



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



**CARACTERIZACIÓN, EVOLUCIÓN Y COMPARACIÓN
PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA
DE VOLCÁN DON CASIMIRO Y ETAPA
BASAL DEL VOLCÁN MAIPO
REGIÓN METROPOLITANA, CHILE**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Francisco Daniel Garcés Cuevas

Profesor Patrocinante: Dr. Oscar Figueroa Arriagada
Profesional Guía : Msc. Gabriel Orozco Lanfranco
Profesores Comisión : Dra. Laura Hernández Olguín
Dra. Verónica Oliveros Clavijo

Concepción, 2018

ÍNDICE

| | Página |
|---|-----------|
| RESUMEN..... | -- |
| 1. INTRODUCCIÓN..... | 1 |
| 1.1. Presentación..... | 1 |
| 1.2. Objetivos..... | 2 |
| 1.2.1. Objetivo general..... | 2 |
| 1.2.2. Objetivos específicos..... | 2 |
| 1.3. Ubicación y accesos..... | 3 |
| 1.4. Metodología..... | 4 |
| 1.4.1. Trabajo de terreno..... | 4 |
| 1.4.2. Trabajo de laboratorio..... | 4 |
| 1.4.3. Trabajo de gabinete..... | 5 |
| 1.5. Clima..... | 6 |
| 1.6. Trabajos anteriores..... | 7 |
| 1.7. Agradecimientos..... | 10 |
| 2. MARCO GEOLÓGICO..... | 11 |
| 2.1. Rocas estratificadas..... | 11 |
| 2.1.1. Formación Río Colina..... | 11 |
| 2.1.2. Formación Río Damas..... | 11 |
| 2.1.3. Formación Lo Valdés..... | 12 |
| 2.1.4. Formación Colimapu..... | 12 |
| 2.1.5. Formación Abanico..... | 13 |
| 2.1.6. Formación Farellones..... | 13 |
| 2.1.7. Unidad Volcánica Antigua..... | 15 |
| 2.1.8. Unidad Volcánica Nueva..... | 15 |
| 2.1.9. Depósitos No Consolidados..... | 15 |
| 2.2. Rocas intrusivas..... | 15 |
| 2.2.1. Complejo Plutónico Antigo..... | 16 |
| 2.2.2. Complejo Plutónico El Teniente..... | 16 |
| 2.2.3. Complejo Plutónico Joven..... | 17 |
| 2.3. Margo geológico local..... | 17 |
| 2.3.1. Generalidades..... | 17 |
| 2.3.2. Etapas eruptivas..... | 19 |
| 2.4. Evolución geotectónica..... | 21 |
| 2.5. Zonas andinas de volcanismo activo..... | 25 |

| | |
|--|----|
| 3. MARCO TEÓRICO | 29 |
| 3.1. Generalidades | 29 |
| 3.2. Zona Volcánica Sur (33°-46°S) | 29 |
| 3.2.1. Zona Volcánica Sur Norte (33-34,5°S)..... | 35 |
| 3.3. Volcanismo en caldera silíceas | 36 |
| | |
| 4. GEOLOGÍA DE LOS VOLCANES MAIPO Y DON CASIMIRO | 40 |
| 4.1. Geología del volcán Maipo | 40 |
| 4.1.1. Unidad basal oeste..... | 41 |
| 4.1.2. Unidad basal este..... | 41 |
| 4.1.3. Unidad central oeste..... | 42 |
| 4.1.4. Unidad central este..... | 42 |
| 4.1.4.1. Unidad central este Inferior..... | 42 |
| 4.1.4.2. Unidad central este Superior..... | 43 |
| 4.2. Geología del volcán Don Casimiro | 43 |
| 4.2.1. Unidad Norte..... | 44 |
| 4.2.2. Unidad Central..... | 45 |
| 4.2.3. Unidad Sur..... | 46 |
| | |
| 5. PETROGRAFÍA DE LOS VOLCANES MAIPO Y DON CASIMIRO | 47 |
| 5.1. Petrografía del volcán Maipo | 47 |
| 5.1.1. Unidad basal oeste..... | 47 |
| 5.1.2. Unidad basal este..... | 48 |
| 5.1.3. Unidad central oeste..... | 49 |
| 5.1.4. Unidad central este..... | 50 |
| 5.1.4.1. Unidad central este Inferior..... | 50 |
| 5.1.4.2. Unidad central este Superior..... | 51 |
| 5.2. Petrografía del volcán Don Casimiro | 52 |
| 5.2.1. Unidad Norte..... | 52 |
| 5.2.2. Unidad Central..... | 53 |
| 5.2.3. Unidad Sur..... | 54 |
| | |
| 6. QUÍMICA MINERAL | 56 |
| 6.1. Mineralogía volcán Maipo | 56 |
| 6.1.1. Olivino..... | 56 |
| 6.1.2. Piroxenos..... | 58 |
| 6.1.3. Feldespatos..... | 66 |

| | |
|---|------------|
| 6.1.3.1. Plagioclasas..... | 66 |
| 6.1.3.2. Feldespatos potásicos..... | 68 |
| 6.2. Mineralogía volcán Don Casimiro..... | 69 |
| 6.2.1. Olivino..... | 69 |
| 6.2.2. Piroxenos..... | 71 |
| 6.2.3. Feldespatos..... | 77 |
| 6.2.3.1. Plagioclasas..... | 78 |
| 6.2.3.2. Feldespatos potásicos..... | 80 |
| 7. GEOQUÍMICA..... | 81 |
| 7.1. Generalidades..... | 81 |
| 7.2. Volcán Maipo..... | 81 |
| 7.2.1. Elementos mayores..... | 81 |
| 7.2.2. Elementos traza..... | 86 |
| 7.2.3. Elementos tierras raras..... | 90 |
| 7.3. Volcán Don Casimiro..... | 91 |
| 7.3.1. Elementos mayores..... | 91 |
| 7.3.2. Elementos traza..... | 97 |
| 7.3.3. Elementos tierras raras..... | 102 |
| 8. GEOTERMOBAROMETRÍA..... | 104 |
| 8.1. Volcán Maipo..... | 104 |
| 8.2. Volcán Don Casimiro..... | 108 |
| 9. DATACIONES RADIOMÉTRICAS..... | 111 |
| 9.1. Volcán Maipo..... | 111 |
| 9.2. Volcán Don Casimiro..... | 111 |
| 10. DISCUSIONES..... | 112 |
| 10.1. Reinicio de la actividad volcánica post caldera diamante..... | 112 |
| 10.2. Fuente de los magmas de los volcanes Maipo y Don Casimiro..... | 113 |
| 10.3. Evolución de los magmas..... | 118 |
| 10.3.1. Petrografía y morfología mineral..... | 118 |
| 10.3.2. Cristalización fraccionada..... | 120 |
| 10.3.3. Geotermobarometría..... | 124 |
| 10.4. Evolución volcánica..... | 130 |
| 11. CONCLUSIONES..... | 135 |

| | |
|-----------------------------|------------|
| 12. REFERENCIAS..... | 138 |
|-----------------------------|------------|

ANEXOS

1- Descripciones petrográficas

2- Fichas SEM+EDS

3- Geotermobarómetros

ÍNDICE DE FIGURAS

| | Página |
|--|---------------|
| 1. 1. Mapa geográfico de ubicación de volcanes Maipo y Don Casimiro..... | 1 |
| 2. 1. Mapa geológico regional simplificado de los andes Chile central y Argentina.... | 14 |
| 2. 2. Mapa geológico local del Volcán Maipo y caldera Diamante..... | 18 |
| 2. 3. Sección esquemática de synclino ensialico de Chile central a los 33°S..... | 22 |
| 3. 1. Mapa esquemático de Sudamérica y de las placas del Pacifico..... | 30 |
| 3. 2. Diagrama de variación de razón La/Yb en función de la latitud..... | 34 |
| 3. 3. Diagrama 143Nd/144Nd vs 87Sr/86Sr..... | 35 |
| 4. 1. Mapa geológico esquemático del Volcán Maipo..... | 40 |
| 4. 2. Escarpe frontal formado por coladas provenientes de Unidad basal oeste..... | 41 |
| 4. 3. Vista panorámica de coladas del Volcán. Maipo..... | 43 |
| 4. 4. Mapa geológico esquemático del Volcán Don Casimiro..... | 44 |
| 4. 5. Secuencia de coladas de la Unidad Norte del volcán Don Casimiro..... | 45 |
| 4. 6. Afloramientos de unidades central y sur de Volcán Don Casimiro..... | 46 |
| 5. 1. Sección transparente muestra Go030315-1. Volcán Maipo..... | 47 |
| 5. 2. Sección transparente muestra Go280215-2. Volcán Maipo..... | 49 |
| 5. 3. Sección transparente muestra Go020315-2. Volcán Maipo..... | 49 |
| 5. 4. Sección transparente muestra Go010315-1. Volcán Maipo..... | 51 |
| 5. 5. Sección transparente muestra Go010315-3b. Volcán Maipo..... | 51 |
| 5. 6. Sección transparente muestra Go260215-2c. Volcán Don Casimiro..... | 53 |
| 5. 7. Sección transparente muestra Go260215-1. Volcán Don Casimiro..... | 54 |
| 5. 8. Sección transparente muestra Go270215-1b. Volcán Don Casimiro..... | 55 |
| 6. 1. Imagen de electrones retrodispersados en olivinos, Volcán Maipo..... | 58 |
| 6. 2. Diagrama de clasificación de piroxenos, Volcán Maipo..... | 59 |
| 6. 3. Imagen de electrones retrodispersados para augitas Volcán Maipo..... | 61 |
| 6. 4. Imagen de electrones retrodispersados para enstatitas, Volcán Maipo..... | 63 |
| 6. 5. Imagen de electrones retrodispersados para pigeonitas, Volcán Maipo..... | 65 |

| | | |
|---------------|---|-----|
| 6. 6. | Diagrama de clasificación de fenocristales de plagioclasa, Volcán Maipo..... | 66 |
| 6. 7. | Imagen de electrones retrodispersados para plagioclasas, Volcán Maipo..... | 67 |
| 6. 8. | Imagen de electrones retrodispersados para olivinos. Volcán Don Casimiro..... | 70 |
| 6. 9. | Diagrama de clasificación de piroxenos. Volcán Don Casimiro..... | 73 |
| 6.10. | Imagen de electrones retrodispersados para augitas. Volcán Don Casimiro..... | 74 |
| 6.11. | Imagen de electrones retrodispersados para enstatitas. Volcán Don Casimiro. | 74 |
| 6.12. | Diagrama de clasificación de feldespatos. Volcán Don Casimiro..... | 77 |
| 6.13. | Imagen de electrones retrodispersados en plagioclasas. Volcán Don Casimiro. | 79 |
| 7. 1. | Diagrama de TAS (Le bas et al., 1986). Volcán Maipo..... | 83 |
| 7. 2. | Diagrama AFM (Irvine y Baragar., 1971). Volcán Maipo..... | 84 |
| 7. 3. | Diagrama de K ₂ O vs Si ₂ O (Peccerillo y Taylor, 1976). Volcán Maipo..... | 84 |
| 7. 4. | Diagramas bivariantes de Harker. Volcán Maipo..... | 85 |
| 7. 5. | Diagrama Spider (Pearce, 1983), normalizado al MORB. Volcán Maipo..... | 86 |
| 7. 6. | Diagramas bivariantes SiO ₂ vs LILE. Volcán Maipo..... | 89 |
| 7. 7. | Diagrama bivariantes SiO ₂ versus HFSE. Volcán Maipo..... | 89 |
| 7. 8. | Diagrama bivariantes de SiO ₂ versus elementos de transición, Volcán Maipo.... | 90 |
| 7. 9. | Diagrama REE normalizado a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995)..... | 91 |
| 7.10. | Diagrama de TAS (Le bas et al., 1986). Volcán Don Casimiro..... | 94 |
| 7.11. | Diagrama AFM (Irvine y Baragar., 1971). Volcán Don Casimiro..... | 95 |
| 7.12. | Diagrama de K ₂ O vs Si ₂ O (Peccerillo y Taylor, 1976). Volcán Don Casimiro..... | 95 |
| 7.13. | Diagramas bivariantes de Harker. Volcán Don Casimiro..... | 96 |
| 7.14. | Diagrama Spider (Pearce, 1983), normalizado a MORB. Volcán Don Casimiro.. | 97 |
| 7.15. | Diagramas bivariantes SiO ₂ vs LILE. Volcán Don Casimiro..... | 99 |
| 7.16. | Diagramas bivariantes SiO ₂ vs HFSE. Volcán Don Casimiro..... | 100 |
| 7.17. | Diagramas bivariantes SiO ₂ vs Elementos de transición. Volcán Don Casimiro.. | 101 |
| 7.18. | Diagrama REE normalizado. a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995)..... | 102 |
| 8. 1. | Gráfico de T°C de cristalización de piroxenos, Volcán Maipo..... | 106 |
| 8. 2. | Gráfico de P(Kbar,) de cristalización de piroxenos Volcán Maipo..... | 106 |
| 8. 3. | Gráfico de T°C de cristalización de piroxenos, Vn Don Casimiro..... | 109 |
| 8. 4. | Gráfico de P(Kbar) de cristalización de piroxenos Vn Don Casimiro..... | 110 |
| 10. 1. | Diagrama Spider (Pearce, 1983) normalizado al MORB..... | 114 |
| 10. 2. | Diagrama REE normalizado al manto Primitivo..... | 115 |
| 10. 3. | Diagramas de Harker para muestras de volcanes Maipo y Don Casimiro..... | 121 |
| 10. 4. | Diagramas SiO ₂ vs elementos traza. Volcán Maipo y Don Casimiro..... | 122 |
| 10. 5. | Diagramas comparativos CF-ASIMILACIÓN-MEZCLA de magmas..... | 123 |
| 10. 6. | Gráficos de T(°C) vs SiO ₂ para volcanes Maipo y Don Casimiro..... | 127 |
| 10. 7. | Gráficos de P(kbar) vs SiO ₂ para volcanes Maipo y Don Casimiro..... | 128 |

ÍNDICE DE TABLAS

| | Página |
|--|---------------|
| 3. 1. Concentraciones de elementos mayores, traza y razones isotópica..... | 37 |
| 6. 1. Composiciones de fenocristales de olivino. Volcán Maipo..... | 57 |
| 6. 2. Composiciones de fenocristales de augita. Volcán Maipo..... | 60 |
| 6. 3. Diagrama de correlación de Pearson para augitas de Volcán Maipo..... | 60 |
| 6. 4. Composiciones de fenocristales de enstatita. Volcán Maipo..... | 62 |
| 6. 5. Diagrama de correlación Pearson para enstatitas de Volcán Maipo..... | 63 |
| 6. 6. Composiciones de fenocristales de pigeonita. Volcán Maipo..... | 64 |
| 6. 7. Diagrama de correlación Pearson para pigeonitas, Volcán Maipo..... | 65 |
| 6. 8. Composiciones de fenocristales de plagioclasa. Volcán Maipo..... | 68 |
| 6. 9. Composiciones de fenocristales de feldespatos potásicos. Volcán Maipo..... | 69 |
| 6.10. Composiciones de fenocristales de olivino. Volcán Don Casimiro..... | 71 |
| 6.11. Composiciones de fenocristales de augita. Volcán Don Casimiro..... | 72 |
| 6.12. Diagrama correlación Pearson para augitas de Volcán Don Casimiro..... | 73 |
| 6.13. Composiciones de fenocristales de enstatita. Volcán Don Casimiro..... | 75 |
| 6.14. Diagrama correlación Pearson para enstatitas, Volcán Don Casimiro..... | 75 |
| 6.15. Composiciones de fenocristales de pigeonita. Volcán Don Casimiro..... | 76 |
| 6.16. Diagrama correlación Pearson para pigeonitas. Volcán Don Casimiro..... | 77 |
| 6.17. Composiciones de fenocristales de plagioclasa. Volcán Don Casimiro..... | 79 |
| 6.18. Composiciones de feldespatos potásicos. Volcán Don Casimiro..... | 80 |
| 7. 1. Concentraciones de elementos mayores. Volcán Maipo..... | 82 |
| 7. 2. Concentraciones de elementos traza. Volcán Maipo..... | 88 |
| 7. 3. Concentraciones de REE. Volcán Maipo..... | 92 |
| 7. 4. Concentraciones de elementos. mayores. Volcán Don Casimiro..... | 93 |
| 7. 5. Concentraciones de elementos Traza. Volcán Don Casimiro..... | 101 |
| 7. 6. Concentraciones mínimas, máximas y promedios de REE. Vn Don Casimiro..... | 103 |
| 8. 1. Valores P-T, método de “2 piroxenos” de Putirka, (2008). Volcán Maipo..... | 105 |
| 8. 2. Valores P-T, método de “oliv.-liquido” de Putirka, (2008). Volcán Maipo..... | 107 |
| 8. 3. Valores P-T, (“2 piroxenos” de Putirka, 2008). Volcán Don Casimiro..... | 109 |
| 8. 4. Valores P-T, (“oliv.-liquido” de Putirka, 2008). Volcán Don Casimiro..... | 110 |
| 10. 1. Razones de elementos traza para muestras más primitivas de cada volcán..... | 116 |
| 10. 2. Valores de T°C de olivinos para volcanes Maipo y Don Casimiro..... | 124 |
| 10. 3. Tabla comparativa de geoquímica de olivinos..... | 125 |
| 10. 4. Tabla de P(kbar) y T(°C) para muestras de volcanes Maipo y Don Casimiro..... | 126 |
| 10. 5. Tabla resumen de la construcción del volcán Maipo..... | 131 |
| 10. 6. Tabla resumen de la construcción del volcán Don Casimiro..... | 133 |

RESUMEN

El complejo volcánico Caldera Diamante-Volcán Maipo y el volcán Don Casimiro se posicionan frente a la ciudad de Rancagua, en las nacientes del río Maipo, y a unos 110 km al sureste de Santiago. Se distancian entre ellos por cerca de 10 km, precisado que el volcán Maipo se ubica en el margen occidental interior de la caldera Diamante, mientras que el volcán Don Casimiro se ubica fuera de esta.

La caldera Diamante corresponde a una depresión elíptica de orientación este-oeste y con dimensiones de 20x16 km. Su origen, según Stern (2004), habría ocurrido hace unos 470-440 Ka o hace unos 150 Ka para Lara y otros, (2008), con la liberación de 250 km³ de material magmático (Guerstein, 1990) durante una erupción tipo pliniana. La actividad volcánica fue retomada hace unos 100 Ka con el inicio de la edificación del estratovolcán Maipo (Sruoga *et al.*, 2005, 2012), que actualmente se encuentra inactivo. Por el contrario al volcán Maipo, el registro histórico del volcán Don Casimiro no ha sido documentado hasta antes del presente trabajo, donde junto con registrar su edad mínima, fue posible datar las coladas más antiguas del volcán Maipo.

Al estar ubicados en el segmento norte de la Zona Volcánica Sur (ZVSN), se infiere a partir de Stern (2004) que ambos volcanes se posicionan sobre una corteza continental de unos 55 km de espesor, a una distancia de la fosa cercana a los 290 km y a unos 120 km por sobre el slab. Los tipos litológicos de los dos volcanes coinciden con lo característico para este segmento volcánico, distribuyéndose entre traquiandesitas basálticas y traquidacitas, y entre andesitas basálticas y dacitas. De igual forma sucede con la afinidad geoquímica, la cual coincide con la serie calcoalcalina de medio-K, a excepción de las últimas etapas estudiadas para el volcán Maipo, las cuales junto con ser las más diferenciadas pertenecen a la serie calcoalcalina de alto-K.

Las coladas son predominantemente de textura porfídica, localmente glomeroporfídica y seriada. En Don Casimiro tiende a presentarse coladas con masas fundamentales de textura pilotaxítica, mientras que en Maipo predominan las texturas hialopilitica, holohialina y holocristalina. Los olivinos abundan en las andesitas y traquiandesitas basálticas tanto del volcán Maipo como del volcán Don Casimiro, en este último además se caracterizan por encontrarse ocasionalmente con formas esqueléticas a anhedrales redondeados. Por otro lado, los piroxenos que se pueden encontrar tanto en el Maipo como en Don Casimiro corresponden a enstatita, pigeonita y augita. La ocurrencia de las pigeonitas se debe principalmente a zonaciones hacia los bordes de fenocristales de enstatita y bordes de olivino. Por otra parte, los fenocristales de feldspatos que en su gran mayoría corresponden a plagioclasas que cubren el rango de la oligoclasa a la bitownita, tienden a exhibir zonaciones normales y texturas de desequilibrio tipo "sieve".

Los patrones de elementos traza y REE son característicos de volcanes en zonas de subducción que involucran la subducción de una placa oceánica bajo una corteza continental engrosada. Las razones de elementos traza como Ba/Th, Th/Sm y Ba/Sm, exponen sutiles diferencias entre los dos volcanes, planteando la posibilidad que los magmas del volcán Don Casimiro tiendan a presentar una mayor similitud con el segmento transicional de la Zona Volcánica Sur (ZVST), y que no se estaría manifestando en los análisis geoquímicos obtenidos para el volcán Maipo, hipótesis que también es expuesta por Wieser (2017).

Las variaciones de elementos mayores (diagramas de Harker) e incompatibles, sumado a texturas observadas en las plagioclasas junto a la frecuente zonación normal de éstas, permite postular que ha sido la cristalización fraccionada el proceso dominante en la diferenciación de los magmas de ambos volcanes, con menor asimilación y mezcla de magmas. La estimación de P-T por medio geotermobarometría de Putirka (2008) permitió conocer las presiones y temperaturas de cristalización para piroxenos y olivinos, estos últimos equilibrados a la composición de la roca total. Los valores obtenidos por los dos métodos nos indican que la cristalización de los magmas del Maipo habría comenzado a unos 9,5 Kbar para los piroxenos más profundos a temperaturas cercanas a los 1.120 °C y se habría extendido a unos 1,7 Kbar, que equivale a una profundidad de unos 5 km. Don Casimiro se extiende a presiones desde los 2 a 8,4 Kbar y a un gradiente de diferenciación térmico desde los 1.023 a 1.138 °C.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Presentación

El volcán Maipo se ubica en el margen suroccidental de la caldera Diamante, mientras que el volcán Don Casimiro, se encuentra ubicado en el faldeo sur del valle del río Maipo, a una distancia de 10 km del volcán Maipo (Figura 1). Ambos volcanes pertenecen al segmento norte de la zona volcánica sur, y tienen una ubicación crucial desde el punto de vista geológico, debido a que se emplazan en la cabecera del principal río de la región Metropolitana. En efecto, el complejo volcánico caldera Diamante-Maipo tuvo hace unos 0,45 Ma. (Stern y otros, 1984) una mega erupción que liberó cerca de 450 km^3 de material rico en pómez producto del colapso de la cámara magmática. Gran parte del material fluyó por el cauce del río Maipo hasta alcanzar lo que actualmente es la ciudad de Santiago, formando depósitos que se conocen como “Ignimbrita Pudahuel”.



Figura 1.1. Mapa geográfico de ubicación de volcanes Maipo y Don Casimiro.

La actividad del volcán Maipo habría comenzado hace unos 100 ka según Sruoga y otros (2000), y se proponen al menos 8 eventos eruptivos en el registro histórico (González-Ferrán, 1995); la más reciente habría acontecido en 1912 (Sruoga y otros, 2012). Por otro lado, la actividad volcánica del volcán Don Casimiro ha sido estimada como coetánea a la del volcán Maipo, y las únicas dataciones realizadas en él son las presentadas en este trabajo, proponiéndose que las etapas basales del volcán Maipo serían contemporáneas a la edificación del volcán Don Casimiro.

La segmentación de la zona volcánica sur se debe a variaciones en la geoquímica de los productos volcánicos, en el espesor cortical a lo largo del arco volcánico y en la posición relativa del arco en relación a la cordillera (Sellés y otros, 2004). Estos cambios se reflejan gradualmente de un segmento a otro, por lo que presentan patrones característicos en cada uno. En el segmento norte dominan según, Hildreth y Moor bath (1988) y López-Escobar y otros (1995), la señal cortical, con abundante presencia de LILE y tierras raras livianas, mientras que en los segmentos del sur domina la señal mantélica con magmas toleíticos (López-Escobar y otros, 1995). Estas características geoquímicas son analizadas para los dos volcanes para así corroborar los procesos magmáticos que los caracterizan, y establecer con mayor certeza, si los patrones que presentan son afines o disimiles con el segmento norte de la zona volcánica sur.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General

Determinar el tipo de relación magmática y evolutiva existente entre el volcán Don Casimiro y las etapas basales del volcán Maipo adyacente, contrastando el tipo de magmatismo de cada uno, a partir de datos geoquímicos y petrográficos.

1.2.2 Objetivos Específicos

Determinar por medio de dataciones radiométricas el reinicio de la actividad post-caldera Diamante.

Caracterizar la petrografía, química mineral y geoquímica del volcán Don Casimiro, identificando sus similitudes con las secuencias basales del volcán Maipo.

Establecer la evolución magmática del volcán Don Casimiro y su vínculo con las secuencias basales del volcán Maipo, relacionándolos con el magmatismo del segmento norte de la Zona Volcánica sur (ZVSN).

1.3 Ubicación y accesos

El complejo volcánico caldera Diamante – Volcán Maipo – Volcán Don Casimiro, se encuentra en el sector sur del segmento norte de la Zona Volcánica Sur ($34^{\circ}10'S/69^{\circ}52'W$) (Figura 1). La cumbre más alta del complejo la constituye el volcán Maipo con una altitud de 5.323 m s.n.m. (Sruoga y otros, 2005) y se ubica en la porción occidental de la caldera Diamante. El volcán Don Casimiro alcanza los 4.055 m s.n.m a una distancia de ca. 9,5 km al suroeste del volcán Maipo. Con respecto a los límites regionales, el complejo se emplaza en el margen sur de la región Metropolitana, en la provincia de Cordillera en la comuna de San José de Maipo, en la frontera Chile-Argentina. Enmarcados en el territorio nacional se encuentra el flanco occidental del volcán Maipo, junto con la porción oeste de la caldera Diamante y la totalidad del volcán Don Casimiro, y ambos se sitúan en el fundo “Cruz de piedra”, propiedad de la empresa Gasco.

Los volcanes Maipo y Don Casimiro se levantan a unos 80 km en línea recta, al oriente de la ciudad de Rancagua, y a unos 110 km en línea recta, al sureste de Santiago. La vía de acceso es por medio de la ruta G-25 o “Camino al Volcán”, la cual es una carretera pavimentada que tiene su entrada en la comuna de Puente Alto, al sureste de Santiago. Se deben recorrer unos 70 km por la ruta “Camino al Volcán” hasta el poblado de San Gabriel, para luego abordar el camino G-465 (ripio) por 6 km hasta el sector de los Queltehues, lugar donde el camino bifurca y se debe tomar la vía de la derecha, por donde se continua hacia el sur, por unos 13 km, bordeando el río Maipo y pasando por el sector Las Melosas hasta llegar a las puertas del fundo “Cruz de Piedra”. Dentro del fundo “Cruz de Piedra”, el camino mantiene su recorrido paralelo por el lado oeste al río Maipo y es necesario recorrer unos 40 km de camino de ripio para llegar al puesto de avanzada de carabinero, el refugio Cruz de Piedra (2.540 m s.n.m.). Avanzando un kilómetro en

dirección hacia el volcán, el camino cruza el río Cruz de Piedra, que es bastante caudaloso, por lo que se recomienda cruzarlo en la mañana cuando el caudal es menor, siendo indispensable el uso de vehículo de doble tracción. Tras el cruce del río, se continúa transitando por el camino de ripio, el cual ahora es más tosco y presenta un desnivel de unos 1000 m. hasta la base del volcán Maipo. Tras recorrer los primeros 5 km, es posible ubicarse en la base del volcán Don Casimiro, desde donde se deben recorrer otros 10 km para llegar a la base del volcán Maipo

1.4 Metodología

1.4.1 Trabajo de Terreno

El área de trabajo abarcó parte importante del complejo volcánico caldera Diamante-volcán Maipo, junto con el vecino volcán Don Casimiro. La campaña de terreno se extendió entre los días 26 de enero de 2015 y 3 de marzo de 2015, y se concentró en la identificación, registro y descripción de las coladas volcánicas procedentes de los faldeos del volcán Don Casimiro, como de las lavas ubicadas en la base de la vertiente sur del volcán Maipo. Los afloramientos fueron registrados visualmente por medio de fotografías y bosquejos.

El reconocimiento de las coladas fue acompañado por la obtención de datos de espesor y ubicación, además de una recolección de muestras frescas para cada colada, las que fueron descritas macroscópicamente, empaquetadas y catalogadas. Para la mayoría de las coladas se extrajeron 3 muestras de mano, una para análisis de geoquímico de roca total, otra para sección delgada y una tercera para análisis de Ar/Ar. En casos en que los afloramientos lo permitieron, fue posible establecer edades relativas.

1.4.2 Trabajo de Laboratorio

En el laboratorio de SERNAGEOMIN, se procedió a separar y destinar las muestras según sus respectivos análisis (sección delgada, análisis químico y datación Ar/Ar). Las muestras designadas para análisis químico fueron llevadas al taller de molienda, donde se procedió a chancarlas en molinos de rodillos hasta alcanzar el tamaño de arena gruesa, adecuado para empaquetarla y destinarla a análisis químico de roca total. Las muestras escogidas para

elaboración de secciones delgadas y para análisis de Ar/Ar, fueron trabajadas en su totalidad por personal del SERNAGEOMIN.

Se fabricaron 38 secciones delgadas, las cuales fueron descritas en el laboratorio de microscopía, del Departamento de Ciencias de la Tierra, UdeC. En ellas se identificaron texturas, mineralogía, proporciones de minerales y nombre de la roca, también se tomaron fotografías de cada una de las muestras muestra.

Con posterioridad, se seleccionaron 15 muestras del volcán Maipo y 14 muestras del volcán Don Casimiro, que fueron escogidas a partir de sus características petrográficas y geoquímicas con el objetivo de realizar en ellas análisis químicos puntuales por medio del uso del microscopio electrónico de barrido (SEM) junto con el detector EDS (SEM+EDS), equipo facilitado por el laboratorio de SERNAGEOMIN ubicado en la comuna de Nuñoa, Santiago. El equipo SEM genera imágenes de alta resolución mediante la incidencia de un haz de electrones, es por esta razón que tras trabajar a las muestras y convertirlas en cortes pulidos, deben ser luego cubiertas con una delgada capa de carbono u oro, para así facilitar la circulación de los electrones por su superficie. En SEM+EDS se realizaron numerosos análisis puntuales tanto en minerales como en la masa fundamental, adquiriendo con estos análisis composiciones químicas puntuales y imágenes de alta resolución.

1.4.3 Trabajo de Gabinete

Comprendió la recopilación de información tanto geológica como teórica concerniente al área de estudio y a su contexto regional, para luego así poder plantear los objetivos del estudio. El trabajo de oficina también contempló la búsqueda del material necesario para el análisis e interpretación los resultados obtenidos por medio de los trabajos previos de terreno y de laboratorio, otorgando las herramientas necesarias para poder alcanzar las conclusiones pertinentes.

Por un lado, las descripciones elaboradas a partir de la observación de las secciones delgadas fueron tabulas y organizadas según la etapa volcánica a la que han sido asignadas, sirviendo de herramienta para la confección del mapa geológico local. Por otra parte, los resultados del

análisis químico de roca total, fueron ordenados en tablas y luego trabajados en los programas “GCDkit 4.1” y “Triplot”, para generar los gráficos que facilitarían su lectura e interpretación.

Los resultados obtenidos para cada análisis puntual realizado a los cristales de minerales, fueron tabulados y posteriormente evaluados estequiométricamente. Para los cristales de plagioclasas se determinaron las proporciones de anortita-albita-ortoclasa, mientras que para los cristales de piroxeno se calcularon razones de wollastonita-ferrosilita-enstatita. Para el caso de los olivinos, se estimaron las proporciones de forsterita-fayalita. Minerales como apatitos, sulfuros y óxidos, fueron identificados mediante su composición química y por su estequiometría.

Una vez reconocidos la mayoría de los minerales donde se realizaron los análisis puntuales, comenzó la elaboración de figuras resumen para cada microfotografía tomada, aclarando que cada microfotografía corresponde a una sección de una muestra en la cual se realizaron numerosos análisis puntuales, siendo en general de 3 a 5 las secciones o microfotografías tomadas por muestra.

Las composiciones químicas de olivinos, feldespatos y piroxenos, fueron ingresadas a planillas Excel de Putirka (2008) con el fin de determinar presiones y temperaturas de formación para los distintos cristales. El método de 2 piroxenos requiere el ingreso de datos de composiciones minerales de clinopiroxenos y ortopiroxenos, y entrega resultados de presión y temperatura, mientras que el método “olivino-vidrio” requiere además de los datos de composición química, de valores predeterminados de presión, caso para lo cual se utilizó el promedio de las presiones obtenidas para la misma muestra por medio del método de dos piroxenos.

1.5 Clima

En la zona cordillerana de la Región Metropolitana se reconoce el clima templado cálido con estación seca de 4 a 5 meses (Dirección meteorológica de Chile). Este clima también se conoce como clima mediterráneo (Icarito) de estación seca corta. Se desarrolla en zonas cordilleranas por sobre los 2.000 m s.n.m., produciéndose un aumento de las precipitaciones conforme aumenta la altura. En algunos lugares las precipitaciones son sólidas, permitiendo la acumulación de nieve y formación de hielo en ciertos sectores, como cumbres y quebradas de la

alta cordillera. La oscilación térmica es de unos 13°C de diferencia entre los meses más cálidos y los más fríos, donde la temperaturas disminuyen bajo los 0°C.

1.6 Trabajos anteriores

Polanski (1964) describe y da nombre de “Asociación piroclástica pumicea” a la actual ignimbrita Pudahuel.

Charrier (1979) descubre, da nombre y describe brevemente la litología y aspectos morfológicos del volcán Don Casimiro, haciendo hincapié en la disposición de las coladas hacia el río Maipo y relacionando la cercanía que presenta con el volcán Maipo a una posible relación genética.

Stern y otros (1984) analizan fragmentos de la ignimbrita “Pudahuel” en sus afloramientos en Chile y Argentina, identificando su edad, características geoquímicas e isotópicas, y estimaciones de volumen eruptado durante el evento piroclástico. Además postulan que el material volcánico fue emitido en una o en una serie de erupciones en un corto periodo de tiempo.

Lopez-Escobar (1984) caracteriza las distintas diferencias que se observan a lo largo de la ZVS, centrándose en características litológicas, petrográficas y geoquímicas, sugiriendo por primera vez una distintiva variación a lo largo de los centros volcánicos de norte a sur.

Hickey y otros (1984) compara los centros volcánicos de la zona volcánica sur desde aspectos isotópicos a abundancia de elementos incompatibles. En su trabajo concluye que no hay evidencia de que la contaminación cortical sea un proceso importante en la creación de magmas calco-alcalinos, y que las características isotópicas de lavas de las ZVS son consistentes con la fusión parcial de la fuente mantélica.

Hildreth y Moorbath (1988) presentan las posibles causas que generan el enriquecimiento en elementos incompatibles de la zona volcánica sur norte, y propone el modelo de MASH (*melting assimilation storage homogenization*). Indican que el alto contenido en incompatibles del segmento norte de la ZVS es principalmente consecuencia del alto espesor cortical, que se traduce en contaminación cortical.

