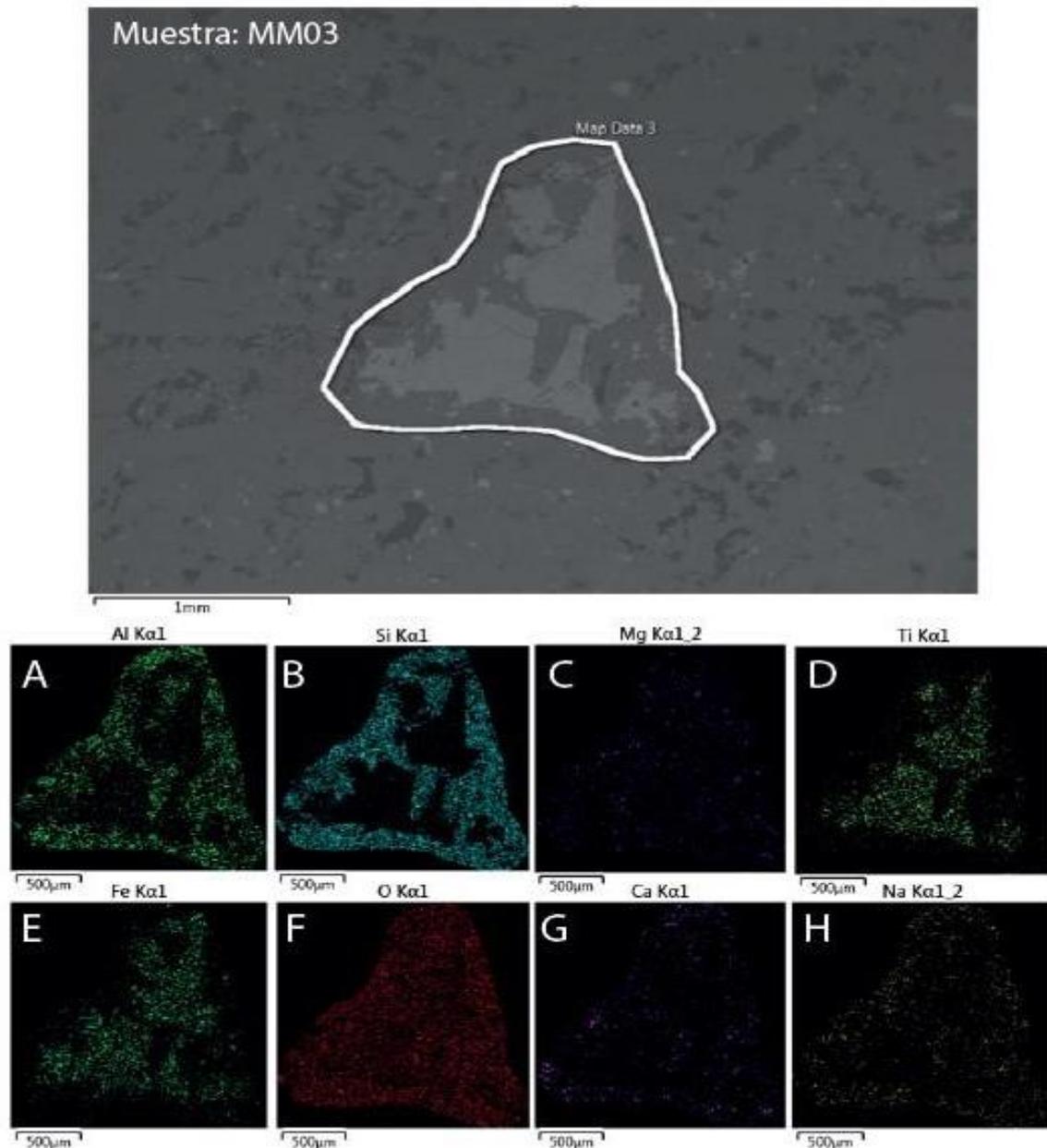


Figura 39: imagen de piroxenos muestra MM03 visto en microscopio electrónico electrónico y sus respectivas imágenes EDS.

Los cristales seleccionados de la muestra MM03 presentan un alto contenido de aluminio y calcio (Fig. 40: B y E), por lo que se infiere que pertenecen a cristales plagioclasas (grises oscuros en BSE). Los cristales presentan una forma subhedral-euhedral con un tamaño de 0,5-0,9 mm (Fig. 40). En la muestra también se observan cristales con un contenido alto en Mg, que corresponden a piroxenos y en menor cantidad óxidos de Fe (blancos en BSE). En la muestra también se observan algunas plagioclasas con textura de zonación y clinopiroxenos reabsorbidos (Anexos 5, muestra MM03)

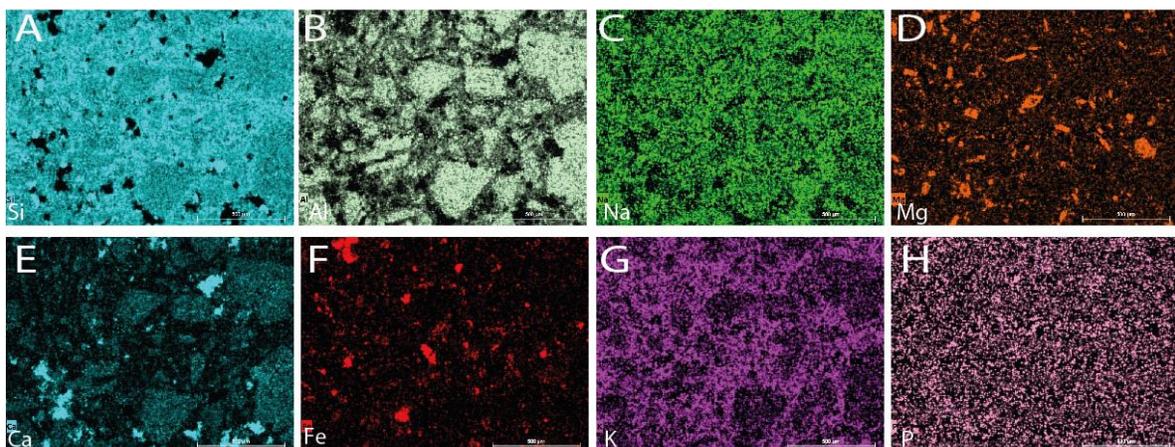
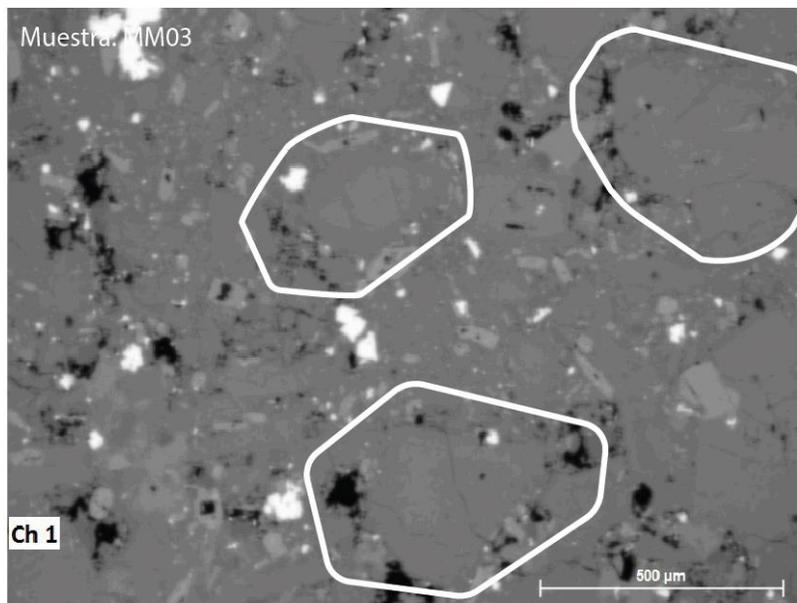


Figura 40: imagen de piroxenos muestra MM03 visto en microscopio electrónico electrónico y sus respectivas imágenes EDS.

El cristal observado en la muestra MM04 presenta un alto contenido de hierro y titanio (Fig. 41: C y G), así como también un leve contenido de Mg y Ca, por lo que se puede concluir que pertenece a un óxido (titanomagnetita). El cristal presenta una forma subhedral con un tamaño de 0,3 mm. También se observa una textura de reabsorción. En su interior se observan algunas regiones con mayor contenido de Mg y Ca que pueden corresponder a inclusiones de piroxeno.

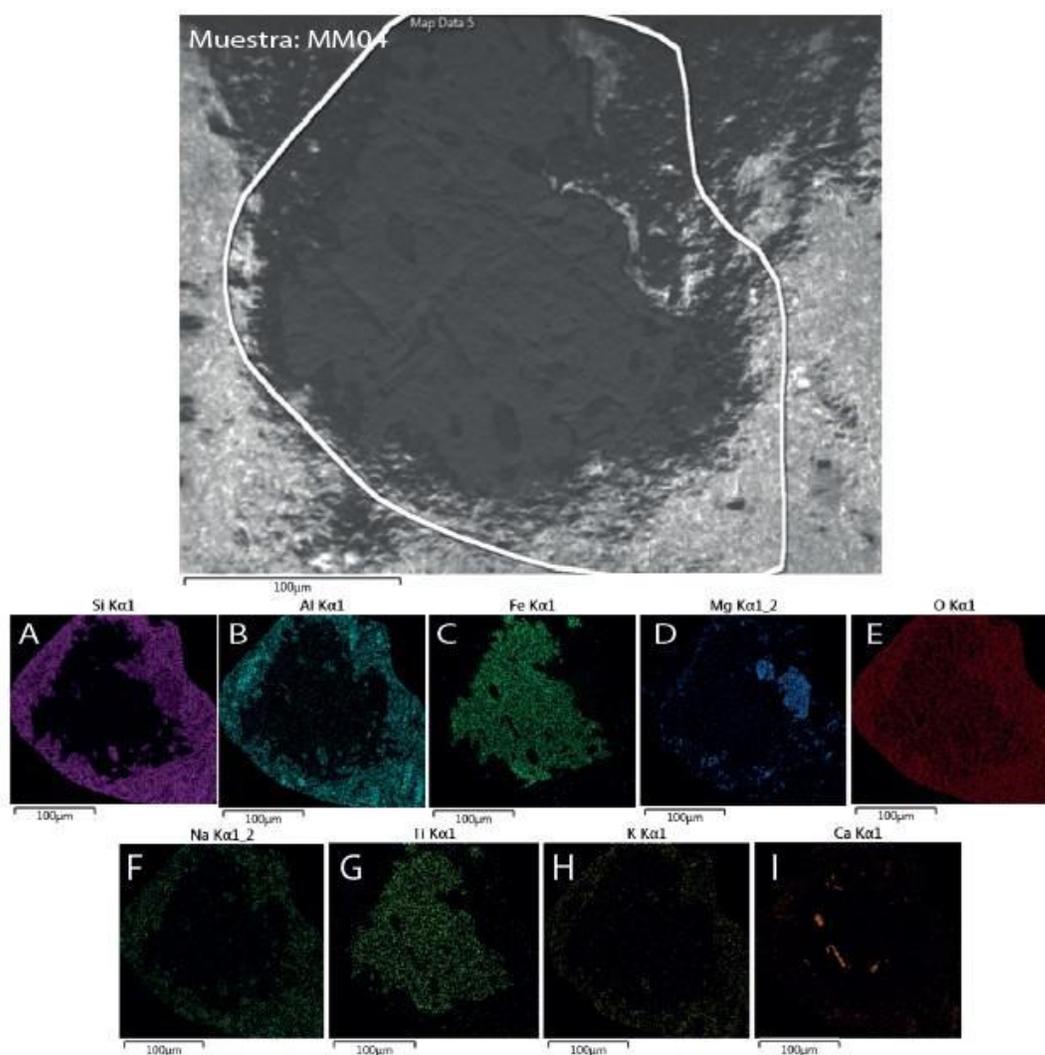


Figura 41: imagen de piroxenos en muestra MM04 visto en microscopio electrónico y sus respectivas imágenes EDS.

Otro cristal seleccionado en la muestra MM04 presenta un alto contenido de hierro y magnesio (fig. 42: C y G), así como también inclusiones con composiciones ricas en fósforo (Fig. 42: I), por lo que se puede concluir que pertenece a un cristal de piroxeno. El cristal además presenta una forma subhedral- anhedral con un tamaño de 0,1-0,15 mm con algunos bordes reabsorbidos (Anexos 5).

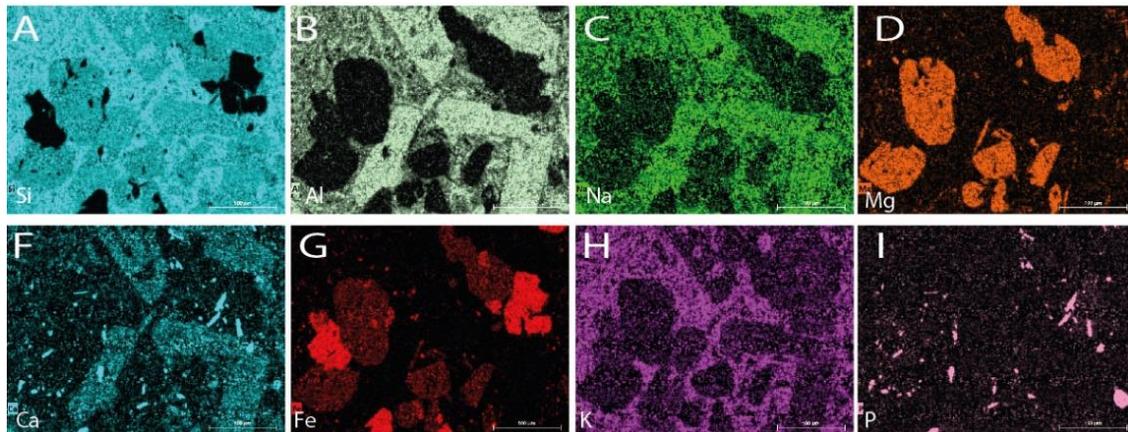
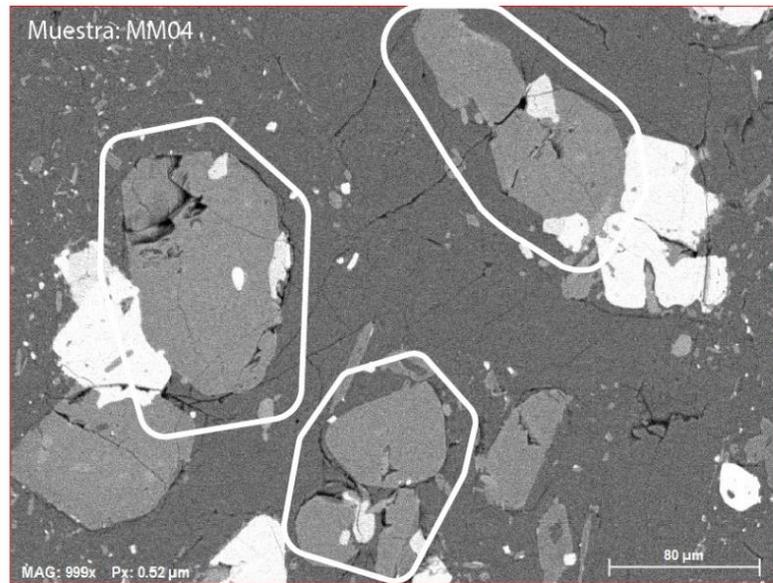


Figura 42: imagen de piroxenos muestra MM04 visto en microscopio electrónico y sus respectivas imágenes EDS.