Harrington (1989) describe ampliamente la geología del complejo volcánico Caldera Diamante-Maipo, centrándose en la mineralogía, litología y morfología de coladas pre-caldera, post-caldera y en las dimensiones y características de la toba Pudahuel (o Diamante en Argentina). Agrega información sobre el potencial de mineralización económica del complejo.

Guerstein (1990) expone las características morfológicas de la Asociación Piroclástica Pumícea (actual ignimbrita Pudahuel), abocándose en la estimación del volumen del depósito y del área que cubre.

Guerstein (1993) evalúa la extensión de la Asociación piroclástica Pumícea y describe sus niveles estratigráficos en relación a su potencia, grado de soldamiento, mineralogía y composición geoquímica.

González-Ferrán (1995) elabora atlas de volcanes de Chile, donde presenta el registro de erupciones históricas del volcán Maipo. En él reconoce al menos 8 erupciones entre 1822 y 1912. En esta publicación le adjudica al volcán Maipo una edad post-glaciar.

Sruoga y otros (2000) describen 5 eventos pre-glaciares del volcán Maipo, todos ubicados en la vertiente argentina del volcán. A estos eventos se le realizan dataciones de Ar/Ar, y con ello se determina una edad máxima para el Maipo de 100 Ka. Los análisis corroboran un comportamiento típico de centro volcánico andino del segmento norte de la ZVS.

Sruoga y otros (2005) dividen a la evolución del complejo caldera Diamante-volcán Maipo en dos etapas principales, la primera corresponde a la formación de la caldera y la segunda que abarca la construcción del volcán. Éste, a su vez, se divide en 4 eventos volcánicos preglaciares y 3 post-glaciares. Establece con una ciclicidad en cuanto a la composición de los productos volcánicos.

Lara y otros (2008) obtiene edades U-Th-He en circones extraídos de clastos pumíceos de la ignimbrita Pudahuel, los cuales arrojan una edad de 0,15 Ma.

Burkert y otros (2010) reconocen dos niveles de depósitos de caída bajo la ignimbrita Pudahuel, los cuales al igual que la ignimbrita son de composición riolítica. Desglosa los componentes

juveniles de la ignimbrita en pómez rosada, gris, vesicular y foliada, todas con distintos contenidos de fenocristales y de composiciones riolíticas. Se añade una quinta pómez que es de composición dacítica y representa un componente cortical agregado al reservorio.

Drew y otros (2010) mediante composiciones geoquímicas e isotópicas de los productos volcánicos del volcán Maipo plantea que en la corteza inferior domina la cristalización fraccionada y la asimilación, mientras que en la cámara magmática, en la corteza superior, domina la cristalización y la mezcla de magmas. Indica además que la diferenciación del magma en la base de la corteza, deja atrás un residuo que posteriormente se recicla en el manto litosférico y contribuye a la evolución de la corteza/manto.

Hynek y otros (2010) realizan un estudio de la zonación vertical de la ignimbrita Pudahuel reconociendo en ella variaciones en las concentraciones de elementos como el Cl, Fe y Ca, con lo que establece patrones de zonación del magma pre-eruptivo. Propone una profundidad de 7 km para el emplazamiento de la cámara magmática.

Sruoga y otros (2012) plantean la evolución volcanológica del volcán Maipo, señalando los cambios morfológicos y composicionales de este volcán, junto con las características de la cámara magmática bajo él, para la cual precisa preliminarmente una profundidad de 6,6 a 23 km. Incorporan, además, que la mezcla de magmas es un proceso importante en la constitución de los magmas del volcán Maipo.

Troncoso (2012) estudia la secuencia estratigráfica de la ignimbrita Pudahuel en los valles de los ríos Maipo y Cachapoal, indicando qué características propias de los flujos piroclásticos que combinadas con las características de los valles, pudieron ser las razones de las similitudes y diferencias que presenta la ignimbrita en ambos valles.

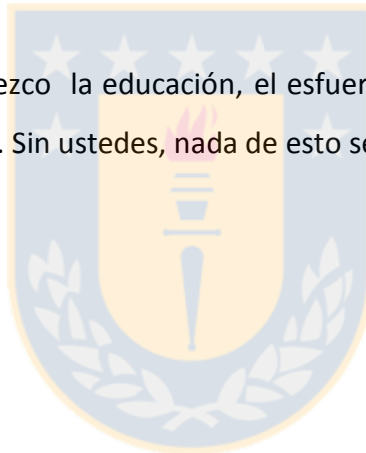
Pagnanini y otros (2015) proponen dos modelos de colapso e inyección para el sistema magmático de caldera Diamante-volcán Maipo, modelos que fueron comparados de acuerdo a la configuración estructural regional. A través de estos modelos sugieren posibles condicionantes que permiten entender la distribución y geometría de las grandes unidades volcánicas del sector, como la geometría de la caldera y las vías de migración y emisión de material.

1.7 Agradecimientos

Agradezco enormemente a Gabriel Orozco por brindarme la oportunidad de realizar esta memoria, y su gran paciencia. De igual forma, agradezco al profesor Oscar Figueroa por su tiempo, su buena disposición y su guía para las dudas, y por los largos y dispersos momentos que acompañaron la realización de la misma. A la profesora Laura Hernández le agradezco muchísimo su guía, conocimiento y el valioso tiempo que me entregó.

A mis queridos amigos, les agradezco su presencia, su oído y la compañía en todos los momentos que acompañaron este extenso periodo. En especial agradezco a Andrea, Mauricio, Fernanda y Manuel.

A mi querida familia, le agradezco la educación, el esfuerzo, el amor y la firme confianza que mantuvieron siempre hacia mí. Sin ustedes, nada de esto sería posible.



2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 Rocas Estratificadas

2.1.1 Formación Río Colina (González, 1963)

Conjunto de sedimentitas clásticas marinas fosilíferas, con intercalaciones de potentes lentes de yeso. La secuencia está constituida principalmente por intercalaciones de yeso, con areniscas y lutitas calcáreas fosilíferas, que a su vez alternan con calizas y niveles de conglomerados, con horizontes menores de lavas andesíticas. Se le asigna una edad Oxfordiano, debido al contenido fosilífero presente en las lutitas (González, 1963).

Se dispone concordantemente bajo las Formación Río Damas, y su espesor estimado es de 700 m. Se correlaciona con las Tabanos, Lotenas, La Manga y Auquilco en Argentina (Thiele, 1980; Álvarez y otros, 1996). La Formación Río Colina tiene una edad Caloviano – Oxfordiano, obtenida por medio de fauna fósil (Thiele, 1980; Álvarez y otros, 1996).

2.1.2 Formación Río Damas (Klohn, 1960)

Secuencia siliciclástica continental de 3.000 m de espesor. Se encuentra compuesta por conglomerados, brechas conglomerádicas, intercalaciones de areniscas, limonitas y lavas andesíticas, además de niveles de yeso. Por medio de las relaciones de contacto fue posible estimar su edad en Kimmeridgiano (Thiele, 1980).

Calderón (2005) la divide en 3 miembros, que de base a techo son: Miembro Cerro Aguja, correspondiente a una secuencia volcánica y volcanoclástica de carácter continental; y Miembro Cerro Catedral, está compuesto esencialmente por rocas sedimentarias continentales; Miembro Punta Zanzi, constituido por rocas sedimentarias siliciclásticas que gradan hacia el techo a rocas carbonáticas con aportes terrígenos.

La Formación Río Damas está correlacionada con el miembro superior de la Formación Lagunillas (Thiele, 1980). Por otro lado, en Argentina es correlacionable con la Formación Tordillo de edad Kimmeridgiano (Thiele, 1980; Sruoga y otros, 2000).

2.1.3 Formación Lo Valdés (Gonzalez, 1963)

Secuencia de lavas andesíticas con intercalaciones de sedimentos marinos. Dominan calizas, calizas fosilíferas, calcilutitas, lutitas y areniscas calcáreas.

La Formación Lo Valdés tiene una potencia de 1.250 m (Calderón, 2009). Presenta relaciones de contacto con las unidades Formación Río Damas, a la cual sobreyace en concordancia, y Formación Colimapu, bajo la que subyace en concordancia (Thiele, 1980; Palma, 1991). Su edad Titoniano – Hauteriviano, fue determinada mediante su contenido fósil (Thiele, 1980) y por las relaciones estratigráficas antes mencionadas.

Es posible correlacionarla en Chile con la Formación Baños del Flaco (Klohn, 1960), y en Argentina con el Grupo Mendoza (Thiele, 1980; Aguirre-Urreta y Álvarez, 1997).

2.1.4 Formación Colimapu (Klohn, 1960)

Conjunto sedimentario continental, compuesto por: areniscas tobíferas, lutitas tobíferas, tufitas rojas con intercalaciones de conglomerados, brechas, lavas andesíticas, calizas y capas discontinuas de yeso. Davidson (1971) la subdivide en 3 miembros; 250 m de areniscas rojas basales, 900 a 1.700 m de lavas, brechas y areniscas volcánicas, y 380 m de tobas y limonitas rojas superiores. La Formación Colimapu expone un espesor 2.000 m (Thiele, 1980).

La edad mínima sería Albiana, obtenida por medio de las carófitas fósiles (Martínez y Osorio, 1963), mientras que la edad máxima se estimó a partir de la concordancia que exhibe la presente unidad con la Formación Lo Valdés, permitiendo establecer una edad superior Hauteriviana, entretanto, Godoy y Vela (1985) le asignan una edad Aptiano – Albiano. Finalmente Aguirre y otros (2009) realizan dataciones U-Pb en circones separados de areniscas y obtienen una edad en el rango de los 120-80 Ma.

La Formación Colimapu se correlaciona con la Formación Cristo Redentor en Chile (Aguirre, 1960), y Diamante y Huitrín en Argentina (Ramos y otros, 1996; Sruoga y otros, 2000).

2.1.5 Formación Abanico (Aguirre, 1960)

Unidad litoestratigráfica compuesta por depósitos volcanoclásticos y lavas intermedias a ácidas, con intercalaciones sedimentarias continentales de origen fluvial, aluvial y lacustres, las que en algunos sectores forman lentes de hasta 500 m de espesor (Charrier y otros, 2002a). Estos depósitos son cortados por abundantes diques y sills de composición andesítica a dacítica (Thiele, 1980). El espesor estimado para la presente unidad es de 3.000 m (Charrier y otros, 2002a).

La Formación Abanico limita hacia el oriente con unidades mesozoicas, las que son cortadas en el contacto, principalmente por la acción de fallas regionales (Godoy y otros, 1999; Charrier y otros, 2002a) (Figura 2.1). Por otro lado, el contacto con la Formación Farellones hacia el techo ha sido descrito como transicional y de amplias variaciones, por lo que Charrier y otros (2002a) lo definen tanto como discordante como pseudo-concordante, mientras que Godoy y otros (1999) lo clasifican como un contacto concordante o por falla.

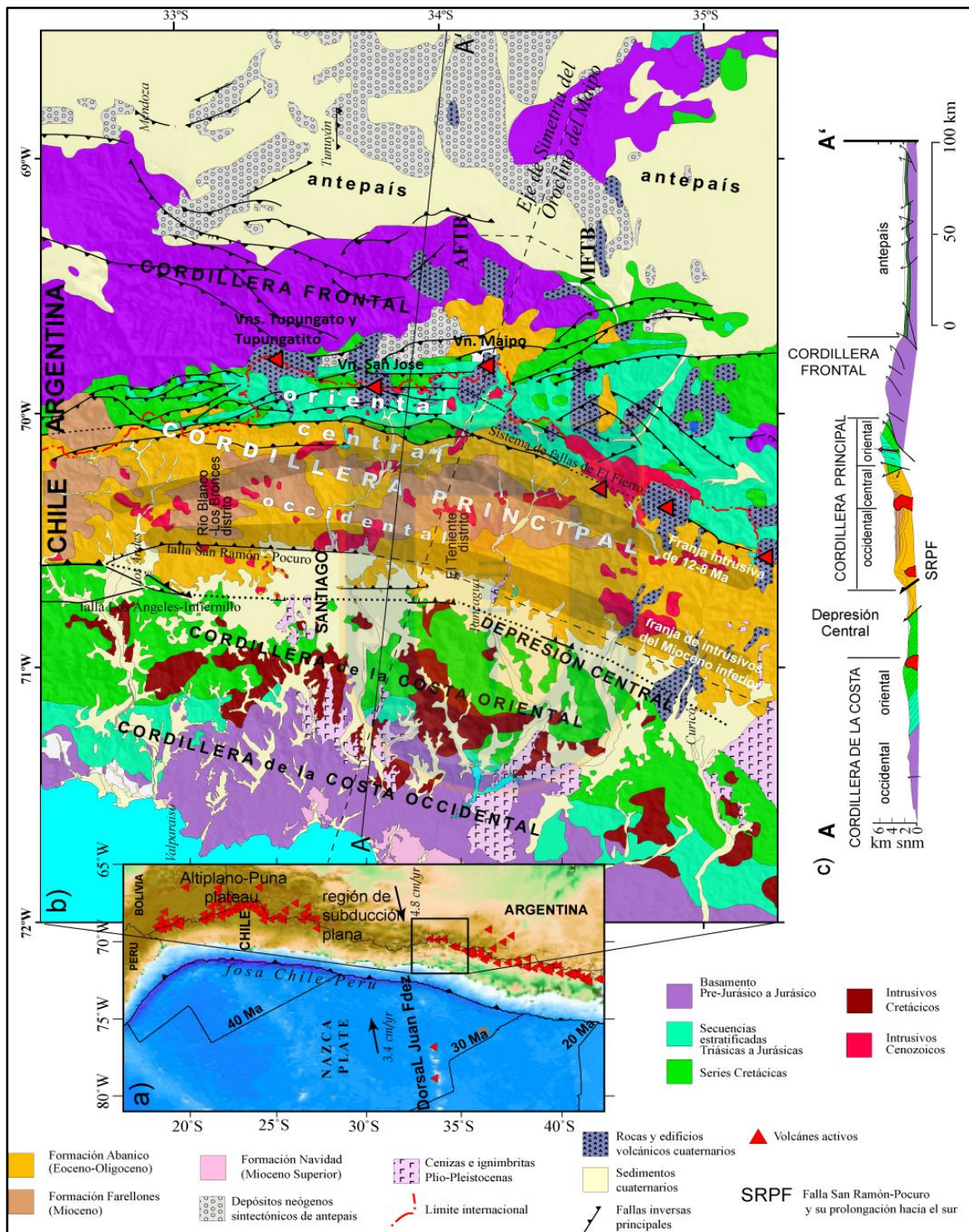
Se establece la edad Eoceno Superior – Mioceno para la Formación Abanico, a partir de numerosas dataciones radiométricas (Charrier y otros, 1996; Fuentes, 2004) y estudios del contenido fósil (Flynn y otros, 2003).

Se correlaciona hacia el sur con la Formación Coya-Machali definida por Klohn (1960) (Thiele, 1980; Charrier y otros, 2002a). En Argentina su equivalente es la Formación Molle (Sruoga y otros, 2000).

2.1.6 Formación Farellones (Klohn, 1960)

Sucesión compuesta casi exclusivamente por lavas de composición intermedia a ácida, tobas, ignimbritas e intercalaciones de brechas (Thiele, 1980). Esta secuencia exhibe un marcado cambio en sus productos volcánicos de base a techo. Por un lado, existe un dominio de los exponentes volcanoclásticos en el tramo inferior de la serie, que son atribuidos a procesos de Formación de calderas (Rivano y otros, 1990), en contraste, la

sección superior expone principalmente coladas en interdigitación con material volcanoclástico proveniente de estratovolcanes (Rivano y otros, 1990).



Sobreyace a la Formación Abanico con un contacto que fue denominado por Charrier y otros, (2002a) como transicional o pseudo-concordante. El techo de esta Formación corresponde a la actual superficie de erosión. Su espesor estimado es de 2.500 m (Thiele, 1980; Rivano y otros, 1990).

Su edad estimada a partir de dataciones radiométricas de K/Ar y Ar/Ar es Mioceno (Beccar y otros, 1986; Aguirre y otros, 2000; Fuentes, 2004).

2.1.7 Unidad Volcánica Antigua (Thiele y Katsui, 1969)

Incluye principalmente a los cuerpos volcánicos extinguidos, formados por coladas andesíticas (Thiele y Katsui, 1969), Comprende el volcán Tupungato, Cerro Marmolejo y Cordón Cerro El Castillo. Se estima se originaron en el Pleistoceno.

2.1.8 Unidad Volcánica Nueva (Thiele y Katsui, 1969)

Se agrupan los volcanes con erupciones en tiempo histórico, como el volcán Tupungatito y el volcán San José.

2.1.9 Depósitos No Consolidados

Thiele (1980) describe 4 tipo de depósitos no consolidados: 1) depósitos aluviales, consisten en gravas, arenas, limos y arcillas, y forman importantes niveles de terrazas en el Río Maipo, las que se pueden encontrar sobre la cota de los 1.500 m s.n.m.; 2) depósitos lacustres, corresponden a limos y arcillas finamente laminados y acumulados en lagos detrás de morrenas frontales; 4) depósitos gravitacionales, son reconocibles prácticamente en la totalidad del área y se sitúan en la base de las pendientes; 4) depósitos glaciales, son esencialmente morrenas marginales y acumulaciones de detritos provenientes de glaciares de roca, los que se encuentran en la mayoría de las cabeceras de esteros, en los circos glaciales y en los nichos de las altas cumbres.

2.2 Rocas intrusivas

Las rocas intrusivas de la zona han sido agrupadas en 3 grupos, los que de oeste a este son Complejo Plutónico Antiguo, Complejo Plutónico El Teniente y Complejo Plutónico Joven. El primero presenta una afinidad geoquímica con las rocas volcánicas de la Formación Coya-Machali, la que corresponden a su vez a las rocas de acogida. Los otros 2 grupos tienen afinidad geoquímica con las rocas de la Formación Farellones (Kurtz y otros, 1997).

2.2.1 Complejo Plutónico Antiguo (Mioceno Temprano)

Constituido por 2 cuerpos plutónicos principales; Plutón La Obra, que corresponden a leucogranodioritas y Plutón Santa Rosa de Rengo, que consta de granodioritas. El Complejo Plutónico Antiguo se encuentra ubicado en una franja NS, que a su vez se encuentra intruyendo al cinturón occidental de la Formación Coya-Machali (Kurtz y otros, 1997). La edad del Plutón La Obra es $19,5 \pm 0,5$ Ma, y se obtuvo por medio de dataciones de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotitas, mientras que la edad del Plutón Santa Rosa de Rengo, ubicado al este del anterior, es $16,2 \pm 1,2$ Ma y fue conseguida por medio de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en cristales de hornblenda (Kurtz y otros, 1997).

2.2.2 Complejo Plutónico El Teniente

Cuerpos intrusivos granodioríticos emplazados unos 30 km hacia el este del Complejo Plutónico Antiguo durante el Mioceno Medio a Tardío, bajo el dominio de un régimen contraccional (Kay y otros, 2005) que abarca la mayor cantidad de cuerpos intrusivos de la zona. El Complejo Plutónico El Teniente ha sido subdividido por Kurtz y otros (1997) en 2 conjuntos justificados en las edad de biotita, el primero, entre los 13-11 Ma, y el segundo entre los 9-7 Ma. Por otro lado, Kay y otros (2005) agrupan a los cuerpos intrusivos en 3 subgrupos, concordando cada uno con un periodo de la historia deformacional del trasarco (Kay y otros, 2005). El Grupo Maqui Chico, el más antiguo del complejo Plutónico El Teniente, reúne cuerpos hipabisales de edad entre los 13-11 Ma y rocas volcánicas entre los 14,4-11,5 Ma, edades que coinciden con la migración hacia el este del frente del trasarco (Giambiagi y otros, 2001). El segundo grupo se denomina Grupo Sewell Inferior. La edad de las rocas intrusivas y volcánicas que lo componen es de 10,7-9 Ma lapso que

corresponde según Giambiagi y otros (2001), a un periodo de calma en el empuje del trasarco. El tercer grupo, llamado Sewell Superior, es el más joven del complejo Plutónico El Teniente. Los plutones tienen una edad de 9-7 Ma y las rocas volcánicas una edad entre 9,3-6,5 Ma tiempo en el cual se habría manifestado un mayor levantamiento de la Cordillera Frontal (Giambiagi y otros, 2001).

2.2.3 Complejo Plutónico Joven

Comprende los Plutones granodioríticos Jeria y Cruz de Piedra, que abarcan edades de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita de 6.6-5.5 Ma (Kurtz y otros, 1997). Durante las etapas terminales del Complejo Plutónico Joven, se emplazaron brechas hidrotermales magmáticas y pórfidos félsicos relacionados al yacimiento de cobre El Teniente (Cuadra, 1986).

2.3 Marco geológico local

2.3.1 Generalidades

La caldera Diamante corresponde a una depresión de dimensiones 20 x 16 km, elongada en dirección este-oeste, y que excava rocas del mesozoico. Su origen se relaciona con la liberación de 250 km³ de material magmático (Guerstein, 1990) durante una erupción pliniana hace unos 470–440 Ka (Stern, 1984) o 150 Ka según Lara y otros, (2008).

La caldera Diamante se encuentra principalmente construida en rocas volcánicas de la Formación Huincán (Sruoga y otros, 2012), unidad que está compuesta por rocas andesíticas de edad entre los 17 y 5 Ma, que afloran principalmente en el borde norte de la caldera (Figura 2.2, señaladas como “unidades pre-caldera”), y que además representan la actividad más oriental del arco durante el ciclo andino (Sruoga y otros, 2008). En Chile se pueden correlacionar con el tramo superior de la Formación Abanico y el inferior de la Formación Farellones. Por su parte, la pared oriental de la caldera exhibe una potente sucesión de lavas rojizas, correspondiente a ignimbritas con bajo grado de soldadura, con depósitos epiclásticos intercalados, mientras que en el borde sur oriental de la pared, aflora una asociación volcánica compleja, compuesta de brechas autoclásticas, coladas de

lava con bandeamiento, facies coherentes de textura granosa y composición diorítica, y diques que atraviesan todo el conjunto (Sruoga y otros, 2012). El flanco sur de la caldera expone rocas sedimentarias mesozoicas pertenecientes al Grupo Mendoza, las cuales son intruidas por cuerpos subvolcánicos (Sruoga y otros, 2012). En la pared occidental afloran por contacto intrusivo, rocas mesozoicas sedimentarias con niveles de yeso, pertenecientes a la Formación Río Damas, en contacto con el cuerpo intrusivo Cruz de Piedra (Sruoga y otros, 2012).

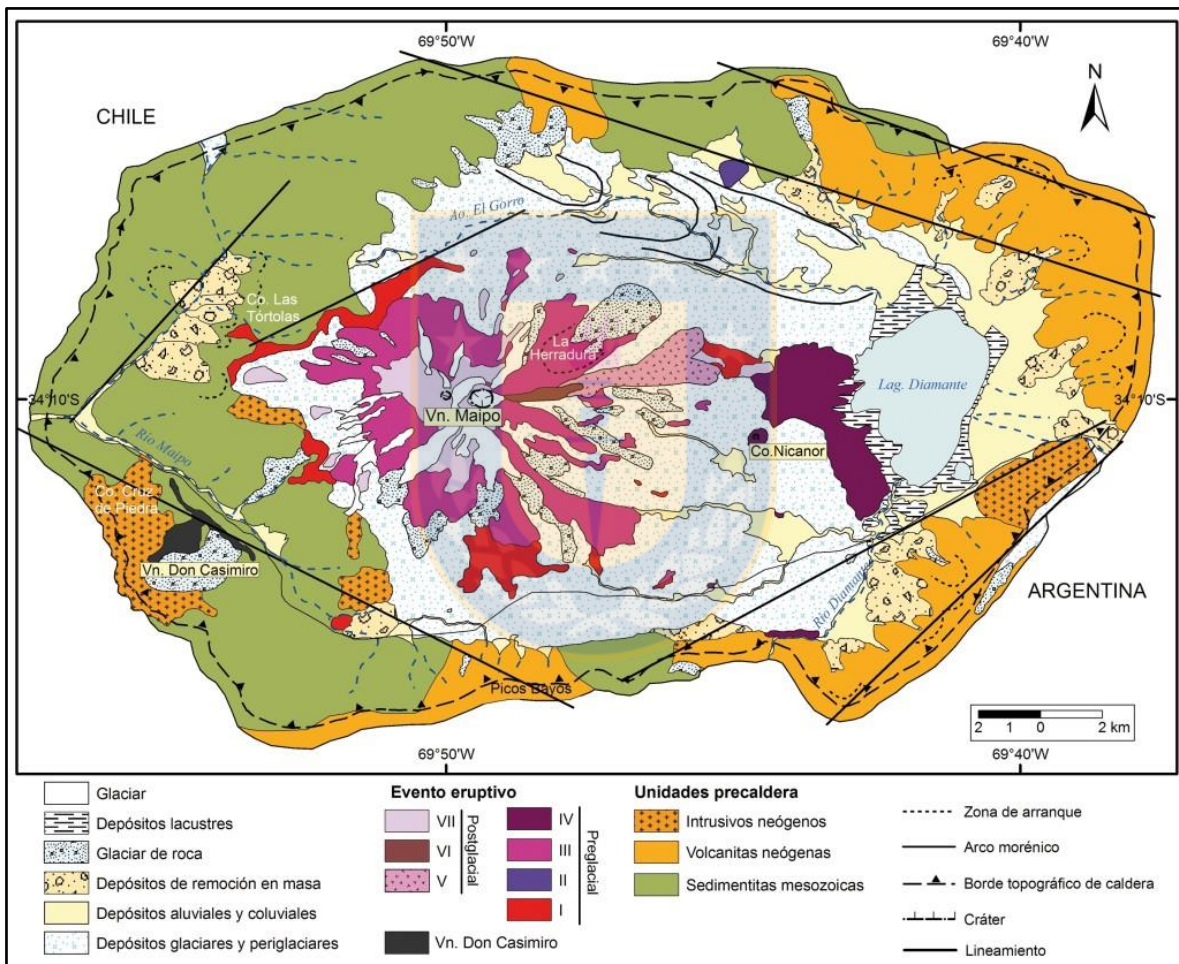


Figura 2.2. Mapa de la geología local de la caldera Diamante y volcán Maipo. Tomado de Sruoga *et al.* (2012).

Por otra parte, el volcán Maipo se ubica en la pared occidental de la caldera Diamante, en el límite Chile-Argentina. Está compuesto por coladas intermedias principalmente, donde los productos volcánicos más comunes son lavas de composición andesítica basáltica a dacítica. Sruoga y otros (2005, 2012) describen la evolución del volcán Maipo en 7 eventos

eruptivos en función de las edades absolutas y relativas (pre y postglacial) y de las composiciones litológicas (Figura. 2.2).

2.3.2 Etapas eruptivas

El evento eruptivo I de edad 86 ± 10 Ka / 88 ± 7 Ka, involucra a las lavas glaciadas más antiguas, que además se ubican a los pies de los flancos norte, sur y este del volcán (Figura 2.2). Corresponden a coladas de composición andesítico-basálticas, de color gris oscuro con abundantes fenocristales (35-40%) de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, opacos y olivino con embaiamiento y coronas de reacción, inmersos en una masa fundamental comúnmente pilotaxítica a hialopilítica. Alta presencia de cúmulos de piroxenos, olivino y óxidos de Fe.

El evento eruptivo II de edad 75 ± 16 Ka, es asociado al emplazamiento de un domo dacítico con disyunción columnar ubicado en las proximidades del borde norte de la caldera. Las dacitas son de color gris verdoso, con textura porfídica a glomeroporfídica, los fenocristales equivalen al 25-30% de la roca, y se encuentran inmersos en una masa fundamental pilotaxítica. La mineralogía está representada por cristales de plagioclasa, sanidina, biotita, hornblenda, apatita y minerales opacos.

El evento eruptivo III, datado en 45 ± 14 Ka, constituye el evento eruptivo de mayor volumen, y por ende, responsable de la construcción de gran parte del edificio volcánico. Está compuesto por coladas que gradan lateralmente a autobrechas, intercaladas con depósitos piroclásticos de flujo y caída. Las coladas corresponden a andesitas y dacitas que exhiben una textura porfídica a glomeroporfídica con un contenido de fenocristales del 22-36%, y con minerales de plagioclasa, sanidina, ortopiroxeno, clinopiroxeno y escaso apatito y opacos. La masa fundamental presenta variaciones de cristalinidad desde holohialina hasta hipohialina. Son comunes los cúmulos de plagioclasa, piroxeno, opacos y olivino parcialmente digerido. Por otro lado, los depósitos piroclásticos incluyen aglomerados con bombas tipo “corteza de pan” y flujos de escoria con grados variables de

soldadura, con abundantes líticos andesíticos a afíricos y fragmentos de escoria. Estos flujos destacan por su color anaranjado producto de la fuerte oxidación.

El evento eruptivo IV, de edad 28 ± 17 Ka, comprende las coladas conocidas como “escoriales del Maipo”, que se extienden al pie del flanco oriental del volcán. Son coladas de bloques ligeramente cubiertas por depósitos glaciares. Dentro de este evento se incluye al Cerro Nicanor, ubicado a los pies del flanco oriental del volcán. Las rocas son andesitas de color gris oscuro con abundante vesículas y de textura porfídica. Los fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, olivino y opacos, corresponden al 45-55% de la roca. La masa fundamental es hialopilítica y el vidrio es pardo. Se describen agregados cumulares de piroxeno, olivino y minerales opacos.

El evento eruptivo V es de edad postglacial debido a que se dispone sobre los depósitos morreicos. Se reconoce fácilmente como una colada bilobulada en el flanco oriental del volcán. Las lavas son de composición dacítica y exhiben una textura porfídica con un contenido de fenocristales del 29 al 35%. Los minerales que la componen son plagioclasa, sanidina, ortopiroxeno, clinopiroxeno, hornblenda y cantidades menores de circón, apatito y minerales opacos. La masa fundamental es castaño claro holohialina a criptocristalina. Abundan las fracturas producidas por contracción térmica.

El evento eruptivo VI, es un evento de pequeño volumen. Son dacitas de textura porfídica a glomeroporfídica, con un contenido de fenocristales de 25-30% de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, apatito y opacos, con menores cantidades de hornblenda, e inmersos en una masa fundamental criptocristalina.

El evento eruptivo VII, agrupa todos los depósitos piroclásticos y laháricos que se ubican sobre los 3650 m. Por un lado, los flujos de escoria contienen líticos accesorios de andesitas parcialmente oxidadas y de dacitas porfídicas, mientras que los depósitos de caída reportan solo piroclastos de composición andesítica, los que se muestran de color gris oscuro con tintes rojizos, y con escasos fenocristales (10-15%) que corresponden a cristales de plagioclasa, sanidina, ortopiroxeno y clinopiroxeno, y de manera aislada se observan cristales de olivino.

El volcán Don Casimiro, situado unos 5 km al suroeste del Maipo, y al sur del río de nombre homónimo, corresponde a un cono relativamente pequeño, y considerablemente erosionado por la última glaciación. Su litología consiste en coladas andesíticas porfídicas con labradorita y ortopiroxenos; algunas contienen escaso clinopiroxeno, olivino y minerales opacos (Charrier, 1979). La masa fundamental es intersertal o traquítica. Las lavas afloran al sur del cauce del río Maipo formando una cornisa (Charrier, 1979).

2.4 Evolución geotectónica

El ciclo andino se inició hace aproximadamente 190 Ma (Charrier y otros, 2007). La reactivación de la subducción finiquitó con el margen pasivo que había dominado los últimos 40-50 Ma (Charrier y otros, 2007). Producto de la antigüedad y baja temperatura de la placa oceánica (Aluk) se desarrolló un margen compresional con construcción de un arco volcánico y cuencas de tras e intraarco durante el Jurásico temprano – Cretácico temprano (Charrier y otros, 2007).

Las primeras etapas de actividad del arco volcánico Jurásico (Figura 2.3) quedan registradas en la intercalación entre rocas carbonáticas de ambiente de plataforma sublitoral a litoral y rocas volcánicas de edad Sinemuriano (Formación Quebrada del Pobre). El consecuente aumento en la actividad volcánica fue acompañada por altas tasas de subsidencia en el tras-arco (Charrier y otros, 2007) que reflejan en el alternante ambiente marino-continental de la Formación Ajial (Thomas, 1958, modificada por Carter y Aliste, 1962, y Piracés, 1976,1977) la cual se conforma por una interdigitación de lavas y depósitos piroclásticos, con rocas sedimentarias clásticas hacia el este (Vergara y otros, 1995).

Hacia el Jurásico Medio predominó un ambiente litoral a sublitoral con dominio de rocas clásticas y carbonáticas (Formación Cerro Calera) con un episodio transgresivo (Charrier y otros, 2007) registrado en la Formación Colina (Gonzalez, 1963). El relieve era desigual y de mayor altitud hacia el sur, inferido por el dominio de rocas volcanoclásticas y disminución de rocas carbonáticas (Piracés, 1976). En este lapso, el aumento de la

actividad magmática junto con un alzamiento topográfico, permitieron la depositación de las rocas volcánicas en un ambiente subaéreo (Formación Horqueta) (Charrier y otros, 2007). Gana y Tosdan (1996) formulan que durante el Kimmeridgiano, hubo un ascenso de grandes cantidades de magma, que Charrier y otros (2007) atribuyen a condiciones extensionales en el margen occidental de Sudamérica, y que también se pueden observar en las secuencias volcánicas de más de 1.000 m de espesor que se depositaron hacia fines del Jurásico (Formación Rio Damas).

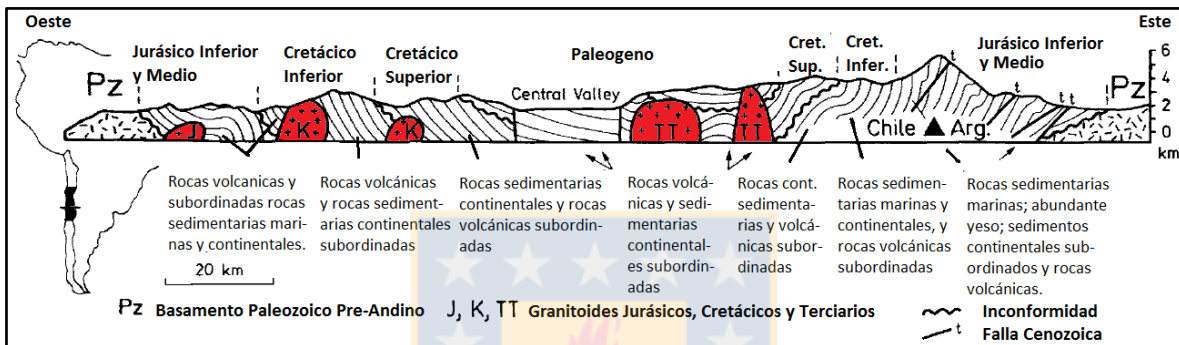


Figura 2.3. Sección esquemática de synclinorio ensiálico de Chile central a los 33°S (tomado de Levi y Aguirre, 1981 y modificado por Alberg, 1984). Exhibe las litologías presentes y periodos en los que fueron evolucionando.

La segunda subetapa de la fase temprana del ciclo andino, definida por Coira y otros (1982), habría comenzado durante el Cretácico Inferior tardío con la migración del cinturón volcánico hacia el este, que tuvo como consecuencia la división de la antigua cuenca de trasarco en dos. La nueva cuenca de antearco, también llamada cuenca Lo Prado (Thomas, 1958), fue una cuenca marginal abortada según Aberg y otros (1984) y se haya compuesta por secuencias marinas que gradan a depósitos de ambiente continental, que a su vez son cubiertos por coladas intermedias-acidas de la Formación Veta Negra (Levi, 1968). La presencia de calizas marinas indica la persistencia del mar en algunos sectores hacia fines del Cretácico Inferior (Nasi y Thiele, 1982). En la cuenca Lo Valdés, ubicada hacia el este del arco Lo Prado-Pelambres, se reconocen intercalaciones de lavas andesíticas y basálticas en unidades marinas continentales, las que reflejan la actividad del arco hacia el oriente (Charrier y otros, 2007)

Hacia el Barremiano, el nivel del mar experimentó un fuerte descenso, lo cual gatillo la depositación de un potente nivel de yeso, con intercalaciones calcáreas y depósitos siliciclásticos finos (Formación Colimapu) (Klohn, 1960), y marcan el fin del segundo ciclo transgresivo-regresivo del ciclo andino.

La transición del Cretácico Inferior a Superior trajo una nueva migración hacia el este del arco magmático, como consecuencia del cambio de tipo de subducción de Mariana a tipo Chilena (Charrier y otros, 2007) a raíz del aumento en la producción de corteza oceánica en el pacifico sur (Larson, 1991). Además este evento tectónico marca un importante nivel de discordancia regional.

En la parte superior del Cretácico, la actividad magmática en la cordillera de la costa fue intensa, potenciando el desarrollo de cuencas extensional a lo largo del arco volcánico (Charrier y otros, 2007), este nuevo espacio de acomodación fue rellenado por una sucesión aluvial y volcanoclástica (Formación las Chilcas) que recubre a las rocas volcánicas (Gana y Wall, 1997), y se interdigita hacia el sur con la secuencia inferior de la Formación Lo Valle (Thomas, 1958). La Formación Lo Valle aflora en el flanco oriental de la Cordillera de la Costa y corresponden a una secuencia de rocas sedimentarias y volcánicas, y su miembro inferior se habría depositado simultáneamente a tramo superior de la Formación Las Chilcas.

Una fase compresiva tuvo lugar durante la transición Cretácico-Terciario (Cornejo y otros, 2003) y se conoce como fase K-T, posteriormente se reanudaron las condiciones extensionales en el margen occidental de Sudamérica, lo cual se atribuye a la baja tasa de convergencia entre las placas de Farellón y Sudamérica (Charrier y otros, 2007). Esta condición extensional fue simultánea al desarrollo del arco volcánico de orientación NNE-SSW (Charrier y otros, 2009) y culmino en el Eoceno Medio con el alzamiento de la Cordillera Incaica, paralela al arco Paleoceno, y cuyo levantamiento habría sido producto de la inversión tectónica durante la orogenia Incaica (Charrier y otros, 2009).

A fines del Eoceno Medio se desarrolló al este de la Cordillera Incaica una amplia cuenca en la zona de Chile Central, que abarcó desde los 28° a 39°S (Charrier y otros, 2007). Se

conoce como cuenca de Abanico, y se habría iniciado como una cuenca de intraarco, en la cual se condensa la totalidad de la actividad magmática del periodo. Según Nyström y otros (2003) las rocas volcánicas y volcanoclásticas que rellenan esta cuenca, tienen una señal toleítica y serían producto de la erupción de material a través de una corteza delgada. Jordan y otros (2001) y Charrier y otros (2009) indican que la subsidencia de la cuenca fue controlada por los sistemas de falla Los Angeles-Infiernillo-Portezuelo Chada y El Diablo-Las Leñas-El Fierro, que controlaron los márgenes occidental y oriental, respectivamente.

La ruptura de la placa Farellón en las placas de Cocos y Nazca durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano habría sido la responsable de la fase compresiva ocurrida en este periodo (Tebbens y Cande, 1997), debido al aumento en la velocidad de convergencia entre la placa de Nazca y la Sudamericana, y a la ortogonalización de la misma (Somoza, 1998). Esta fase trajo consigo una vigorización de la actividad magmática (Jordan y otros, 2001), que se manifestó en el emplazamiento del cinturón occidental de la Formación Abanico, el cual es definido como Complejo Plutónico Antiguo (Kurtz y otros, 1997)

Este evento contraccional causó la inversión de los sistemas de fallas extensionales de la cuenca de Abanico (Charrier y otros, 2009), lo cual generó un acortamiento cercano a los 16 km (Farias, 2007) y suscitó un gradual engrosamiento cortical (Charrier y otros, 2009). Los productos volcánicos de este periodo se agregan en la Formación Farellones, la cual presenta características geoquímicas de corteza engrosada (Nyström y otros, 2003) y se habrían depositado en una cuenca norte sur, desarrollada en el eje central de la cuenca abanico y originada a partir de la inversión tectónica (Charrier y otros, 2002a).

El plutonismo y la deformación habrían migrado hacia el este durante el Mioceno temprano – Mioceno tardío y se evidencia en estratos de crecimiento hacia el este en los niveles más antiguos de la Formación Farellones, junto con la disminución en las edades de los cuerpos intrusivos conforme son más orientales (Charrier y otros, 2009). Los plutones más antiguos a más reciente se conocen como Grupo Maqui Chico (14,4-11,5 Ma), Grupo Sewell inferior (10,7-9,9 Ma) y Grupo Sewell superior (9,3-6,5 Ma) (Kay y

Kurtz, 1995). El Grupo Maqui chico coincide con la edad de migración hacia el este del trasarco (Baldauf en Kay y otros, 2005); el segundo grupo, Sewell inferior, coincide con una calma virtual del empuje en del trasarco; y el tercer grupo, Sewell superior, coincide en edad con el levantamiento de la Cordillera Frontal (Kay y otros, 2005). Otro fundamento que apoya la migración de la deformación hacia el este en Chile central, es el desarrollo hace 15 Ma del sector más occidental de la faja corrida y plegada de Aconcagua (Charrier y otros, 2009). Fue en este periodo donde se emplazaron numerosos depósitos tipo pórfidos Cu-Mo en la zona central de Chile, donde destaca yacimiento Los Pelambres de edad 12-10 Ma (Bertens y otros, 2006).

La migración de la actividad volcánica comenzó durante el Mioceno medio a la latitud de 33°S, y fue producto de la subducción del “rigde” de Juan Fernández que ocasionó una somerización del plano de subducción (“flat-slab”). Se manifestó en superficie con el ensanchamiento del arco magmático, que luego migro hacia el este para finalizar su actividad durante el Plioceno (Kay y otros, 1987). Al sur de los 33°S, la disminución del ángulo de subducción fue menor, pero causó la migración del arco unos 40 km hacia el este durante el Plioceno (Stern, 1989), para adoptar su ubicación actual. El “flat-slab” a demás es responsable del acortamiento que afectó a la Cordillera Principal durante los 8.5 y 4 Ma y que generó levantamiento (Farias y otros, 2008).

La actividad plutónica durante el Plioceno en la zona de estudio es agrupada en el Complejo Plutónico Joven (Kay y otros, 2005), el cual incorpora a los cuerpos intrusivos plutón Jeria de edad $6,6 \pm 0,1$ Ma y Cruz de Piedra de edad $5,5 \pm 0,2$ Ma en Kurtz y otros (1997), los cuales se emplazaron previo a la migración hacia el este del arco (Kay y otros, 2005).

2.5. Zonas Andinas de volcanismo activo.

En el margen occidental de Sudamérica hay 4 zonas de volcanismo activo: ZVN (norte), ZVC (central), ZVS (sur) y ZVA (austral). La zona volcánica norte consta de 74 volcanes y 2 calderas (Stern, 2004). Su franja oeste se ubica sobre rocas máficas acrecionarias del

Cretácico Superior, mientras que la porción oriental sobreyace rocas metamórficas paleozoicas y granitoides Mesozoicos (Feininger, 1987 en Stern, 2004) en una corteza con un espesor de 40 a más de 55 km (Feininger y Seguin, 1983 en Stern 2004). La placa de nazca, en esta latitud, subducta a una velocidad de 7 cm/año con un ángulo de convergencia de 31-45° NE, y un ángulo de subducción de 25-30° (Gutscher y otros, 1999a en Stern, 2004). El volcanismo alcalino se extiende unos 50 km hacia el este en el trasarco (Feininger y Seguin, 1983 en Stern 2004).

La zona volcánica central consta de 44 volcanes activos (Stern, 2004) y al menos unos 6 centros igminbríticos del cuaternario potencialmente activos y/o sistemas de calderas (de Silva, 1989a), localizados en el zona del complejo volcánico Altiplano-Puna (de Silva, 1989a). Presenta una tasa de convergencia con la placa de Nazca de 7-9 cm/año en un ángulo de 20-24° SE en el norte y 27° NE en el sur. El arco, ubicado a unos 240-300 de la fosa, descansa sobre una corteza de más de 70 km de espesor, que a su vez está compuesta por rocas de Precámbricas en la parte norte del segmento y Precámbricas a Paleozoicas en la porción sur (Stern, 2004).

La zona volcánica sur, contiene 60 volcanes históricos y potencialmente activos y 3 calderas silíceas gigantes (Stern, 2004), y a diferencia de la zona volcánica central, las calderas de la zona volcánica sur se formaron hace menos de 1,1 Ma (Stern, 2004). La placa de Nazca subducta a una velocidad de 7 cm/año con un ángulo de 22-30 NE. El frente volcánico se distancia entre 290-270 Km de la fosa, mientras que el espesor varia de norte a sur de más de 50 km a unos 35 km (Stern, 2004). El basamento está compuesto por rocas de edades Paleozoicas a Mesozoicas (Munizaga y otros, 1988 en Stern, 2004).

En el extremo sur de Sudamérica se encuentra la zona volcánica austral. Este segmento está compuesto por 5 estratovolcanes (Stern, 2004), y no se conocen calderas volcánicas. La velocidad de subducción de la placa Antártica bajo la Sudamericana es de 2 cm/año (Stern, 2004). El espesor cortical es inferior a 35 km, y las rocas del basamento pre-Andino son del Paleozoico tardío al Mesozoico temprano (Stern, 2004).

Tras analizar estadísticamente la influencia y vínculo que poseen diversos factores geológicos con el desarrollo y densidad de las calderas, Hughes y Mahood (2011) sugieren que las calderas riolíticas de tamaño mayor a 15 km de diámetro se ubican principalmente en cortezas continentales evolucionadas y de edades paleozoicas o más antiguas. Así mismo, identifican que las grandes calderas silíceas son propensas a desarrollarse en ambientes tectónicos con áreas de extensión local y con características estructurales pre-existentes próximas. El flujo magmático es un factor primario en determinar la abundancia de las calderas silíceas (Hughes y Mahood, 2011), mientras que actividad volcánica que ha permanecido estable en el mismo lugar por más de 20 Ma tiende a ser un factor secundario en el control de la abundancia de las calderas (Hughes y Mahood, 2011).

En el arco volcánico de la cadena Andina, la densidad de calderas en cada segmento es distinta, y está ligada al flujo magmático de cada tramo, el que a su vez depende de la tasa de convergencia local y de la presencia o ausencia de expansión en el tras arco (Hughes y Mahood, 2011). La expansión en tras arco es posiblemente favorecida por una tasa de convergencia normal a la fosa mayor a 90 mm/año y por ángulos de subducción superiores a 50° (Hughes y Mahood, 2011). Por lo tanto, el flujo magmático es potenciado por tasas de convergencia relativamente altas, no mayores a 90 mm/año, y por la ausencia de expansión en el tras arco, debido a que esta disipa el flujo.

Las zonas volcánicas norte y centro tienen una densidad de calderas, que se entiende como el número de calderas por 1000 km de longitud del arco, cercana a 3, la zona volcánica sur una densidad de 5, y la zona volcánica austral un valor muy inferior.

La composición de las calderas volcánicas obtenida de la recopilación realizada por Hughes y Mahood (2011) indica que en la ZVN dominan las calderas de composición riolíticas, en la ZVC son de composiciones que varían de dacíticas a riodacíticas, y en la ZVS exhiben composiciones en el rango de las riodacitas a las riolitas. El tamaño de las calderas, al igual que su composición, está estrechamente relacionado a la edad de las rocas de la corteza, donde los segmentos ubicados sobre basamentos paleozoicos o más antiguos hospedan las calderas de mayores dimensiones (Hughes y Mahood, 2011). El

basamento de la ZVC agrupa las rocas más antiguas del arco volcánico andino, y por lo consiguiente contiene calderas de grandes dimensiones, como lo es la caldera La Pacana, que según Lyndsay y otros (2000), es una de las caderas más grandes conocidas, con un tamaño de 60x35 km y emitió material de composición riolítica y dacítica (Lyndsay y otros, 2000).

En la zona volcánica central se ubica el complejo volcánico Altiplano-Puna (de Silva, 1989), que corresponde a uno de los depósitos ignimbríticas más extensos del mundo, y cubre un área de unos 2000 km². Se vincula a actividad del Terciario tardío al Reciente (Guest, 1989 en Lynday y otros, 2000). Riller y otros (2001) revela que la mayoría de las calderas andinas de los Andes Centrales del sur están asociadas con sistemas de falla de dirección NW-SE, como las zonas de falla de Lopez, Olocapato - El Toro, Archibarca y Culampaja, que permiten apoyar lo propuesto por Hughes y Mahood (2011) sobre el efecto positivo que producen las estructuras pre-existentes y un régimen local extensional en el desarrollo de grandes calderas.



3. MARCO TEÓRICO

3.1 Generalidades

En el margen occidental de Sudamérica hay 4 zonas de volcanismo activo: Zona Volcánica Norte (NVZ), que se extiende desde los 5°N a los 2°S, abarca desde el norte de Colombia al sur de Ecuador; Zona Volcánica Central (CVZ), que se extiende desde los 14 a los 27°S, y comprende los centros volcánicos ubicados en el sur de Perú y norte de Chile; Zona Volcánica Sur (SVZ), se prolonga desde los 33 a los 46°S y comprende el centro y sur de Chile; y la Zona Volcánica Austral, que se extiende desde los 49 a los 55°S en el extremo sur de Chile. Estos segmentos se encuentran separados por zonas sin actividad magmática y/o volcánica, producto de la subducción de dorsales oceánicas bajo la placa continental, lo que implican un bajo ángulo de subducción (Figura 3.1).

3.2 Zona Volcánica Sur (33°-46°S)

Se dispone en su totalidad en la Cordillera Principal. Limita hacia el norte con la zona de subducción de la dorsal de Juan Fernández y al sur con la subducción de la dorsal de Chile. Incluye alrededor de 60 edificios volcánicos históricos y potencialmente activos, 3 calderas silíceas gigantes y numerosos cuerpos menores (Stern y otros, 2004).

El espesor cortical en esta zona es superior a los 55 km en el límite norte del segmento (33°S) y disminuye gradualmente hacia el sur, alcanzando los 35 km a los 37°S. De igual manera, la distancia del frente volcánico a la fosa varía de unos 290 km en el tramo norte del segmento a menos de 270 km en el tramo sur, producto del aumento del ángulo de subducción desde ~20° al norte de la Zona Volcánica Sur a más de 25° en el extremo sur de la Zona Volcánica Sur (Stern, 2004). A lo largo de este segmento, la placa oceánica tiene edades que varía de 0 a 45 Ma. de sur a norte, y subducta a una velocidad promedio de 7-9 cm/año en dirección y sentido 22-30° hacia el NE (Stern, 2004).

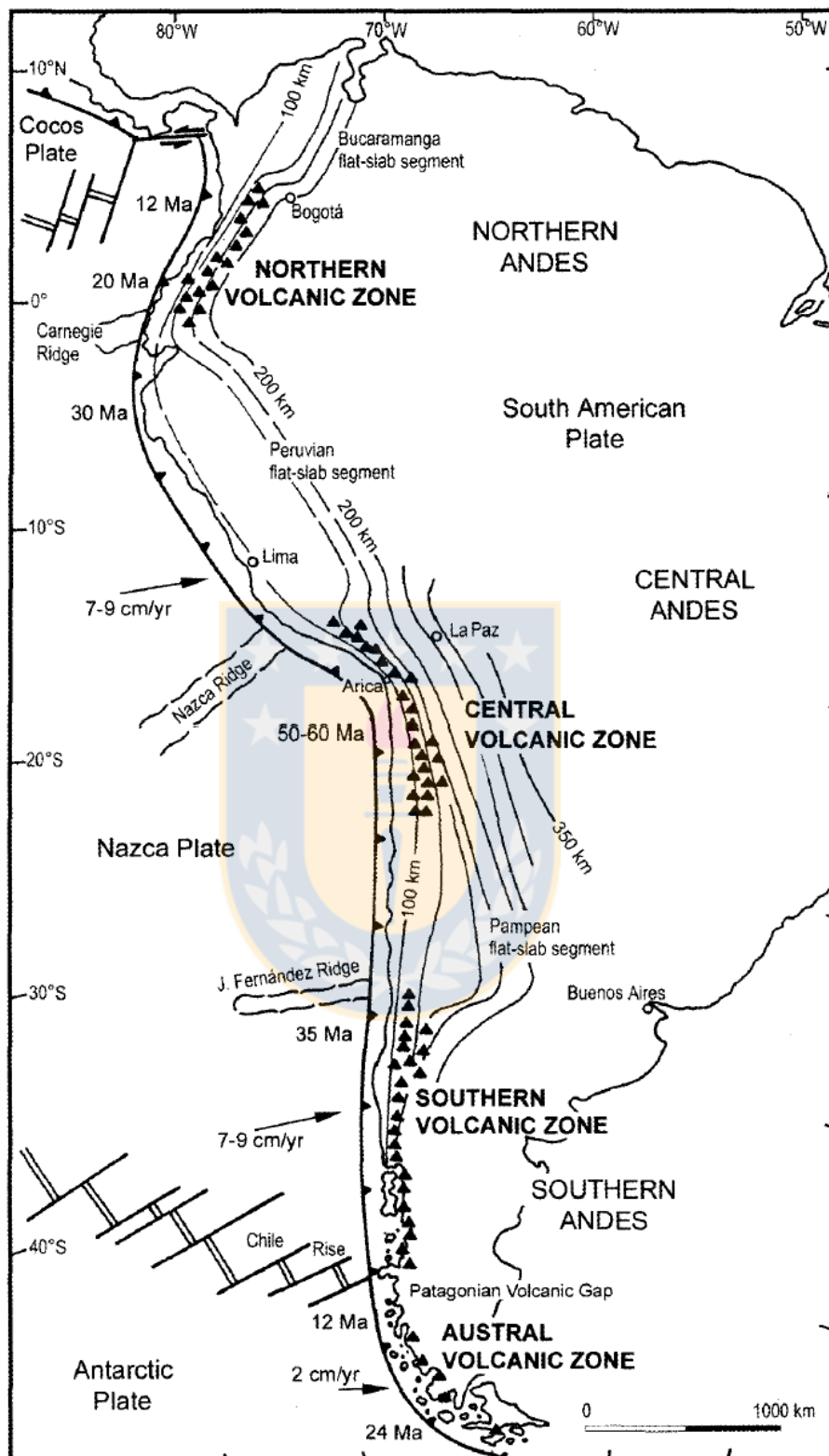


Figura 3.1 Mapa esquemático de Sudamérica y de las placas del Pacífico, mostrando los 4 segmentos volcánicamente activos en los Andes, la geometría de la subducción (Engdahl y otros, 1998), dorsales oceánicas (Gutscher, 2002), edades de la placa y tasas de

convergencia (Norambuena y otros, 1998) (Tomado de Stern, 2004).

La zona volcánica sur se encuentra subdividida en 4 segmentos (Lopez-Escobar y otros, 1995), basado en su geoquímica, espesor cortical o posición relativa en relación a la cordillera (Selles y otros, 2004). De norte a sur corresponden a:

Zona Volcánica Sur Norte (ZVSN) (33-34,5°S)

Zona Volcánica Sur Transicional (ZVST) (34,5-37°S)

Zona Volcánica Sur Central (ZVSC) (37°-42°S)

Zona Volcánica Sur Sur (ZVSS) (42°-46°S)

En el segmento ZVSN dominan como productos volcánicos las andesitas y las dacitas, con presencia de minerales ferromagnesianos como biotita y anfíbola (López-Escobar y otros, 1995). Las rocas de composición basáltica están ausentes, mientras que los productos riolíticos se encuentran restringidos a grandes flujos piroclásticos como la ignimbrita Pudahuel (Stern y otros, 1984). Hacia el sur, en el segmento de la ZVST, se hayan rocas de composición que varían desde basaltos a riolitas, aunque dominan las andesitas y dacitas (Stern, 2004). La asociación mineral de piroxenos ± anfíboles ± biotita, es usual en los productos más silíceos de este segmento (López-Escobas y otros, 1995). Los segmentos CSVZ y SSVZ se ubican sobre una corteza relativamente más delgada (< 30km), en los estratos volcanes y centros eruptivos menores dominan los basaltos toleíticos y de alto-Al, junto con las andesitas basálticas, en los estratovolcanes y centros eruptivos menores (López-Escobar y otros, 1995). Las andesitas, dacitas y riolitas también se manifiestan en los segmentos CSVZ y SSVZ, pero son escasos o se encuentran restringidos a algunos centros volcánicos (Lara y otros, 2006a).

A lo largo de la zona volcánica sur se han identificado variaciones en cuanto a la geoquímica de las lavas: al sur de los 37°S (ZVSC) las lavas tienen una impronta predominantemente mantélica, acompañada por un “trend” o señal toleítica o de *High alumina basalt*, mientras que en el norte de esta latitud, se registra una fuerte señal cortical, la cual alcanza sus mayores valores en el segmento norte (Lopez-Escobar y otros, 1995). Esta contaminación ocurre paralelamente al

aumento del espesor cortical hacia el norte, desde los 35 km a los 37°S a más de 50 km a los 33°S, y paralelamente a la disminución del ángulo de subducción (Stern, 2004).

La contaminación cortical observada en las lavas de la ZVS ha sido atribuida a:

- Zonas de MASH (Hildreth y Moorbath, 1988)
- Erosión por subducción (Stern, 1991)
- Heterogeneidades del manto astenosférico (Jacques y otros, 2013)

La zona de MASH, propuesta por Hildreth y Moorbath (1988), corresponde a una región donde los magmas basálticos que ascienden desde la cuña mantélica se almacenan e inducen fusión local, asimilación y mezcla extensiva. Se ubica en la transición corteza continental-manto o en la parte inferior de la corteza continental, y en ella los magmas cristalizan o se fraccionan, parcialmente, al grado necesario para disminuir su densidad y ascender, tras adquirir la firma isotópica y geoquímica característica del dominio MASH.

Las evidencias que plantean Hildreth y Moorbath (1988) para sostener la hipótesis de que la placa continental es la principal responsable de la contaminación de los magmas de la ZVS son principalmente el elevado K, Rb, Cs, Ba, Th y LREE, en el segmento norte de la ZVS y su alta $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y baja $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Estas variaciones son extensas en las zonas de corteza continental gruesa, pero mínimas en zonas de corteza delgada, lo que probablemente refleja interacciones variables entre magmas subcorticales y corteza continental heterogénea (Hildreth y Moorbath, 1988)

Cabe señalar además, que Tormey y otros (1991) compararon los basaltos de la ZVST con los de la ZVSS, advirtiendo que estos últimos presentaban contenidos mayores de CaO y HREE, pero menores de La/Yb, Rb/Cs y Na₂O, indicando que estas diferencias no pueden ser explicadas por derivación de un magma primario común. Estas diferencias geoquímicas son consistentes con magmas de la ZVSS formándose por altos grados de fusión de una fuente mantélica lherzolitica de granate. Postulando finalmente, que en la ZVS hay cambios sistemáticos de la composición de los magmas primarios a lo largo del arco, destacando que el grado de fusión del manto, es un control de primer orden en la composición de las lavas de arco.

En contraste, Stern (1991) propone que la adición de material cortical, previamente erosionado del margen continental al manto astenosférico durante la subducción, es un contribuyente mayor en la señal geoquímica de las rocas volcánicas de la zona volcánica sur. Stern y Skewes (1995) exponen como evidencia la diferencia isotópica entre la ZVSN y ZVST, la cual se habría desarrollado durante el Mioceno Tardío – Plioceno, previo a la migración del arco y al aumento del espesor cortical, y sería producto del aumento de la componente cortical en la fuente mantélica.

Sin embargo, tras la recopilación y análisis de datos geoquímicos, como razones de elementos traza y razones isotópicas de Sr-Nd-Hf y Pb de la Zona Volcánica Sur Transicional, Jacques y otros (2013) postulan que los resultados no muestran evidencia clara de asimilación de la corteza cortical, haciendo hincapié en que los patrones de elementos traza y razones de los isótopos de Sr-Nd-Pb son mejor modeladas por una adición de 0,5-1% de fundido del slab, derivado de una razón de 60:40, sedimento:placa oceánica alterada, a un manto ligeramente deprimido e isotópicamente heterogéneo.

No obstante, pese a que falta precisar el o los procesos dominantes en otorgar la características químicas a la lavas de la zona volcánica sur, es posible identificar la variación geoquímica a lo largo del frente volcánico. A modo general, se identifica que en el tramo al norte de los 37°S, predominan las rocas silíceas, los basaltos son escasos y las andesitas basálticas no se encuentran en todos los volcanes, entretanto al sur de los 37°S, abundan las rocas básicas (López-Escobar, 1984).

Los elementos mayores como el K_2O y el SiO_2 muestran una mayor concentración hacia el norte del segmento, ligado a un mayor espesor cortical y por ende una mayor interacción magma-corteza, mientras que el P_2O_5 , CaO y TiO_2 aumenta hacia el Sur (Holm y otros, 2014) junto con la razón de FeO/MgO (Hildreth y Moorbath, 1988). El aumento de CaO hacia el sur concuerda con el aumento de la relación Al_2O_3/CaO hacia el norte, propuesta por Hildreth y Moorbath (1988).

Los elementos traza también muestran variaciones de sus concentraciones a lo largo de los centros volcánicos de norte a sur de la zona volcánica. Las rocas de los tramos norte y

transicional del segmento, se enriquecen marcadamente en Ba, Rb, Nb, Th, Pb y Cs en comparación a los segmentos centro y sur (Holm y otros, 2014).

Las Tierras Raras Livianas (LREE) son más abundantes hacia el norte, mientras que las Tierras Raras Pesadas (HREE) aumentan su concentración hacia el sur de la zona volcánica, esto se traduce en altas razones La/Sm, Ce/Yb y La/Yb (Figura 3.2) en los segmentos ubicados al norte de los 37°S, y aún más evidente al norte de los 34,5°S. La razón de La/Yb en el segmento norte, transicional y centro tiene valores de 11-28, 5-11 y 2-7, respectivamente (Hickey-Vargas y otros, 2016)

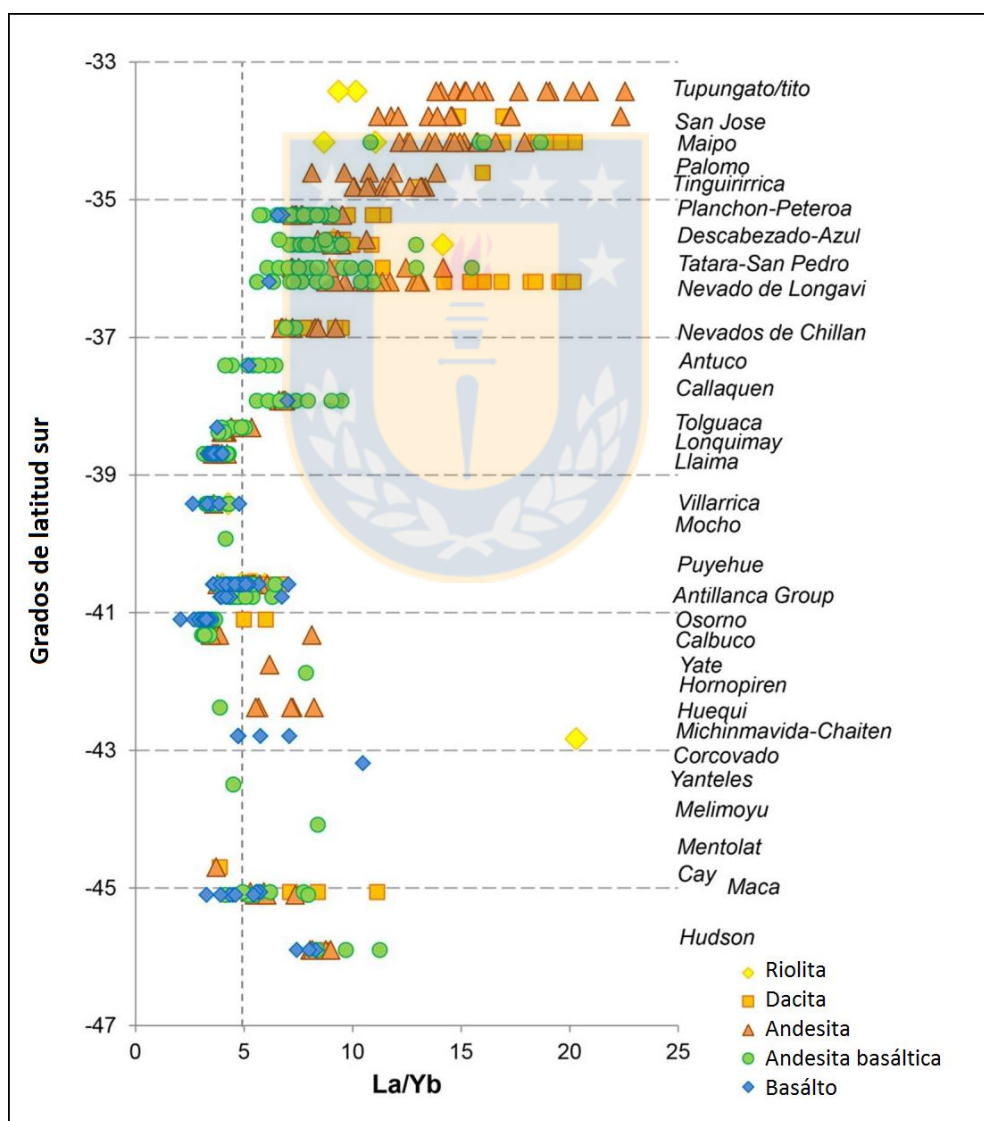


Figura 3.2: Diagrama de variación de razón La/Yb en función de la latitud, indicando los tipos de rocas (Modificado de Hickey y otros, 2016).

En la zona volcánica sur las principales razones isotópicas estudiados son $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ^{143}Nd y ^{144}Nd y ^{207}Pb y ^{204}Pb . Las relaciones de isotopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ muestran un incremento hacia el segmento norte, a diferencia de la razón isotópica de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Figura 3.3), la cual presenta sus valores más bajos en el tramo norte de la zona volcánica (Hildreth y Moorbath, 1988; Holm y otros, 2014).

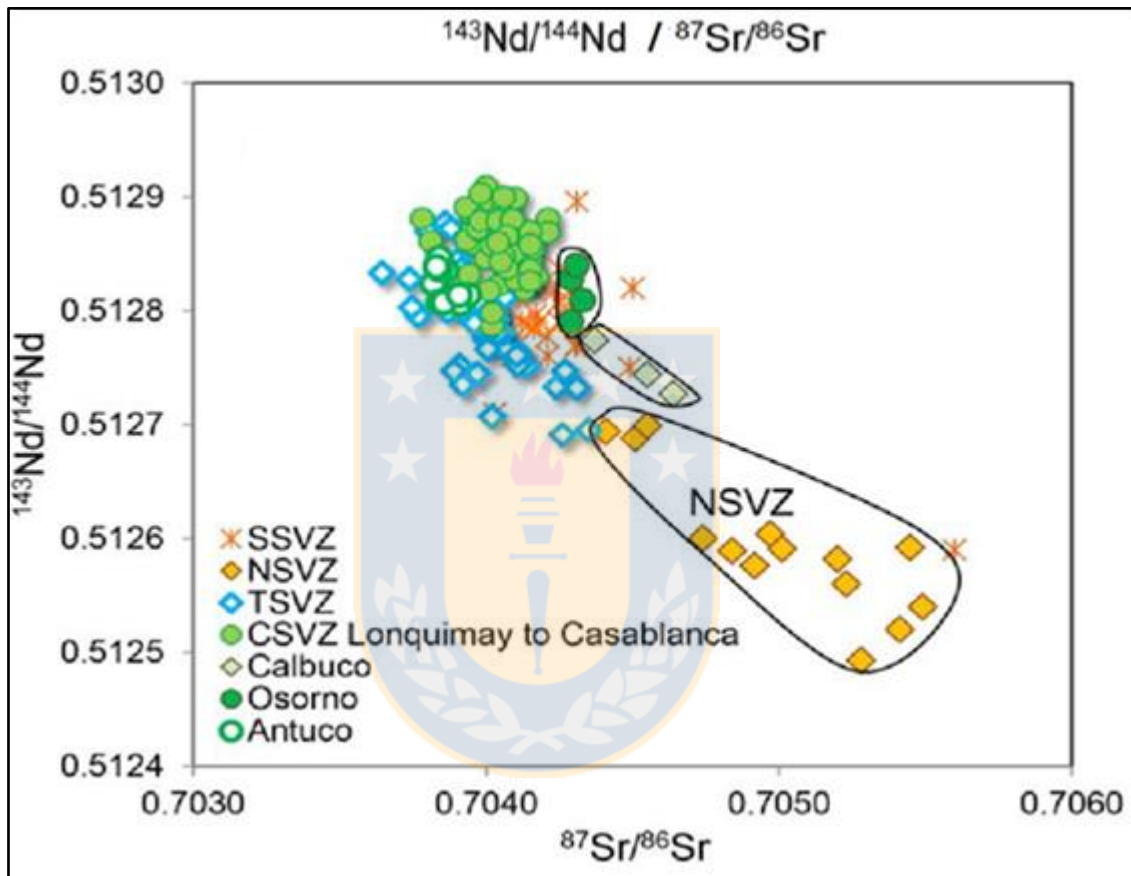


Figura 3.3 Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Evidencia las fluctuaciones isotópicas que experimentan los segmentos de la Zona Volcánica Sur (Tomado de Hickey y otros, 2016)

3.2.1 Zona Volcánica Sur Norte (33-34,5°S)

Comprende los complejos volcánicos históricos, Tupungato-Tupungatito, San José-Marmolejo y Maipo-Caldera Diamante, de los cuales solo los volcanes Tupungatito y San José muestran una actividad fumarólica constante. Estos centros eruptivos se extienden en una corta y angosta franja entre la zona de “flat slab” por el norte y la zona volcánica sur transicional por el sur (Stern y otros, 1984b, Stern, 2004).

La subducción en este segmento, se produce con un ángulo de 20°, el espesor cortical es superior a los 55 km, la distancia del arco a la fosa está en torno a los 290 km, y la profundidad del slab es de 120 km (Stern, 2004).

De manera preliminar, por medio de la recopilación de datos geoquímicos de publicaciones anteriores, se determinaron rangos de abundancia para elementos mayores, traza y tierras raras (Tabla 3.1.)