El área seleccionada en la muestra MM05A presenta cristales con un alto contenido de Mg y Ca (Fig. 43: D Y E) por lo que se puede deducir que corresponden a piroxenos, además presenta otros cristales ricos en hierro y titanio, por lo tanto, se identifican como titanomagnetitas. El cristal además presenta una forma anhedral con un tamaño de 0,5-0,8 mm, el cual presenta una textura de reabsorción. También es posible observar plagioclasas zonadas y anfíboles reabsorbidos (Anexos 5, muestra MM05A).

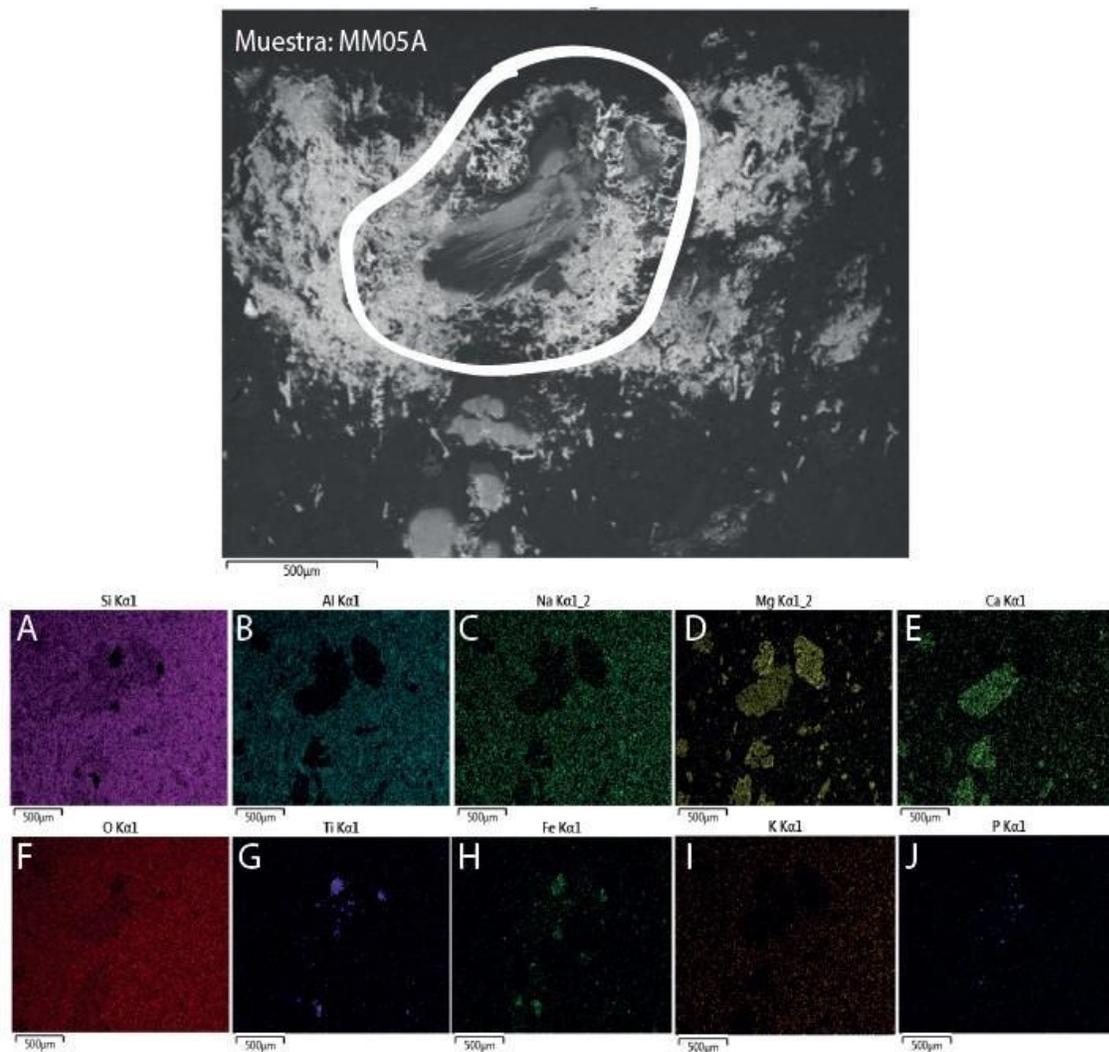


Figura 43: imagen de piroxenos muestra MM05 visto en microscopio electrónico y sus respectivas imágenes EDS.

4.4.3 Características del magma

Las características teóricas del magma se obtuvieron a partir de la Norma CIPW desarrollada por Johannsen (1931). Para esta norma debemos tener en cuenta que se calcula la composición mineral como si el magma fuera anhidro (sin agua). Para realizar estos cálculos se utilizaron los datos de la composición química de roca total obtenidas por la fluorescencia de rayos X. Mediante esta norma se pudieron obtener los datos de temperatura, viscosidad, densidad, contenido de agua de este magma, entre otros.

Los resultados gráficos permiten analizar y comparar el comportamiento del magma en las distintas unidades de lavas. Para el caso de la temperatura (Fig. 44, A), se puede observar que los magmas formadores de estas lavas pudieron haber presentado temperaturas que variaron de los 1114°C hasta los 890°C. Donde las temperaturas más elevadas (1114°C) corresponden a las muestras del edificio volcánico 1 (55,3% SiO₂), seguido de las temperaturas (1046°C-1025°C) de las muestras del edificio volcánico 2 (56,2-60,3% SiO₂), finalizando con las temperaturas más bajas (889°C- 898°C) correspondientes al domo volcánico (67,7-67,2% SiO₂).

La gráfica de la densidad del magma (Fig. 44, B) muestra una disminución de densidad en cuanto a la evolución geológica del volcán, donde las rocas del edificio 1 (andesitas basálticas) presentan mayor densidad (2,84 g/cm³) que las andesitas de la unidad del edificio 2 (2,82 g/cm³) y así mismo las unidades del domo volcánico (dacitas) la cual presentan menor densidad (2,71 g/cm³).

En cuanto al gráfico de la viscosidad (Fig. 44, C), se observa que esta aumenta (de 3,5 a 5,9 Pa*s) de acuerdo con la densidad (2,84 a 2,70 g/cm³) y la temperatura disminuye (1115° a 898°C).

La gráfica del contenido de agua (Fig. 44, D), indica que las rocas con menor cantidad de agua son las del edificio 1 (andesitas basálticas), y aumenta de acuerdo con su diferenciación, seguido por las del edificio 2, finalmente las rocas del domo volcánico (dacitas) muestran una gran diferencia en contenido de agua en comparación a las dos unidades anteriores.

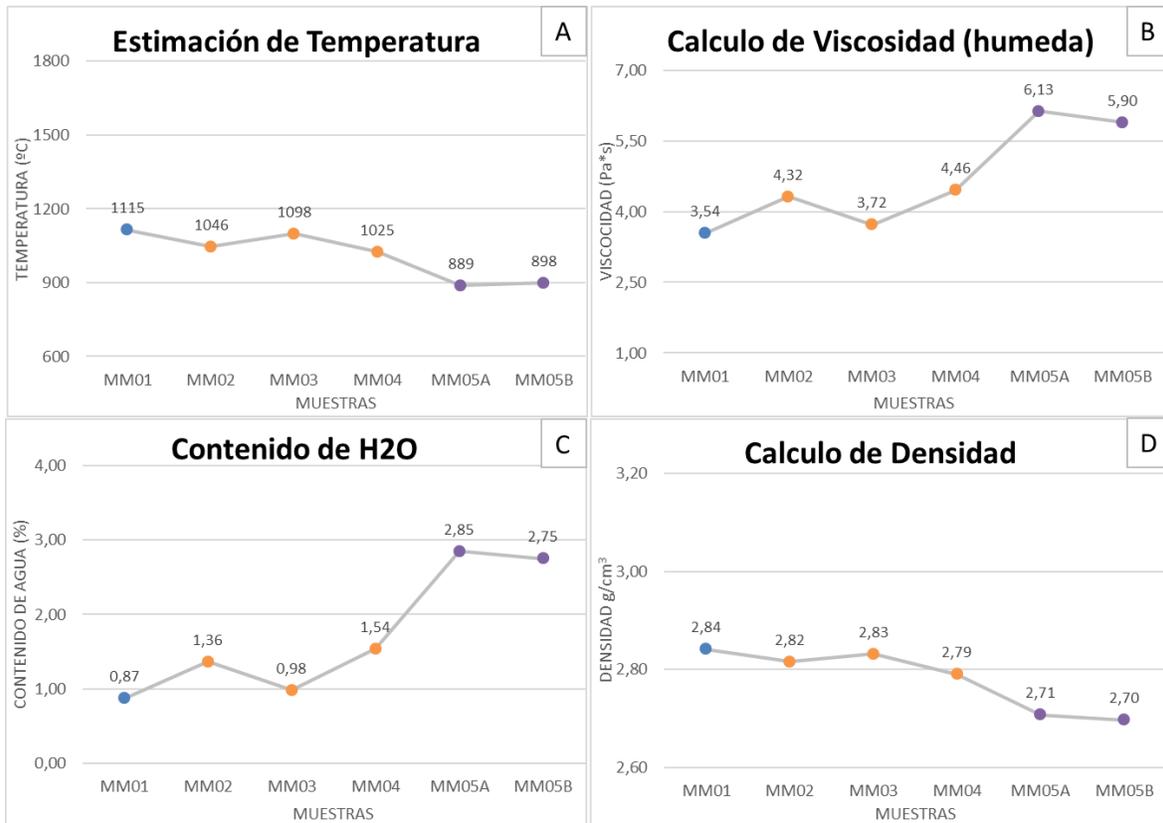


Figura 44: Representación gráfica las características del magma; A) temperatura (°C), B) densidad (g/cm³), C) viscosidad (Pa*s) teórica y D) contenido de agua (%), obtenidas a partir de la Norma CIPW. Es posible apreciar puntos de distintos colores; donde las lavas del edificio 1 se presentan en color celeste, las lavas del edificio 2 en colores anaranjados y las lavas del domo volcánico en color morado.

Otros cálculos que se utilizaron para obtener las características del magma, considerando un magma en condiciones normales (H₂O), fueron las ecuaciones establecidas por los siguientes autores:

Se puede obtener la temperatura a partir del contenido de sílice (Anexo 8), método establecido por Toramaru (1995).

$$T = \frac{1000}{(0,16+0,01C_{Si})} \quad (1)$$

Donde T es la temperatura en Kelvin y C_{Si} es el peso porcentual de sílice.

El gráfico (Fig. 45) fue diseñado a partir de las temperaturas obtenidas en cada muestra (Anexos 8). Al compararlas con las temperaturas obtenidas en la norma CIPW (Fig. 4), podemos observar cierta semejanza entre ellas.

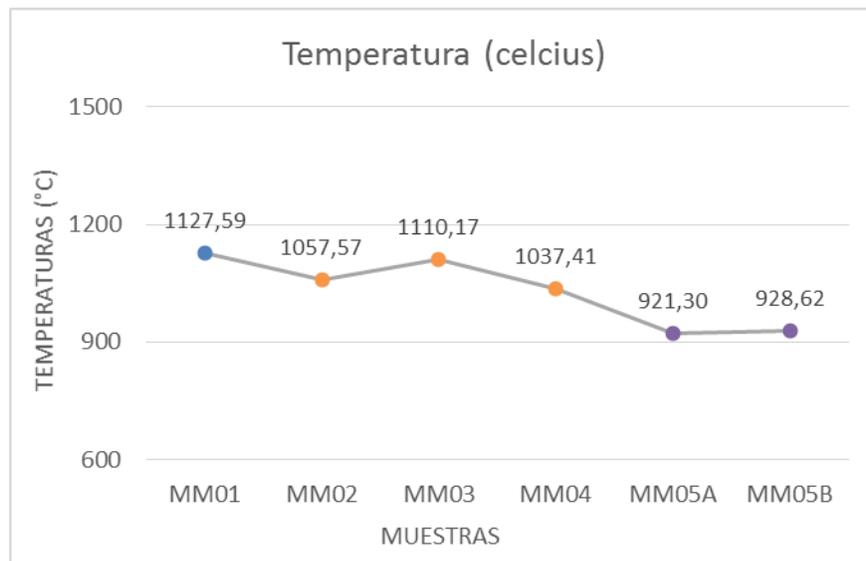


Figura 45. Representación gráfica de las temperaturas teóricas obtenidas para cada muestra.

Para calcular el porcentaje de agua a partir del contenido de FeO se utilizó el método establecido por Zimmer et al. (2010). Para esto, se calcula el índice toleítico THI que depende de las concentraciones de hierro total (FeO) en 4 y 8 peso % de MgO (ecuación 1). Entonces, a partir del Fe_2O_3 se debe calcular el FeO, y luego realizar un gráfico FeO (eje y) v/s MgO (eje x) en peso % (Fig. 46).

$$FeO = Fe_2O_3 \times 0,8998 \quad (1) \quad (\text{Anexo 8})$$

$$THI = \frac{FeO_{4,0}}{FeO_{8,0}} \quad (2)$$

$$H_2O \text{ (wt\%)} = \exp[(1,26 - THI)/0,32] \quad (3)$$

Donde $FeO_{4,0}$ es el contenido promedio de FeO en muestras con 4 ± 1 % peso de MgO, y $FeO_{8,0}$ es el contenido promedio de FeO en muestras con 8 ± 1 % peso de MgO a lo largo de la línea líquida de descenso (ecuación 2).

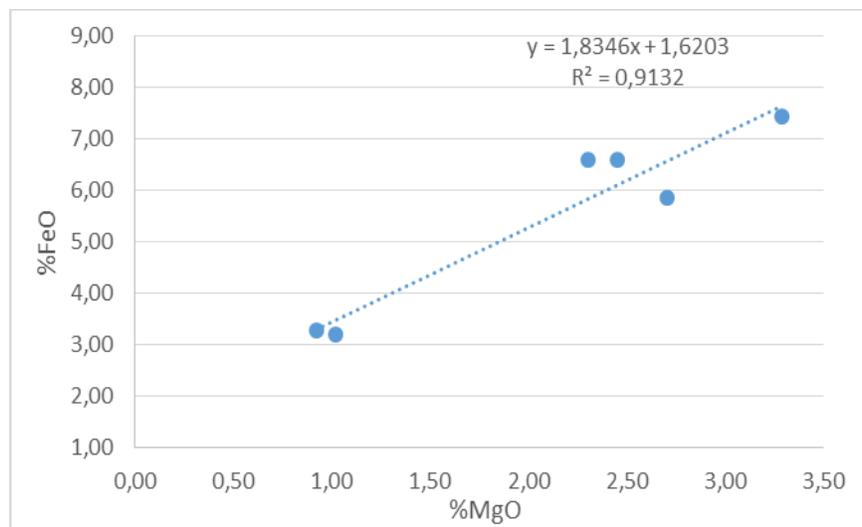


Figura 46: Gráfico de dispersión de datos de %FeO en función de %MgO.