3.3 Volcanismo en calderas silíceas

La construcción de calderas gigantes es simultánea a la emanación de grandes cantidades de magma desde la cámara magmática. Los depósitos ignimbriticos desarrollados producto de estas erupciones son de variada composición y tamaño. La actividad volcánica que reaparece al interior de las calderas puede evolucionar estrechamente relacionada al mega-evento eruptivo o en otros casos, exhibiendo características más variadas.

Ignimbritas de composición riolítica son posibles de encontrar en las calderas de Long Valley en USA y Taupo en “Nueva Zelanda”. La primera se originó hace unos 0,7 Ma y emitió unos 600 km³ de material riolítico, principalmente como flujo de ceniza (Bailey y otros, 1976). El volcanismo al interior de la caldera habría comenzado entre unos 40.000 a 100.000 años después del colapso, y se inició con el levantamiento de un domo resurgente riodacítico en el piso de la caldera; posteriormente emanaron lavas riolíticas de centros periféricos al domo (Bailey y otros, 1976). Estos autores atribuyen esa variación composicional a una zonación de la cámara magmática.

A diferencia de la caldera Long Valley, la erupción “Oruanui” de composición riolítica del volcán Taupo ocurrió hace 25,4 Ka (Baker y otros, 2014), el volcanismo en la caldera comenzó tan solo 5.000 años después. Este está constituido por 28 erupciones, de las cuales las primeras 3 son composición dacítica, para luego variar a volcanismo riolítico (Baker y otros, 2014). Basados en dataciones U-Th y U-Pb, complementado con datos sobre el contenido de elementos traza, Baker y otros (2014) concluyen que las coladas post-Oruanui involucran la entrada de componentes de una fuente más radiogénica, implicando que el sistema magmático en el Taupo fue reseteado seguido a la erupción, dejando poco y nada de registro del magmatismo anterior.

Tabla 3.1. Concentraciones de elementos mayores, traza y razones isotópicas de los centros volcánicos del segmento norte de la Zona Volcánica Sur.

| Latitud | Vn. Tupungato | | Vn. Tupungatito | | Co. Marmolejo | | Volcan San José | | Maipo | | Volcán Don Casimiro | | | |
|--------------------------------------|-----------------------------|-----------|-----------------|-----------|---------------|-----------|-----------------|---------------|--------|---------|---------------------|---------|---------|-------------|
| | 33° 21' 30.8" | T53 | 33° 21' 30.8" | T31 | 33° 44' 4.7" | CM18 | CM19A | 33° 47' 18.7" | SI 2-2 | SI 4-1 | 34° 9' 50.1" | EE5 M13 | EE7 M37 | 34° 12' 40" |
| Muestra/ | T12 | T33 | T31 | T31 | CM18 | CM19A | CM19A | SI 2-2 | SI 4-1 | EE5 M13 | EE7 M37 | C662 | C664 | |
| SiO2 | 60.5 | 57.3 | 78 | 78 | 66.8 | 55.2 | 55.2 | 62.22 | 56.06 | 67.86 | 53.47 | 54.35 | 53.25 | |
| TiO2 | - | - | - | - | - | - | - | 0.86 | 1.04 | 0.53 | 0.849 | 1.09 | 0.97 | |
| Al2O3 | - | - | - | - | - | - | - | 18.25 | 18.64 | 15.36 | 16.85 | 17.34 | 17.45 | |
| Fe2O3 | - | - | - | - | - | - | - | 2.01 | 2.74 | 3.75 | 5.26 | 8.17 | 8.39 | |
| MgO | - | - | - | - | - | - | - | 2.14 | 4.67 | 1.43 | 1.68 | 5.25 | 6.09 | |
| CaO | - | - | - | - | - | - | - | 4.84 | 7.36 | 3.21 | 8.7 | 7.51 | 8.16 | |
| K2O | - | - | - | - | - | - | - | 2.48 | 1.64 | 3.9 | 2.08 | 1.49 | 1.15 | |
| Ni | - | - | - | - | - | - | - | - | - | -10 | 28 | 51 | 39 | |
| Y | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 22 | 17 | 16.3 | 15.1 | |
| Nb | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 13 | 8 | 7.8 | 5.7 | |
| Rb | 54 | 72 | 62 | 247 | 109 | 61 | 61 | 84 | 47 | 166 | 77 | 39.6 | 24.6 | |
| Ba | - | - | - | - | - | - | - | 551 | 346 | 663 | 524 | 44.7 | 329 | |
| Sr | 872 | 702 | 630 | 40 | 339 | 473 | 473 | 482 | 533 | 329 | 589 | 665 | 591 | |
| La | - | - | - | - | - | - | - | 27 | 19.8 | 39 | 28 | 22 | 15.6 | |
| Nd | - | - | - | - | - | - | - | 26.6 | 23.3 | 30 | 24 | 24 | 18.7 | |
| Sm | - | - | - | - | - | - | - | 5.14 | 4.66 | 5.51 | 4.6 | 4.83 | 3.99 | |
| Yb | - | - | - | - | - | - | - | 1.2 | 1.7 | 2 | 2 | 1.37 | 1.44 | |
| Lu | - | - | - | - | - | - | - | 0.18 | 0.29 | 0.31 | 0.21 | 0.21 | 0.23 | |
| La/Yb | - | - | - | - | - | - | - | 22.5 | 11.6 | 19.5 | 14 | 16.1 | 10.8 | |
| ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | 0.179 | 0.298 | 0.284 | 17.97 | 0.932 | 0.373 | 0.373 | 0.508 | 0.265 | - | - | - | - | |
| ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | 0.70458±4 | 0.70475±3 | 0.70499±3 | 0.76353±4 | 0.70566±7 | 0.70508±6 | 0.70508±6 | 0.706 | 0.705 | - | - | 0.705 | 0.704 | |
| ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0.513 | 0.513 | |
| ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | 18.518 | 18.502 | 18.602 | 18.518 | 18.577 | 18.511 | 18.511 | - | - | - | - | - | 18.64 | |
| ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb | 15.614 | 15.6 | 15.595 | 15.579 | 15.61 | 15.578 | 15.578 | - | - | - | - | - | 15.59 | |
| ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb | 38.471 | 38.429 | 38.508 | 38.354 | 38.543 | 38.401 | 38.401 | - | - | - | - | - | 38.53 | |
| | Hickey y otros. 1986 | | | | | | | | | | | | | |
| | Lopez-Escobar y otros. 1995 | | | | | | | | | | | | | |
| | Sruga y otros. 2005 | | | | | | | | | | | | | |
| | Hickey y otros. 1986 | | | | | | | | | | | | | |

En la isla de Sumatra, Indonesia, se encuentra la caldera Toba, que se formó tras la acumulación de magma silíceo dentro de la corteza superior, durante cerca de 1 Ma (Chesner, 2011) para colapsar hace unos 74 Ka, formando una caldera de dimensiones de 30-100 km y expulsando unos 2.000 km³ de material magmático. La actividad post-caldera más distinguible es la isla Samosir, que se ubica en el lago de la caldera, y se formó por ascenso de magma riolítico por medio de fallas paralelas asociadas a la falla principal de Samosir (Chesner, 2011). Otra manifestación efusiva en la caldera es el volcán Pusikbukit, que se ubica en la pared oeste de ésta, asociado a la fractura de anillo, y consiste principalmente en coladas andesíticas de 2 piroxenos y algunos flujos dacíticos menores (Chesner, 2011)

En Cráter Lake en USA y en Santorini en Grecia, el volcanismo de composición riodacítica acompañó el colapso que dio origen a las respectivas calderas. El volcanismo posterior en la caldera de Cráter Lake produjo unos 4 km³ de andesitas durante los primeros 200-500 años (Bacon y Lanphere, 2006). El último registro de volcanismo corresponde a un flujo de ceniza y a un domo subacuático riodacítico hace unos 4.800 años (Bacon y Lanphere, 2006). Fallas de rumbo NS atraviesan toda la caldera, y presentan una componente normal y un movimiento aparente en el rumbo (Bacon y Lanphere, 2006).

El volcán Santorini tuvo una enorme erupción hace unos 6.660 años según Michael (1978) en Heiken y McCoy, (1984), la cual recibe el nombre de erupción Minoica por su devastador efecto sobre esta civilización. La actividad volcánica retornó a este centro en el 197 a.c. y desde entonces se han registrado 11 erupciones hasta su último evento que fue en 1950 (Barton y Huijsmans, 1986). Estas erupciones formaron las islas Kameni. Estas lavas se caracterizan por estar deprimidas en K₂O, Rb y otros elementos incompatibles en comparación a las dacitas pre-caldera. Heiken y McCoy (1984) señalan un lineamiento de dirección N50°E, y sugieren que esta es la misma tendencia de las fisuras por donde fueron exhaladas las lavas pre-caldera, y que podría estar relacionado a un graben submarino NE-SW (Heiken y McCoy, 1984). La cámara magmática se haya zonada verticalmente, con un sobrero relativamente rico en sílice que cubre magmas progresivamente más máficos (Barton y Huijsmans, 1986). Sin embargo esto no explica el rango de composiciones halladas, y en función de esto, Barton y Huijsmans (1986) proponen fuertemente que las dacitas post-caldera fueron generadas por un magma parental de diferente

composición al pre-cadera. Parks y otros (2012) sugieren que este rango composicional puede ser fruto de que los fundidos que alcanzan la cámara magmática somera son de composición dacítica.

La caldera Diamante se habría formado hace unos 450 ka (Stern y otros, 1984) y habría liberado un volumen entre los 270 a 350 km³ de material piroclástico riolítico (Guerstein, 1990), cubriendo un área de unos 23.000 km² (Stern *et al.*, 1984). En su interior se edificó hace unos 100 ka (Sruoga y otros, 2005), el volcán Maipo, un estrato volcán con coladas que varían de composiciones intermedias-básicas a ácidas. Además se reconoce la construcción de un domo dacítico. Pagnanini y otros (2015) indican que la morfología inicial de la cámara magmática habría inducido la forma elíptica de la caldera (20x16 km), y que el lineamiento regional E-O puede haber influido en la posición de los puntos emisores de magma post-caldera.



4. GEOLOGÍA DE LOS VOLCANES MAIPO Y DON CASIMIRO

4.1 Geología del volcán Maipo

A continuación se describirá la geología del volcán Maipo, contemplando tanto las secuencias basales y más antiguas, como a las secuencias centrales de los sectores este y oeste, que representan periodos más recientes en la construcción del edificio volcánico. Estas secuencias fueron agrupadas en función de sus aspectos geomorfológicos y de su disposición geográfica. De las unidades trazadas en la Figura 4.1, solo 5 de ellas fueron mapeadas, y son las que presentamos a continuación.

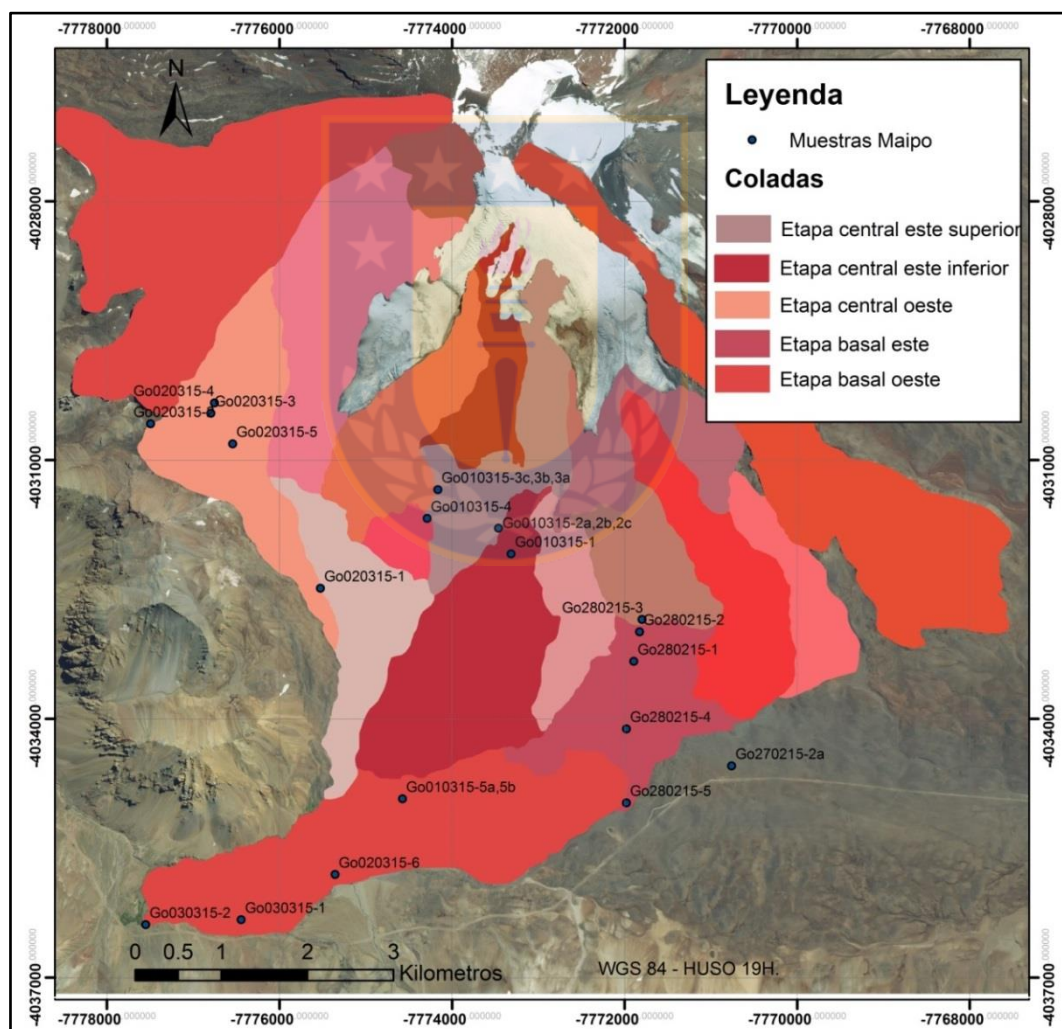


Figura 4.1. Mapa geológico esquemático del volcán Maipo. En él se señalan las muestras extraídas durante el terreno de memoria, que a su vez se ubican en las unidades definidas y descritas en este trabajo. Las coladas no-muestreadas no se clasifican en unidades, solo se indica en mapa su extensión.

4.1.1 Unidad basal oeste

Las coladas asignadas a la etapa inicial de construcción del volcán Maipo se encuentran ubicadas en la base sur occidental del volcán (Figura 4.2). Conforman 5 coladas dispuestas en una franja que se extiende desde la base del volcán, y asciende paralela al cauce superior del río Maipo, por poco más de 2,5 km. Se ordenan de manera subhorizontal y con un leve manteo en dirección al suroeste, revelando en su superficie coladas aborregadas producto de la fuerte acción glaciaria. Los contactos entre las distintas coladas no pudieron ser observados en terreno, sin embargo, la dirección y ángulo de manteo, junto con la topografía y altitud, permiten establecer con precisión razonable el ordenamiento de la sucesión.

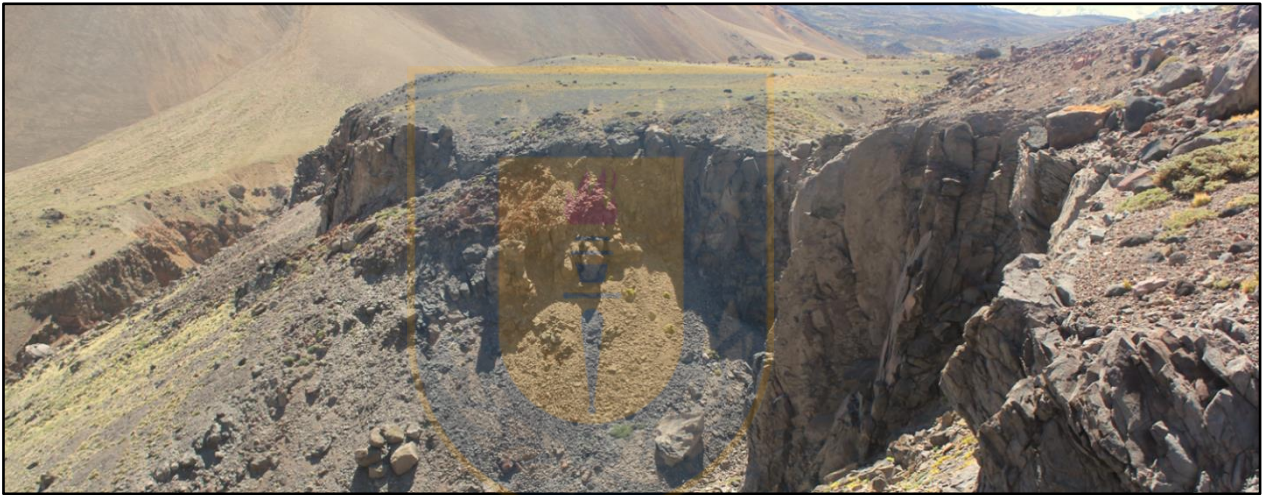


Figura 4.2. Escarpe frontal formado por coladas provenientes de Unidad basal oeste. Volcán Maipo.

Las lavas del tramo superior de la secuencia, son de color gris oscuro, con cristales de piroxeno reconocibles en muestra de mano y además se encuentran fuertemente aborregadas. En el nivel intermedio se ubica una colada de color gris, con abundantes vesículas, sobre la cual descansa un depósito morreico. Las dos coladas que representan la base de la sucesión aflora en el curso del río Maipo y se hallan intercaladas con depósitos morreicos de color rojo. La colada superior se encuentra fuertemente lajada, mientras que la inferior, termina en un potente escarpe de 40 m en las nacientes del valle del río Maipo.

4.1.2 Unidad basal este

Las coladas ubicadas a los pies de la ladera sur del volcán, han sido asignadas a la segunda fase de edificación del cono volcánico, llamada en este trabajo, fase inferior. Las cinco coladas que la conforman, se extienden por cerca de 2 km desde la base del volcán hacia el sur, siendo las coladas más cercana y más distal al volcán, el techo y base de la secuencia, respectivamente. Los contactos entre los niveles de lava no se identificaron en terreno, y el ordenamiento de la secuencia se determinó a partir de parámetros geomorfológicos, como elevación, morfología y distancia al foco eruptivo, de las lavas correspondientes.

4.1.3 Unidad central oeste

Las cuatro coladas que conforman la etapa intermedia de construcción del volcán Maipo, se sitúan a los pies de la vertiente sur occidental del volcán, por sobre del portezuelo que lo une con el borde de la caldera; se disponen con una leve inclinación hacia el sur oeste, aflorando entre las cotas de los 3.730 y 3.810 m s.n.m. y extendiéndose por unos 500 m hacia el SO en un sector con baja pendiente. Los contactos entre las coladas son, por otro lado, inferidos y no se visualizaron en terreno, por lo que la sucesión se establece por los parámetros geomorfológicos ya mencionados anteriormente.

4.1.4 Unidad central este

La etapa superior de construcción del tramo basal del Volcán Maipo ha sido establecida en dos secuencias volcánicas que se ubican en el faldeo sur del volcán y que afloran a los 3.625 y 3.700 m s.n.m. (Figura 4.3). Dichas secuencias se exponen formando dos cornisas de unos 10 y 20 m de espesor, y que se distancian entre sí por unos 600 m en dirección este-oeste.

4.1.4.1 Unidad central este inferior

Esta sucesión se ubica a los 3.625 m s.n.m, y está constituida por 2 coladas que en su conjunto tiene un espesor de 10 m. En su base, la secuencia está compuesta por una colada de 8 m de potencia, que presenta 2 bandas; una inferior de composición traquidacítica, de color negro y de aspecto vitrofídico, con abundantes vesículas elongadas en dirección en la dirección del flujo; y una banda superior, de composición andesítica y de color rojizo. El nivel techo de la secuencia

corresponde a una colada de composición traquidacítica de color gris, de 2 m de potencia, que descansa sobre un horizonte de depósitos glaciares, ubicado por encima de la unidad basal.



Figura 4.3. Vista panorámica de coladas del Vn. Maipo. En la imagen se señalan las dos unidades más recientes estudiadas, las cuales conforman la Unidad Central Este.

4.1.4.2 Unidad central este superior

Esta secuencia se ubica a los 3.700 m s.n.m., y se halla constituida por 3 coladas, las que en su conjunto tienen un espesor de 30 m y se encuentran sobrepuestas por medio de contactos netos. La colada inferior, es de textura vitrofídica y de composición andesítica, y presenta un color rojizo con bandas de color negro. Sobre ella, descansa una colada de 10 m de espesor y de composición andesítica, que al igual que la inferior, es de color rojizo y de textura vitrofídica. El techo de la secuencia, lo compone una colada de composición dacítica, de color negro, con un espesor de 10 m. Las vesículas forman parte de los niveles inferiores de la secuencia.

4.2 Geología del volcán Don Casimiro

A continuación se describirá la geología del volcán Don Casimiro, contemplando tanto las secuencias ubicadas al norte de la zona, como a las secuencias dispuestas en los sectores centrales y sur, correspondientes a las lavas más antiguas y recientes, respectivamente. Estas secuencias fueron agrupadas en función de la geomorfología y ubicación (Figura 4.4).

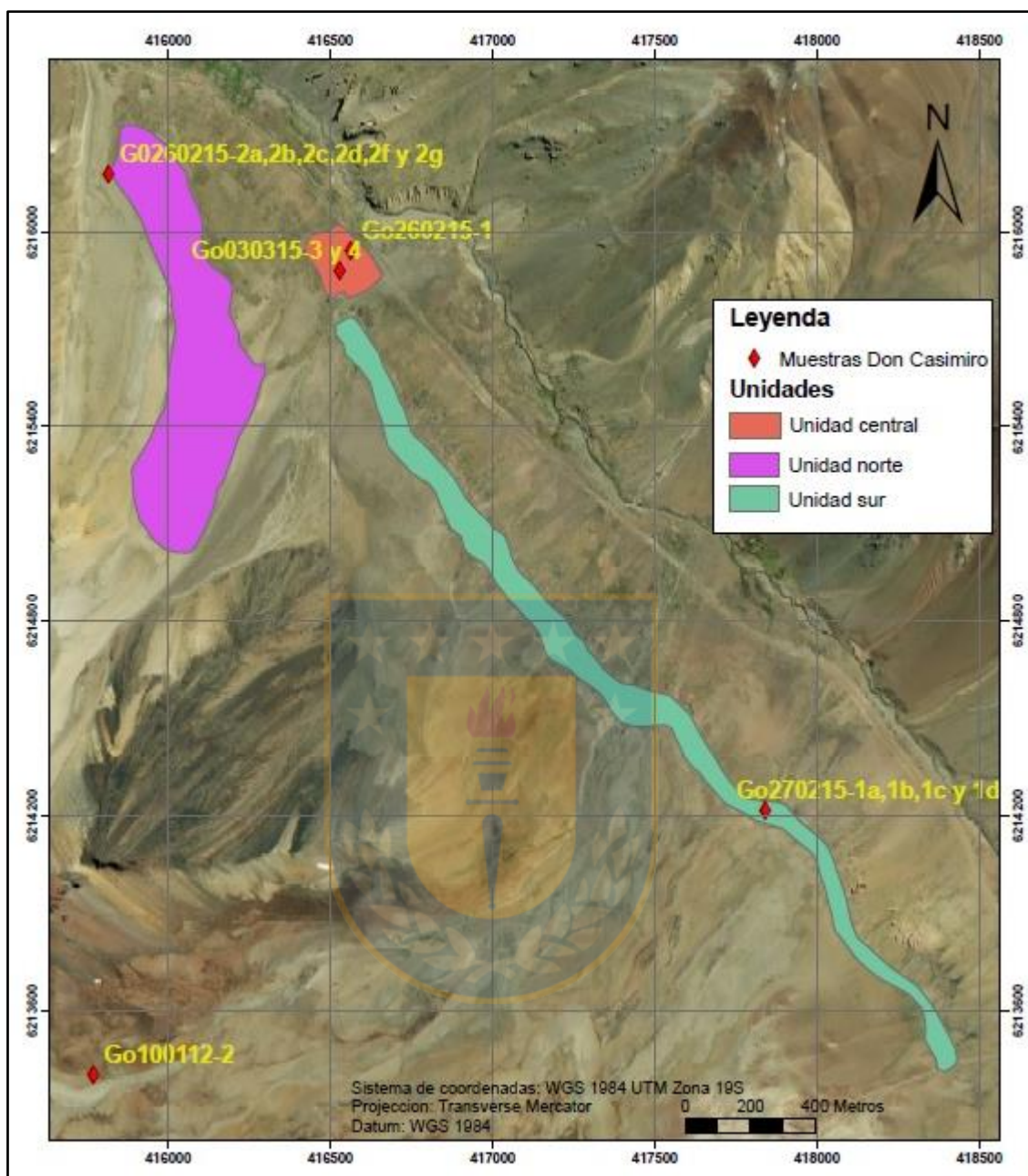


Figura 4.4. Mapa geológico esquemático del volcán Don Casimiro. En el mapa se distinguen las tres unidades muestreadas para el volcán, y la posible extensión de estas.

4.2.1 Unidad norte

La unidad norte ha sido definida como la fase intermedia en la evolución del Volcán Don Casimiro, debido a su disposición geográfica, altimétrica y a su estado de conservación. Corresponden a una secuencia de 7 coladas de composición andesítica a andesítica basáltica, que se disponen de manera horizontal a subhorizontal en la ladera occidental del valle del río

Maipo, y que afloran a unos 2,5 km al NNE del cráter del volcán, formando una potente cornisa de color gris oscuro, que se ubica entre los 2.860 y 2.920 m s.n.m..

El piso de la secuencia lo compone una colada de 5,5 m de espesor (Figura 4.5), de color gris oscuro y de composición andesítica de olivino. La secuencia evoluciona a una intercalación de andesitas de olivino y andesitas de clinopiroxeno, dominando estos últimos en el tramo superior del ordenamiento, para finalizar en el techo en una colada de composición andesítica basáltica.



Figura 4.5. Secuencia de coladas de la Unidad Norte del volcán Don Casimiro. En la imagen se reconocen las dos coladas más antiguas que conforman la unidad, sobre las cuales se apilan de forma paralela 5 lavas.

4.2.2 Unidad central

La sucesión volcánica se localiza en la falda sur del valle del río Maipo y está compuesta por tres coladas, las cuales se disponen de manera subhorizontal en las inmediaciones del camino, posicionándose entre los 2.870 a 2.930 m s.n.m. La secuencia expone rocas que suponen el comienzo de la actividad volcánica de Don Casimiro. La unidad basal corresponde a una andesita de cpx y olivino, con disyunción columnar y de color negro (Figura 4.6a), su espesor bordea los 25 m, mientras que sus columnas andesíticas caen en dirección al río Maipo. Le sobreyace un nivel de escoria de composición andesítica basáltica, con un alto grado de vesicularidad en torno al 33% y de color negro. Sobre la andesita basáltica escorácea se encuentra una colada andesítica.

4.2.3 Unidad sur

La secuencia de coladas que conforman la fase superior del volcán Don Casimiro aflora unos 2 km al SE de la sucesión asignada a la fase intermedia del volcán, y a unos 500 m al sur del camino que conecta a la caldera con la puesto policial “Cruz de Piedra”. Se identifica como un potente apilamiento de 4 coladas dispuesta subhorizontalmente (Figura 4.6b), y que simulan una cornisa en la ladera sur del valle del rio Maipo, a una cota aproximada de 3.150 m s.n.m. Las unidades que conforman la secuencia de la fase intermedia del volcán Don Casimiro son de composición andesítica con un abundante contenido de olivino.

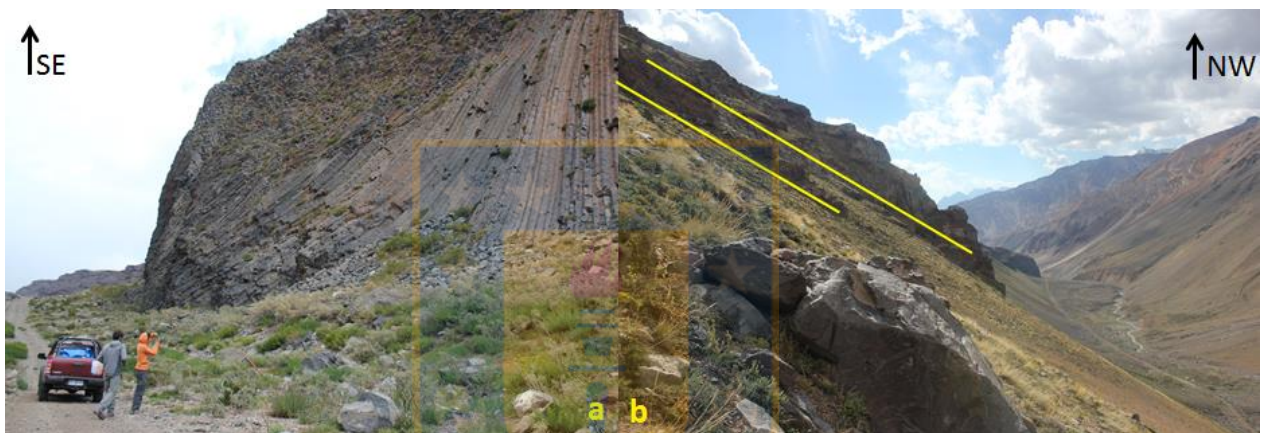


Figura 4.6. A) Disyunción columnar presente en la unidad Central. B) Se distingue parte de la secuencia de coladas que conforman a la Unidad Sur.

5. PETROGRAFÍA DE LOS VOLCANES MAIPO Y DON CASIMIRO

5.1 Petrografía del volcán Maipo

Las descripciones de las secciones transparentes provenientes de las distintas coladas del volcán Maipo, han sido agrupadas según las distintas unidades geológicas definidas, y son expuestas a continuación.

5.1.1 Unidad basal oeste

Todas las coladas que constituyen la fase inicial del volcán Maipo, corresponden a traquiandesitas de clinopiroxeno. Su textura predominante es la textura porfídica, y abundan localmente las texturas glomeroporfídica, ofítica a subofítica, poiquilítica y seriada. Por otro lado, en la masa fundamental domina la textura hipocrystalina.

Los fenocristales son plagioclasa (Plg), clinopiroxeno (Cpx), ortopiroxeno (Opx), y escasos olivinos (Ol) (Figura 5.1). Los fenocristales de plagioclasa poseen una abundancia promedio del 30% en las coladas base de la secuencia, y disminuye al 15% en el techo, presentando principalmente formas euhedrales. Un gran porcentaje de los fenocristales de plagioclasa muestra zonación, y un porcentaje algo menor exhibe textura de desequilibrio tipo "sieve".

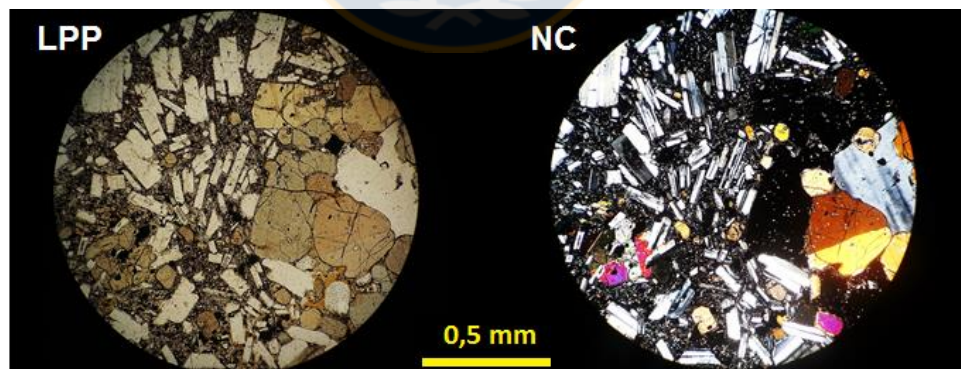


Figura 5.1. Sección transparente muestra Go030315-1 (Unidad Basal Oeste) en LPP y NC. Corresponde a una Traquiandesita de Cpx, con cristales de Opx y Ol.

Los fenocristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno tienen una abundancia del 7 y 3%, respectivamente, siendo bastante uniforme en toda la unidad. Por otro lado, al vislumbrar sus características morfológicas, se puede apreciar que dominan los cristales de forma subeuهدral

a levemente anhedral, distinguiendo además, la presencia de macla lamelar simple en un gran número de los cristales de clinopiroxeno, que en algunos casos muestran coronas de reacción.

Los cristales que abundan en la masa fundamental corresponden a microlitos de plagioclasa y piroxenos, además se observan minerales opacos. El contenido de vidrio volcánico muestra un marcado aumento desde la base de la secuencia a su miembro superior, incrementándose de un 35% a un 66%. De igual forma, la presencia de vesículas se manifiesta en el tramo superior, no superando el 20%.

5.1.2 Unidad basal este

Las rocas volcánicas de la unidad basal este corresponden principalmente a andesitas de clinopiroxeno, con un nivel de traquiandesitas basáltica de clinopiroxeno. Las principales texturas observadas, son la textura porfídica, con expresiones locales de texturas glomeroporfídica, seriada y poiquilítica, y aisladamente ofítica a subofítica. Para el caso de la masa fundamental, domina la textura hipocristalina, presentándose en los miembros extremos, la textura hialopilítica. Además se destaca la presencia de vesículas en el tramo inferior de la secuencia, con una abundancia en torno al 15%. El techo de la unidad la compone una colada de composición dacítica, la cual se distingue principalmente por la única colada con fenocristales observables de anfíbol (hornblenda) altamente cloritizados, el resto de los fenocristales corresponden a plagioclasas y biotitas secundarias. La masa fundamental es holohialina.

Los fenocristales corresponden a los cristales de tamaño superior a 0,2 mm, y que en algunos casos alcanzan los 3 mm. Se identifican principalmente fenocristales de plagioclasa y piroxenos, y cristales subordinados de olivino (Figura 5.2). Los fenocristales de plagioclasa corresponden a cristales de forma tabular y alcanzan los mayores tamaños, reconociéndose en un gran número de ellos, zonación concéntrica y textura tipo "sieve". Por otra parte, los fenocristales de piroxenos hallados en las coladas de la etapa inferior, pertenecen a minerales del grupo de los clinopiroxeno y ortopiroxeno; ambos se presentan con formas subeuhedrales a anhedrales, y abundan en concentraciones en torno al 8 y 4%, respetivamente, destacando además, que los clinopiroxenos exhiben macla lamelar simple, y una poco frecuente corona de reacción.

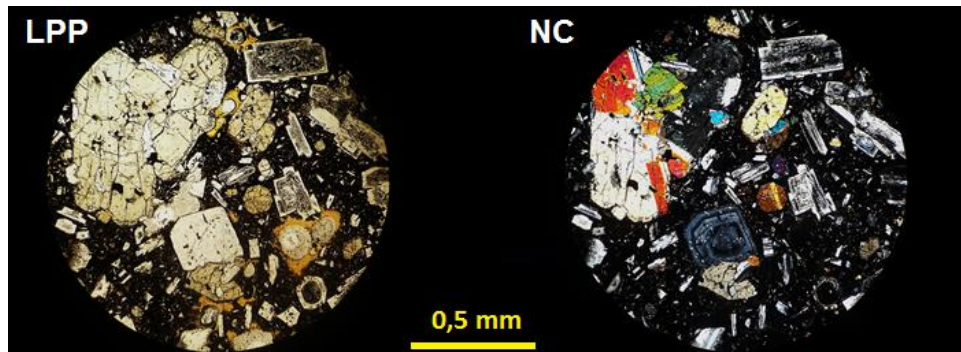


Figura 5.2. Sección Transparente de Muestra Go280215-2 en LPP y NC. Corresponde a una traquiandesita basáltica de Clinopiroxeno (Unidad Basal Este), perteneciente a la unidad inferior del volcán Maipo.

El vidrio volcánico es color pardo oscuro, y se observa en 4 de las 5 las coladas de la unidad, con concentraciones que varían entre el 10 y 50%.

5.1.3 Unidad central oeste

Son propias de esta etapa, las rocas de composición andesítica y andesítica basáltica, predominando esta última en los 2 miembros inferiores de la sucesión. Se distinguen fenocristales de plagioclasa y piroxenos, principalmente en el tramo superior, y fenocristales de plagioclasa y olivino en el tramo inferior de la sucesión. Si bien la textura dominante en todas las coladas es la porfídica, localmente se puede encontrar expresiones de texturas glomeroporfídica, y ofítica en menor medida (Figura 5.3). En cuanto a la masa fundamental, prevalece la textura holohialina en el intervalo superior y la textura hialopilítica en el intervalo inferior de la fase intermedia, destacando la presencia de textura fragmental y escorácea, en el techo de la misma.

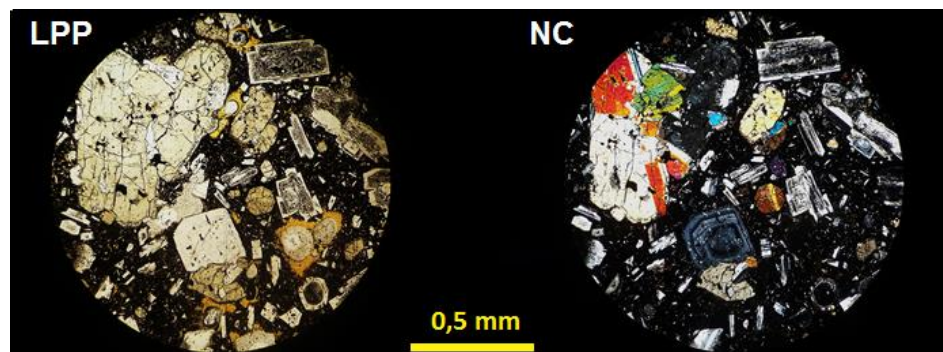


Figura 5.3. Sección transparente de muestra Go020315-2 en LPP y NC. Corresponde a una Traquiandesita basáltica de ol y Cpx (Unidad central oeste). Masa fundamental hialopilítica.

Los fenocristales de plagioclasa se presentan en formas predominantemente euhedrales, y abundan en las coladas superiores con modas en torno al 15%; exhiben además, fracturamiento y textura tipo sieve, junto con zonaciones normales en algunos cristales. Por otra parte, los fenocristales de piroxeno corresponden a clinopiroxeno y ortopiroxeno, con modas promedio de 4 y 2%, respectivamente; Los dos piroxenos son de forma predominantemente subeuhedral a anhedral en el intervalo superior, y euhedrales en el intervalo inferior de la unidad. Los fenocristales de olivino abundan en las coladas más antiguas de la fase intermedia, con abundancias cercanas al 10%, presentando textura esqueletal y zonación. Además se distinguen líticos volcánicos de composición básica a intermedia, en los cuales dominan las plagioclasas y los piroxenos, inmersos en masas fundamentales holohialinas.

El vidrio volcánico compone casi la totalidad de la masa fundamental en los miembros superiores de la sucesión, caracterizándose por un color que varía del pardo rojizo al negro. Hacia la base de la secuencia, la concentración del vidrio disminuye a cerca de un 40%.

5.1.4 Unidad central este

5.1.4.1 Unidad central este inferior

Las texturas halladas en esta secuencia son la vitrofídica, que se encuentra en la colada inferior, y la textura porfídica, que se halla en la colada superior, donde también se presenta de manera local la textura glomeroporfídica. La masa fundamental de las coladas está compuesta principalmente por vidrio volcánico, que para el caso del miembro inferior, constituye la totalidad de la masa fundamental, mientras que el miembro superior exhibe una textura hipohialina (Figura 5.4).

Los fenocristales observados en ambas coladas son principalmente plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno, identificándose además líticos de andesitas basálticas con una abundancia del 22%. Los cristales de plagioclasa tienen una abundancia de alrededor 10%, y exhiben formas euhedrales a anhedrales, y fracturas en el nivel miembro inferior. Los piroxenos se encuentran en bajas cantidades, no superando el 4%, y exhiben formas predominantemente subeuhedrales a anhedrales.

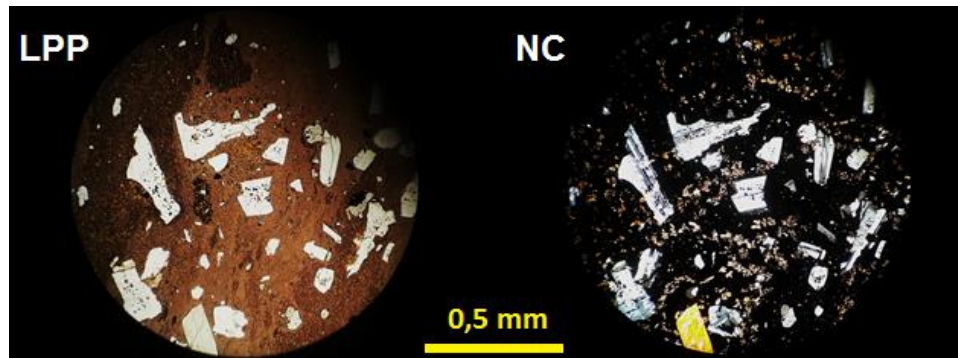


Figura 5.4. Sección transparente de muestra Go010315-1 en LPP y NC. Corresponde a una traquidacita (Unidad central este inferior), con cristales zonados de Plg y algunos aislados de cpx. Tiene un porcentaje de vesículas del 22%.

5.1.4.1 Unidad central este superior

En esta sucesión predomina la textura porfídica, que está acompañada por otras de manifestación más restringida, como las texturas poiquilíticas, subofíticas y glomeroporfídica. La textura vitrofídica se presenta en las dos coladas inferiores, donde la masa fundamental está compuesta netamente por vidrio volcánico de color pardo oscuro (Figura 5.5). La colada superior consta de una masa fundamental hialopíltica, donde abundan tanto el vidrio volcánico como los cristales aciculares de plagioclasa.

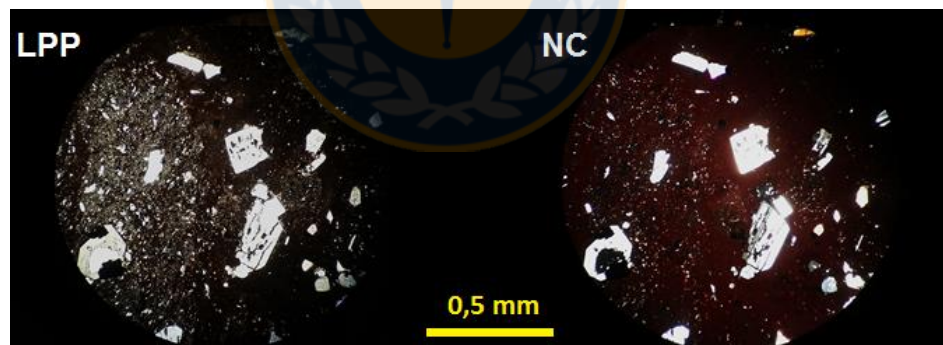


Figura 5.5. Sección transparente de muestra Go010315-3b en LPP y NC. Corresponde a una escoria de composición andesítica (Unidad central este superior).

Los fenocristales presentes en las coladas de la secuencia son: plagioclasas, clinopiroxenos, ortopiroxenos y líticos volcánicos. Las plagioclasas son en su mayoría tabulares, presentándose en ciertas zonas, fracturadas a causa de niveles escoráceos. Las plagioclasas (17%) exhiben zonación normal y texturas tipo “sieve”. Los fenocristales de piroxenos no superan el 5% de abundancia, y su forma dominante es la subeuhedral a anhedral. Los líticos volcánicos también

son escasos, y se ubican en el nivel inferior de la secuencia, no pudiéndose reconocer su composición.

5.2 Petrografía del volcán Don Casimiro

Las descripciones de las secciones transparentes provenientes de las distintas coladas del volcán Don Casimiro, han sido agrupadas según las distintas unidades geológicas definidas, y son expuestas a continuación.

5.2.1 Unidad norte

Se constituye por andesitas, traquiandesitas y traquiandesitas basálticas, dominando las traquiandesitas. La masa fundamental se caracteriza por ser pilotaxítica en las coladas con abundante olivino, y hipohialina o hialopilíticas en las coladas con piroxenos.

Los fenocristales de plagioclasa, que en su mayoría son cristales de forma euهدral a subeuهدral, presentan una abundancia en torno al 20% en las andesitas de clinopiroxeno y en la andesita basáltica de olivino, mientras que en las andesitas de olivino su presencia es cercana a un 2%. De similar manera, los fenocristales de plagioclasa expuestos en las litologías más intermedias, como es el caso de las andesitas de clinopiroxeno, exhiben textura de desequilibrio tipo "sieve". Es posible observar zonación de fenocristales de plagioclasa en todas las coladas. Las plagioclasas halladas tanto en la masa fundamental de las andesitas de olivino como de las de traquiandesita basáltica de olivino, se encuentran orientadas y en un rango de abundancia del 68-78%.

Los cristales de olivino presentes en las lavas (Figura 5.6), son principalmente fenocristales de forma anhedral y en una porción menor, de forma subeuهدral a euهدral, mientras que la abundancia de los mismos, ronda el 7%. Se encuentran moderadamente alterados a iddingsita y bowlingita en las andesitas de clinopiroxeno y en la traquiandesita basáltica de olivino. Los cristales manifiestan una textura esquelética y zonación en la mayoría de las andesitas de olivino. La abundancia de cristales de olivino en la masa fundamental es baja.

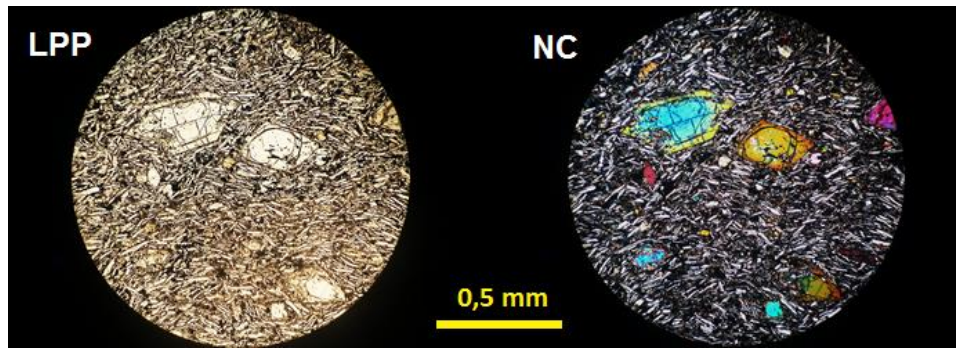


Figura 5.6. Sección transparente de muestra Go260215-2c en LPP y NC. Corresponde a una Andesita de Olivino (Unidad norte). Posee una masa fundamental pilotaxítica y un contenido de olivinos en torno al 10%.

Los piroxenos se presentan principalmente a modo de clinopiroxeno y ortopiroxeno, siendo el primero el más frecuente. Los cristales de clinopiroxenos corresponden a fenocristales con una abundancia relativa del 6%, y microlitos en la masa fundamental. Los fenocristales de clinopiroxenos se hallan únicamente en las muestras provenientes de las coladas andesíticas de clinopiroxeno y se muestran con formas subeuhedrales en su mayoría, presentando en muchos casos una macla simple y un leve grado de alteración. Por otro lado, los ortopiroxenos se presentan solamente de manera aislada en las andesitas de clinopiroxenos, exhibiendo formas subeuhedrales principalmente.

El vidrio volcánico se encuentra ausente en las muestras provenientes de las coladas ricas en olivino, sin embargo es fácil de observar en las secciones transparentes de las andesitas de clinopiroxeno, donde alcanza concentraciones superiores al 40%.

5.2.2 Unidad central

Las coladas presentan textura porfídica, localmente glomeroporfídica y seriada, asimismo la colada de composición andesítica expone una textura localmente subofítica e intergranular. La textura de la masa fundamental de las tres coladas es hipocristalina, y presentan un alto contenido en vidrio volcánico de color pardo oscuro, siendo muy alta su abundancia en la escoria (79%). Se distinguen en la masa fundamental, microlitos de olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y opacos.

Los fenocristales que dominan en las coladas que conforman la fase basal del volcán Don Casimiro son de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (Figura 5.7). Los fenocristales de plagioclasa son de forma euhedral a subeuhedral, presentándose en abundancias del 9 al 20%, siendo más abundante en la colada con disyunción columnar; además muestran textura sieve y zonación, en las tres unidades.

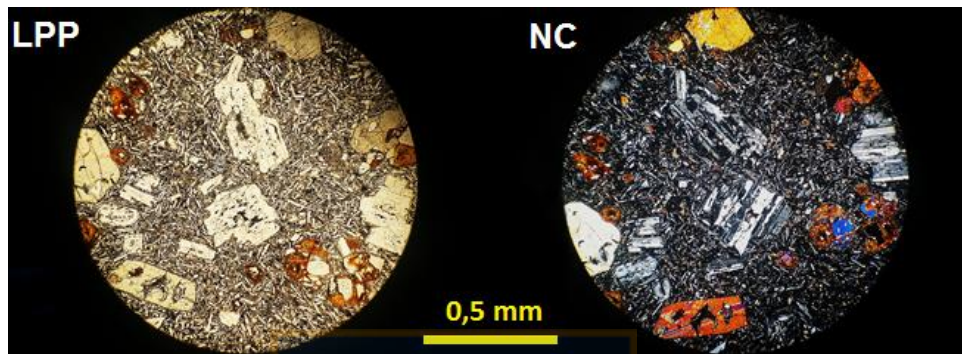


Figura 5.7. Sección transparente de muestra Go260215-1 en LPP y NC. Corresponden a una andesita de Cpx y Ol (Unidad central). Posee una masa fundamental hipocristalina y un contenido de Cpx y Ol, en torno al 9 y 5%, respectivamente.

Los fenocristales de olivino son anhedrales y se hallan presentes en la andesita de clinopiroxeno y olivino, y en la escoria andesítica basáltica. Su abundancia es del 2% al 5%, y en la escoria se encuentran oxidados. Por otro lado, los fenocristales de clinopiroxeno, son predominantemente subeuhedrales a euhedrales, y presentan una relativamente baja abundancia en las 3 coladas, a

5.2.3 Unidad sur

Las lavas presentan textura porfídica, localmente glomeroporfídica, y masa fundamental pilotaxíticas y hialopilíticas.

Los fenocristales que se observan en las 3 secciones transparentes analizadas corresponden a cristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. Los primeros tienen una abundancia relativamente baja, siendo el promedio inferior al 5%. En general, presentan una textura euhedral, que en algunos casos se ve acompañada por una zonación y/o también por texturas de desequilibrio tipo "sieve". Por otra parte, los fenocristales de olivino, que representan un 6% de las rocas, son mayoritariamente anhedrales y se encuentran levemente alterados a iddingsita. Un gran número de los cristales de olivino evidencian una textura esquelética (Figura

5.8). Los fenocristales de clinopiroxeno se encuentran presentes en una colada y en concentraciones muy bajas (1%), enseñando una forma anhedral.

Los microlitos en las masas fundamentales son principalmente cristales de plagioclasa tabulares, cristales de olivino y piroxenos anhedral, y opacos, e indican una cara orientación. La muestra 270215-1d es la única que posee vidrio volcánico, que a su vez es homogéneo y de color pardo oscuro.

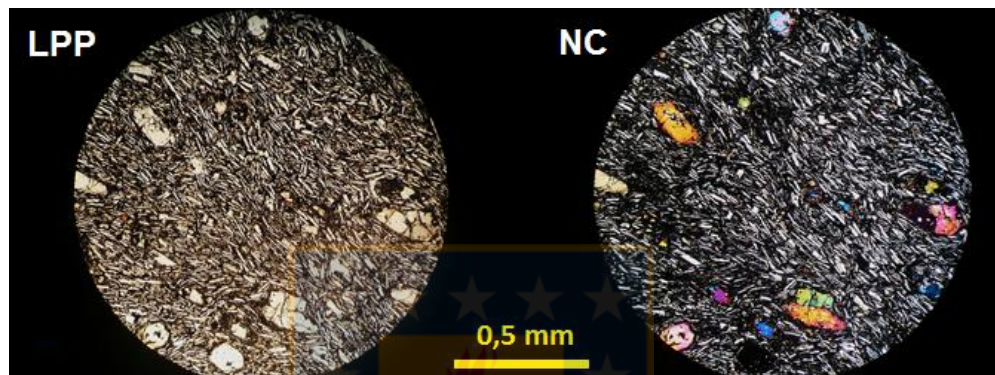


Figura 5.8. Muestra Go270215-1b. Corresponde a una andesita de olivino con una masa fundamental pilotaxítica (Unidad sur). Posee un contenido de olivino del 5%.

6. QUÍMICA MINERAL

A partir de los datos de composición química de minerales silicatados y oxidados obtenidos mediante el uso del microscopio electrónico de barrido (SEM+EDS), junto con el detector auxiliar de rayos X (EDS), ha sido posible determinar con alta precisión la variación composicional química de los minerales, tanto en sus núcleos como en sus bordes. También ha permitido la caracterización química de los bordes de crecimiento presentes en los minerales formadores de rocas. Ello contribuyó a determinar los procesos que han influido en el crecimiento de los minerales formadores de rocas, así como a calcular las temperaturas y presiones de formación de plagioclasas y piroxenos, mediante el uso de las planillas Excel “*Thermometers and Barometers for Volcanic Systems*” de Putirka (2008).

6.1 Mineralogía volcán Maipo

Las siete muestras analizadas mediante SEM-EDS para el volcán Maipo, procedente de las unidades basal oeste, basal este, central oeste y central superior, es decir, los análisis involucran tanto las etapas más basales del Maipo como las etapa más intermedias.

6.1.1 Olivino

Un total de 19 análisis fueron realizados a 12 fenocristales de olivino, los que a su vez se distribuyen en tres muestras procedentes de tres distintas unidades del volcán Maipo. Los fenocristales se hallan contenidos en las muestras Go010315-5a (unidad basal oeste), Go280215-2 (unidad basal este) y Go020315-1 (unidad central oeste), que corresponden a traquiandesita de cpx, traquiandesita basáltica de cpx y traquiandesita basáltica de olivino, respectivamente.

Los fenocristales se encuentran predominantemente zonados, exhibiendo formas subeuhedrales y anhedrales, principalmente, y con algunas inclusiones de óxidos como magnética e ilmenita. Las zonaciones se reconocen por variaciones en el color de los fenocristales hacia los bordes del mismo, que varían de un tono gris oscuro a un gris claro. Los análisis ubicados en estas bandas de zonación indican una disminución del contenido de

forsterita hacia los bordes del fenocristal (zonación normal) y se reconocen en todos los fenocristales zonados. La disminución de la forsterita hacia los bordes es variable, pero se manifiesta en el rango del 2 al 18%, siendo la traquiandesita basáltica de olivino (Go020315-3, unidad central oeste) la que presenta los contenidos de forsterita más altos en los núcleos de los fenocristales, como también el rango mayor de decrecimiento hacia los bordes. En algunos casos, los bordes más alejados del núcleo son pigeonitas o enstatitas.

Las composiciones químicas de los fenocristales de olivino (Tabla 6.1) indican contenidos variables de SiO₂, MgO, MnO y FeO. La concentración de SiO₂ tiende a variar entre un 37 y un 40%, mientras que el de MnO no supera el 0,28%, y en muchos casos está ausente. El MgO alcanza sus valores más altos en la muestra Go020315-1, y al mismo tiempo alcanza también los más bajos, por lo que el contenido en forsterita de esta muestra presenta el rango más amplio.

Tabla 6.1. Tabla representativa de las composiciones químicas de fenocristales de olivino obtenidas mediante SEM+EDS, la totalidad de los análisis se puede ver en Anexos, Fichas SEM+EDS.

| Muestra | Go020315-1 | Go020315-1 | Go280215-2 | Go280215-2 | Go010315-5a |
|------------------------------------|------------|------------|------------|------------|-------------|
| SiO ₂ | 40,49 | 37,59 | 38,8 | 37,77 | 39,7 |
| MgO | 42,49 | 29,17 | 35,21 | 30,64 | 38,23 |
| MnO | 0,14 | 0,24 | 0,22 | 0,28 | 0,21 |
| FeO | 16,88 | 33 | 25,76 | 31,31 | 21,86 |
| TOTAL | 100 | 100 | 99,99 | 100 | 100 |
| Numero de cationes para 4 oxígenos | | | | | |
| Si | 1,02 | 1,02 | 1,02 | 1,02 | 1,02 |
| Mg | 1,60 | 1,19 | 1,39 | 1,24 | 1,48 |
| Mn | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| Fe ⁺⁺ | 0,36 | 0,75 | 0,57 | 0,71 | 0,47 |
| %Fo | 81,77 | 61,17 | 70,90 | 63,56 | 75,71 |
| %Fa | 18,23 | 38,83 | 29,10 | 36,44 | 24,29 |

En la Figura 6.1, imagen A, se observa un cristal de olivino que fue analizado en 3 puntos; s1,s2 y s4, que evidencian variaciones leves en el contenido de forsterita (< 2%). En la imagen B, coexisten cristales de piroxenos (s3 y s7), con dos cristales de olivino; el primero (s1, s2) y expone una leve zonación con disminución del contenido de forsterita hacia los bordes; el

segundo cristal corresponde al análisis s4, en ambos se observa una corona de enstatita que los rodea.

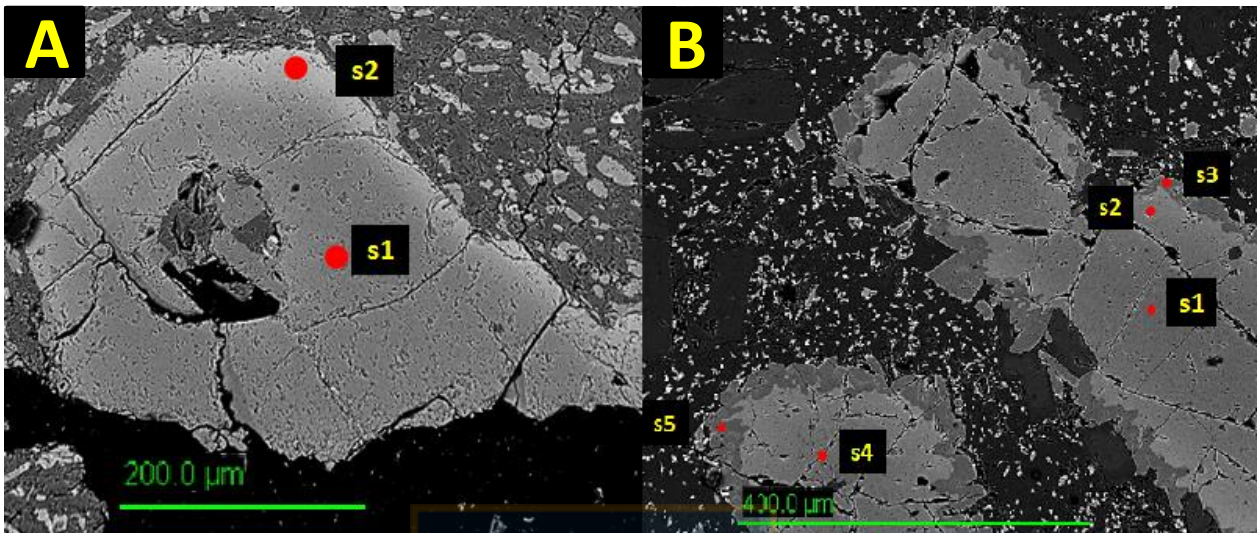


Figura 6.1. Imágenes de electrones retrodispersados. A (muestra Go020315-1, imagen 3) se observa un olivino euahedral, fragmentado y parcialmente digerido. Presenta una zonación normal, variando de fo% 80,5 en su núcleo a 69,2 en su borde. B (muestra Go010315-5a, imagen 4), se observan dos fenocristales anhedrales de olivino, ambos zonados y coronados por un borde de enstatita.

6.1.2 Piroxenos

Se realizaron más de 60 análisis en fenocristales de piroxeno en 6 muestras provenientes del volcán Maipo, arrojando estos resultados que los piroxenos analizados corresponden principalmente a enstatitas y augitas, y a escasas pigeonitas (Figura 6.2). A su vez, estas fases se han manifestado a modo de fenocristales homogéneos, o como núcleos y bordes de fenocristales zonados, en algunos casos más aislados, se han distinguido como bordes o coronas de zonación en torno a fenocristales de olivino.

Los fenocristales de augita se caracterizan por presentarse principalmente con formas subeuahedrales y menor cantidad anhedrales, localizándose generalmente como fenocristales independientes, aunque en varias ocasiones se ubican como parte de glomeropórfidos. Las augitas abundan en distintas concentraciones en las diferentes unidades del volcán Maipo, desde andesitas basálticas a dacitas, a excepción de la unidad central este, en la cual no se identificaron piroxenos cálcicos mediante los análisis de química mineral.

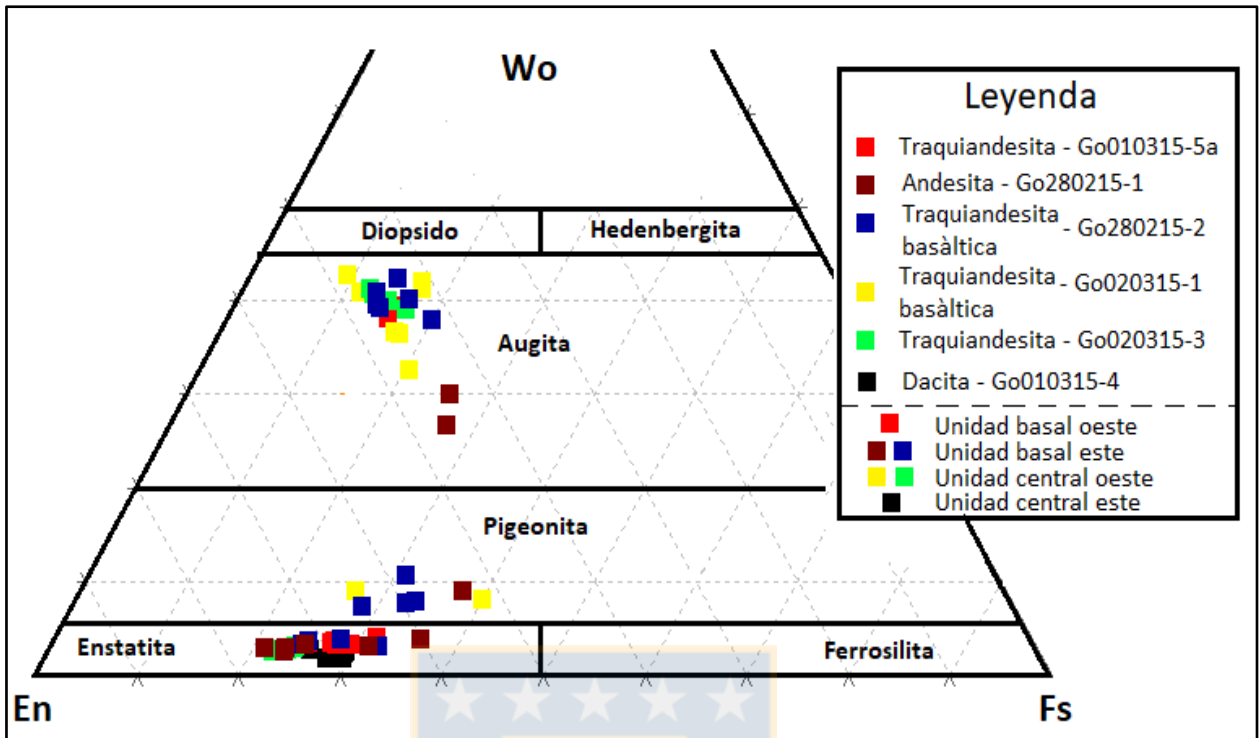


Figura 6.2. Diagrama de clasificación de fenocristales de piroxenos según contenido en ferrosilita, enstatita y wollastonita (Morimoto *et al.*, 1988). Los puntos corresponden a los análisis realizados a los piroxenos de las muestras procedentes del volcán Maipo, y han sido clasificados según muestra y unidad a la que pertenece.

La composición química de las augitas queda retratada en la Tabla 6.2, que corresponde a una Tabla representativa de la totalidad de análisis realizados a los fenocristales de augita. Se desprende de esta Tabla, y en conjunto con la totalidad de las muestras, que la composición de los fenocristales de augita es altamente similar para la mayoría de ellos, quedando las variaciones químicas acotadas en pequeños rangos.

Elementos como el SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , MnO y Na_2O poseen medianas (estadísticas) con valores de 53,3%, 0,65%, 1,99%, 15,64%, 0% y 0,35%, respectivamente, teniendo una diferencia no mayor a un 2% con los valores extremos de las concentraciones para cada óxido, lo que indica una alta congruencia entre las composiciones químicas de las distintas augitas. Por otro lado, el FeO y el CaO presentan rangos de concentración más amplios, cercanos al 10%, observando que un incremento en la concentración de uno de estos dos es acompañado por una disminución en la misma proporción en la concentración del otro (Tabla 6.3), reflejando que las muestras de la unidad basal este contiene a las augitas con menor contenido en calcio.

Estas variaciones no se exhiben marcadamente como zonaciones en los fenocristales de augita, si no que forman parte de fenocristales aislados. Las zonaciones son escasas tanto por su abundancia como por sus composiciones contrastantes, sin embargo, se reconocen algunos fenocristales con zonaciones importantes, como sucede en la imágenes A y B de la Figura 6.3, donde se observan zonaciones que involucran un incremento de Mg hacia los bordes del cristal (A) o zonaciones que representan cristalización al eutéctico (B).

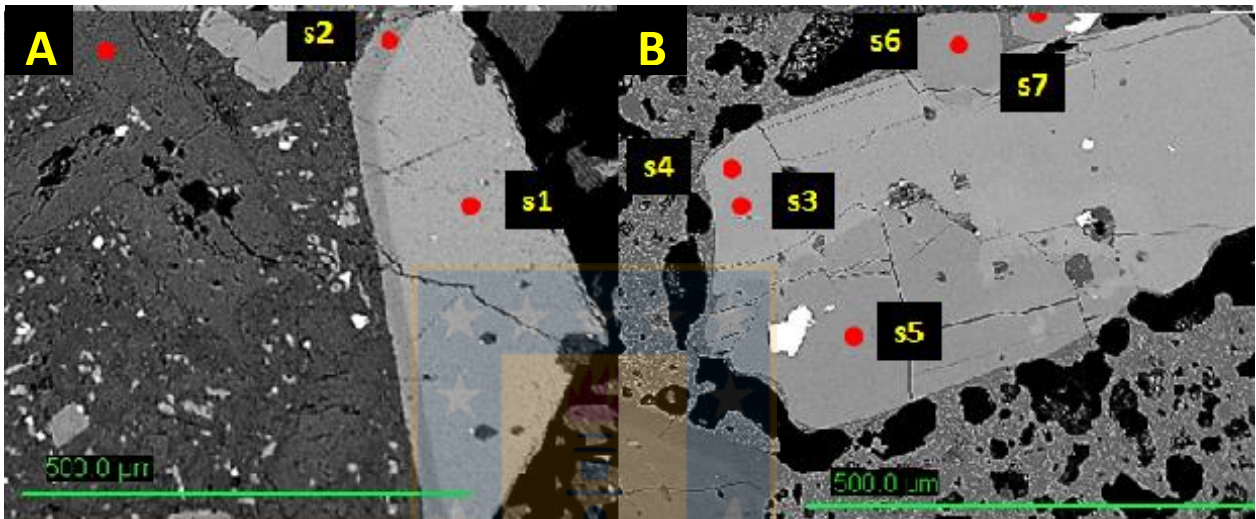


Figura 6.3. Imagen de electrones retrodispersados. A(Go280215-2, imagen 4) se distingue un cristal euhedral de augita que muestra un incremento de Mg hacia sus bordes y B (Go020315-3, imagen 2), se observa un cristal subeuhedral elongado, se distingue una zona clara que es augita, y una oscura que es enstatita.

Por otra parte, los fenocristales de enstatita se describen principalmente con formas subeuhedrales, a euhedrales y anhedrales. Se localizan frecuentemente como fenocristales aislados, o al igual que las augitas, formando glomeroporfidos. También ha sido posible observarlos como coronas en bordes de fenocristales de olivino, aunque de forma menos frecuente. Ha sido posible distinguir los fenocristales de enstatita en las 4 unidades descritas para el volcán Maipo (Figura 6.2), solo encontrándose ausente, o no analizado, en la colada traquiandesítica basáltica (muestra Go020315-1), perteneciente a la unidad central oeste.

Los resultados de las composiciones químicas de los fenocristales de enstatita (Tabla 6.4) indican que la mayor parte de los fenocristales de enstatita analizados tienen composiciones químicas muy similares, principalmente en SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , MnO y CaO , con valores en torno al 55,1%, 0,3%, 1,1%, 0,24% y 1, 57%, respectivamente (valores de las medianas estadísticas),

mientras que el, FeO y MgO presentan rangos de concentraciones más amplios, y muestran una estrecha correlación negativa (Tabla 6.5). También se aprecia que el SiO₂ tiene una alta correlación positiva con el MgO y una alta correlación negativa con el FeO.

Tabla 6.4. Tabla representativa de las composiciones químicas de fenocristales de enstatitas obtenidas mediante SEM+EDS, la totalidad de los análisis se puede ver en Anexos, Fichas SEM+EDS.

| | Go280215- 1 | Go280215- 1 | Go010315- 4 | Go280215- 2 | Go020315- 3 | Go010315- 5a |
|----------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|-----------------|
| SiO ₂ | 53,81 | 55,71 | 55,33 | 54,38 | 55,81 | 55,03 |
| TiO ₂ | 0,48 | 0 | 0 | 0,33 | 0 | 0,34 |
| Al ₂ O ₃ | 0,7 | 1,32 | 0,52 | 0,61 | 0,63 | 1,13 |
| Cr ₂ O ₃ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| FeO | 22,04 | 13,64 | 18,46 | 20,07 | 15,41 | 16,03 |
| MnO | 0,32 | 0,2 | 0,5 | 0,32 | 0,22 | 0,21 |
| MgO | 20,76 | 27,64 | 24,28 | 22,71 | 26,48 | 25,56 |
| CaO | 1,89 | 1,5 | 0,91 | 1,57 | 1,45 | 1,7 |
| Na ₂ O | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| TOTAL | 100 | 100,01 | 100 | 99,99 | 100 | 100 |
| Numero de cationes en base a 6 O | | | | | | |
| Si | 2,02 | 2,00 | 2,03 | 2,02 | 2,02 | 2,00 |
| Ti | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 |
| Al | 0,03 | 0,06 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,05 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe ⁺⁺ | 0,69 | 0,41 | 0,57 | 0,62 | 0,47 | 0,49 |
| Mn | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Mg | 1,16 | 1,48 | 1,33 | 1,25 | 1,43 | 1,38 |
| Ca | 0,08 | 0,06 | 0,04 | 0,06 | 0,06 | 0,07 |
| Ni | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Wollastonita | 3,94 | 2,96 | 1,85 | 3,21 | 2,88 | 3,42 |
| Enstatita | 60,21 | 76,00 | 68,81 | 64,71 | 73,22 | 71,45 |
| Ferrosilita | 35,85 | 21,04 | 29,34 | 32,08 | 23,90 | 25,13 |

A diferencia de las augitas, aquí la variación en el porcentaje de moléculas de wollastonita se restringe en un rango muy estrecho, por lo que los principales cambios composicionales son dados por los cambios en la concentración de FeO y MgO para cada análisis, que se traduce variaciones en el porcentaje de moléculas de enstatita y ferrosilita, respectivamente. El número de análisis con el contenido más alto en enstatita provienen de la muestra Go020315-3 (traquiandesita de olivino).