En la figura se presenta la ecuación de la recta obtenida a través de la regresión lineal. Mediante los datos se ha obtenido la siguiente ecuación de la recta:

$$Y = 1,8436X + 1,6203$$

Donde Y= % peso FeO y X= % peso MgO

Entonces,

$$Fe_{0,4} = 1,8436 * 4\% + 1,6203$$

$$Fe_{0,4} = 8,9587$$

$$Fe_{0,8} = 1,8436 * 8\% + 1,6203$$

$$Fe_{0,8} = 16,2971$$

Finalmente;

$$THI = \frac{FeO_{4,0}}{FeO_{8,0}}$$

$$THI = 0,549$$

Este valor de THI sirve para estimar el contenido de agua del magma (Anexos 8).

Este contenido de H₂O se obtiene a través de la ecuación 3:

$$H_2O \text{ (wt\%)} = \exp[(1,26 - THI)/0,32]$$

Finalmente, se obtiene un %H₂O de 9,2. Esto indica que el magma calcoalcalino generador de las lavas del volcán Mulás Muertas, contenía un inicialmente 9,2 peso % de agua.

4.4.4 Mineralogía de Difracción de rayos X

El resultado mineralógico cuantitativo de cada muestra fue entregado por la difracción de rayos X. Este análisis permite diferenciar de manera más precisa distintas fases minerales que presenta cada muestra. Los resultados se expresan en la figura 47 y también en la Tabla de Anexos 6, donde las muestras fueron posicionadas según temporalidad, desde la muestra más antigua (MM01), hasta la más reciente (MM05B), de acuerdo a las edades radiométricas obtenidas de Clavero et al. (2012).

Como se observa en la Fig. 47, los principales minerales que se presentan en las muestras del volcán son las plagioclasas (Plg), diópsido (Cpx), y sanidina (Sa-feldespató alcalino) y cristobalita (Crs). Como minerales secundarios aparecen la hematita (Hem), magnetita (Mag), yeso (Gyp), moscovita (Ms) y dolomita (dol). En cuanto a las lavas del edificio 1 (MM01) y el edificio 2 (MM02-MM03-MM04) muestran asociaciones minerales de Plg-Cpx-San mientras que para las lavas del domo volcánico (MM05-MM06), Plg-Sa, en mejor cantidad Cpx y algunos minerales de alteración. Las muestras MM02, MM03 presentan minerales de alteración, como el Hem y Gyp. En la muestra MM05B, se presentan Hem y Mos. La alteración de estas muestras también se puede ver reflejado en el diagrama, K_2O vs SiO_2 (Fig. 36) y en los resultados de pérdida por calcinación (Anexos 7).

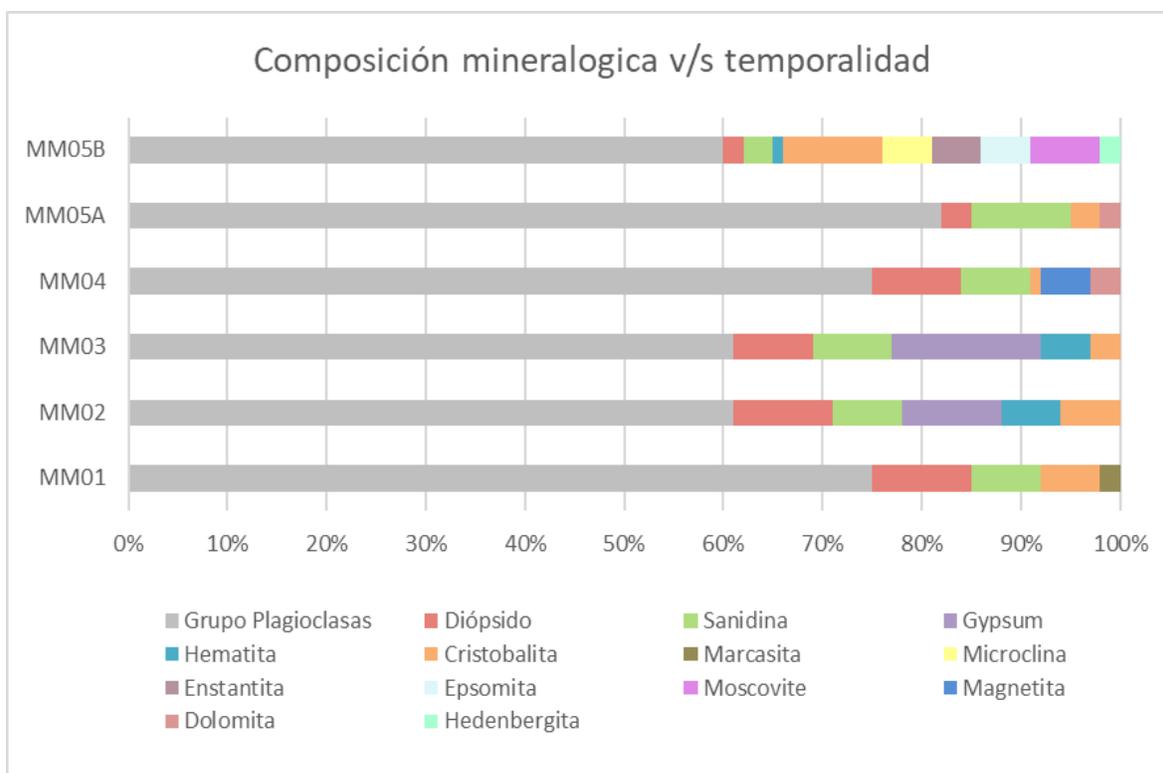


Figura 47. Resultados mineralógicos entregados por la Difracción de Rayos X.

CAPÍTULO 5: DISCUSIÓN

5.1 Limitaciones

En este trabajo existen algunas limitaciones relacionadas a la recolección de las muestras del volcán, las cuales no pudieron ser extraídas por la autora de esta tesis debido a las restricciones covid-19, que limitaban el traslado de una ciudad a otra por estudios y/o investigación. Por lo anterior, estas fueron muestreadas por colegas que forman parte de la empresa Geoturismo Lickanantay Ltda., ubicados en la ciudad de Copiapó, como se mencionó con anterioridad.

En terreno tampoco se logró obtener muestras directamente del domo debido a la altura y distancia para acceder a este sector del volcán, por lo cual las muestras que se obtuvieron de este domo fueron recolectadas desde un abanico aluvial que drena directamente de este y que se encuentra cercano a la carretera (mayor accesibilidad), implicando un evidente re-trabajado. Sin embargo, es posible confirmar la procedencia de esta muestra cuando se compara su composición con los datos publicados por Mpodozis et al. (1996). De esta forma, este trabajo sería beneficiado realizando un muestreo geológico exhaustivo del domo volcánico.

Otra limitación se relaciona a los resultados correspondientes a las características del magma (temperatura, densidad, viscosidad, etc.) que fueron calculadas con la Norma CIPW, ya que esta norma considera a un magma anhidro e ideal (sin mezcla). No obstante, las condiciones normales del magma en una zona de subducción incluyen un abundante contenido de agua y un sistema susceptible al intercambio de masa y energía. Estos resultados serían favorecidos por un trabajo más cuidadoso que involucra la medición del contenido de agua a partir de inclusiones fundidas, y un modelamiento petrológico del magma inicial. Por otro lado, las características químicas de las distintas especies minerales deben evaluarse utilizando otras técnicas especializadas (p.ej. microsonda electrónica o espectrometría de masas por plasma acoplado inducido).

A pesar de estas limitaciones y restricciones metodológicas, en este trabajo se intenta resolver en la medida de lo posible todas las preguntas planteadas.

5.2 Evolución geológica del volcán Mulas Muertas

La evolución eruptiva del volcán Mulas Muertas se sintetiza en al menos 3 etapas eruptivas ocurridas entre los 6,1- 5,0 millones de años (Mioceno superior-Plioceno inferior) (Kay et al., 2013), más una alteración hidrotermal que afecta a la zona, ocurrida en el Mioceno-Plioceno (Cabello, 2021).

La actividad de los centros eruptivos del volcán Mulas Muertas se inician en el Mioceno superior hace aproximadamente unos 6,1 Ma (González-Ferrán et al., 1985), con la emisión de lavas asociadas a la unidad del edificio volcánico 1, la cual presentan una composición de 55-56 peso% SiO_2 (Figura 49, etapa 1). En la actualidad el edificio que contiene estas lavas tiene un volumen estimado de 15,15 km^3 y presenta una estructura asociada a una caldera volcánica en el sector NW de la unidad. Posterior a esta unidad se emplazaron lavas de la unidad del edificio volcánico 2 con una edad de 5,6 Ma (Kay et al., 2013) que presentan una composición de 56-60 peso% de SiO_2 (Fig. 49, etapa 2), formando el edificio volcánico principal. Este último pudo haber alcanzado una altura de 6400 m.s.n.m con un volumen de 42,21 km^3 (Fig. 49) antes del colapso. Sin embargo, este estratovolcán sufrió un gran evento de colapso que afectó al flanco NE y gran parte de la cima del edificio. Este evento de colapso removió un volumen de aproximadamente 8,70 km^3 , resultando en el truncamiento del edificio volcánico hasta una altura de 5900 m s.n.m en su parte más alta, y un volumen de 33,51 km^3 (Fig. 49, etapa 3). De este colapso no existen vestigios de la avalancha volcánica asociada, puesto que los sedimentos más modernos e ignimbritas han formado una potente planicie de acumulación hacia el noreste.

Posterior a este evento, hace unos 5,0 Ma. (Kay et al., 2013), se emplazó un domo volcánico en el flanco NE, sobre la zona de colapso del volcán, con lavas traquidacíticas que presentan una composición de 68-69 peso% SiO₂. El domo presenta actualmente un volumen estimado de 1,06 km³. A éste se asocia el abanico de depósitos piroclásticos localizados hacia el NNE, que se habría formado a partir de los repetidos colapsos del domo. En esta etapa el volcán compuesto pudo haber presentado un volumen total de 37,49 km³ (Fig. 49, etapa 4).

Finalmente, el edificio volcánico actual totaliza un volumen de 40,66 km³ y una altura máxima de 5900 m.s.n.m. (Fig. 49, etapa 5). Los depósitos aluviales recientes que se han depositado con posterioridad debido a la erosión que ha sufrido el volcán a lo largo de millones de años.

Posterior al cese de la actividad eruptiva se observa la superposición de minerales secundarios en las lavas, relacionados a un importante evento de alteración hidrotermal ocurrido en el Mioceno-Plioceno en esta zona (Cabello, 2021). Este evento afectó de manera leve a gran parte al domo volcánico y parte del edificio 2, y localmente tendría relación con el cese del magmatismo y la oxidación supérgena del sistema magmático-hidrotermal somero, durante una etapa de cristalización de los cuerpos magmáticos. Procesos similares habrían ocurrido en los diversos edificios volcánicos de la zona como cerro Maricunga, La Coipa, La Falda, entre otros (Cabello, 2021).

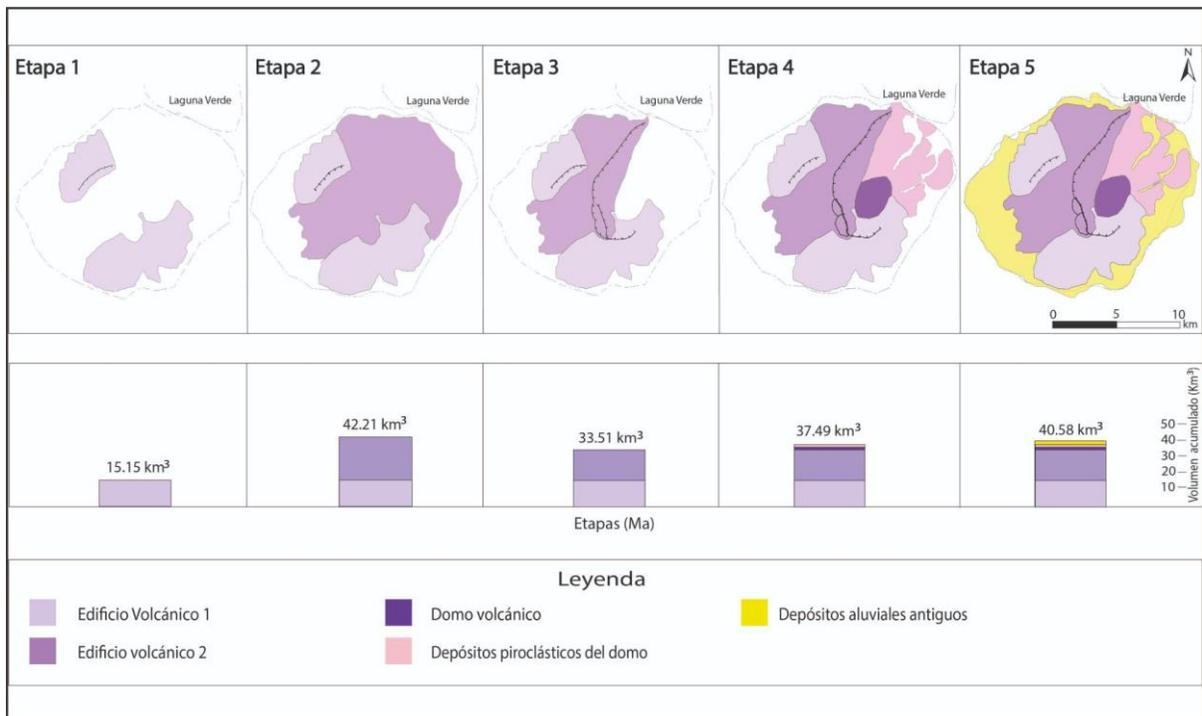


Fig. 49: Representación de la evolución geológica del volcán mulas muertas. Volúmenes obtenidos mediante la herramienta *Polygon Volume* del programa ArcGIS.

5.3 Procesos magmáticos en el volcán Mulás Muertas

A partir de los análisis petrográficos, texturales y geoquímicos se han observado diversos cambios que pudieron haber ocurrido en las condiciones de los reservorios del sistema magmático del volcán Mulás Muertas. Para definir ciertos procesos se han considerado todos resultados obtenidos de los diferentes análisis realizados en las muestras del volcán.

Las texturas glomeroporfíricas presentes en las muestras MM01, MM02 y MM05A indican el desarrollo de un “*magma mush*” o región dominada por cristales al interior del reservorio (Sparks et al., 2019); las investigaciones experimentales han demostrado que el enfriamiento del magma con una proporción de 25% fundido da lugar a la agrupación de cristales, los cuales además expulsan el líquido residual desde los intersticios cristalinos (Ikeda et al., 2002). En cuanto a la textura seriada presente en la mayoría de las muestras, esta puede explicarse por un incremento

exponencial de la tasa de nucleación acompañada de una tasa de crecimiento cristalino sostenido; cambios abruptos en alguna de esas dos condiciones pueden determinar la ocurrencia de texturas porfíricas (Spillar y Dolejs, 2014). En otros volcanes, estas texturas se han interpretado como el resultado de diversos reservorios interconectados verticalmente a lo largo del sistema magmático transcortical (p.ej. Costa et al., 2013).