Tabla 6.5. Digrama de correlación de Pearson para enstatitas del volcán Maipo. Las correlaciones más altas se observan cercanas a 1 o -1 (tonos rojizos).

| X | Correlación de Pearson - Enstatitas | | | | | | | | Leyenda | |
|--------------------------------|-------------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|------|---------|----------|
| | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | | |
| SiO ₂ | 1.00 | | | | | | | | | 0.9-1 |
| TiO ₂ | -0.58 | 1.00 | | | | | | | | 0.8-0.89 |
| Al ₂ O ₃ | -0.08 | 0.30 | 1.00 | | | | | | | 0.7-0.79 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.00 | | | | | | 0.6-0.69 |
| FeO | -0.76 | 0.22 | -0.55 | 0.00 | 1.00 | | | | | 0.5-0.59 |
| MnO | -0.17 | -0.25 | -0.47 | 0.00 | 0.52 | 1.00 | | | | 0.4-0.49 |
| MgO | 0.78 | -0.31 | 0.50 | 0.00 | -0.99 | -0.46 | 1.00 | | | 0.3-0.39 |
| CaO | -0.37 | 0.44 | 0.03 | 0.00 | 0.21 | -0.55 | -0.31 | 1.00 | | 0.2-0.29 |
| | | | | | | | | | | 0.1-0.19 |
| | | | | | | | | | | 0-0,9 |

La zonación de los fenocristales de enstatita se manifiesta como cristales con zonaciones normales hacia los bordes, es decir, con un aumento del porcentaje de la molécula de ferrosilita en relación a la enstatita (Figura 6.4 A), o como zonación inversa. También se han reconocido fenocristales con zonaciones tipo parche (Figura 6.4 B) y como bordes de fenocristales de olivinos zonados.

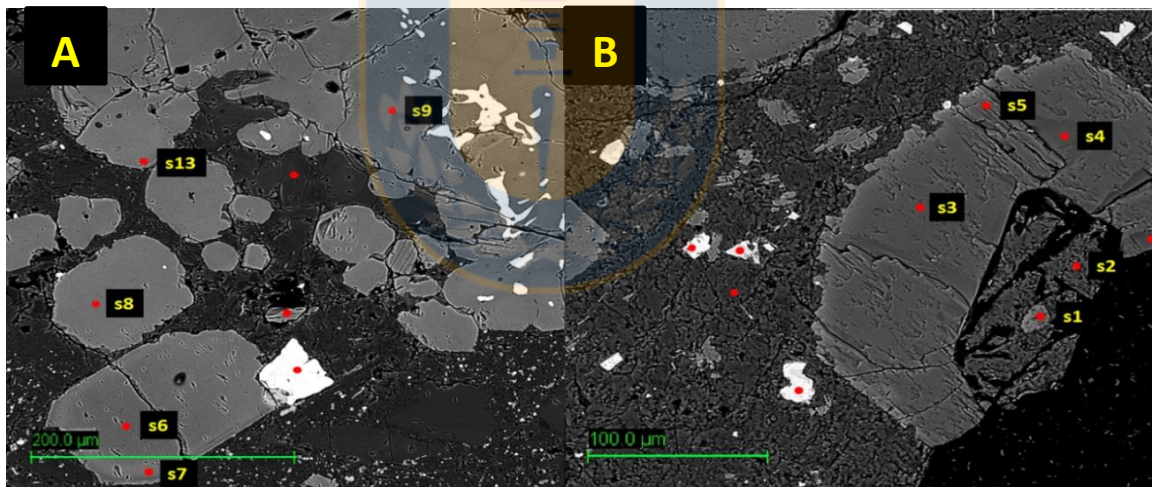


Figura 6.4. Imágenes de electrones retrodispersados. A (Go010315-4, imagen 1) cristales zonados de enstatita (s6-s7) y B (Go280215-1, imagen 2), gran cristal de enstatita con inclusión en su núcleo de una plagioclasa.

Los fenocristales de pigeonitas son muy aislados, y se manifiestan siempre con formas anhedrales. De los 7 análisis realizados a pigeonitas, solo 2 corresponden a fenocristales, los restante 5 análisis proceden de bordes de olivinos. Las muestras que los contienen son las pertenecientes a las unidades basal este y central oeste, y de litología andesítica y traquiandesítica basáltica.

Las composiciones de las pigeonitas son muy similares para la mayoría de los óxidos (Tabla 6.6), a excepción del FeO y MgO, que muestran grandes diferencias. Los contenidos más elevados de FeO y por ende de ferrosilita, provienen de 2 análisis realizados a fenocristales de pigeonita, ambos en su núcleo. Por otro lado, las pigeonitas más magnésicas o de mayor porcentaje de la molécula de enstatita proceden principalmente de análisis no obtenidos de los bordes de olivinos, sino de cristales independienyes. La variación de los elementos (óxidos) presenta una correlación mucho mayor para las pigeonitas que para las augitas y enstatitas. Un aumento del SiO₂ implica un aumento en la concentración de MgO, y una disminución del FeO (Tabla 6.7).

Tabla 6.6. Tabla representativa de las composiciones químicas de fenocristales de pigeonitas obtenidas mediante SEM+EDS, la totalidad de los análisis se puede ver en Anexos, Fichas SEM+EDS.

| | Go280215-1 | Go020315-1 | Go280215-2 | Go280215-2 |
|---------------------------------|------------|------------|------------|------------|
| SiO ₂ | 53.66 | 54,95 | 54,31 | 54,76 |
| TiO ₂ | 0,45 | 0,47 | 0,53 | 0,34 |
| Al ₂ O ₃ | 0 | 0,71 | 0,6 | 2 |
| Cr ₂ O ₃ | 0 | 0 | 0 | 0 |
| FeO | 22,53 | 16,89 | 19,02 | 19,33 |
| MnO | 0,39 | 0,22 | 0,32 | 0,31 |
| MgO | 18,06 | 22,39 | 20,05 | 19,04 |
| CaO | 4,22 | 4,37 | 5,17 | 3,55 |
| Na ₂ O | 0 | 0 | 0 | 0,67 |
| TOTAL | 99,31 | 100 | 100 | 100 |
| Número de cationes en base a 60 | | | | |
| Si | 2,05 | 2,03 | 2,03 | 2,04 |
| Ti | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Al | 0,00 | 0,03 | 0,03 | 0,09 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe ⁺⁺ | 0,72 | 0,52 | 0,59 | 0,60 |
| Mn | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Mg | 1,03 | 1,23 | 1,12 | 1,06 |
| Ca | 0,17 | 0,17 | 0,21 | 0,14 |
| Ni | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Na | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 |
| Wollastonita | 8,99 | 8,97 | 10,79 | 7,87 |
| Enstatita | 53,54 | 63,96 | 58,23 | 58,71 |
| Ferrosilita | 37,47 | 27,06 | 30,98 | 33,43 |

Tabla 6.7. Digrama de correlación de Pearson para pigeonitas del volcán Maipo. Las correlaciones más altas se observan cercanas a 1 o -1 (tonos rojizos).

| X | Corralación de Pearson - Pigeonitas | | | | | | | | | Leyenda | |
|-------|-------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|---------|----------|
| | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | Cr2O3 | FeO | MnO | MgO | CaO | Na2O | | |
| SiO2 | 1.00 | | | | | | | | | | 0.9-1 |
| TiO2 | 0.60 | 1.00 | | | | | | | | | 0.8-0.89 |
| Al2O3 | 0.67 | 0.05 | 1.00 | | | | | | | | 0.7-0.79 |
| Cr2O3 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.00 | | | | | | | 0.6-0.69 |
| FeO | -0.98 | -0.71 | -0.56 | 0.00 | 1.00 | | | | | | 0.5-0.59 |
| MnO | -0.75 | -0.78 | -0.35 | 0.00 | 0.81 | 1.00 | | | | | 0.4-0.49 |
| MgO | 0.94 | 0.74 | 0.42 | 0.00 | -0.98 | -0.85 | 1.00 | | | | 0.3-0.39 |
| CaO | -0.44 | -0.12 | -0.46 | 0.00 | 0.40 | 0.45 | -0.46 | 1.00 | | | 0.2-0.29 |
| Na2O | 0.30 | -0.08 | 0.85 | 0.00 | -0.18 | -0.08 | 0.03 | -0.42 | 1.00 | | 0.1-0.19 |
| | | | | | | | | | | | 0-0-9 |

En la Figura 6.5 se puede apreciar la presencia de composiciones pigeoníticas en los bordes de olivinos zonados (s4 y s11), que conviven con fenocristales de tanto euhedrales como anhedrales de enstatitas zonados (s1- s2, s7-s8 y s15) y fenocristales anhedrales de pigeonita zonada a augita (s5 y s6).

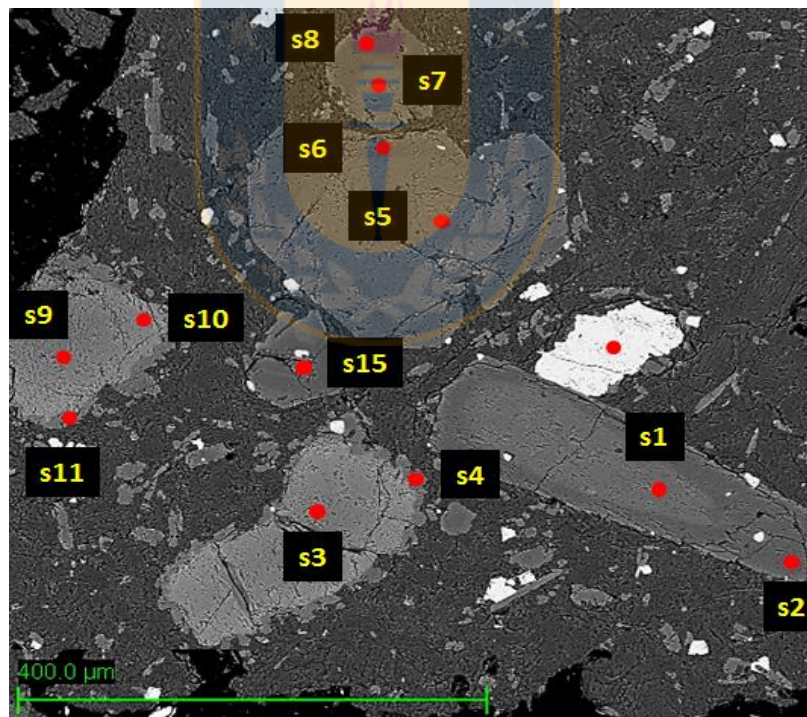


Figura 6.5. Imagen de electrones retrodispersados (Go280215-2, imagen 2). S1: enstatita Wo:3,2%, En:64,7%, S2: enstatita Wo:3,6%, En: 71,40%, S3: olivino, S4: pigeonita Wo:10,9%, En: 58,23%, S5: pigeonita Wo:7,39%, En:64,1%, S6: augita Wo:42,4%, En:43,2%, S7: enstatita Wo:3,2%, En:65,3%, S8: enstatita Wo:55,2%, En:72,1%, S9: olivino, S10: olivino, S11: pigeonita Wo:7,9%, En:58,7%, y S15: enstatita Wo:3,8%, En 68%.

6.1.3 Feldespatos

Se realizaron cerca de 60 análisis de la composición química de los feldespatos, tanto en fenocristales y microfenocristales zonados y no zonados. En cuanto a su composición, el mayor porcentaje de los fenocristales analizados fueron feldespatos de la serie continua de las plagioclasas (Figura 6.6), agrupándose entre los campos de la andesina y bitownita. Los feldespatos potásicos son raros, y no se identificaron en más de 3 análisis válidos. Los análisis se realizaron en distintos sectores de los fenocristales, para así reconocer el tipo de zonación dominante.

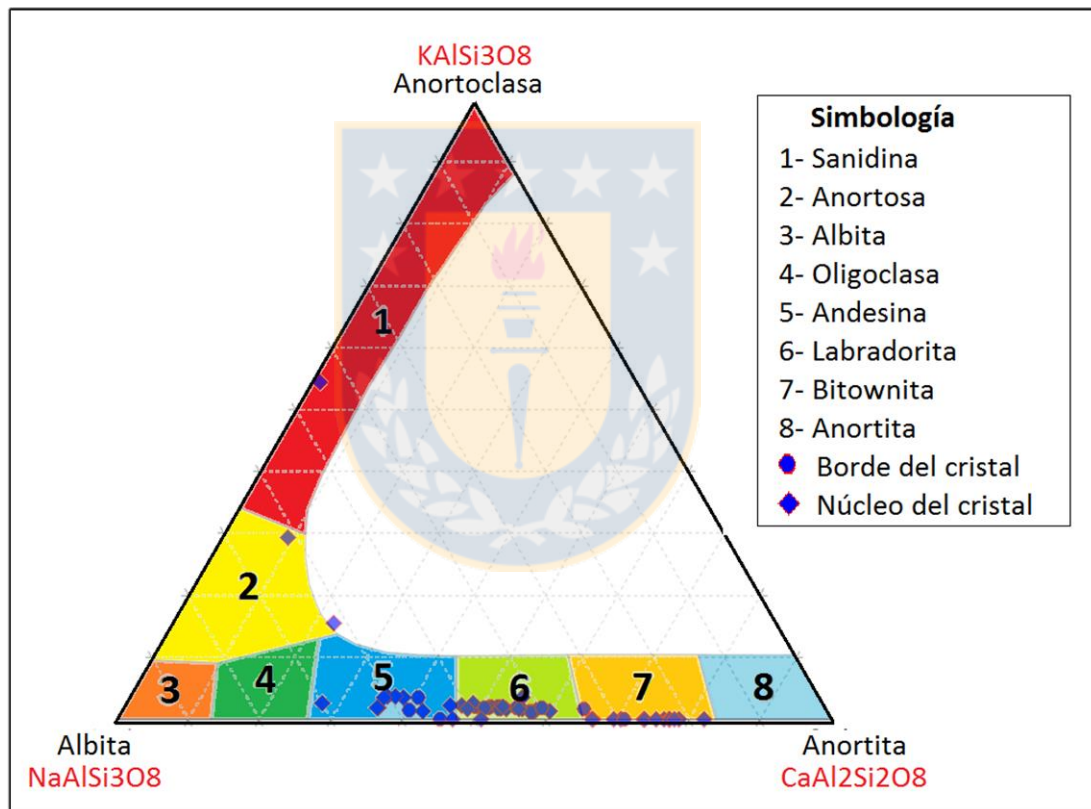


Figura 6.6. Diagrama de clasificación para feldespatos. En él se grafican las muestras procedentes del volcán Maipo.

6.1.3.1 Plagioclasas

La mayoría de los núcleos de los fenocristales son bitownitas, que corresponde a la fase más cálcicas expuesta en las muestras, y gradan a hacia los bordes a labradoritas y andesinas, de igual manera los cristales de labradorita evolucionan a bordes andesíticos. Por lo tanto se establece que la zonación tipo normal, es la dominante en las muestras analizadas del volcán

Maipo, señalando que la zonación inversa solo fue detectada en 3 fenocristales, y solo en dos de ellos se tradujo en una variación a una fase más cálcica (de labradorita a bitownita).

Las zonaciones se presentan como oscilatorias y en forma de anillos concéntricos de límites netos entorno a un núcleo, que generalmente es de composición bitownítica. Los cristales afectados son principalmente euhedrales de mediana integridad (Hibbard, 1995), es decir, cristales tabulares con indicadores de reabsorción. Estas zonaciones han sido bien registradas en la muestra Go010315-4 (dacita) (Figura 6.7 A y B), donde los análisis realizados en los diferentes anillos revelan la zonación normal del fenocristal.

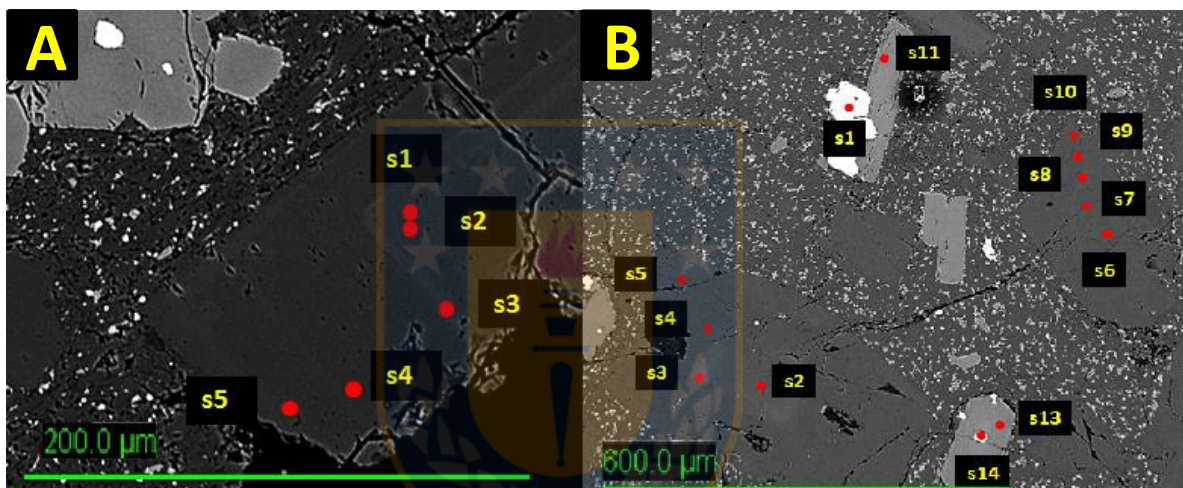


Figura 6.7. Imágenes de electrones retrodispersados. A (muestra Go010315-4, imagen 1) se observa un núcleo S1 de composición bitownítica que evoluciona hacia los bordes a una labradorita. B (muestra Go010315-5a, imagen 1), se observan dos grandes cristales euhedrales de plagioclasas: el primero (s2 a s5) varía desde un núcleo labradorítico a una labradorita con menor contenido de anortita, sin embargo, en s3 se aprecia un anillo bitownítico, en s6 a s10 vemos otros fenocristal de plagioclasa con zonación normal de una labradorita rica en anortita a una empobrecida en anortita.

La zonación inversa (Figura 6.7, B) involucra cristales euhedrales de integridad media y pertenecen a las muestras Go010315-4, Go270215-2a y Go010315-5a. En todas sus apariciones aparecen como anillos concéntricos ubicados en la zona “manto” del fenocristal”, es decir, en etapas intermedias de su crecimiento. Los núcleos de estos 3 fenocristales son de composición labradorita, y gradan mediante una zonación normal a un empobrecimiento en Ca hacia los bordes, sin embargo, en una etapa intermedia de su evolución (zona manto) presentan un enriquecimiento en su contenido de anortita y bordes de reabsorción. En su etapa final de crecimiento exhiben nuevamente una zonación de tipo normal.

Las composiciones de los fenocristales de plagioclasa son expuestas en la Tabla 6.8, donde se presentan las composiciones de los cristales más representativos composicionalmente hablando.

Tabla 6.8. Tabla representativa de las composiciones químicas de fenocristales de plagioclasas obtenidas mediante SEM+EDS, la totalidad de los análisis se puede ver en Anexos, Fichas SEM+EDS.

| | Go010315- 5a | Go270215- 2a | Go010315- 5a | Go010315- 4 | Go280215- 2 | Go020315- 3 |
|----------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|----------------|
| SiO ₂ | 48,87 | 62,63 | 56,16 | 52,01 | 55,02 | 51,47 |
| TiO ₂ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Al ₂ O ₃ | 32,42 | 23,51 | 27,34 | 30,36 | 27,84 | 30,31 |
| FeO | 0,59 | 0 | 0,57 | 0,55 | 0,8 | 1,03 |
| MgO | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| CaO | 16,14 | 5,58 | 10,58 | 13,8 | 11,49 | 14,24 |
| Na ₂ O | 1,99 | 7,85 | 5,06 | 3,28 | 4,53 | 2,96 |
| K ₂ O | 0 | 0,43 | 0,29 | 0 | 0,31 | 0 |
| Total | 100,01 | 100 | 100 | 100 | 99,99 | 100,01 |
| Número de cationes en base a 8 O | | | | | | |
| Si | 2,24 | 2,77 | 2,53 | 2,36 | 2,49 | 2,35 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Al | 1,75 | 1,23 | 1,45 | 1,63 | 1,48 | 1,63 |
| Fe ⁺⁺ | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,04 |
| Mg | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ca | 0,79 | 0,26 | 0,51 | 0,67 | 0,56 | 0,70 |
| Na | 0,18 | 0,68 | 0,44 | 0,29 | 0,40 | 0,26 |
| K | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,00 |
| Ortoclasa | 0,00 | 2,52 | 1,68 | 0,00 | 1,78 | 0,00 |
| Albita | 17,87 | 70,05 | 44,68 | 29,50 | 39,71 | 26,32 |
| Anortita | 82,13 | 27,43 | 53,64 | 70,50 | 58,51 | 73,68 |

6.1.3.2 Feldespatos potásicos

Los feldespatos potásicos presentes son anortoclasa y sanidina: el primero solo se reconoce en la muestra Go280215-1 (andesita) y únicamente en dos fenocristales. Por otro lado, la sanidina solo fue identificada en la muestra Go270215-2a (dacita) y en un único fenocristal.

Ambos feldespatos potásicos no pudieron ser bien observados mediante las imágenes de electrones retrodispersados, debido al bajo contraste con el que fueron reconocidos. Es posible

diferenciar únicamente que su tamaño es cercano a los 50 μm . La composición química de las anortosas es bastante similar para ambas (Tabla 6.9), destacando que la sanidina perteneciente a la muestra Go270215-2a, no tiene CaO y tiene el doble de K_2O que las anortosas.

Tabla 6.9. Tabla representativa de las composiciones químicas de cristales de anortoclasa (Go280215-2) y sanidina (Go270215-2a) obtenidas mediante SEM+EDS, la totalidad de los análisis se puede ver en Anexos, Fichas SEM+EDS.

| | Go280215-1 | Go280215-1 | Go270215-2a |
|----------------------------------|------------|------------|-------------|
| SiO ₂ | 65.19 | 68,04 | 68,83 |
| TiO ₂ | 0 | 0 | 0 |
| Al ₂ O ₃ | 21,02 | 18,69 | 17,43 |
| FeO | 0,59 | 0,51 | 0,27 |
| MgO | 0 | 0 | 0 |
| CaO | 3,97 | 1,42 | 0 |
| Na ₂ O | 6,67 | 6,56 | 4,69 |
| K ₂ O | 2,56 | 4,78 | 8,78 |
| Total | 100 | 100 | 100 |
| Numero de cationes en base a 8 O | | | |
| Si | 2,89 | 3,02 | 3,08 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Al | 1,10 | 0,98 | 0,92 |
| Fe ⁺⁺ | 0,02 | 0,02 | 0,01 |
| Mg | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ca | 0,19 | 0,07 | 0,00 |
| Na | 0,58 | 0,57 | 0,41 |
| K | 0,14 | 0,27 | 0,50 |
| Ortoclasa | 15,56 | 29,31 | 54,51 |
| Albita | 61,82 | 61,32 | 44,39 |
| Anortita | 22,62 | 9,36 | 1,10 |

6.2 Mineralogía volcán Don Casimiro

6.2.1 Olivino

Los fenocristales de olivino se presentan en al menos 6 de las 7 coladas analizadas mediante SEM+EDS para el volcán Don Casimiro, lo cual implica que solo se detectaron olivinos mediante

análisis químicos mineral, en las unidad Sur y Norte. Las coladas que los contienen son las siguientes: Go260215-2a, 2d y 2f (unidad norte), y las coladas Go270215-1a, 1c y 1d (unidad sur). Las primeras son coladas con niveles particularmente altos de álcalis.

Los olivinos que han sido analizados tienen principalmente una forma anhedral, y de mediana integridad (Figura 6.8A), lo que indica que presentan frecuentes indicios de haber sufrido diversos grados de desequilibrio, es la muestra Go260215-2f la que resalta en este ambiente, debido a que los olivinos analizados en ella muestran un fuerte grado de alteración hacia fases más ricas en FeO como iddingsita y otras más cálcicas, como calcita (Figura 6.8B).

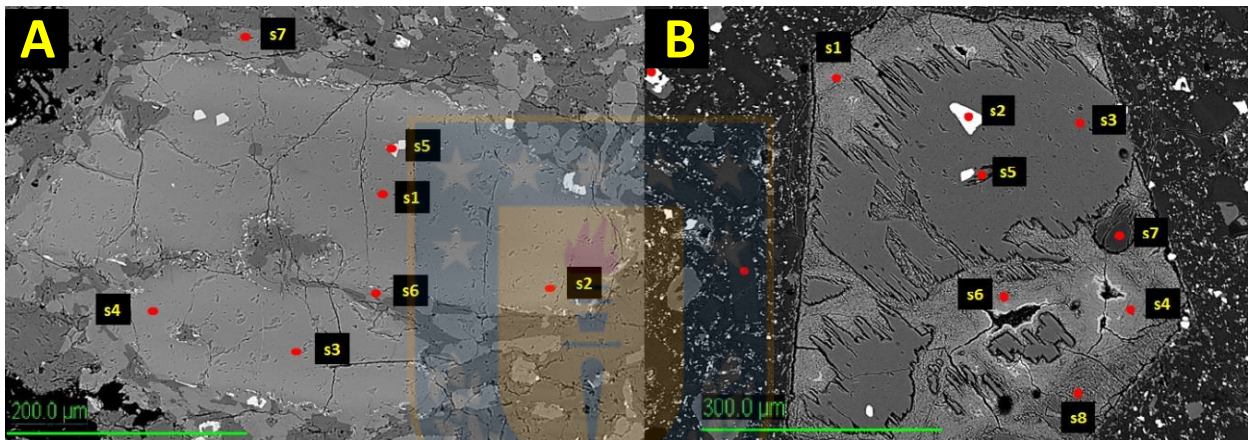


Figura 6.8. Imágenes de electrones retrodispersados. A (muestra Go270215-1d, imagen 1) se observa un gran cristal de olivino fuertemente corroído por procesos de desequilibrio. Ambas partes del cristal presentan zonación normal, con una variación de %Fo del 15%. Está rodeado por un pigeonita y esta a su vez por enstatita. B (muestra Go260215-2f, imagen 2) cristal de olivino muy alterado a iddingsita y calcita.

Las composiciones químicas de los fenocristales de olivino (Tabla 6.10) se mantienen en rangos similares para la mayoría de ellos. El SiO_2 ronda el 38% y el MnO se mueve entre 0,0 y 0,3 %. Por otro lado, el FeO y el MgO tienen rangos más amplios, desde 16 a 33% para el Feo y 24 a 42% para el MgO. En relación al contenido de forsterita, las muestras de la unidad sur presentan los contenidos más elevados, desde 60 a 81,8%, aunque este valor tan elevado se presenta tan solo en un fenocristal de la muestra Go270215-1d. Estas composiciones quedan reflejadas en los distintos grados de zonación que presentan los fenocristales de olivino, que en muchos casos se ven bordeados por un anillo de composición pigeonitica, mientras que en otros casos menos

comunes, se manifiesta una zonación normal del fenocristal con contenidos más reducidos de MgO hacia sus bordes, como se puede observar en la (Figura 6.8A).

Tabla 6.10. Tabla representativa de algunas composiciones químicas de los fenocristales de olivino analizados para el vn. Don Casimiro. La totalidad de los análisis se haya en anexos, Fichas SEM+EDS.

| Muestra | Go2601215-2a | Go260215-2d | Go270215-1c | Go270215-1d | Go270215-1a | Go260215-2f |
|---|--------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| SiO ₂ | 37,63 | 37,57 | 38,3 | 40,48 | 38,79 | 39,76 |
| MgO | 27,61 | 26,98 | 30,36 | 42,63 | 34,39 | 39,21 |
| MnO | 0,29 | 0,28 | 0,26 | 0 | 0,24 | 0,15 |
| FeO | 34,47 | 35,17 | 31,08 | 16,89 | 26,58 | 20,88 |
| TOTAL | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| Numero de cationes en base a 4 oxígenos | | | | | | |
| Si | 1,03 | 1,03 | 1,03 | 1,02 | 1,02 | 1,02 |
| Mg | 1,14 | 1,11 | 1,23 | 1,61 | 1,36 | 1,51 |
| Mn | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| Fe | 0,79 | 0,81 | 0,70 | 0,36 | 0,59 | 0,45 |
| %Fo | 58,81 | 57,76 | 63,52 | 81,81 | 69,75 | 77,00 |
| %Fa | 41,19 | 42,24 | 36,48 | 18,19 | 30,25 | 23,00 |

6.2.2 Piroxenos

Cerca de 60 análisis químicos puntuales fueron realizados en fenocristales de piroxenos de las 7 muestras provenientes del volcán Don Casimiro (Figura 6.9).

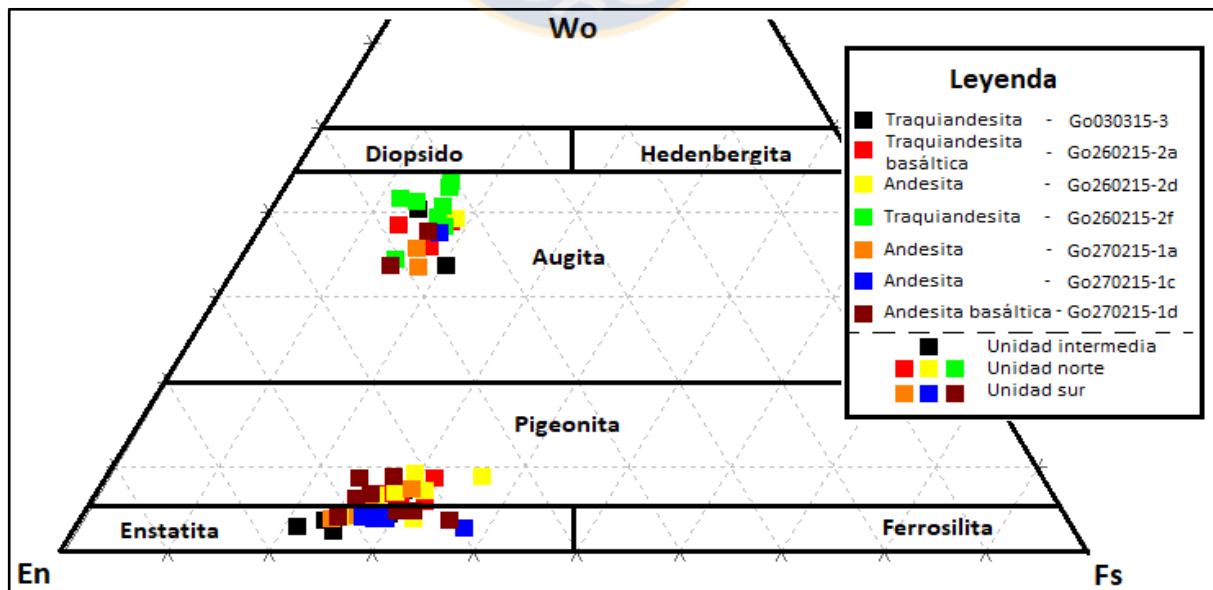


Figura 6.9. Diagrama de clasificación de fenocristales de piroxeno (Morimoto *et al.*, 1988). Los puntos corresponden a los análisis realizados a los piroxenos de las muestras del volcán Don Casimiro.

Los piroxenos distinguidos corresponden, según un orden de abundancia decreciente: enstatitas, augitas y pigeonitas (Figura 6.9). En la mayoría de los casos, los fenocristales fueron analizados tanto en sus núcleos como bordes, aunque dominaron los análisis realizados en los núcleos. Los fenocristales de augita presentan formas principalmente subeuhedrales a anhedrales, y pudieron ser detectados con abundancia en la unidad norte, en particular en la muestra Go260215-2f (traquiandesita, unidad norte), que corresponde a la única colada en la cual solo se reconocieron augitas. Las composiciones químicas de las augitas varían poco (Tabla 6.11), la mayor diferencia se presenta en el contenido de SiO₂ en un rango de 49,6 a 54,7%.

Tabla 6.11. Tabla representativa de algunas composiciones químicas de los fenocristales de augita analizados para el vn. Don Casimiro. La totalidad de los análisis se haya en anexos, Fichas SEM+EDS.

| | Go260215- 2f | Go270215- 1d | Go260215- 2f | Go270215- 1a | Go030315- 3 |
|---|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|
| SiO ₂ | 49,6 | 54,67 | 52,48 | 54,21 | 53,26 |
| TiO ₂ | 1,81 | 0,42 | 0,58 | 0,64 | 0,92 |
| Al ₂ O ₃ | 5,42 | 1,26 | 3,36 | 1,18 | 1,56 |
| Cr ₂ O ₃ | 0 | 0 | 0,49 | 0 | 0 |
| FeO | 9,33 | 9,21 | 7,23 | 10,81 | 12,25 |
| MnO | 0 | 0,19 | 0 | 0,16 | 0,21 |
| MgO | 13,31 | 17,76 | 15,75 | 16,65 | 15,56 |
| CaO | 20,09 | 16,22 | 19,72 | 15,92 | 15,87 |
| Na ₂ O | 0,44 | 0,27 | 0,39 | 0,43 | 0,37 |
| TOTAL | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| Número de cationes en base a 6 oxigenos | | | | | |
| Si | 1,85 | 2,01 | 1,93 | 2,01 | 1,99 |
| Ti | 0,05 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,03 |
| Al | 0,24 | 0,05 | 0,15 | 0,05 | 0,07 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| Fe ⁺⁺ | 0,29 | 0,28 | 0,22 | 0,33 | 0,38 |
| Mn | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 |
| Mg | 0,74 | 0,97 | 0,86 | 0,92 | 0,87 |
| Ca | 0,80 | 0,64 | 0,78 | 0,63 | 0,63 |
| Ni | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Na | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,03 |
| Zr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| K | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Wollastonita | 43,77 | 33,71 | 41,71 | 33,50 | 33,71 |
| Enstatita | 40,36 | 51,36 | 46,36 | 48,75 | 45,99 |
| Ferrosilita | 15,87 | 14,94 | 11,94 | 17,75 | 20,31 |

Como se puede apreciar en la Tabla de correlación de Pearson (Tabla 6.12), un mayor contenido de sílice va acompañado de un mayor contenido de MgO y un menor contenido en Al_2O_3 , TiO_2 y CaO. El Al_2O_3 tiene una concentración en torno a un 4%, pero lo que destaca es que la mayoría de los análisis realizados a las distintas muestras arrojan concentraciones cercanas al 2%, a diferencia de la muestra Go260215-2f, que exhibe análisis con concentraciones de Al_2O_3 superiores al 5%, al igual que para el TiO_2 y CaO, que alcanzan sus más altas concentraciones para las augitas del volcán Don Casimiro en esta muestra.