Por otro lado, las texturas bandeadas, vitrofíricas y esferulíticas en las rocas del domo (Fig. 34) son típicas de los procesos extrusivos que construyen estas estructuras y también podrían indicar un ascenso rápido del magma a superficie (Pallister et al., 2008).

Las lavas muestran asociaciones minerales de Plg- Cpx (edificio 1), Plg- Cpx- Hbl (edificio 2) y Plg- Cpx- Hbl- Bt en las muestras del domo. En este sentido, se puede interpretar que la paragénesis mineral inicialmente propia de magmas primitivos progresa hacia la cristalización de minerales más hidratados y propios de magmas más evolucionados. Esto es coherente con la geoquímica de roca total, a partir de la cual podemos observar que las muestras varían desde lavas andesítico-basálticas (55,5 peso % de SiO₂) a dacita-traquidacitas (68,0 peso % de SiO₂), con una laguna composicional entre 62 y 68 peso % de SiO₂. Además, mediante los diagramas Harker (Fig. 37) se observa que las muestras siguen una línea de descenso líquido que sugiere un proceso de cristalización fraccionada del magma como principal agente para explicar la variabilidad progresiva de los productos.

Una laguna composicional entre andesitas intermedias y dacitas silíceas puede explicarse por la cristalización del magma hasta el umbral crítico de 55 % de volumen en cristales, que detiene el ascenso magmático hasta que un fundido residual de composición más evolucionada (por cristalización fraccionada) es capaz de percolarse y ascender hasta la superficie (Brophy, 2009).

La existencia de andesitas de hornblenda y biotita en arcos volcánicos continentales se ha explicado como el resultado de una completa historia de enfriamiento y cristalización hacia temperaturas de *solidus*, especialmente en magmas hidratados en condiciones isobáricas (Ewart, 1976). Esto sugiere que el fraccionamiento magmático y cristalización de estos minerales ocurrió a una profundidad determinada, lo que refuerza la idea de un reservorio magmático puntual en la corteza superior. Por otro lado, la presencia de anfíboles en las muestras permite inferir que el ascenso magmático durante las erupciones fue relativamente rápido, ya que estos minerales son inestables durante los cambios progresivos de presión y exsolución de volátiles (Rutherford, 2008). En particular, cuando la descompresión se inicia a menos de 100 MPa (4 km de profundidad) y ocurre lentamente (3-25 días) la hornblenda se disuelve y puede formar bordes de reacción (Browne and Gardner, 2006). En las muestras del volcán Mulas Muertas no se observan, en cambio, bordes de reacción en hornblenda, lo cual permite interpretar que el ascenso magmático fue efectivamente rápido (probablemente <3 días) y ocurrió desde profundidades superiores al campo de estabilidad de la hornblenda. De todas maneras, se observan algunas texturas pervasivas en los anfíboles de menor tamaño, en las cuales minerales opacos han ocupado los bordes del cristal que mantiene su forma original (pseudomorfos). Esto podría interpretarse como el resultado evidente de procesos de mezcla magmática (Streck, 2008).

Más aún, se observan texturas de disolución en plagioclasas, y ocasionalmente en piroxenos. En el caso de las plagioclasas, las texturas *sieve* están normalmente asociadas con disolución pervasiva y pueden interpretarse como evidencia del ascenso rápido de magma, o eventualmente como procesos de mezcla magmática (Nelson y Montana, 1992; Streck, 2008). En el primer caso, la descompresión de los magmas saturados en agua cristaliza plagioclasa mientras que los volátiles se exsuelven, siendo posible la reabsorción durante el ascenso y antes de la saturación (Blundy y Cashmann, 2001). En el caso de los piroxenos, la existencia de bordes redondeados puede ser interpretada como una textura de reabsorción en sí misma,

indicando que probablemente el cristal estuvo expuesto a un fundido de distinta composición comparado con el original (Streck, 2008).

En este sentido, la evidencia parcial obtenida en este trabajo permite inferir que el magma del volcán Mulas Muertas estuvo sujeto a procesos de mezcla magmática y ascenso rápido durante la erupción. Para dilucidar mejor estos procesos se requerirían análisis posteriores de química mineral, estudio de inclusiones fundidas y cronometría de difusión, entre otras técnicas.

5.3.1 Pérdida de carga en el edificio volcánico producto del colapso sectorial

La presión litostática (σ_{ov}) puede obtenerse a partir de la siguiente integral:

$$\sigma_{ov} = \int_0^z \rho \times g \times dh \quad (1)$$

Donde ρ es la densidad del cono, normalmente entre 2000 y 2600 kg/m³, g es la aceleración gravitacional (9,81 m/s²) y h es la altura desde la cima del cono hasta la cámara magmática en metros (Fig. 50). En este ejercicio hemos considerado que la cámara magmática más somera se encuentra a una profundidad de 10-12 km (Fig. 50), en base a Mathews et., al. (1994).

Entonces la carga máxima que pudo haber tenido el cono antes del colapso es;

$$9,8 \frac{m}{s^2} * 2600 \frac{kg}{m^3} * 10000 m = 254,8000,000 Pa = 254,8 MPa$$

Y la carga mínima es; $9,8 \frac{m}{s^2} * 2000 \frac{kg}{m^3} * 10000 m = 196,000,000 Pa = 196,0 MPa$

De la misma manera obtenemos que la presión litostática post-colapso es;

$$9,8 \frac{m}{s^2} * 2600 \frac{kg}{m^3} * 8850 m = 225,498,000 Pa = 225,4 MPa$$

La carga mínima es;

$$9,8 \frac{m}{s^2} * 2000 \frac{kg}{m^3} * 8850 = 173,460,000 Pa = 173,4 MPa$$

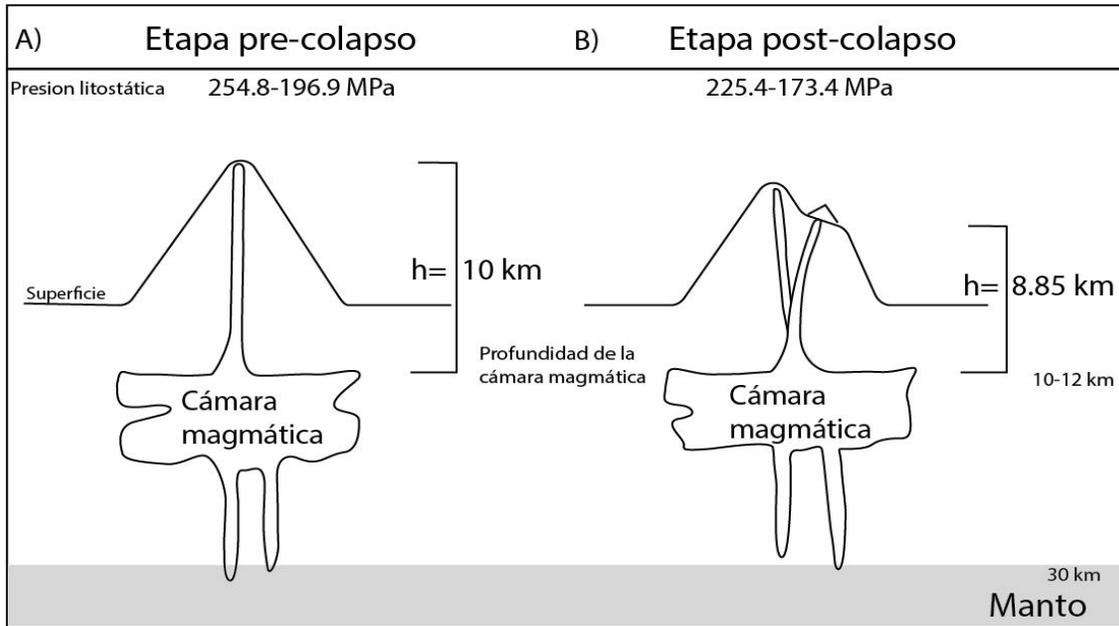


Fig. 50: Gráfico que muestra la profundidad de la cámara magmática y la distancia (h) desde el cráter hasta la cámara magmática. En A) la etapa pre-colapso donde la cámara magmática se sitúa a 10 km desde el cráter, en B) etapa post colapso, donde la cámara magmática se sitúa a 8.8 km desde el cráter del domo volcánico.

Los procesos magmáticos que pudieron haber afectado el cambio composicional del magma, variando desde un magma de composición andesítica (antes del colapso) a dacítico-traquidacítico (post colapso) (Fig. 35), puede tener relación con el enfriamiento gradual de la cámara magmática, observado en las temperaturas de las muestras de lavas, las cuales disminuyeron desde 1127-1037 a 928° C en lavas dacíticas (Fig. 44). Esta disminución de temperatura permitió que ocurrieran procesos de diferenciación magmática, producidos principalmente por procesos de cristalización fraccionada.

Por otro lado, la carga litostática disminuye drásticamente desde 29,4 Mpa hasta un 22,6 MPa post colapso del volcán (Fig. 50), provocando una despresurización en la cámara magmática, cuyo evento pudo haber agilizado el ascenso rápido de los últimos residuos contenidos en esta, correspondientes a una composición dacítica-traquidacítica con menor densidad que los magmas iniciales. Estos últimos habrían formado el domo contenido en el anfiteatro del colapso.

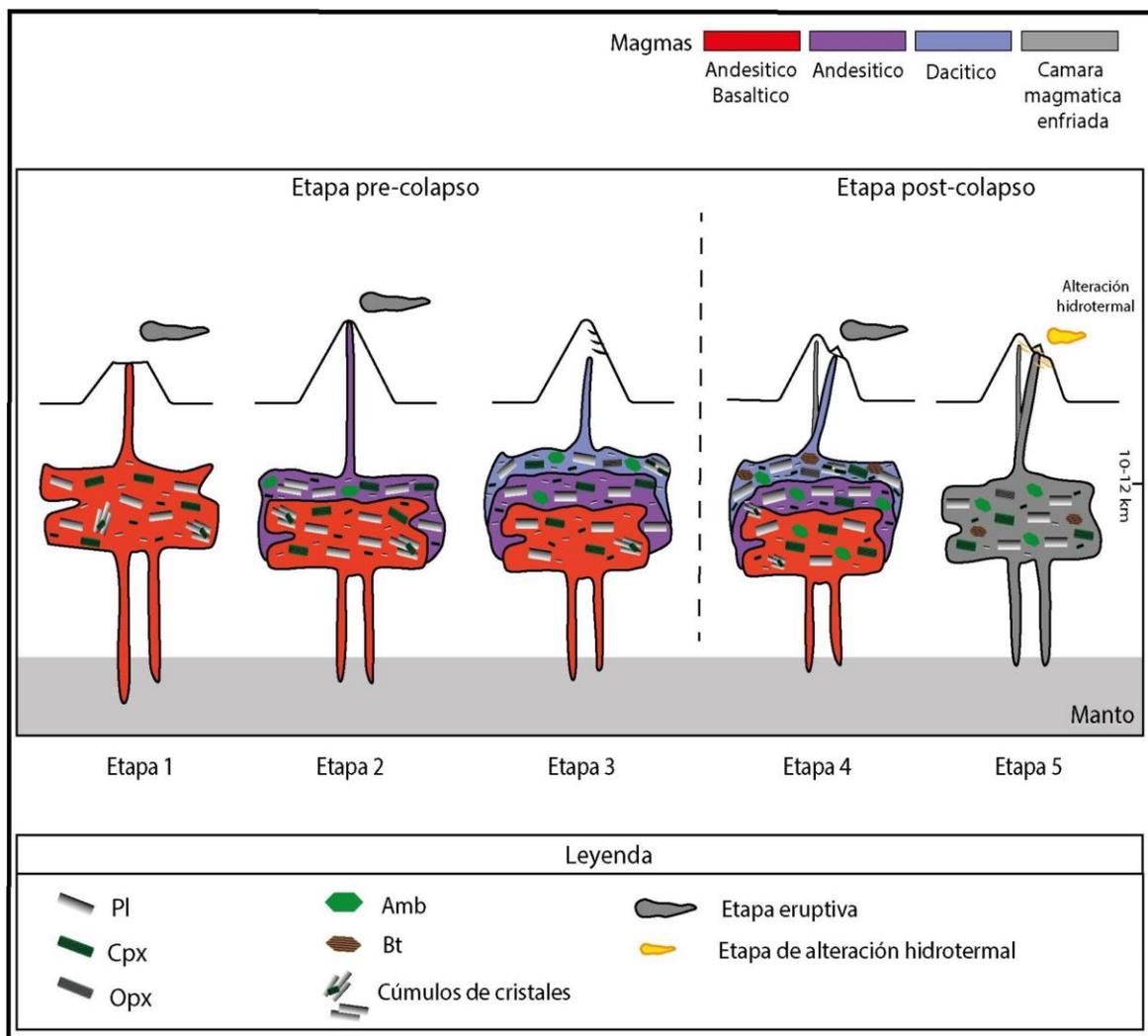


Fig. 51: Representación de los procesos magmáticos que pudieron haber ocurrido en los reservorios del sistema magmático del volcán Mulas Muertas.

5.4 Otros casos de estudio

Más al norte del volcán Mulas Muertas, Villa (2013) realizó una caracterización de las morfologías de estructuras volcánicas Cenozoicas en los Andes Centrales (25° y 26°S), la cual fue basada de los antecedentes morfológicos y petrológicos definidos por Naranjo y Cornejo (1992), agrupando 6 conjuntos volcánicos en las regiones de Antofagasta y Atacama. Las descripciones morfológicas realizadas indican que los volcanes compuestos de edad Mioceno-Oligoceno presentan alturas absolutas que varían entre 36 y 1165 m y volúmenes que podrían llegar hasta los 33 km³. En este sentido, el volcán Mulas Muertas destaca por sobre la mayoría de dichos volcanes compuestos en términos de volumen (40,58 km³) y tamaño (1400 m altura absoluta). En cuanto a las unidades definidas por Naranjo y Cornejo (1992) para las rocas de edades Mioceno-Oligoceno (conjunto volcánico 4), cuya distribución se encuentra aproximadamente norte-sur, a lo largo del sector centro-oriental de la zona (25° y 26°S). Los volcanes de edad Mioceno-Oligoceno están principalmente compuestos por andesitas de dos piroxenos y también dacitas de piroxeno y biotita (Naranjo y Cornejo, 1992). En forma subordinada se distinguen andesitas basálticas de olivino y piroxeno. Estas rocas son similares a las que conforman al volcán Mulas Muertas, compuestas de lavas andesitas basálticas (unidad del edificio volcánico 1), de andesitas de piroxenos (edificio volcánico 2), y con lavas dacíticas de piroxenos y biotitas (domo volcánico, edificio 3), por lo que se observa una correlación de las rocas en la zona centro-oriental de la Zona Volcánica de Los Andes Centrales. Además, Naranjo y Cornejo (1992) presentó 59 edades K-Ar para esta unidad, encontrándose en el rango entre 8,7 y 3,7 Ma, rangos de edad que coinciden con las lavas del edificio volcánico Mulas muertas (6,1 y 5,0 Ma).