Tabla 6.12. Dígama de correlación de Pearson para augitas del volcán Don Casimiro. Las correlaciones más altas se observan cercanas a 1 o -1 (tonos rojos).

| x | Correlación de Pearson- Augitas | | | | | | | | | Leyenda | |
|--------------------------------|---------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|------|-------------------|---------|----------|
| | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | | |
| SiO ₂ | 1.00 | | | | | | | | | | 0.9-1 |
| TiO ₂ | -0.92 | 1.00 | | | | | | | | | 0.8-0.89 |
| Al ₂ O ₃ | -0.95 | 0.81 | 1.00 | | | | | | | | 0.7-0.79 |
| Cr ₂ O ₃ | -0.04 | -0.22 | 0.15 | 1.00 | | | | | | | 0.6-0.69 |
| FeO | 0.14 | 0.12 | -0.38 | -0.53 | 1.00 | | | | | | 0.5-0.59 |
| MnO | 0.43 | -0.20 | -0.61 | -0.22 | 0.66 | 1.00 | | | | | 0.4-0.49 |
| MgO | 0.86 | -0.84 | -0.73 | 0.08 | -0.20 | 0.27 | 1.00 | | | | 0.3-0.39 |
| CaO | -0.78 | 0.56 | 0.84 | 0.31 | -0.58 | -0.71 | -0.67 | 1.00 | | | 0.2-0.29 |
| Na ₂ O | -0.41 | 0.35 | 0.29 | 0.01 | 0.23 | 0.03 | -0.66 | 0.36 | 1.00 | | 0.1-0.19 |
| | | | | | | | | | | | 0-0,9 |

Los fenocristales de augita se presentan principalmente con forma subeuhedrales a euhedrales, en menor proporción anhedral. A excepción de la colada Go260215-2f, el resto de las coladas estudiadas por análisis químicos puntuales contienen en mayor o menor medida fenocristales de augita (Figura 6.10).

En la muestra 270215-1c se halla el análisis más anómalo de los realizados a los cristales de enstatita, e involucra a un glomeropórfido compuesto por cristales de enstatitas y minerales metálicos (Figura 6.11), y es una inclusión de enstatita dentro de estos últimos la cual presenta contenidos anormalmente bajos de SiO_2 y MgO, y contenidos por sobre la media de FeO y TiO_2 , en relación al resto de los enstatitas del vn. Don Casimiro. Las composiciones químicas de los cristales de enstatita (Tabla 6.13) se encuentra bien acotada para la mayoría de los óxidos como el SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , MnO, y CaO, presentando rangos composicionales con variaciones menores a un 2%, a diferencia del FeO y MgO, que muestran un mayor rango de variación, lo que se traduce en diversos contenidos de moléculas de enstatita y ferrosilita. La correlación composicional entre los cristales de enstatita se puede observar en la Tabla 6.14.

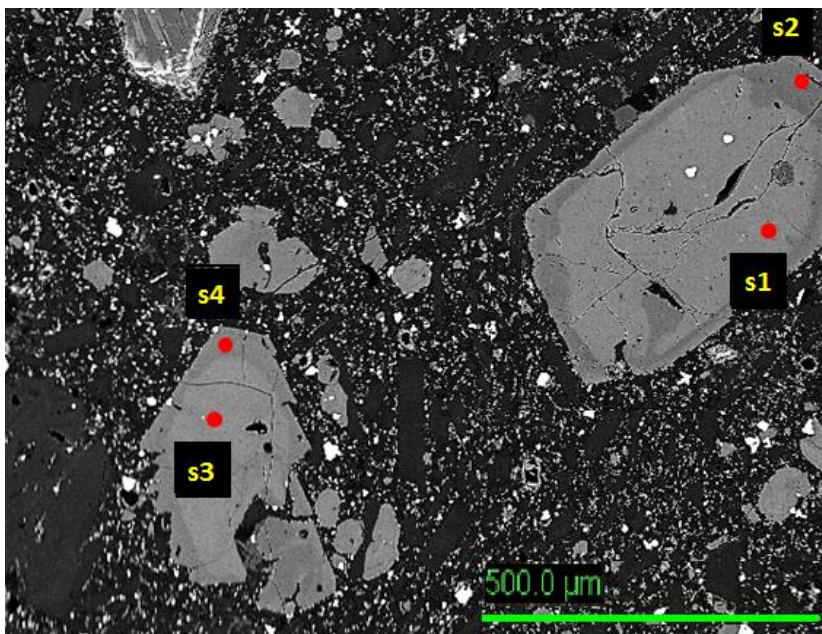


Figura 6.10. Imágenes de electrones retrodispersados. (muestra Go260215-2f, imagen 3). S1 y S3 son análisis realizados a los núcleos de los fenocristales euhedrales de augita, mientras que S2 Y S4 corresponden a los análisis de sus bordes. En ambos casos las zonaciones involucran un aumento cercano al 3% de las moléculas de wollastonita y enstatita hacia el borde.

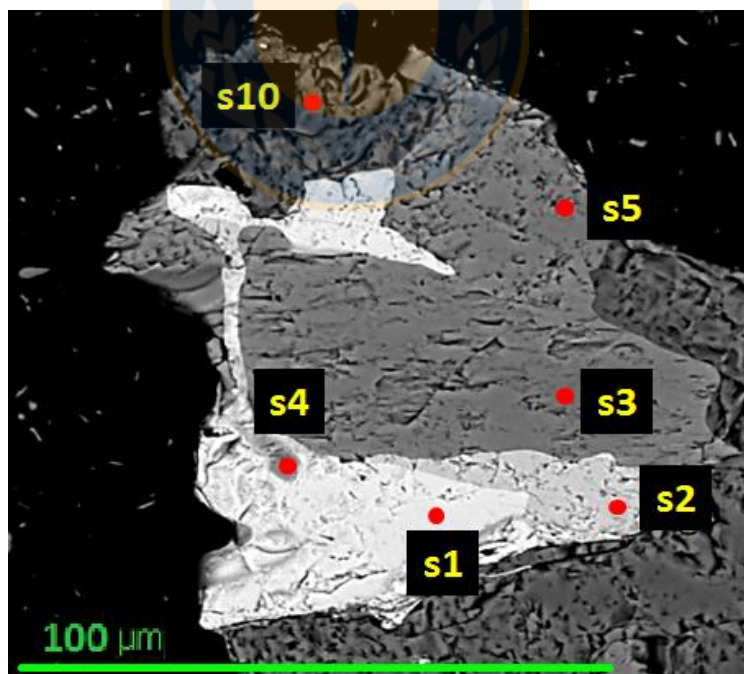


Figura 6.11. Imágenes de electrones retrodispersados. La imagen muestra un (muestra Go270215-1c, imagen 1) glomeropórfido compuesto de enstatitas (s3, s4 y s5), además de metálicos (s1 y s2), posiblemente magnética e ilmenita, respectivamente.

Por otro lado, los fenocristales de pigeonita son casi tan frecuentes como los de enstatita y augita, sin embargo, tienen a presentarse frecuentemente como bordes de olivinos o como cristales anhedrales relativamente pequeños. Fue posible analizar pigeonitas de todas las unidades, pero no en todas las coladas estudiadas del volcán Don Casimiro, apareciendo principalmente en las coladas con abundante presencia de olivino, como traquiandesitas de olivino, traquiandesitas basálticas de olivino, andesitas de olivino y andesitas basálticas de olivino. Las composiciones de las pigeonitas son presentadas en la Tabla 6.15, de ella se infiere que en general las composiciones de las pigeonitas son bastantes acotadas, presentando poca variación. La concentración de MgO es la que más se modifica, y presenta un comportamiento de abundancia opuesto al del FeO (Tabla 6.16).

Tabla 6.15. Tabla representativa de algunas composiciones químicas de los fenocristales de pigeonita analizados para el vn. Don Casimiro. La totalidad de los análisis se haya en anexos, Fichas SEM+EDS.

| | Go270215- 1a | Go260215- 2d | Go270215- 1d | Go270215- 1d | Go260215- 2d | Go260215- 2a |
|--------------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| SiO ₂ | 54,46 | 56,05 | 55,11 | 54,92 | 55,51 | 54,89 |
| TiO ₂ | 0,54 | 0 | 0,55 | 0,49 | 0,46 | 0,29 |
| Al ₂ O ₃ | 0,49 | 0,46 | 0,5 | 0,81 | 0,44 | 0 |
| FeO | 18,8 | 16,79 | 16,69 | 15,47 | 20,87 | 20,03 |
| MnO | 0,25 | 0,25 | 0,23 | 0,17 | 0,28 | 0,37 |
| MgO | 21,86 | 23,19 | 23,53 | 23,83 | 17,65 | 21,57 |
| CaO | 3,6 | 3,26 | 3,39 | 4,3 | 3,98 | 2,86 |
| Na ₂ O | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,81 | 0 |
| TOTAL | 100 | 100,00 | 100 | 99,99 | 100,00 | 100,01 |
| Número de iones en base a 6 oxígenos | | | | | | |
| Si | 2,02 | 2,06 | 2,02 | 2,01 | 2,09 | 2,04 |
| Ti | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Al | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,00 |
| Fe ⁺⁺ | 0,58 | 0,52 | 0,51 | 0,47 | 0,66 | 0,62 |
| Mn | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Mg | 1,21 | 1,27 | 1,29 | 1,30 | 0,99 | 1,20 |
| Ca | 0,14 | 0,13 | 0,13 | 0,17 | 0,16 | 0,11 |
| Na | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,00 |
| Wollastonita | 7,39 | 6,70 | 6,90 | 8,68 | 8,88 | 5,90 |
| Enstatita | 62,47 | 66,35 | 66,61 | 66,94 | 54,79 | 61,88 |
| Ferrosilita | 30,13 | 26,95 | 26,50 | 24,38 | 36,34 | 32,23 |
| | | | | | | |
| | | | | | | |

Tabla 6.16. Digrama de correlación de Pearson para pigeonitas del volcán Don Casimiro. Las correlaciones más altas se observan cercanas a 1 o -1 (tonos rojizos).

| x | Correlación de Pearson- Pigeonitas | | | | | | | | Leyenda | |
|--------------------------------|------------------------------------|------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|------|-------------------|---------|----------|
| | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | | |
| SiO ₂ | 1.00 | | | | | | | | | 0.9-1 |
| TiO ₂ | -0.74 | 1.00 | | | | | | | | 0.8-0.89 |
| Al ₂ O ₃ | -0.13 | 0.07 | 1.00 | | | | | | | 0.7-0.79 |
| FeO | -0.25 | 0.35 | -0.53 | 1.00 | | | | | | 0.6-0.69 |
| MnO | -0.27 | -0.06 | -0.50 | 0.68 | 1.00 | | | | | 0.5-0.59 |
| MgO | 0.16 | -0.40 | 0.21 | -0.89 | -0.45 | 1.00 | | | | 0.4-0.49 |
| CaO | -0.43 | 0.52 | 0.52 | -0.02 | -0.20 | -0.32 | 1.00 | | | 0.3-0.39 |
| Na ₂ O | 0.22 | 0.15 | 0.06 | 0.51 | 0.08 | -0.76 | 0.20 | 1.00 | | 0.2-0.29 |
| | | | | | | | | | | 0.1-0.19 |
| | | | | | | | | | | 0-0,9 |

6.2.3 Feldespatos

El reconocimiento de los fenocristales de feldespatos, junto con la determinación del tipo de zonación que presentan, se obtuvo por medio de cerca de 70 análisis que se realizaron tanto en el núcleo de los fenocristales como en sus bordes. Los resultados se obtuvieron principalmente en plagioclasas, las que agrupan entre los campos de la oligoclasa a la bitownita, mientras que los feldespatos potásicos (anortoclasa y sanidina) son solo 4 análisis (Figura 6.12).

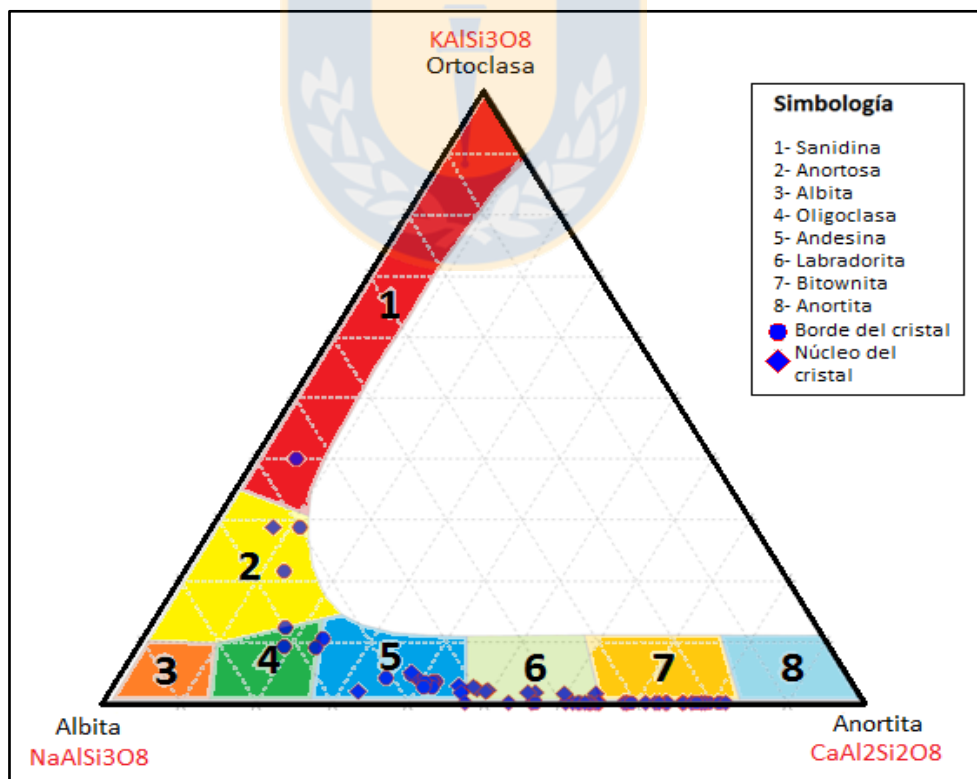


Figura 6.12. Diagrama de clasificación para feldespatos. En él se grafican las muestras procedentes del volcán Don Casimiro, diferenciándose entre análisis realizados en el núcleo o en borde del fenocristal.

6.2.3.1 Plagioclasas

Las plagioclasas de composición más cálcicas halladas en las muestras del volcán Don Casimiro corresponden a bitownitas, mientras que las más sódicas corresponden a oligoclasas. La forma de los fenocristales parece ser ajena a su composición, ya que la mayoría de son subeuhedrales a euhedrales, con formas tabulares a subtabulares.

Las plagioclasas con composiciones más disimiles o diversas son expuestas en la Tabla 6.17. Las concentraciones de SiO_2 tienden a ser mayores en los fenocristales de oligoclasa, al igual que los contenidos de CaO , mientras que el Al_2O_3 y el MgO son mayores en los cristales analizados de bitownitas. Las bitownitas se pudieron medir en las tres unidades, pero su mayor frecuencia se encontró en la muestra Go030315-3, mientras que los fenocristales de labradoritas son las plagioclasas más frecuentes y se presentan en casi la totalidad de las muestras analizadas, y en la mayoría de los casos como núcleo de fenocristales, así también como en bordes de bitownitas. Por otra parte, las andesinas se presentan principalmente como bordes de fenocristales más cálcicos, y en escasa proporción como núcleo de fenocristales, es decir, se relacionan principalmente a zonaciones del tipo normal. Las plagioclasas más sódicas corresponden distinguidas en las muestras del volcán Don Casimiro son las oligoclasas, las que fueron identificadas únicamente como borde de un cristal de labradorita y por lo que su abundancia se define como muy baja.

Se observó un gran número de fenocristales con zonaciones de anillos concéntricos, los cuales en su gran mayoría presentaban un núcleo de composición bitownítica, que gradaba hacia los bordes a plagioclasas tipo labradorita o andesina, y de igual manera, núcleos labradoríticos que gradaban a bordes con composiciones más sódicas (Figura 6.13a). La zonación inversa, al igual que en el volcán Maipo, solo se pudo identificar en sectores del manto de los fenocristales de plagioclasa, y siempre presentando una evolución a una zonación normal. En la Figura 6.13b se observa un gran cristal de plagioclasa fuertemente alterado, esto no se presenta comúnmente y se asocia en este caso a una roca con fuerte grado de alteración, el cual también se manifiesta en olivinos parcialmente digeridos.

Tabla 6.17. Tabla representativa de composiciones químicas de los fenocristales de plagioclasa analizados para el vn. Don Casimiro. La totalidad de los análisis se haya en anexos, Fichas SEM+EDS.

| | Go260215- 2f | Go270215- 1c | Go270215- 1c | Go260215- 2f | Go260215- 2a | Go030315- 3 |
|---|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|
| SiO ₂ | 48,86 | 65,44 | 55,57 | 49,28 | 58,07 | 51,91 |
| TiO ₂ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Al ₂ O ₃ | 32,09 | 20,86 | 27,85 | 32,19 | 24,90 | 30,35 |
| FeO | 1,18 | 0,40 | 2,91 | 0,53 | 1,01 | 0,67 |
| MgO | 15,82 | 3,31 | 7,23 | 15,90 | 8,85 | 13,87 |
| CaO | 2,06 | 7,88 | 5,81 | 2,10 | 6,09 | 3,20 |
| Na ₂ O | 0,00 | 2,11 | 0,00 | 0,00 | 0,49 | 0,00 |
| Total | 100,01 | 100,00 | 99,37 | 100,00 | 99,41 | 100,00 |
| Número de cationes en base a 8 oxígenos | | | | | | |
| Si | 2,24 | 2,90 | 2,52 | 2,25 | 2,63 | 2,36 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Al | 1,73 | 1,09 | 1,49 | 1,73 | 1,33 | 1,63 |
| Fe ⁺⁺ | 0,05 | 0,01 | 0,11 | 0,02 | 0,04 | 0,03 |
| Mg | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ca | 0,78 | 0,16 | 0,35 | 0,78 | 0,43 | 0,68 |
| Na | 0,18 | 0,68 | 0,51 | 0,19 | 0,54 | 0,28 |
| K | 0,00 | 0,12 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 |
| Ortoclasa | 0,00 | 12,29 | 0,00 | 0,00 | 2,74 | 0,00 |
| Albita | 18,26 | 69,98 | 52,61 | 18,94 | 51,96 | 28,75 |
| Anortita | 81,74 | 17,72 | 47,39 | 81,06 | 45,30 | 71,25 |

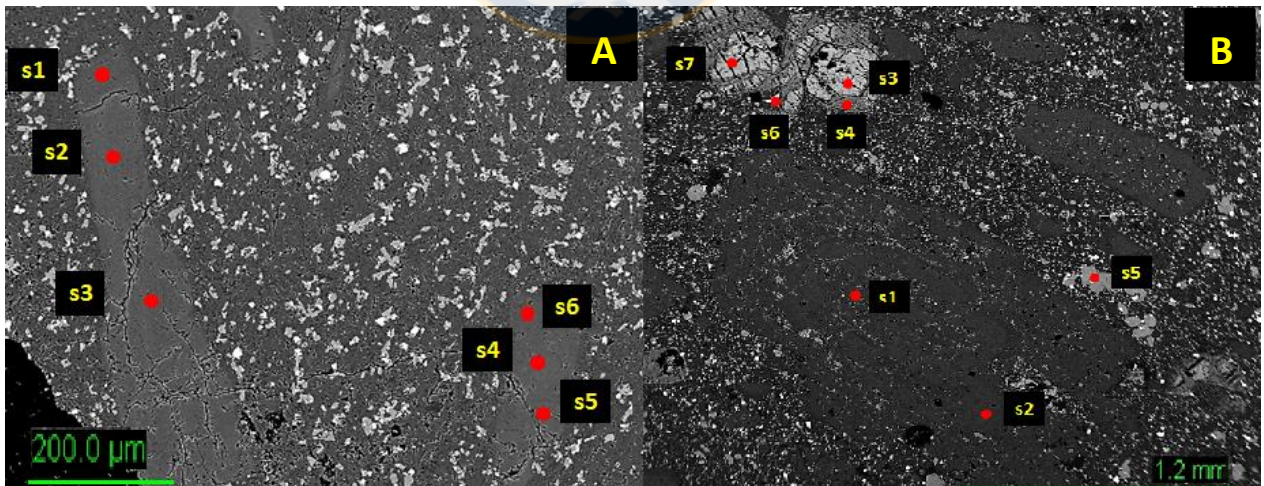


Figura 6.13. A (muestra Go030315-3, imagen 1) Cristales tabulares de plagioclasas, el cristal de más a la izquierda grada de un núcleo de bitownita a labradorita, mientras que el cristal de la derecha varía de un núcleo bitownítico a un borde andesítico. y B (muestra Go260215-2f, imagen 2) Cristal de gran tamaño de bitownita (s1, s2).

6.2.3.2 Feldespatos potásicos

Los feldespatos potásicos son extremadamente escasos y solo fue posible distinguirlos en los bordes de fenocristales de labradorita. Se identificaron tan solo 4 análisis, 3 de los cuales corresponden a anortoclasa, y un 4to que corresponde a sanidina (Tabla 6.18).

Tabla 6.18. Tabla representativa de composiciones químicas de los fenocristales de feldespato potásico analizados para el vn. Don Casimiro. La totalidad de los análisis se encuentra en anexos, Fichas SEM+EDS.

| | Go260215- 2a | Go260215- 2a | Go260215- 2d | Go270215- 1c |
|---|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| SiO ₂ | 67,92 | 66,66 | 67,99 | 66,45 |
| TiO ₂ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Al ₂ O ₃ | 18,65 | 19,74 | 18,09 | 19,66 |
| FeO | 0,55 | 0,53 | 0,54 | 0,31 |
| MgO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| CaO | 1,14 | 2,18 | 0,63 | 2,03 |
| Na ₂ O | 6,94 | 7,25 | 6,02 | 6,67 |
| K ₂ O | 4,79 | 3,64 | 6,73 | 4,88 |
| Total | 99,99 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |
| Numero de cationes en base a 8 oxígenos | | | | |
| Si | 3,01 | 2,96 | 3,03 | 2,96 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Al | 0,98 | 1,03 | 0,95 | 1,03 |
| Fe ⁺⁺ | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 |
| Mg | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ca | 0,05 | 0,10 | 0,03 | 0,10 |
| Na | 0,60 | 0,63 | 0,52 | 0,58 |
| K | 0,27 | 0,21 | 0,38 | 0,28 |
| Ortoclasa | 28,70 | 21,58 | 40,08 | 28,78 |
| Albita | 63,40 | 65,51 | 54,66 | 59,97 |
| Anortita | 7,90 | 12,91 | 5,26 | 11,25 |

7. GEOQUÍMICA

7.1 Generalidades

La descripción geoquímica de las rocas de los volcanes Maipo y Don Casimiro, ha sido abordada en función del ordenamiento que presentan las numerosas coladas en las distintas etapas constructivas de ambos edificios volcánicos.

Los datos geoquímicos del volcán Maipo fueron obtenidos por medio del análisis de 19 muestras recopiladas en terreno, mientras que la información obtenida para el volcán Don Casimiro proviene del análisis de 14 muestras. Los análisis químicos fueron realizados en el “Laboratorio Químico” del SERNAGEMIN, para determinar óxidos mayores y traza se utilizó la técnica de Fluorescencia de Rayos X (FRX), y para tierras raras, la técnica instrumental “Espectrometría de Acoplamiento Inductivo con Detector de Masa (ICO-MS). El acabado de los resultados son presentados en extenso en el capítulo de Anexos

7.2 Volcán Maipo

7.2.1 Elementos mayores

Las etapas basales, tanto oeste como este, tienen contenidos promedio de sílice en torno al 59% (Tabla 7.1), y son muy similares entre sí, lo que indica que la variación composicional entre el piso y techo de cada unidad es muy sutil, así como la variación entre las dos unidades basales.

La etapa central oeste, que expone rocas más recientes, tiene contenidos promedio de sílice inferiores a las etapas más antiguas, con un promedio de 56,5%, y presenta un peak inferior de 54,2%. Esta variación es acompañada por concentraciones levemente superiores en los óxidos de magnesio y calcio. En esta etapa se encuentra la muestra Go020315-1, la cual presenta los contenidos más elevados de F_2O_3 y MgO del volcán Maipo, con valores de 8,29 y 5,56%, respectivamente. Así mismo, la muestra Go020315-1, exhibe las concentraciones más bajas para las muestras del volcán Maipo en K_2O y Na_2O , con valores de 1,46 y 4,11%, respectivamente (Tabla 7.1).

Los contenidos más altos de SiO₂ se encuentran en la etapa central este, donde tienen un promedio de 64,1% y un peak de 64,94% en la muestra Go01035-4. Los contenidos de K₂O y Na₂O son también los más altos de las 4 etapas y tienen valores promedio de 2,69 y 4,44%, respectivamente. Las rocas que conforman esta etapa presentan contenidos bastantes similares para todos los óxidos, por lo cual los valores máximos y mínimos solo se alejan levemente del promedio (Tabla 7.1).

Tabla 7.1. Concentraciones de elementos mayores para las distintas etapas del volcán Maipo.

| Muestra | Etapa basal | | | | | Etapa inferior | | | | |
|--------------------------------|------------------|------------|------------|-------------|----------------|----------------|-------------|------------|-------------|------------|
| | GO030315-2 | GO030315-1 | GO020315-6 | GO010315-5B | GO010315-5A | GO280215-5 | GO280215-4 | GO280215-1 | GO280215-2 | GO280215-3 |
| SiO ₂ | 59,38 | 59,31 | 58,40 | 59,02 | 58,98 | 59,29 | 60,30 | 60,17 | 56,40 | 59,00 |
| Al ₂ O ₃ | 18,65 | 18,73 | 19,33 | 19,10 | 19,06 | 17,86 | 17,80 | 17,89 | 18,43 | 17,82 |
| TiO ₂ | 0,92 | 0,93 | 0,95 | 0,93 | 0,86 | 0,79 | 0,76 | 0,74 | 1,04 | 0,80 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,16 | 6,31 | 6,48 | 6,34 | 6,21 | 6,77 | 6,37 | 6,33 | 7,41 | 6,88 |
| CaO | 6,23 | 6,12 | 6,39 | 6,19 | 6,45 | 6,71 | 6,33 | 6,46 | 7,31 | 6,69 |
| MgO | 1,71 | 1,69 | 1,71 | 1,66 | 1,76 | 2,29 | 1,92 | 1,99 | 3,01 | 2,45 |
| MnO | 0,08 | 0,08 | 0,09 | 0,08 | 0,08 | 0,09 | 0,09 | 0,09 | 0,11 | 0,10 |
| Na ₂ O | 4,55 | 4,59 | 4,53 | 4,50 | 4,47 | 4,13 | 4,17 | 4,17 | 4,42 | 4,18 |
| K ₂ O | 2,07 | 2,00 | 1,92 | 1,95 | 1,99 | 1,89 | 2,07 | 1,98 | 1,56 | 1,86 |
| P ₂ O ₅ | 0,25 | 0,24 | 0,19 | 0,22 | 0,15 | 0,18 | 0,20 | 0,18 | 0,32 | 0,20 |
| Muestra | Etapa intermedia | | | | Etapa superior | | | | | |
| | GO020315-1 | GO020315-2 | GO020315-5 | GO020315-3 | GO010315-1 | GO010315-2A | GO010315-2B | GO010315-4 | GO010315-3A | |
| SiO ₂ | 54,27 | 54,88 | 58,64 | 58,27 | 63,41 | 63,71 | 63,77 | 64,94 | 64,66 | |
| Al ₂ O ₃ | 18,22 | 18,08 | 19,05 | 18,59 | 16,89 | 17,38 | 17,53 | 17,17 | 17,69 | |
| TiO ₂ | 0,86 | 0,86 | 1,04 | 0,95 | 0,69 | 0,88 | 0,86 | 0,69 | 0,67 | |
| Fe ₂ O ₃ | 8,29 | 8,02 | 6,41 | 6,50 | 5,73 | 4,74 | 4,56 | 4,42 | 4,31 | |
| CaO | 6,95 | 6,96 | 6,41 | 6,30 | 5,11 | 4,56 | 4,57 | 4,42 | 4,41 | |
| MgO | 5,56 | 5,31 | 1,52 | 2,83 | 1,37 | 1,24 | 0,91 | 0,95 | 0,79 | |
| MnO | 0,10 | 0,09 | 0,08 | 0,08 | 0,09 | 0,08 | 0,07 | 0,07 | 0,07 | |
| Na ₂ O | 4,11 | 4,11 | 4,61 | 4,23 | 4,27 | 4,51 | 4,70 | 4,30 | 4,44 | |
| K ₂ O | 1,46 | 1,50 | 2,01 | 2,08 | 2,28 | 2,69 | 2,79 | 2,87 | 2,79 | |
| P ₂ O ₅ | 0,18 | 0,18 | 0,23 | 0,17 | 0,16 | 0,21 | 0,22 | 0,18 | 0,16 | |

En el diagrama TAS (total álcalis vs Sílice; Le bas *et al.*, 1986) (Figura 7.1) se pueden distinguir las muestras analizadas para este trabajo (de color negro), como los análisis procedentes de estudios realizados por Sruoga y otros (2005) y Wieser (2017) (muestra de color rojo y azul, respectivamente). Las muestras varían de andesita basáltica y traquiandesita basáltica a dacitas y traquidacita, concentrándose las muestras analizadas en el presente trabajo principalmente en el campo de las traquitas.

La etapa central este, es la más rica en sílice de las muestras analizadas del presente trabajo, que se distribuyen entre dacitas y traquidacitas. Por otro lado, las rocas que conforman las etapas basales del volcán Maipo, corresponden en su mayoría a andesitas y traquiandesitas. Las muestras menos diferenciadas identificadas por nuestros análisis, pertenecen a la unidad central oeste, y corresponden a traquiandesitas basálticas (Figura 7.1).

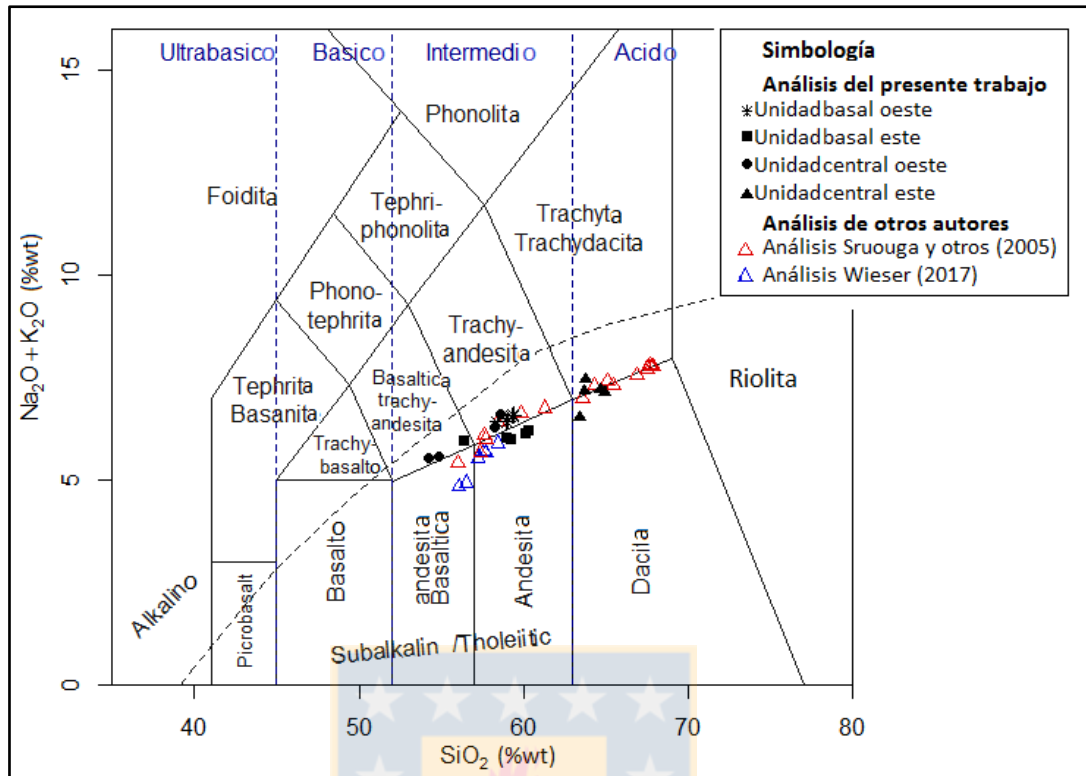


Figura 7.1. Diagrama de TAS (Le bas *et al.*, 1986). Se grafican en el las muestras procedentes del volcán Maipo, subdivididas según etapas evolutivas. División entre las series Alcalina y Subalcalina de Irvine y Baragar (1971).

Como se puede observar en el diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) (Figura 7.2), las muestras analizadas pertenecen a la serie calco-alcalina. Los análisis extraídos del trabajo de Sruoga y otros (2005) se diferencian de los realizados en este trabajo por presentar un “trend” más empobrecido en $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, mientras que los análisis realizados por Wieser (2017), exhiben un tren más enriquecido en MgO.

El comportamiento del K_2O se puede observar en el diagrama K_2O vs Si_2O (Peccerillo y Taylor, 1976) (Figura 7.3), donde se observa que las rocas del volcán son predominantemente “medium K”, salvo para las muestras más ácidas, las cuales se agrupan principalmente en el campo calco-alcalino de alto K (muestras: Go010315-2b, Go010315-2a, Go010315-4 y Go010315-3a). Por otro lado, al graficar los análisis de Sruoga y otros (2005) (Figura 7.3), se puede establecer que todas las muestras analizadas en su trabajo presentan altos contenidos de K_2O , no así los expuestos por Wieser (2017), que se acotan al campo calco-alcalino de medio K.

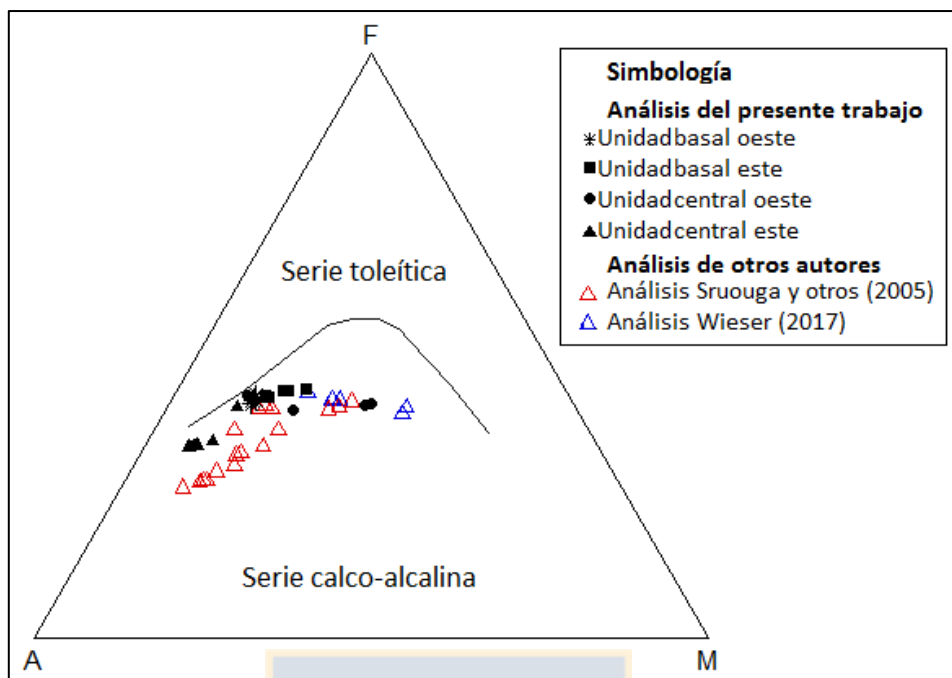


Figura 7.2. Diagrama AFM (Irvene y Baragar., 1971), para las muestras procedentes del volcán Maipo, subdivididas según etapas evolutivas. Se incorporan además los análisis realizados por Sruouga y otros (2005) y Wieser (2017).