La literatura indica que posterior a un colapso sectorial de un centro eruptivo los productos emitidos tienen una signatura más máfica, sin embargo, el problema de estudio muestra un caso excepcional en la naturaleza de los colapsos sectoriales en comparación a otros casos de estudio, ya que el material post colapso sectorial

se vuelve más félsico (dacítico). Así también existen otros casos que muestran una similitud en este cambio composicional, como el volcán Cerro Pizarro (México) estudiado por Carrasco-Nuñez (2008), cuya investigación indica que el volcán presentó rocas basálticas en etapas tempranas, cambiando hacia una composición riolítica (etapa tardía) con alto contenido de sílice, con posterioridad al colapso sectorial. Esto, según los autores, podría explicarse por la inyección de un nuevo magma que modificó sus características químicas, y que con el tiempo puede deberse a la participación de diferentes procesos, como el fraccionamiento y/o la asimilación de cristales, que se producen durante el largo lapso en la actividad eruptiva (Carrasco-Nuñez, 2008).

5.5 Perspectivas futuras

Algunos estudios relevantes que se pueden desarrollar en una futura investigación podrían incluir el estudio detallado de las condiciones pre-eruptivas de los productos de este volcán, utilizando microsonda electrónica para la química cuantitativa en cristales, vidrio e inclusiones fluidas.

Otros estudios de interés podrían incluir la realización de un mapeo geológico detallado del domo volcánico, en el cual se obtengan diversas muestras sacadas directamente de este, para obtener edades radiométricas, datos geoquímicos y así establecer mejor las variaciones entre el pre y post-colapso.

También, si es posible realizar un estudio del depósito de avalancha generado por el colapso a través de métodos geofísicos, identificar la existencia de este, para obtener la distancia recorrida, el volumen, estimar espesores, entre otros.

CAPÍTULO 6: CONCLUSIÓN

El estratovolcán compuesto Mulas Muertas experimentó diversos eventos constructivos y destructivos durante su evolución. En una primera etapa se evidencia la ocurrencia de erupciones efusivas que emplazaron lavas de composición andesítico-basáltica con un 55,39% de SiO₂ que dieron lugar a la formación del edificio basal y que actualmente presenta un volumen de 15,15 km³. Los relictos de una caldera en el flanco norte indican que este edificio inicial podría haber experimentado un colapso lateral o una erupción de caldera. Posteriormente, se construyó un segundo edificio mayoritariamente efusivo que actualmente forma parte del edificio principal, constituido por lavas de andesitas de piroxeno y hornblendas con un 59,15% de SiO₂; a su vez, este edificio experimentó un evento de colapso sectorial hacia el noreste que truncó el cono y removió aproximadamente 8,7 km³ del edificio. Luego del colapso, ocurrió una fase extrusiva que construyó un domo de lava de composición dacítica-traquidacítica (67,73% SiO₂) con un volumen de 1,104 km³; la destrucción parcial del domo habría, a su vez, generado corrientes piroclásticas emplazadas al interior del anfiteatro de colapso, con dirección noreste.

El cambio desde un magma de composición máfica (andesítico-basálticas a andesíticas) en su primera y segunda etapa, a uno de composición félsica (dacítico-traquítico) post-colapso, puede estar relacionado a un enfriamiento gradual de la cámara magmática. Las temperaturas que se determinaron en las ecuaciones a partir del contenido de sílice van desde los 1127-1025°C para lavas andesíticas-basálticas y andesitas, disminuyendo hasta 921-928°C en las muestras de dacita. Por otro lado, el colapso del cono causó la descompresión instantánea y reducción de la carga litostática en el edificio volcánico, de unos 23-29 MPa. Este cambio abrupto pudo haber facilitado la salida de fundidos residuales diferenciado de composición dacítica-traquidacitas hacia la superficie.

El principal proceso magmático observado en las muestras del Mulas Muertas corresponde a la cristalización fraccionada de minerales siguiendo una línea de

descenso líquido que permite la formación de dacitas a partir de un magma inicialmente máfico. Simultáneamente, el magma debe haber experimentado un descenso en su temperatura, el cual se estima desde 1127-1037 a 928° C. Las evidencias texturales también sugieren que el ascenso magmático fue rápido durante la última etapa evolutiva del volcán Mulas Muertas, permitiendo la preservación de anfíboles.

Por otro lado, la posición del conducto alimentador (chimenea) formador del edificio principal tuvo un cambio de dirección producto del colapso sectorial, re-direccionándose a una distancia de 0,72 km, con rumbo N50°E de este, el cual dio origen al centro emisor del domo volcánico.

REFERENCIAS

Amigo, A. (2021). Volcano monitoring and hazard assessments in Chile. *Volcánica*, 4(S1), 1-20.

Aguilera, F., Apaza, F., Del Carpio, J., Grosse, P., Jiménez, N., Ureta, G., Inostroza, M., Báez, W., Layana, S., Gonzalez, C., Rivera, M., Ortega, M., Gonzalez, R. & Iriarte, R. (2022). Advances in scientific understanding of the Central Volcanic Zone of the Andes: a review of contributing factors. *Bulletin of Volcanology*, 84(3).

Álvarez, O., Giménez, M., Folguera, A., Spagnotto, S., Bustos, E., Baez, W., y Braitenberg, C. (2015). New evidence about the subduction of the Copiapó ridge beneath South America, and its connection with the Chilean-Pampean flat slab, tracked by satellite GOCE and EGM2008 models. *Journal of Geodynamics*, 91, 65-88.

Baker, P. E., González-Ferran, O., y REX, D. C. (1987). Geology and geochemistry of the Ojos del Salado volcanic region, Chile. *Journal of the Geological Society*, 144(1), 85-96.

Bianchi, M., Heit, B., Jakovlev, A., Yuan, X., Kay, S., Sandvol, E., Alonso, R., Coira, B., Brown, L., Kind, R. y Comte, D. (2013). Teleseismic tomography of the southern Puna plateau in Argentina and adjacent regions. *Tectonophysics*, 586, 65-83.

Borgia, A., 1994. Dynamic basis of volcanic spreading. *Journal of Geophysics*. Res. 99, 17791–17804.

Browne, B. L., y Gardner, J. E. (2006). The influence of magma ascent path on the texture, mineralogy, and formation of hornblende reaction rims. *Earth and Planetary Science Letters*, 246(3-4), 161-176.

Brophy, J. G. (2009). Decompression and H₂O exsolution driven crystallization and fractionation: development of a new model for low-pressure fractional crystallization in calc-alkaline magmatic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 157(6), 797-811.

Blundy, J., y Cashman, K. (2001). Ascent-driven crystallisation of dacite magmas at Mount St Helens, 1980–1986. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140(6), 631-650.

Cashman, K. V., Sparks, R. S. J., y Blundy, J. D. (2017). Vertically extensive and unstable magmatic systems: a unified view of igneous processes. *Science*, 355(6331), eaag3055.

Cabello, J. (2021). Gold Deposits in Chile. *Andean Geology*, 48(1), 1.

Carrasco-Núñez, G., Vallance, J.W., Rose, W.I., 1993. A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, Mexico: Implications for hazard assessment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 59, 35–46.

Clavero, J. Mpodozis, C., Gardeweg, M., Valenzuela, M. (2012), Carta geológica de Chile, Escala 1:100.000, Hoja de Laguna Wheelwright y paso San Francisco, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago de Chile, Chile, No 139-140.

Costa, F., Andreastuti, S., de Maisonneuve, C. B., y Pallister, J. S. (2013). Petrological insights into the storage conditions, and magmatic processes that

yielded the centennial 2010 Merapi explosive eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 261, 209-235.

Delcamp, A., Poppe, S., Detienne, M., y Paguican, E. M. R. (2018). Destroying a volcanic edifice—interactions between edifice instabilities and the volcanic plumbing system. *Volcanic and Igneous Plumbing Systems*, 231-257.

Demets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. y Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101, 425–478.

Dorbath, C., Paul, A. & Lithoscope Andean Group 1996. Tomography of the Andean crust and mantle at 20°S: first results of the Lithoscope experiment. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **97**, 133–144.

Elsworth, D., Voight, B., 1995. Dike intrusion as a trigger for large earthquakes and the failure of volcano flanks. *Journal of Geophysics*. Res. Solid Earth 100, 6005–6024.

Ewart, A. (1976). Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas—some statistics and implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 31(3), 417-432.

Gonzalez-Ferran, O., Baker, P. E., y Rex, D. C. (1985). Tectonic-volcanic discontinuity at latitude 27° south Andean Range, associated with Nazca Plate Subduction. *Tectonophysics*, 112(1-4), 423-441.

Goss, A. R., y Kay, S. M. (2009). Extreme high field strength element (HFSE) depletion and near-chondritic Nb/Ta ratios in Central Andean adakite-like lavas (~28°S, ~68°W). *Earth and Planetary Science Letters*, 279(1-2), 97-109.

Harker, A., (1909). The natural history of igneous rocks. *Methuen and Company*. London.

Ikeda, S., Toriumi, M., Yoshida, H., y Shimizu, I. (2002). Experimental study of the textural development of igneous rocks in the late stage of crystallization: the importance of interfacial energies under non-equilibrium conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142(4), 397-415.

Join, J.-L., Folio, J.-L., Robineau, B., 2005. Aquifers and groundwater within active shield volcanoes. Evolution of conceptual models in the Piton de la Fournaise volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Geotherm. Res. 147, 187–201.

Johannsen, A., (1931), A descriptive petrography of the igneous rocks, volume 1 (p.88-92). *University of Chicago Press*, Chicago, 267p.

Karátson, D., Thouret, J.C., Moriya, I., Lomoschitz, A., 1999. Erosion calderas: origins, processes, structural and climatic control. *Bull. Volcanol.*

Kay, S. M., Mpodozis, C., y Gardeweg, M. (2013). Magma sources and tectonic setting of Central Andean andesites (25.5–28°S) related to crustal thickening, forearc subduction erosion and delamination. *Geological Society, London*, Special Publications, 385(1), 303-334.

Kay, S.M. y Coira, B. L. (2009). Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano–Puna Plateau. In: Kay, S. M., Ramos, V. A. y Dickinson, W. R. (eds) *Backbone of the Americas: Plateau Uplift, Shallow Subduction, and Ridge Collision*. *Geological Society of America*, Memoirs, Boulder, 204, 229–259.

Kay, S. M. y Gordillo, C. E. (1994). Pocho volcanic rocks and the melting of depleted continental lithosphere above a shallowly dipping subduction zone in the Central Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, 25–44.

Kay, S. M. y Mpodozis, C. (2001). Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *Geological Society of America Today*, 11, 4–9.

Kay, S.M.y Mpodozis, C. (2002). Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Science*, 15, 39–59.

Lagmay, A.M.F., Valdivia, W., 2006. Regional stress influence on the opening direction of crater amphitheaters in Southeast Asian volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Geotherm. Res. 158, 139–150.

Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A. G., (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Sub-commission on the Systematics of Igneous rocks: Oxford, Blackwell.

Maccaferri, F., Richter, N., y Walter, T. R. (2017). The effect of giant lateral collapses on magma pathways and the location of volcanism. *Nature Communications*, 8(1), 1-11.

Mcglashan, N., Brown, L. D. y Kay, S. M. (2008). Crustal thicknesses in the Central Andes from teleseismically recorded depth phase precursors. *Geophysical Journal International*, 175, 1013–1022.

Merle, O., Lénat, J.-F., 2003. Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *Journal of Geophysics*. Res. 108, 1–11.

Mixon, E. E., Singer, B. S., Jicha, B. R., y Ramirez, A. (2021). Calbuco, a monotonous andesitic high-flux volcano in the Southern Andes, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 416, 107279.

Mpodozis, C. Mahlburg Kay, S., Gardeweg, M., Coira, B. (1996), Geología de la región de Ojos del salado (andes centrales, 27°S): Implicancias de la migración hacia el este del frente volcánico Cenozoico Superior, XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de hidrocarburos, Argentina.

Naranjo, J. A., y Cornejo, P. (1992). Hoja Salar de la Isla, regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio nacional de geología y minería, Carta Geológica de Chile, No. 72.

Nelson, S. T., y Montana, A. (1992). Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77(11-12), 1242-1249.

Neri, M., Lanzafame, G., y Acocella, V. (2008). Dyke emplacement and related hazard in volcanoes with sector collapse: the 2007 Stromboli (Italy) eruption. *Journal of the Geological Society*, 165(5), 883-886.

Pallister, J. S., Thornber, C. R., Cashman, K. V., Clynne, M. A., Lowers, H., Mandeville, C. W., Brownfield, I. K., y Meeker, G. P. (2008). Petrology of the 2004-2006 Mount St. Helens lava dome -- implications for magmatic plumbing and eruption triggering. *Professional Paper*, 647-702.

Pallister, J. S., Diefenbach, A. K., Burton, W. C., Muñoz, J., Griswold, J. P., Lara, L. E., Lowenstern, J. B. y Valenzuela, C. E. (2013). The Chaitén rhyolite lava dome: Eruption sequence, lava dome volumes, rapid effusion rates and source of the rhyolite magma. *Andean Geology*, 40(2).

Pinel, V., y Jaupart, C. (2005). Some consequences of volcanic edifice destruction for eruption conditions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 145(1-2), 68-80.

Pinel, V., y Albino, F. (2013). Consequences of volcano sector collapse on magmatic storage zones: Insights from numerical modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 252, 29-37.

Pinel, V., Jaupart, C., Albino, F., (2010). On the relationship between cycles of eruptive activity and growth of a volcanic edifice. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 194, 150–164.

Riggs, N. (2008). Polygenetic nature of a rhyolitic dome and implications for hazard assessment: Cerro Pizarro volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171(3-4), 307-315.

Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M., y Oncken, O. (2001). Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 188(3-4), 299-311.

Roduit, N. JMicroVision: Image analysis toolbox for measuring and quantifying components of high-definition images. Version 1.3.4. <https://jmicrovision.github.io> (accessed 5 April 2019).

Rohrmann, A., Sachse, D., Mulch, A., Pingel, H., Tofelde, S., Alonso, R. N., y Strecker, M. R. (2016). Miocene orographic uplift forces rapid hydrological change in the southern central Andes. *Scientific Reports*, 6 (1), 1-7.

Romero, J., Polacci, M., Watt, S., Kitamura S., Tormey D, Sielfeld G., Arzilli, F., La Spina, G., Franco, L., Burton, E., Polanco, E., (2021). Volcanic Lateral Collapse Processes in Mafic Arc Edifices: A Review of Their Driving Processes, Types and Consequences. *Frontiers in Earth Science*.

Romero, J. E. (2019). La historia explosiva postglacial del flanco oriental del volcán Antuco, Región del Biobío. Universidad de Atacama

Rollinson, H. R., (1993). Using geochemical data: Evaluation, Presentation, and Interpretation. Longman Scientific and Technical, New York.

Rutherford, M. J. (2008). Magma ascent rates. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 241-271.

Sernageomin (2020), Ranking de riesgos específicos de volcanes activos en Chile.

S. L. de Silva & P. W. Francis 1991. *Volcanoes of the Central Andes*. viii + 216 pp. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: Springer-Verlag. Price DM 138.00 (hard covers). ISBN 3 540 53706 6.

Singer, B.S., Thompson, R.A., Dungan, M.A., Feeley, T.C., Nelson, S.T., Pickens, J.C., Brown, L.L., Wulff, A.W., Davidson, J.P., Metzger, J., (1997). Volcanism and erosion during the past 930 ky at the Tatara San Pedro complex, Chilean Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 109, 127-142.

Sparks, R. S. J., Annen, C., Blundy, J. D., Cashman, K. V., Rust, A. C., y Jackson, M. D. (2019). Formation and dynamics of magma reservoirs. *Philosophical Transactions of the Royal society A*, 377(2139), 20180019.

Špillar, V., y Dolejš, D. (2014). Kinetic model of nucleation and growth in silicate melts: Implications for igneous textures and their quantitative description. *Geochimica et cosmochimica acta*, 131, 164-183.

Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2), pp. 161-206.

Stern, C. R., Moreno, H., López-Escobar, L., Clavero, J. E., Lara, L. E., Naranjo, J. A., Skewes, M. A. (2007). Chilean volcanoes. En: Moreno, T., Gibbons, W. (eds). *The geology of Chile*, The Geological Society of London, Londres, Reino Unido, pp. 149-180.

Streckeisen, A. (1976): To each plutonic Rock its proper name. *Earth Science Rev.* Bd. 12 p.1-33 Amsterdam, London, New York

Thornburg, T. M. & Kulm, L. D. 1987a. Sedimentation in the Chile Trench: Depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, **98**, 33–52.

Van Wyk de Vries, B., y Davies, T. (2015). Chapter 38 - Landslides, Debris Avalanches, and Volcanic Gravitational Deformation. En *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)* (Second Edition ed., Vol. 1, pp. 665-685). Academic Press.

Villa, V. (2013). Morfología de estructuras volcánicas cenozoicas de los andes centrales entre los 25° y 26° s, Chile. Universidad de Chile: 89 p.

Villa, V. y Naranjo, J. A. (2015). Avalanchas volcánicas mio-pleistocenas en los Andes Centrales de Chile, entre los 25° y 26° S. Congreso Geológico Chileno, 14, La Serena, Chile, 4 - 8 Octubre 2015, 2015, pp. 682-685.

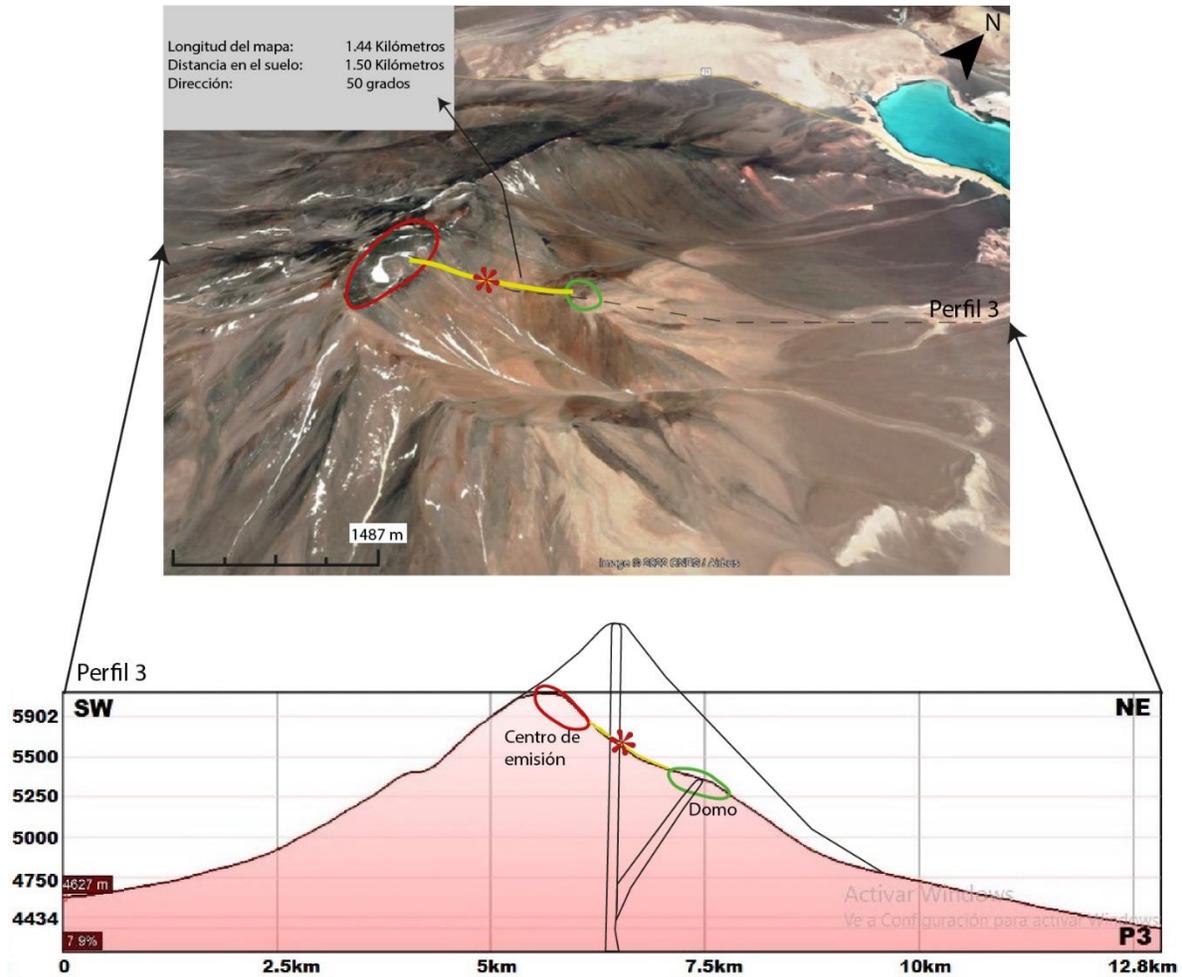
Watt, S. F. L. (2019). The evolution of volcanic systems following sector collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 384, 280-303.

Yañez, G. A., Ramiro, C. R., Von Huene, R. y Diaz, J. (2001). Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (328–348S): the role of the Juan Fernandez Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research*, 106, 6325–6345.

Zellmer, G. F. (2021). Gaining acuity on crystal terminology in volcanic rocks. *Bulletin of Volcanology*, 83(11).

ANEXOS

Anexos 1



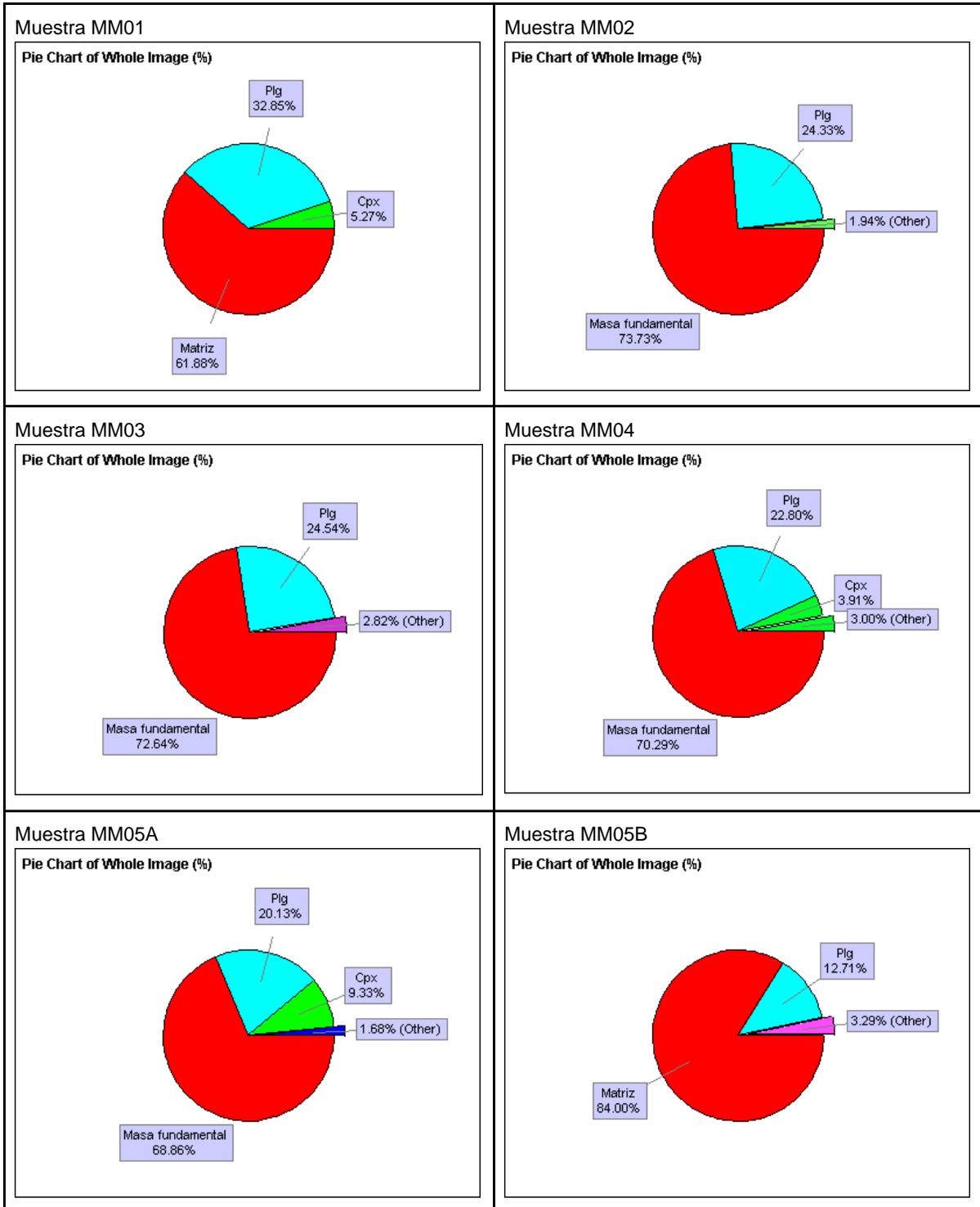
Para obtener la ubicación del cráter antes de colapsar, debemos simular esta posición considerando los datos actuales, para esto tomamos los dos centros de emisión que presenta el edificio volcánico y tomamos la distancia entre estos. Luego, dividimos la longitud en 2, ya que el conducto principal pudo haber pasado entre estos dos centros de emisión;

$$\frac{1.44 \text{ km}}{2} = 0,72 \text{ km}$$

En cuanto a la dirección, se redirecciono al N50°E

Anexos 2

Gráficos de composición mineralógica. Valores normalizados (%).



Anexos 3

Resultados de la Fluorescencia de Rayos X

| Óxido | FRX | | | | | |
|------------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| | Muestra 1 | Muestra 2 | Muestra 3 | Muestra 4 | Muestra 5A | Muestra 5B |
| | Oxido norma |
| Na ₂ O | 3,62 | 3,53 | 3,81 | 3,72 | 3,84 | 4,50 |
| MgO | 3,29 | 2,30 | 2,46 | 2,70 | 0,92 | 1,02 |
| Al ₂ O ₃ | 19,03 | 17,40 | 18,24 | 17,28 | 16,34 | 16,24 |
| SiO ₂ | 55,40 | 59,16 | 56,30 | 60,31 | 67,73 | 67,22 |
| P ₂ O ₅ | 0,31 | 0,41 | 0,39 | 0,23 | 0,15 | 0,15 |
| K ₂ O | 1,96 | 1,95 | 2,06 | 2,86 | 4,09 | 4,01 |
| CaO | 6,94 | 6,68 | 8,20 | 5,31 | 2,68 | 2,68 |
| TiO ₂ | 0,94 | 1,06 | 1,04 | 0,93 | 0,54 | 0,54 |
| Mn ₂ O ₃ | 0,24 | 0,17 | 0,17 | 0,14 | 0,07 | 0,08 |
| Fe ₂ O ₃ | 8,28 | 7,34 | 7,33 | 6,52 | 3,64 | 3,56 |
| total | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| Na ₂ O+K ₂ O | 5,6 | 5,5 | 5,9 | 6,6 | 7,9 | 8,5 |
| FeO/MgO | 2,5 | 3,2 | 3,0 | 2,4 | 4,0 | 3,5 |
| CaO/Al ₂ O ₃ | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,3 | 0,2 | 0,2 |

Anexos 4

Resultados de Microscópio Electrónico de Barrido (MEB)

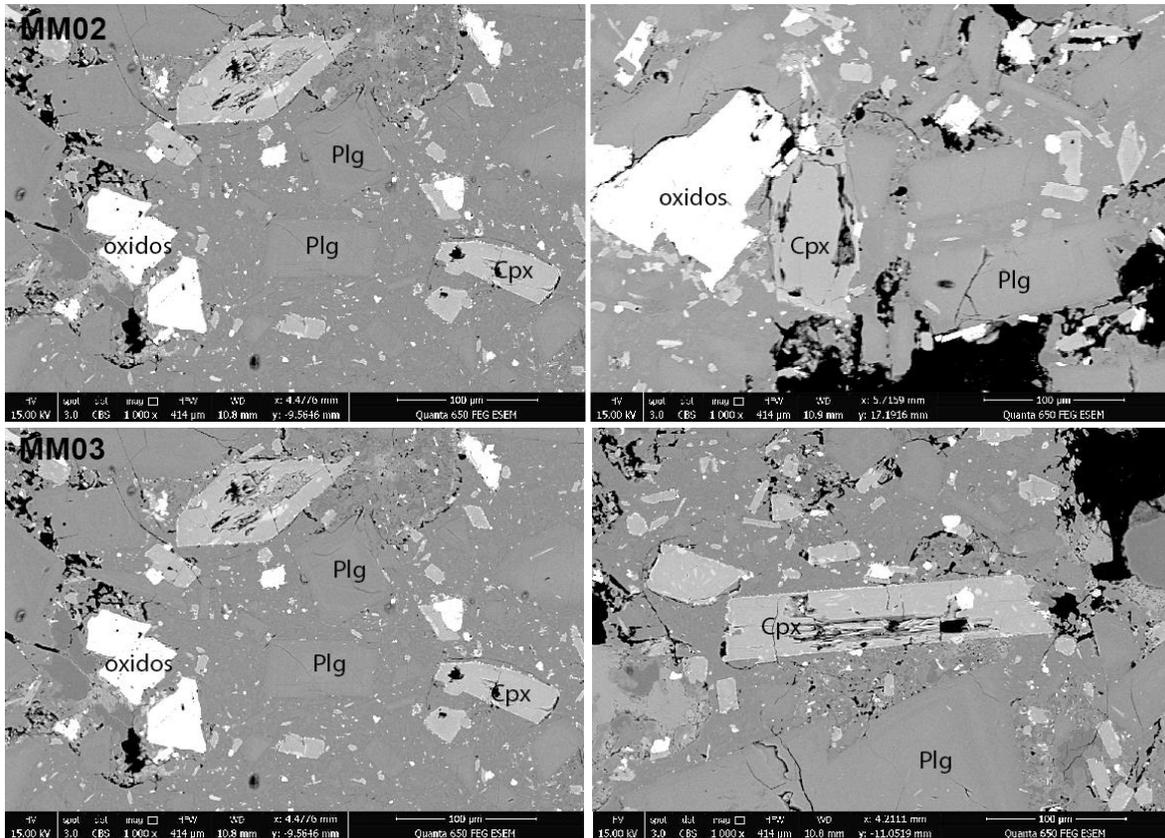
| MEB | MM01 | | | | MM02 | | | | | MM03 | | |
|------------------------------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| | a | b | c | e | a | b | c | d | e | a | c | d |
| Element | Oxide norm |
| SiO ₂ | 60,47 | 59,91 | 60,92 | 60,96 | 65,146 | 71,545 | 70,442 | 68,653 | 68,576 | 63,61 | 63,48 | 63,34 |
| Al ₂ O ₃ | 18,45 | 17,44 | 17,49 | 18,87 | 13,700 | 12,757 | 13,739 | 13,301 | 14,662 | 18,45 | 17,62 | 18,58 |
| FeOT | 7,93 | 7,47 | 8,11 | 6,42 | 8,262 | 6,414 | 5,613 | 7,991 | 5,892 | 3,28 | 3,95 | 3,71 |
| CaO | 5,47 | 5,52 | 5,26 | 5,68 | 5,073 | 4,215 | 4,651 | 3,911 | 4,450 | 5,12 | 5,49 | 4,79 |
| Na ₂ O ₃ | 3,74 | 3,50 | 3,70 | 3,93 | 2,793 | 2,660 | 2,801 | 2,931 | 3,258 | 4,64 | 4,43 | 4,90 |
| K ₂ O | 2,23 | 2,37 | 2,33 | 2,26 | 1,248 | 1,376 | 1,376 | 1,496 | 1,686 | 2,14 | 2,04 | 2,19 |
| MgO | 1,70 | 2,75 | 2,19 | 1,90 | 3,779 | 1,033 | 1,378 | 1,717 | 1,477 | 2,02 | 2,11 | 1,77 |
| TiO ₂ | 0,00 | 1,04 | 0,00 | 0,00 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,74 | 0,88 | 0,71 |
| MnO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| P ₂ O ₅ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Total | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |
| Na ₂ O+K ₂ O | 5,970 | 5,870 | 6,029 | 6,181 | 4,040 | 4,036 | 4,177 | 4,427 | 4,944 | 6,775 | 6,471 | 7,088 |
| FeO/MgO | 4,655 | 2,715 | 3,700 | 3,385 | 2,186 | 6,207 | 4,073 | 4,655 | 3,990 | 1,622 | 1,875 | 2,095 |
| CaO/Al ₂ O ₃ | 0,296 | 0,316 | 0,301 | 0,301 | 0,370 | 0,330 | 0,339 | 0,294 | 0,303 | 0,278 | 0,311 | 0,258 |

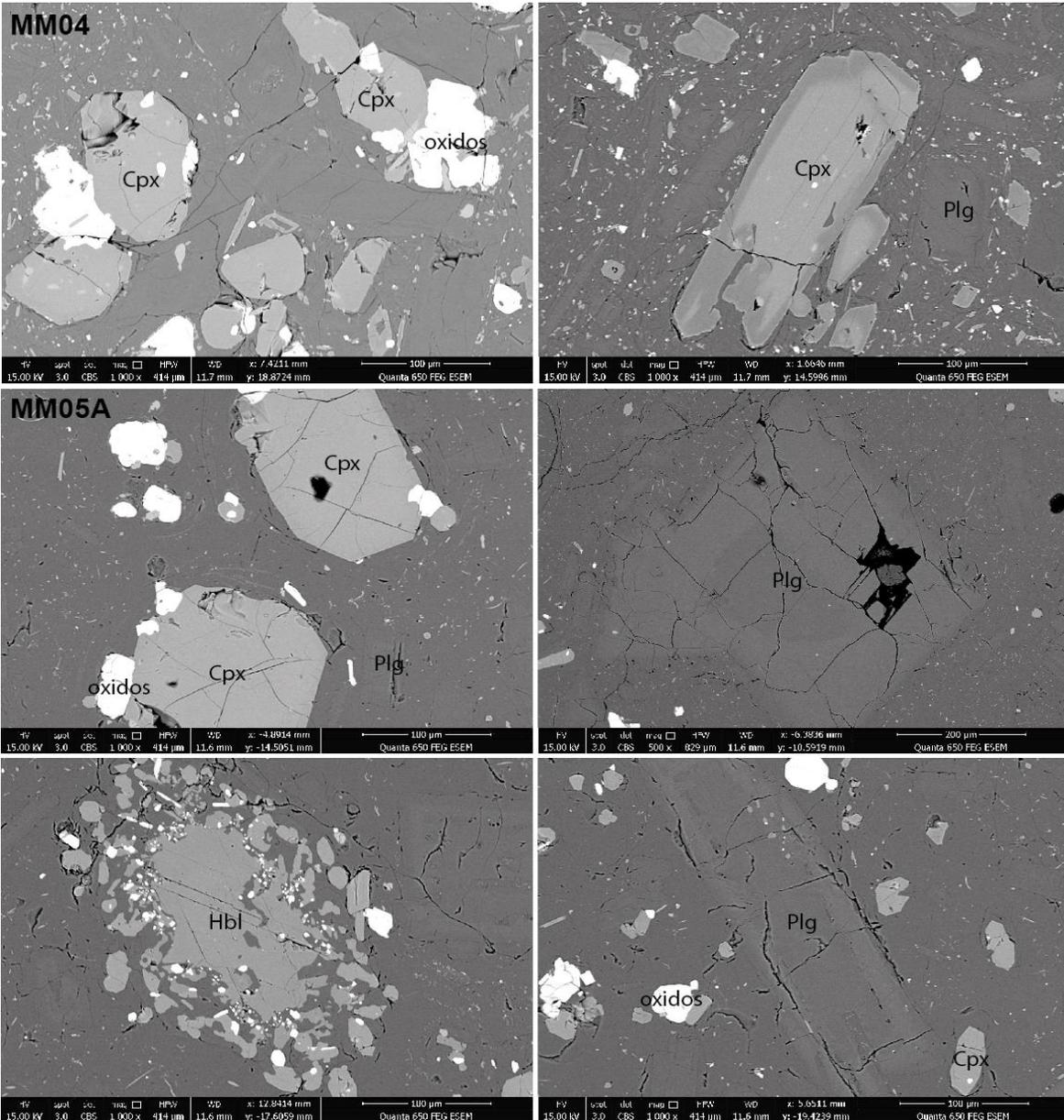
Continuación de Resultados de Microscópio Electrónico de Barrido (MEB)

| MEB | MM04 | | | | MM05A | | | MM05B | | | |
|-----------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| | a | b | c | d | a | b | e | a | b | c | d |
| Element | Oxide norm |
| SiO2 | 65,66 | 65,41 | 64,29 | 63,43 | 64,12 | 66,50 | 65,22 | 69,96 | 72,48 | 72,39 | 70,69 |
| Al2O3 | 16,49 | 16,48 | 16,22 | 15,05 | 15,59 | 16,04 | 15,54 | 17,33 | 16,01 | 16,30 | 17,11 |
| FeOT | 5,15 | 4,49 | 6,06 | 7,82 | 3,49 | 3,00 | 3,67 | 1,24 | 0,50 | 0,52 | 0,94 |
| CaO | 4,17 | 4,59 | 4,25 | 3,96 | 3,95 | 4,16 | 4,45 | 2,03 | 1,44 | 1,32 | 1,88 |
| Na2O3 | 3,74 | 3,60 | 3,67 | 3,67 | 3,66 | 3,86 | 3,84 | 5,53 | 5,36 | 5,82 | 5,61 |
| K2O | 3,09 | 3,21 | 2,90 | 2,78 | 2,88 | 3,45 | 2,91 | 2,91 | 2,94 | 2,76 | 2,95 |
| MgO | 1,70 | 1,53 | 1,91 | 2,78 | 5,76 | 2,29 | 3,46 | 0,60 | 1,06 | 0,67 | 0,41 |
| TiO2 | 0,00 | 0,68 | 0,70 | 0,52 | 0,54 | 0,71 | 0,91 | 0,40 | 0,21 | 0,22 | 0,41 |
| MnO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| P2O5 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Cr2O3 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Total | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |
| Na2O+K2O | 6,828 | 6,810 | 6,571 | 6,448 | 6,538 | 7,312 | 6,750 | 8,438 | 8,301 | 8,576 | 8,558 |
| FeO/MgO | 3,026 | 2,931 | 3,174 | 2,812 | 0,606 | 1,313 | 1,062 | 2,069 | 0,466 | 0,776 | 2,328 |
| CaO/Al2O3 | 0,253 | 0,279 | 0,262 | 0,263 | 0,253 | 0,259 | 0,286 | 0,117 | 0,090 | 0,081 | 0,110 |

ANEXOS 5

Imágenes de cristales observamos por el MEB





Anexos 6

Resultados de difracción de rayos X

| DFX | | Muestra 1 (contenido %) | Muestra 2 (contenido %) | Muestra 3 (contenido %) | Muestra 4 (contenido %) | Muestra 5A (contenido %) | Muestra 5B (contenido %) |
|--------------------|--|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| Mineral | Fórmula | | | | | | |
| Grupo Plagioclasas | (Na,Ca)Al(Si,Al)Si ₂ O ₈ | 75 | 61 | 61 | 75 | 82 | 60 |
| Diópsido | CaMgSi ₂ O ₆ | 10 | 10 | 8 | 9 | 3 | 2 |
| Sanidina | KAlSi ₃ O ₈ | 7 | 7 | 8 | 7 | 10 | 3 |
| Hematita | Fe ₂ O ₃ | -- | 6 | 5 | -- | -- | 1 |
| Cristobalita | SiO ₂ | 6 | 6 | 3 | 1 | 3 | 10 |
| Marcasita | FeS ₂ | 2 | -- | -- | -- | -- | -- |
| Gypsum | CaSO ₄ ·2H ₂ O | -- | 10 | 15 | -- | -- | -- |
| Microclina | KAlSi ₃ O ₈ | -- | -- | -- | -- | -- | 5 |
| Enstatita | Mg ₂ Si ₂ O ₆ | -- | -- | -- | -- | -- | 5 |
| Epsomita | MgSO ₄ ·7H ₂ O | -- | -- | -- | -- | -- | 5 |
| Moscovite | KAl ₂ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂ | -- | -- | -- | -- | -- | 7 |
| Magnetita | Fe ₃ O ₄ | -- | -- | -- | 5 | -- | -- |
| Dolomita | CaMg(CO ₃) ₂ | -- | -- | -- | 3 | 2 | -- |
| Hedenbergita | Ca(Fe,Mg)Si ₂ O ₆ | -- | -- | -- | -- | -- | 2 |

Anexos 7

Resultados de pérdidas por calcinación para las distintas muestras de lava

| Muestras | Valor |
|---------------|--------|
| Muestra MM01 | 0,93 % |
| Muestra MM02 | 2,03 % |
| Muestra MM03 | 3,02 % |
| Muestra MM04 | 0,97 % |
| Muestra MM05A | 2,43 % |
| Muestra MM05B | 2,40 % |

Anexos 8

Tabla con resultados de las características teóricas del magma mediante la norma CIPW.

| | MM01 | | | | MM02 | | | | MM03 | | | |
|---------------------------|--------------------|--------------------|---------------|---------------|--------------------|---------------------------|---------------|---------------|--------------------|---------------------------|---------------|---------------|
| | Corrected Analysis | Normative Minerals | Weight % Norm | Volume % Norm | Corrected Analysis | Normative Minerals | Weight % Norm | Volume % Norm | Corrected Analysis | Normative Minerals | Weight % Norm | Volume % Norm |
| SiO2 | 55.39 | Quartz | 8.48 | 9.09 | 59.16 | Quartz | 15.57 | 16.54 | 56.30 | Quartz | 8.61 | 9.20 |
| TiO2 | 0.94 | Plagioclase | 60.52 | 63.98 | 1.06 | Plagioclase | 55.74 | 58.49 | 1.04 | Plagioclase | 58.82 | 62.12 |
| Al2O3 | 19.03 | Orthoclase | 11.58 | 12.85 | 17.40 | Orthoclase | 11.52 | 12.67 | 18.24 | Orthoclase | 12.17 | 13.47 |
| Fe2O3 | 8.28 | Nepheline | 0.00 | 0.00 | 7.34 | Nepheline | 0.00 | 0.00 | 7.33 | Nepheline | 0.00 | 0.00 |
| FeO | 0.00 | Leucite | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Leucite | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Leucite | 0.00 | 0.00 |
| MnO | 0.24 | Kalsilite | 0.00 | 0.00 | 0.17 | Kalsilite | 0.00 | 0.00 | 0.17 | Kalsilite | 0.00 | 0.00 |
| MgO | 3.29 | Corundum | 0.00 | 0.00 | 2.30 | Corundum | 0.00 | 0.00 | 2.46 | Corundum | 0.00 | 0.00 |
| CaO | 6.94 | Diopside | 0.14 | 0.13 | 6.68 | Diopside | 1.22 | 1.06 | 8.20 | Diopside | 6.69 | 5.88 |
| Na2O | 3.62 | Hypersthene | 8.13 | 7.19 | 3.53 | Hypersthene | 5.16 | 4.53 | 3.81 | Hypersthene | 3.03 | 2.67 |
| K2O | 1.96 | Wollastonite | 0.00 | 0.00 | 1.95 | Wollastonite | 0.00 | 0.00 | 2.06 | Wollastonite | 0.00 | 0.00 |
| P2O5 | 0.31 | Olivine | 0.00 | 0.00 | 0.41 | Olivine | 0.00 | 0.00 | 0.39 | Olivine | 0.00 | 0.00 |
| CO2 | 0.00 | Lamite | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Larnite | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Larnite | 0.00 | 0.00 |
| SO3 | 0.00 | Acmite | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Acmite | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Acmite | 0.00 | 0.00 |
| S | 0.00 | K2SiO3 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | K2SiO3 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | K2SiO3 | 0.00 | 0.00 |
| F | 0.00 | Na2SiO3 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Na2SiO3 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Na2SiO3 | 0.00 | 0.00 |
| Cl | 0.00 | Rutile | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Rutile | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Rutile | 0.00 | 0.00 |
| Sr | 0.00 | Ilmenite | 0.51 | 0.31 | 0.00 | Ilmenite | 0.36 | 0.22 | 0.00 | Ilmenite | 0.36 | 0.22 |
| Ba | 0.00 | Magnetite | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Magnetite | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Magnetite | 0.00 | 0.00 |
| Ni | 0.00 | Hematite | 8.28 | 4.48 | 0.00 | Hematite | 7.34 | 3.94 | 0.00 | Hematite | 7.33 | 3.95 |
| Cr | 0.00 | Apatite | 0.72 | 0.64 | 0.00 | Apatite | 0.95 | 0.84 | 0.00 | Apatite | 0.90 | 0.80 |
| Zr | 0.00 | Zircon | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Zircon | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Zircon | 0.00 | 0.00 |
| Total | 100.00 | Perovskite | 0.00 | 0.00 | 100.00 | Perovskite | 0.00 | 0.00 | 100.00 | Perovskite | 0.00 | 0.00 |
| | | Chromite | 0.00 | 0.00 | | Chromite | 0.00 | 0.00 | | Chromite | 0.00 | 0.00 |
| | | Sphene | 1.64 | 1.33 | | Sphene | 2.13 | 1.71 | | Sphene | 2.08 | 1.68 |
| | | Pyrite | 0.00 | 0.00 | | Pyrite | 0.00 | 0.00 | | Pyrite | 0.00 | 0.00 |
| | | Halite | 0.00 | 0.00 | | Halite | 0.00 | 0.00 | | Halite | 0.00 | 0.00 |
| | | Fluorite | 0.00 | 0.00 | | Fluorite | 0.00 | 0.00 | | Fluorite | 0.00 | 0.00 |
| | | Anhydrite | 0.00 | 0.00 | | Anhydrite | 0.00 | 0.00 | | Anhydrite | 0.00 | 0.00 |
| | | Na2SO4 | 0.00 | 0.00 | | Na2SO4 | 0.00 | 0.00 | | Na2SO4 | 0.00 | 0.00 |
| | | Calcite | 0.00 | 0.00 | | Calcite | 0.00 | 0.00 | | Calcite | 0.00 | 0.00 |
| | | Na2CO3 | 0.00 | 0.00 | | Na2CO3 | 0.00 | 0.00 | | Na2CO3 | 0.00 | 0.00 |
| | | Total | 100.00 | 100.00 | | Total | 99.99 | 100.00 | | Total | 99.99 | 99.99 |
| Fe3+/(Total Fe) in rock | | | 100.0 | 100.0 | | Fe3+/(Total Fe) in rock | 100.0 | 100.0 | | Fe3+/(Total Fe) in rock | 100.0 | 100.0 |
| Mg/(Mg+Total Fe) in rock | | | 44.0 | 44.0 | | Mg/(Mg+Total Fe) in rock | 38.3 | 38.3 | | Mg/(Mg+Total Fe) in rock | 39.9 | 39.9 |
| Mg/(Mg+Fe2+) in rock | | | 100.0 | 100.0 | | Mg/(Mg+Fe2+) in rock | 100.0 | 100.0 | | Mg/(Mg+Fe2+) in rock | 100.0 | 100.0 |
| Mg/(Mg+Fe2+) in silicates | | | 100.0 | 100.0 | | Mg/(Mg+Fe2+) in silicates | 100.0 | 100.0 | | Mg/(Mg+Fe2+) in silicates | 100.0 | 100.0 |
| Ca/(Ca+Na) in rock | | | 51.4 | 51.4 | | Ca/(Ca+Na) in rock | 51.1 | 51.1 | | Ca/(Ca+Na) in rock | 54.3 | 54.3 |
| Ca/(Ca+Na) in plagioclase | | | 47.9 | 47.9 | | Ca/(Ca+Na) in plagioclase | 44.9 | 44.9 | | Ca/(Ca+Na) in plagioclase | 43.7 | 43.7 |
| Differentiation Index | | | 80.6 | 85.9 | | Differentiation Index | 82.8 | 87.7 | | Differentiation Index | 79.6 | 84.8 |
| Calculated density, g/cc | | | 2.84 | 2.84 | | Calculated density, g/cc | 2.82 | 2.82 | | Calculated density, g/cc | 2.83 | 2.83 |
| Calculated liquid density | | | 2.55 | 2.55 | | Calculated liquid density | 2.52 | 2.52 | | Calculated liquid density | 2.54 | 2.54 |
| Calculated viscosity, dry | | | 3.8 | 3.8 | | Calculated viscosity, dry | 4.8 | 4.8 | | Calculated viscosity, dry | 4.0 | 4.0 |
| Calculated viscosity, wet | | | 3.5 | 3.5 | | Calculated viscosity, wet | 4.3 | 4.3 | | Calculated viscosity, wet | 3.7 | 3.7 |
| Estimated liquidus temp. | | | 1115 | 1115 | | Estimated liquidus temp. | 1046 | 1046 | | Estimated liquidus temp. | 1098 | 1098 |
| Estimated H2O content | | | 0.87 | 0.87 | | Estimated H2O content | 1.36 | 1.36 | | Estimated H2O content | 0.98 | 0.98 |

Continuación de Tabla 7

| | MM04 | | | | MM05 | | | | MM05B | | | |
|---------------------------|--------------------|--------------------|---------------|---------------|--------------------|---------------------------|---------------|---------------|--------------------|---------------------------|---------------|---------------|
| | Corrected Analysis | Normative Minerals | Weight % Norm | Volume % Norm | Corrected Analysis | Normative Minerals | Weight % Norm | Volume % Norm | Corrected Analysis | Normative Minerals | Weight % Norm | Volume % Norm |
| SiO2 | 60.31 | Quartz | 13.58 | 14.30 | 67.73 | Quartz | 23.05 | 23.55 | 67.22 | Quartz | 18.87 | 19.20 |
| TiO2 | 0.93 | Plagioclase | 53.48 | 55.76 | 0.54 | Plagioclase | 44.81 | 45.66 | 0.54 | Plagioclase | 50.35 | 51.18 |
| Al2O3 | 17.28 | Orthoclase | 16.90 | 18.42 | 16.34 | Orthoclase | 24.17 | 25.56 | 16.24 | Orthoclase | 23.70 | 24.96 |
| Fe2O3 | 6.52 | Nepheline | 0.00 | 0.00 | 3.64 | Nepheline | 0.00 | 0.00 | 3.56 | Nepheline | 0.00 | 0.00 |
| FeO | 0.00 | Leucite | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Leucite | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Leucite | 0.00 | 0.00 |
| MnO | 0.14 | Kalsilite | 0.00 | 0.00 | 0.07 | Kalsilite | 0.00 | 0.00 | 0.08 | Kalsilite | 0.00 | 0.00 |
| MgO | 2.70 | Corundum | 0.00 | 0.00 | 0.92 | Corundum | 1.08 | 0.74 | 1.02 | Corundum | 0.00 | 0.00 |
| CaO | 5.31 | Diopside | 0.11 | 0.10 | 2.68 | Diopside | 0.00 | 0.00 | 2.68 | Diopside | 0.00 | 0.00 |
| Na2O | 3.72 | Hypersthene | 6.67 | 5.80 | 3.84 | Hypersthene | 2.29 | 1.93 | 4.50 | Hypersthene | 2.54 | 2.13 |
| K2O | 2.86 | Wollastonite | 0.00 | 0.00 | 4.09 | Wollastonite | 0.00 | 0.00 | 4.01 | Wollastonite | 0.00 | 0.00 |
| P2O5 | 0.23 | Olivine | 0.00 | 0.00 | 0.15 | Olivine | 0.00 | 0.00 | 0.15 | Olivine | 0.00 | 0.00 |
| CO2 | 0.00 | Larnite | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Larnite | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Larnite | 0.00 | 0.00 |
| SO3 | 0.00 | Acmite | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Acmite | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Acmite | 0.00 | 0.00 |
| S | 0.00 | K2SiO3 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | K2SiO3 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | K2SiO3 | 0.00 | 0.00 |
| F | 0.00 | Na2SiO3 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Na2SiO3 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Na2SiO3 | 0.00 | 0.00 |
| Cl | 0.00 | Rutile | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Rutile | 0.46 | 0.30 | 0.00 | Rutile | 0.44 | 0.28 |
| Sr | 0.00 | Ilmenite | 0.30 | 0.18 | 0.00 | Ilmenite | 0.15 | 0.09 | 0.00 | Ilmenite | 0.17 | 0.10 |
| Ba | 0.00 | Magnetite | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Magnetite | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Magnetite | 0.00 | 0.00 |
| Ni | 0.00 | Hematite | 6.52 | 3.46 | 0.00 | Hematite | 3.64 | 1.88 | 0.00 | Hematite | 3.56 | 1.83 |
| Cr | 0.00 | Apatite | 0.53 | 0.46 | 0.00 | Apatite | 0.35 | 0.29 | 0.00 | Apatite | 0.35 | 0.29 |
| Zr | 0.00 | Zircon | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Zircon | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Zircon | 0.00 | 0.00 |
| Total | 100.00 | Perovskite | 0.00 | 0.00 | 100.00 | Perovskite | 0.00 | 0.00 | 100.00 | Perovskite | 0.00 | 0.00 |
| | | Chromite | 0.00 | 0.00 | | Chromite | 0.00 | 0.00 | | Chromite | 0.00 | 0.00 |
| | | Sphene | 1.90 | 1.51 | | Sphene | 0.00 | 0.00 | | Sphene | 0.03 | 0.03 |
| | | Pyrite | 0.00 | 0.00 | | Pyrite | 0.00 | 0.00 | | Pyrite | 0.00 | 0.00 |
| | | Halite | 0.00 | 0.00 | | Halite | 0.00 | 0.00 | | Halite | 0.00 | 0.00 |
| | | Fluorite | 0.00 | 0.00 | | Fluorite | 0.00 | 0.00 | | Fluorite | 0.00 | 0.00 |
| | | Anhydrite | 0.00 | 0.00 | | Anhydrite | 0.00 | 0.00 | | Anhydrite | 0.00 | 0.00 |
| | | Na2SO4 | 0.00 | 0.00 | | Na2SO4 | 0.00 | 0.00 | | Na2SO4 | 0.00 | 0.00 |
| | | Calcite | 0.00 | 0.00 | | Calcite | 0.00 | 0.00 | | Calcite | 0.00 | 0.00 |
| | | Na2CO3 | 0.00 | 0.00 | | Na2CO3 | 0.00 | 0.00 | | Na2CO3 | 0.00 | 0.00 |
| | | Total | 99.99 | 99.99 | | Total | 100.00 | 100.00 | | Total | 100.01 | 100.00 |
| Fe3+/(Total Fe) in rock | | | 100.0 | 100.0 | | Fe3+/(Total Fe) in rock | 100.0 | 100.0 | | Fe3+/(Total Fe) in rock | 100.0 | 100.0 |
| Mg/(Mg+Total Fe) in rock | | | 45.1 | 45.1 | | Mg/(Mg+Total Fe) in rock | 33.4 | 33.4 | | Mg/(Mg+Total Fe) in rock | 36.2 | 36.2 |
| Mg/(Mg+Fe2+) in rock | | | 100.0 | 100.0 | | Mg/(Mg+Fe2+) in rock | 100.0 | 100.0 | | Mg/(Mg+Fe2+) in rock | 100.0 | 100.0 |
| Mg/(Mg+Fe2+) in silicates | | | 100.0 | 100.0 | | Mg/(Mg+Fe2+) in silicates | 100.0 | 100.0 | | Mg/(Mg+Fe2+) in silicates | 100.0 | 100.0 |
| Ca/(Ca+Na) in rock | | | 44.1 | 44.1 | | Ca/(Ca+Na) in rock | 27.8 | 27.8 | | Ca/(Ca+Na) in rock | 24.8 | 24.8 |
| Ca/(Ca+Na) in plagioclase | | | 39.7 | 39.7 | | Ca/(Ca+Na) in plagioclase | 26.3 | 26.3 | | Ca/(Ca+Na) in plagioclase | 23.3 | 23.3 |
| Differentiation Index | | | 84.0 | 88.5 | | Differentiation Index | 92.0 | 94.8 | | Differentiation Index | 92.9 | 95.3 |
| Calculated density, g/cc | | | 2.79 | 2.79 | | Calculated density, g/cc | 2.71 | 2.71 | | Calculated density, g/cc | 2.70 | 2.70 |
| Calculated liquid density | | | 2.50 | 2.50 | | Calculated liquid density | 2.43 | 2.43 | | Calculated liquid density | 2.43 | 2.43 |
| Calculated viscosity, dry | | | 5.0 | 5.0 | | Calculated viscosity, dry | 7.6 | 7.6 | | Calculated viscosity, dry | 7.3 | 7.3 |
| Calculated viscosity, wet | | | 4.5 | 4.5 | | Calculated viscosity, wet | 6.1 | 6.1 | | Calculated viscosity, wet | 5.9 | 5.9 |
| Estimated liquidus temp. | | | 1025 | 1025 | | Estimated liquidus temp. | 889 | 889 | | Estimated liquidus temp. | 898 | 898 |
| Estimated H2O content | | | 1.54 | 1.54 | | Estimated H2O content | 2.85 | 2.85 | | Estimated H2O content | 2.75 | 2.75 |

Resultados de la Norma CIPW

| Características del magma | MM01 | MM02 | MM03 | MM04 | MM05A | MM05B |
|----------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Fe3+/(Total Fe) in rock | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| Mg/(Mg+Total Fe) in rock | 44,05 | 38,30 | 39,94 | 45,07 | 33,36 | 36,21 |
| Mg/(Mg+Fe2+) in rock | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| Mg/(Mg+Fe2+) in silicates | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| Ca/(Ca+Na) in rock | 51,44 | 51,12 | 54,32 | 44,10 | 27,83 | 24,76 |
| Ca/(Ca+Na) in plagioclase | 47,91 | 44,95 | 43,73 | 39,72 | 26,32 | 23,30 |
| Differentiation Index | 85,92 | 87,70 | 84,79 | 88,48 | 94,77 | 95,34 |
| Calculo de Densidad, g/cc | 2,84 | 2,82 | 2,83 | 2,79 | 2,71 | 2,70 |
| Calculated liquid density | 2,55 | 2,52 | 2,54 | 2,50 | 2,43 | 2,43 |
| Calculated viscosity, dry | 3,79 | 4,80 | 4,03 | 5,00 | 7,60 | 7,26 |
| Calculo de Viscosidad, wet | 3,54 | 4,32 | 3,72 | 4,46 | 6,13 | 5,90 |
| Estimación de Temperatura | 1115 | 1046 | 1098 | 1025 | 889 | 898 |
| Contenido de H2O | 0,87 | 1,36 | 0,98 | 1,54 | 2,85 | 2,75 |

Resultados de la Normas establecidas por Toramaru (1995), para la T°, por Zimmer et al. (2010), para el agua.

| Características del magma | | | | | | | | |
|---------------------------|--------------------|--------------------------------|------|------------|-------------|------|------|------------------|
| Muestras | SiO ₂ % | Fe ₂ O ₃ | FeO | T (Kelvin) | T (celcius) | MgO | THI | H ₂ O |
| MM01 | 55,40 | 8,28 | 7,45 | 1401 | 1128 | 3,29 | 0,55 | 9,20 |
| MM02 | 59,16 | 7,34 | 6,60 | 1331 | 1058 | 2,30 | | |
| MM03 | 56,30 | 7,33 | 6,60 | 1383 | 1110 | 2,46 | | |
| MM04 | 60,31 | 6,52 | 5,86 | 1310 | 1037 | 2,70 | | |
| MM05A | 67,73 | 3,64 | 3,28 | 1194 | 921 | 0,92 | | |
| MM05B | 67,22 | 3,56 | 3,20 | 1202 | 929 | 1,02 | | |