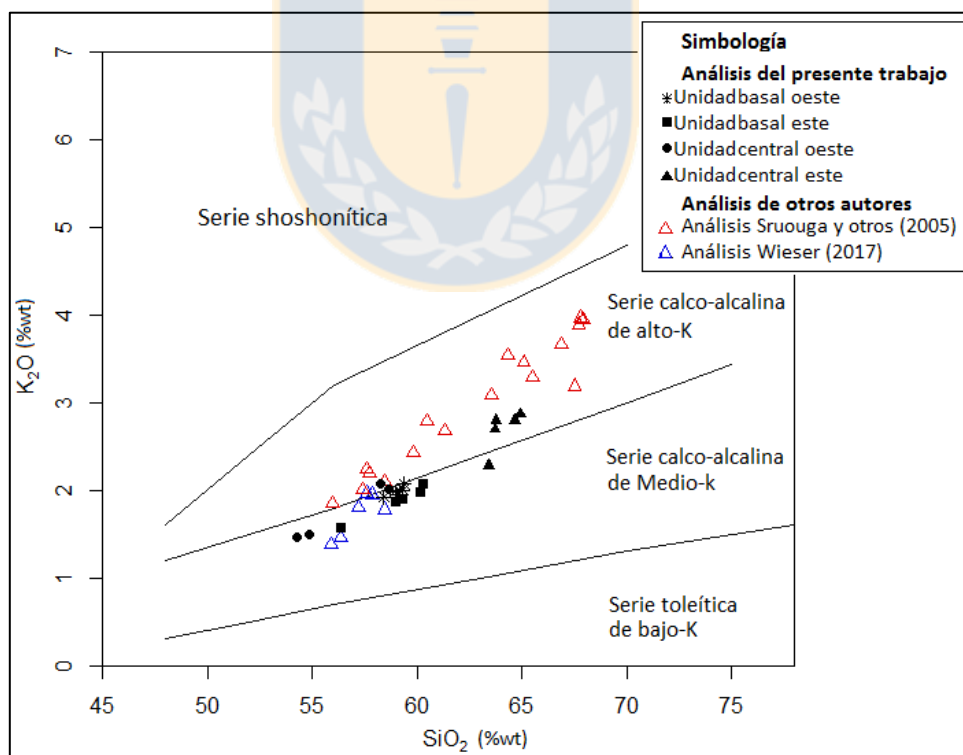


Figura 7.3. Diagrama de K_2O vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976) para las muestras procedentes del volcán Maipo, subdivididas según etapas evolutivas. Se incorporan además los análisis realizados por Sruouga y otros (2005) y Wieser (2017).

Por otro lado, los diagramas bivariantes de elementos mayores vs SiO_2 (Harker) (Figura 7.4) muestran patrones claros de evolución lineal negativa para la mayoría de los óxidos, como el caso del TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO y FeO , los cuales presentan un claro descenso de sus concentraciones conforme aumenta el contenido en sílice, mientras que el K_2O enseña un patrón lineal positivo acorde se eleva el contenido de sílice.

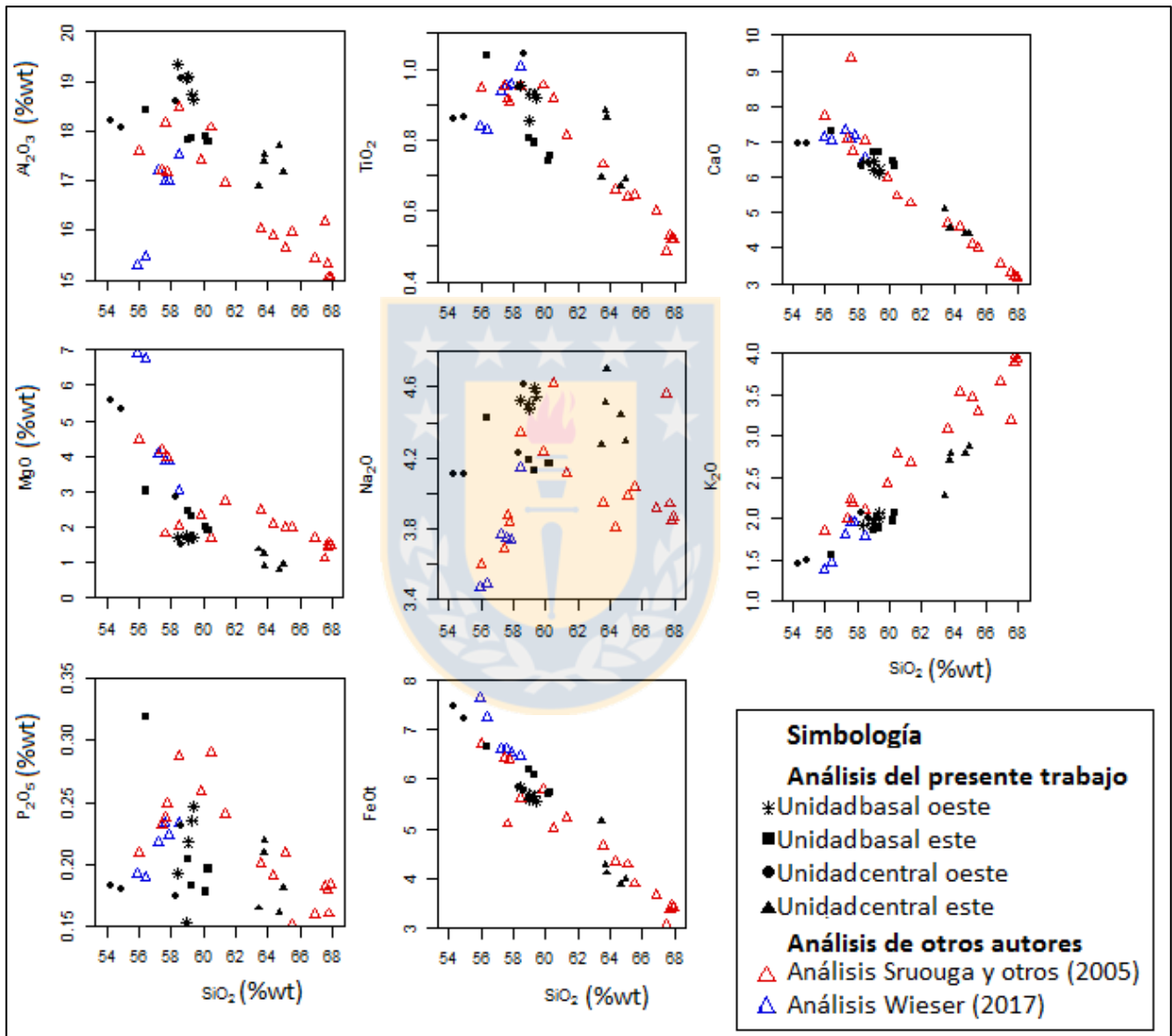


Figura 7.4. Diagramas de Harker, con muestras procedentes del volcán Maipo y subdivididas según etapa evolutiva. Se incorporan además los análisis realizados por Sruoga y otros (2005) y Wieser (2017).

El contenido de Al_2O_3 tiende a disminuir al aumentar el contenido de SiO_2 , pero el patrón no es lineal producto que las muestras con contenidos intermedios de sílice (58 a 62%) presentan una variabilidad muy amplia. Por el contrario, el Na_2O tiende a encontrarse en mayores

concentraciones a medida que aumenta la diferenciación, pero presenta contenidos muy dispersos en las rocas intermedias y ácidas. El P_2O_5 no exhibe ningún patrón evidente, sin embargo, es posible reconocer que las muestras de composición intermedia, tienen el rango más amplio en cuanto al contenido de contenido de P_2O_5 . La etapa basal oeste es la que presenta los contenidos más altos en Al_2O_3 , P_2O_5 y Na_2O .

En relación a los resultados obtenidos por otros autores, es en los óxidos Al_2O_3 , Na_2O y P_2O_5 , en los cuales la diferencia con los resultados es mayor, ya que en el resto de los óxidos los “trend” responden a patrones similares.

7.2.2 Elementos traza

El diagrama de Spider normalizado al MORB (Pearce, 1983) (Figura 7.5) muestra el patrón de evolución que presentan las distintas etapas (según color) y litologías (símbolo) del volcán Maipo. En la diagrama se revela que las distintas unidades presentan un patrón similar para todas las muestras, tanto las pertenecientes a las etapas basales como las provenientes de las etapas centrales o más jóvenes.

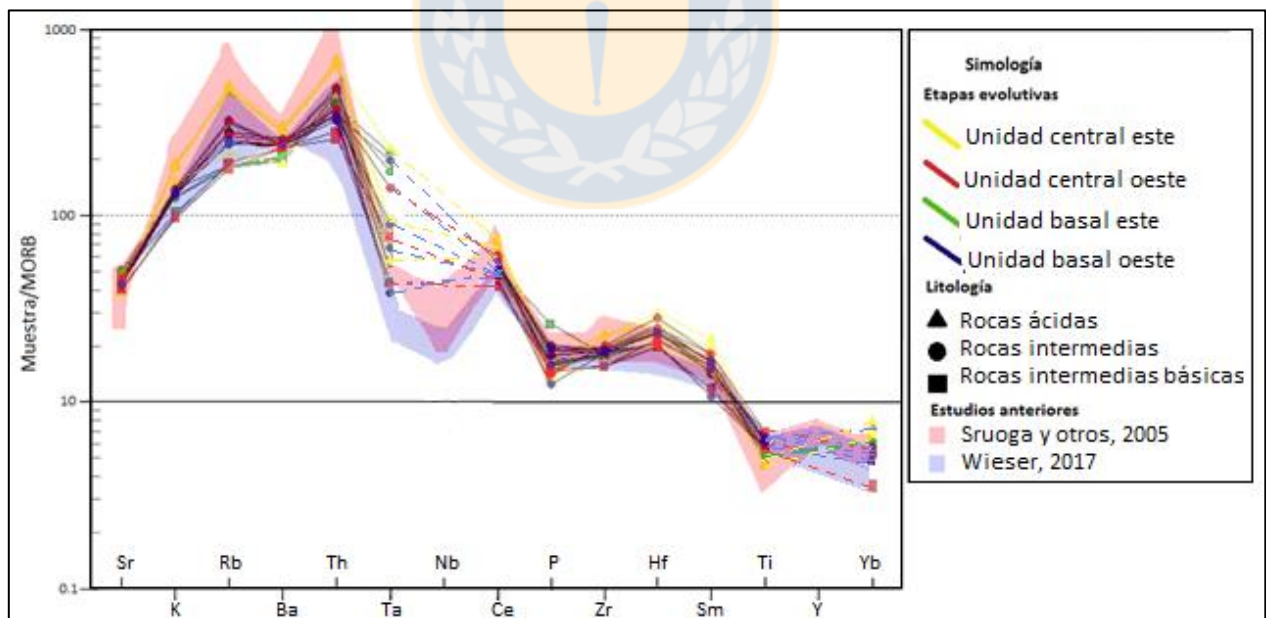


Figura 7.5. Diagrama de Spider (Pearce, 1983), normalizado al MORB. Gráfica muestras provenientes del volcán Don Casimiro a la unidad o etapa a la cual pertenecen. Además se representan las muestras de trabajos de Sruga *et al.* (2005) y Wieser (2017). Nb e Y tienen contenidos bajo el límite de detección.

La etapa central este, que agrupa a las rocas más diferenciadas del sistema, presenta un mayor contenido en los elementos incompatibles con la fase sólida, por lo que las muestras que la conforman se ubican por sobre las pertenecientes a las otras etapas. Por otro lado, las muestras de la etapa central oeste, las menos diferenciadas son graficas por las líneas rojas, lo que evidencia un enriquecimiento menor en elementos incompatibles.

La evolución muestra un enriquecimiento en los elementos más incompatibles (LILE) y un empobrecimiento en los elementos compatibles con la fase solida (HFSE - high field strenght elements), traduciéndose en una línea de propensión negativa, que presenta peaks positivos en elementos como el Rb y Th, y peaks negativos en elementos como el Nb y el Y, los cuales se encuentran bajo los límites de detección, 5 y 10 ppm, respectivamente (Tabla 7.2). El comportamiento exhibido es característico de rocas de arco volcánico.

Los elementos incompatibles, presentan entre ellos un comportamiento dispar, conforme aumenta el contenido de sílice (Figura 7.6). Por un lado, el Rb, Ba y Cs exhiben un claro aumento de su concentración hacia las rocas más diferenciadas, presentando sus contenidos más elevados las rocas ácidas (etapa central este) (Tabla 7.2), mientras que por otro lado, las muestras con contenidos de sílice entre 56-61% muestran contenidos muy variados en Rb, Ba y Cs. En este aspecto destaca la muestra Go010315-1 de la tapa central este, la cual presenta los resultados más lejanos a la recta de tendencia para las rocas ácidas. Para las rocas intermedias, son las muestras de la etapa basal este (Go280215-3, Go280215-4 y Go280215-5) las que presentan los resultados más dispares para los análisis de Rb y Ba.

Los HFSE (Figura 7.7) exhiben patrones lineales positivos para elementos como el: zircón, hafnio, torio y uranio, debido a que aumentan su concentración conforme aumenta el contenido de sílice de la roca, distinto a lo que sucede con el talio, que muestra concentraciones dispersas en el campo de las rocas intermedias, lo que imposibilita determinar un patrón claro. El itrio, niobio y escandio, se han graficado como rectas horizontales invariantes debido que se encuentran bajo los límites de detección (Tabla 7.2).

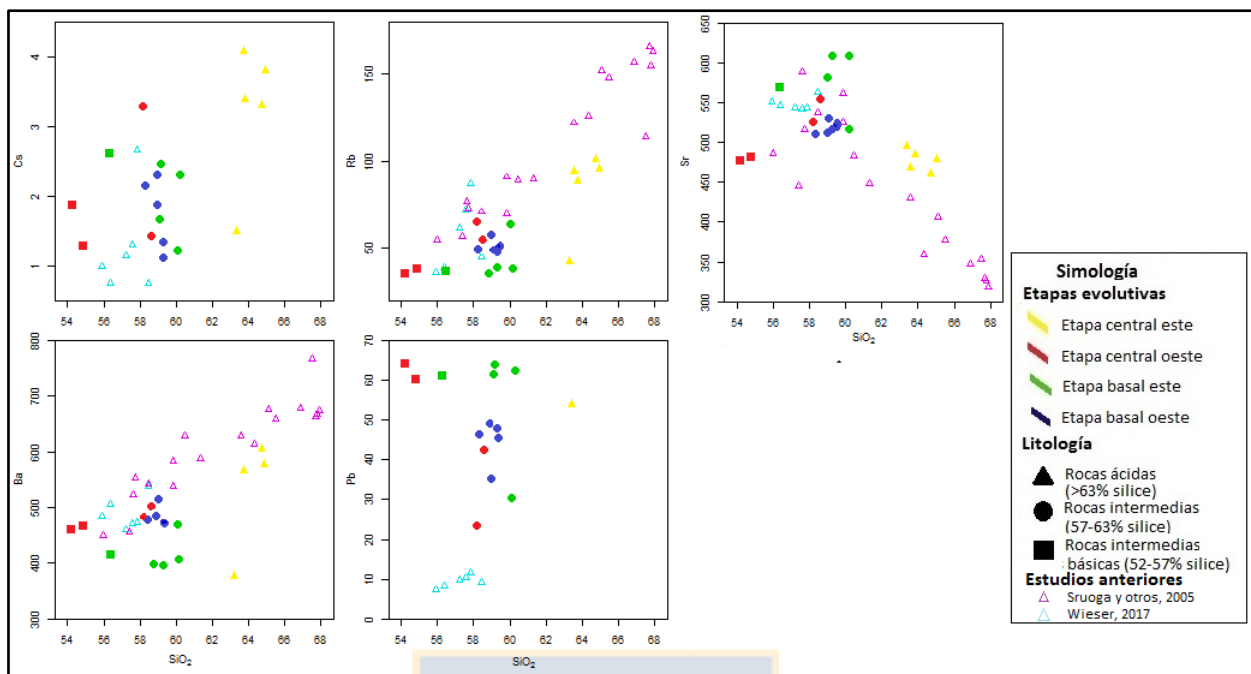


Figura 7.6. Diagramas bivalentes SiO_2 vs LILE., con muestras procedentes de volcán Maipo.

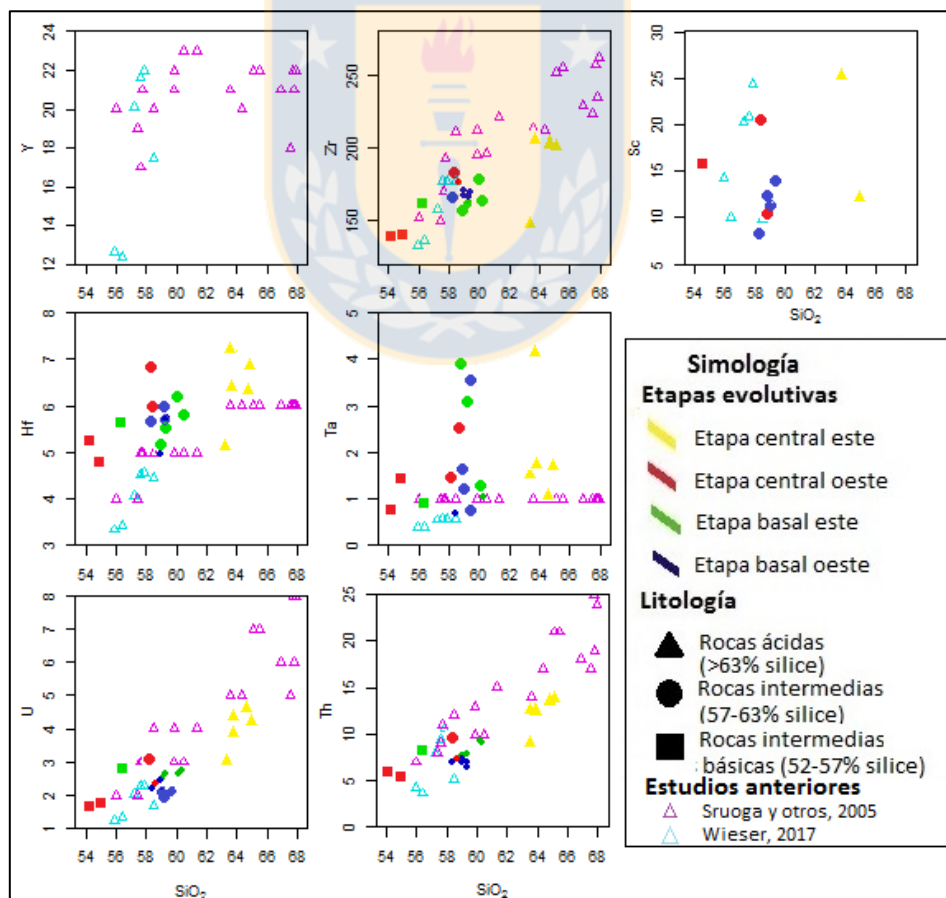


Figura 7.7. Diagrama bivalentes SiO_2 versus HFSE, pra muestras procedentes del volcán Maipo.

Para el caso de los elementos de transición, las líneas de tendencia graficadas en la Figura 7.8, exhiben patrones crecientes de concentración para un aumento del contenido en sílice para el Co. Por el contrario, el Cu, Ni y Cr, manifiestan una notoria disminución de su concentración hacia las unidades más diferenciadas, ubicándose incluso estas últimas por debajo del límite de detección. Las rocas intermedias básicas, de la etapa central oeste del volcán Maipo, presentan los contenidos de Ni, Cr y Cu más alto, en los rangos de 137-169 ppm, 203-206 ppm y 44-51 ppm, respetivamente. El vanadio y zinc tienen un patrón relativamente horizontal, con amplios rangos de dispersión vertical, que se traduce en que el grupo de las rocas ácidas cubra un rango desde el 74 a 104 ppm para el vanadio; mientras que para el zinc se refleja en las rocas intermedias, las cuales varían su concentración de este elemento desde los 56 a 73 ppm.

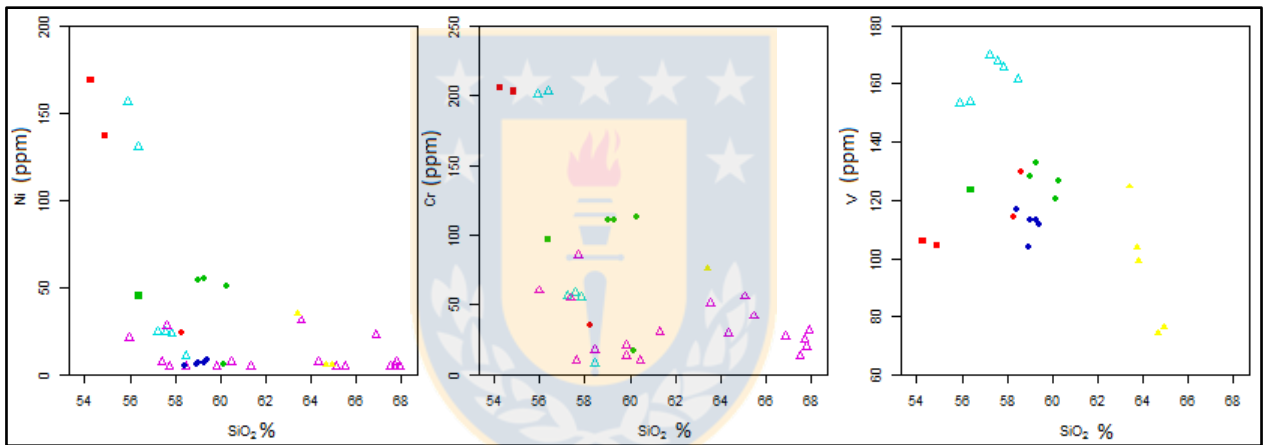


Figura 7.8. Diagrama bivariantes de SiO_2 versus elementos de transición, para muestras procedentes del volcán Maipo.

7.2.3 Tierras raras

En el diagrama de tierras raras normalizado al manto primitivo de McDonough y Sun (1995) (Figura 7.9), se puede observar que todas las muestras del volcán Maipo tienen una pendiente negativa con respecto al manto primitivo, patrón que es explicado por un marcado enriquecimiento en las tierras raras livianas (LREE) y un fuerte empobrecimiento en las tierras raras pesadas (HREE), y que se traduce en un razón $(\text{La}/\text{Yb})_N$ de 10,24. Las MREE (tierras raras medianas) y las HREE, tienen concentraciones por debajo del manto primitivo, con razones de $(\text{Sm}/\text{Ho})_N$ y $(\text{Ho}/\text{Lu})_N$ de 2,78 y 1,15, respectivamente.

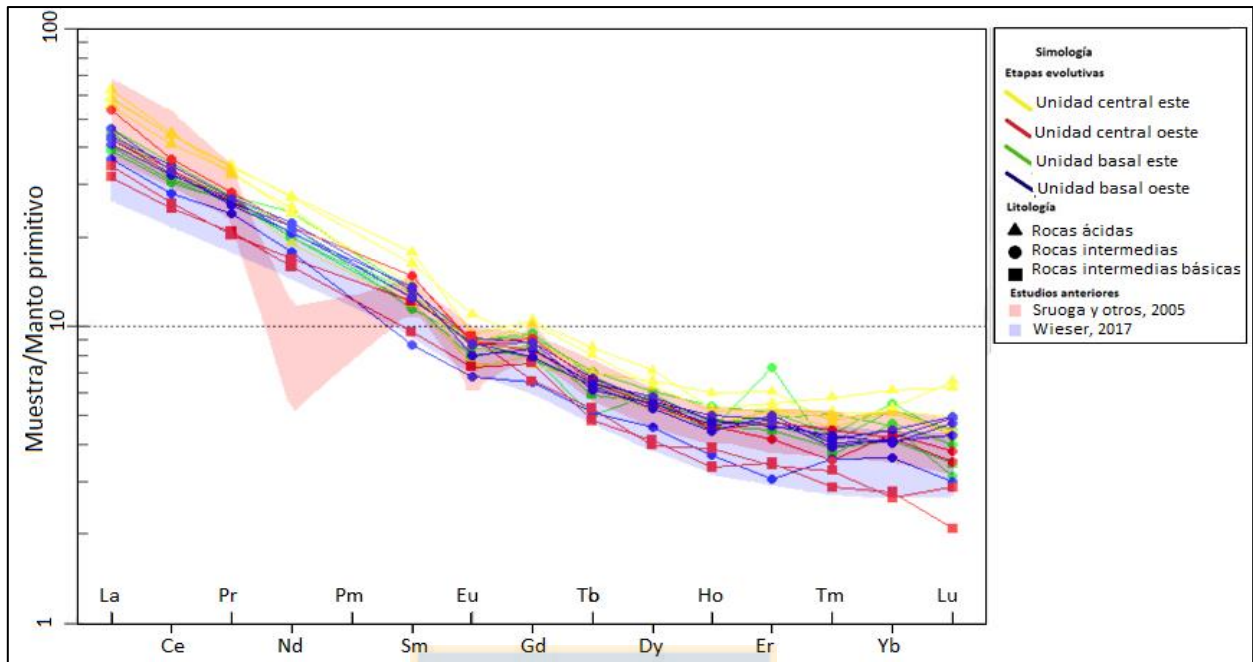


Figura 7.9. Diagrama de REE normalizado al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) para tierras raras. Se grafican las muestras procedentes del volcán Maipo, y se incluye estudios anteriores.

Los contenidos más elevados en REE se concentran en las muestras con el mayor grado de diferenciación, que provienen de la etapa central este (Tabla 7.3). Por otro lado, los contenidos más bajos de REE se agrupan en 3 muestras provenientes de las etapas central oeste y basal oeste. Las muestras son Go020315-1 y Go020315-2, pertenecientes a la etapa central oeste, enseñan los contenidos más bajos para la mayoría de las REE, a excepción de elementos como el Sm, Eu y Er, que presentan sus valores más reducidos en la muestra Go010315-5a de la etapa basal oeste, la más antigua del volcán. Los patrones son similares a los de Sruoga *et al.* (2005), salvo por la anomalía de Nd, y Wieser (2017).

7.3 Volcán Don Casimiro

7.3.1 Elementos mayores

Las etapas norte, central y sur, presentan contenidos promedio de sílice entre 57,05 y 58,2%, encontrándose la muestra menos diferenciada en la etapa central (Go030315-4), en la cual los valores de sílice desciende a un 54,6%, mientras que MgO, Fe₂O₃ y TiO₂, tienen valores de 3,79, 7,77 y 1,07%, respectivamente, y alcanzan las concentraciones más altas medidas para el volcán Don Casimiro (Tabla 7.4).

Tabla 7.3. Concentraciones mínimas, máximas y promedio, de tierras raras para las distintas etapas evolutivas del volcán Maipo.

| LREE | Etapa basal oeste | | | Etapa basal este | | |
|-------------|---------------------|--------|----------|--------------------|--------|----------|
| | Minimo | Maximo | Promedio | Minimo | Maximo | Promedio |
| La | 23,74 | 30,13 | 27,21 | 25,30 | 30,00 | 27,84 |
| Ce | 46,69 | 58,13 | 53,80 | 51,10 | 59,48 | 54,39 |
| Pr | 6,10 | 6,89 | 6,58 | 6,64 | 6,97 | 6,80 |
| Nd | 22,12 | 27,83 | 25,69 | 24,98 | 30,26 | 26,69 |
| MREE | | | | | | |
| Sm | 3,52 | 5,52 | 4,91 | 4,64 | 5,38 | 5,03 |
| Eu | 1,04 | 1,40 | 1,27 | 1,21 | 1,39 | 1,33 |
| Gd | 3,52 | 4,82 | 4,39 | 4,19 | 5,14 | 4,67 |
| Tb | 0,51 | 0,66 | 0,60 | 0,49 | 0,70 | 0,61 |
| Dy | 3,07 | 3,92 | 3,60 | 3,69 | 4,07 | 3,84 |
| HREE | | | | | | |
| Ho | 0,55 | 0,75 | 0,67 | 0,67 | 0,80 | 0,72 |
| Er | 1,34 | 2,19 | 1,96 | 1,95 | 3,19 | 2,31 |
| Tm | 0,24 | 0,29 | 0,27 | 0,25 | 0,34 | 0,29 |
| Yb | 1,59 | 1,98 | 1,80 | 1,81 | 2,44 | 2,14 |
| Lu | 0,20 | 0,34 | 0,30 | 0,21 | 0,30 | 0,26 |
| LREE | Etapa central oeste | | | Etapa central este | | |
| | Minimo | Maximo | Promedio | Minimo | Maximo | Promedio |
| La | 20,53 | 34,59 | 26,32 | 26,67 | 40,46 | 35,74 |
| Ce | 41,66 | 61,38 | 50,74 | 54,58 | 74,90 | 69,10 |
| Pr | 5,15 | 7,19 | 6,07 | 6,79 | 8,84 | 8,21 |
| Nd | 19,82 | 27,01 | 23,69 | 23,73 | 34,21 | 30,55 |
| MREE | | | | | | |
| Sm | 3,88 | 6,02 | 5,20 | 4,84 | 7,21 | 5,87 |
| Eu | 1,12 | 1,42 | 1,31 | 1,12 | 1,68 | 1,35 |
| Gd | 3,56 | 4,96 | 4,28 | 4,02 | 5,66 | 4,89 |
| Tb | 0,48 | 0,64 | 0,57 | 0,61 | 0,84 | 0,72 |
| Dy | 2,68 | 3,90 | 3,25 | 3,53 | 4,78 | 4,14 |
| HREE | | | | | | |
| Ho | 0,50 | 0,69 | 0,61 | 0,70 | 0,89 | 0,77 |
| Er | 1,49 | 2,09 | 1,73 | 2,26 | 2,63 | 2,38 |
| Tm | 0,19 | 0,31 | 0,24 | 0,31 | 0,39 | 0,34 |
| Yb | 1,16 | 1,91 | 1,54 | 2,25 | 2,68 | 2,36 |
| Lu | 0,14 | 0,26 | 0,21 | 0,29 | 0,44 | 0,36 |

Tabla 7.4. Concentraciones mínimas, máximas y promedios de elementos mayores para las distintas etapas del volcán Don Casimiro. En paréntesis se indica el número de muestras sobre las cuales se estimaron los distintos valores.

| Etapa norte (%wt) | | | | | | | |
|--------------------------------|-------------|-------------|-----------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Muestra | GO260215-2A | GO260215-2B | GO260215-2C | GO260215-2D | GO260215-2E | GO260215-2F | GO260215-2G |
| SiO ₂ | 56,37 | 57,10 | 58,28 | 61,33 | 58,13 | 58,07 | 58,05 |
| Al ₂ O ₃ | 18,63 | 18,68 | 18,19 | 18,14 | 17,32 | 18,57 | 18,79 |
| TiO ₂ | 1,00 | 0,85 | 0,82 | 0,81 | 0,82 | 0,83 | 0,78 |
| Fe ₂ O ₂ | 7,25 | 7,27 | 7,01 | 5,76 | 7,02 | 6,98 | 6,79 |
| CaO | 7,32 | 6,65 | 6,44 | 5,81 | 8,89 | 6,53 | 6,54 |
| MgO | 2,89 | 3,05 | 2,76 | 1,22 | 2,05 | 2,32 | 2,51 |
| MnO | 0,12 | 0,10 | 0,09 | 0,07 | 0,10 | 0,09 | 0,09 |
| Na ₂ O | 4,48 | 4,52 | 4,61 | 4,38 | 4,00 | 4,72 | 4,63 |
| K ₂ O | 1,57 | 1,49 | 1,54 | 2,25 | 1,49 | 1,61 | 1,53 |
| P ₂ O ₅ | 0,36 | 0,29 | 0,27 | 0,24 | 0,19 | 0,29 | 0,29 |
| Etapa central (%wt) | | | Etapa sur (%wt) | | | | |
| Muestra | GO030315-3 | GO030315-4 | GO260215-1 | GO270215-1A | GO270215-1B | GO270215-1C | |
| SiO ₂ | 58,77 | 54,63 | 57,76 | 58,03 | 58,79 | 57,71 | |
| Al ₂ O ₃ | 19,08 | 19,34 | 17,93 | 18,14 | 18,69 | 18,54 | |
| TiO ₂ | 1,04 | 1,07 | 0,85 | 0,84 | 0,73 | 0,76 | |
| Fe ₂ O ₂ | 6,29 | 7,77 | 7,42 | 7,22 | 6,60 | 7,09 | |
| CaO | 6,33 | 7,74 | 7,51 | 6,63 | 6,58 | 6,66 | |
| MgO | 1,52 | 3,79 | 2,60 | 3,05 | 2,16 | 3,21 | |
| MnO | 0,08 | 0,10 | 0,10 | 0,09 | 0,09 | 0,10 | |
| Na ₂ O | 4,62 | 3,93 | 4,10 | 4,31 | 4,55 | 4,36 | |
| K ₂ O | 2,03 | 1,47 | 1,54 | 1,45 | 1,54 | 1,36 | |
| P ₂ O ₅ | 0,24 | 0,17 | 0,19 | 0,23 | 0,28 | 0,22 | |

El contenido más elevado en SiO₂ se observa en la muestra Go260215-2d de composición andesítica, la cual se dispone en el tramo intermedio del apilamiento de siete coladas que conforma la etapa norte, y que además presenta el contenido más alto de Na₂O (2.25%). Se reconoce que las variaciones composicionales en esta etapa son muy tenues, y se asemejan en gran porcentaje a las composiciones expuestas en la unidad sur y central.

En el diagrama TAS (total álcalis vs Sílice; Le bas *et al.*, 1986) (Figura 7.10) se identifican en color negro los análisis realizados a las muestras del volcán Don Casimiro para este trabajo, los cuales se distribuyen en los campos de las andesitas basálticas, traquiandesitas basálticas, andesitas y traquiandesitas, dominando las muestras que se ubican en los dos campos de mayor sílice.

Las muestras que componen la etapa sur corresponden a andesitas, mientras que las muestras analizadas de la etapa central son una andesita basáltica y una traquiandesita, presentando un rango de sílice y álcalis, más amplio que la etapa sur. La etapa norte se halla compuesta por 7

coladas, las cuales corresponden principalmente a traquiandesitas y andesitas, con una traquiandesita basáltica subordinada. Por el contrario, los análisis realizados por Wieser (2017) se encuentran agrupados en el campo de la andesita basáltica, e involucran a 9 coladas del volcán.

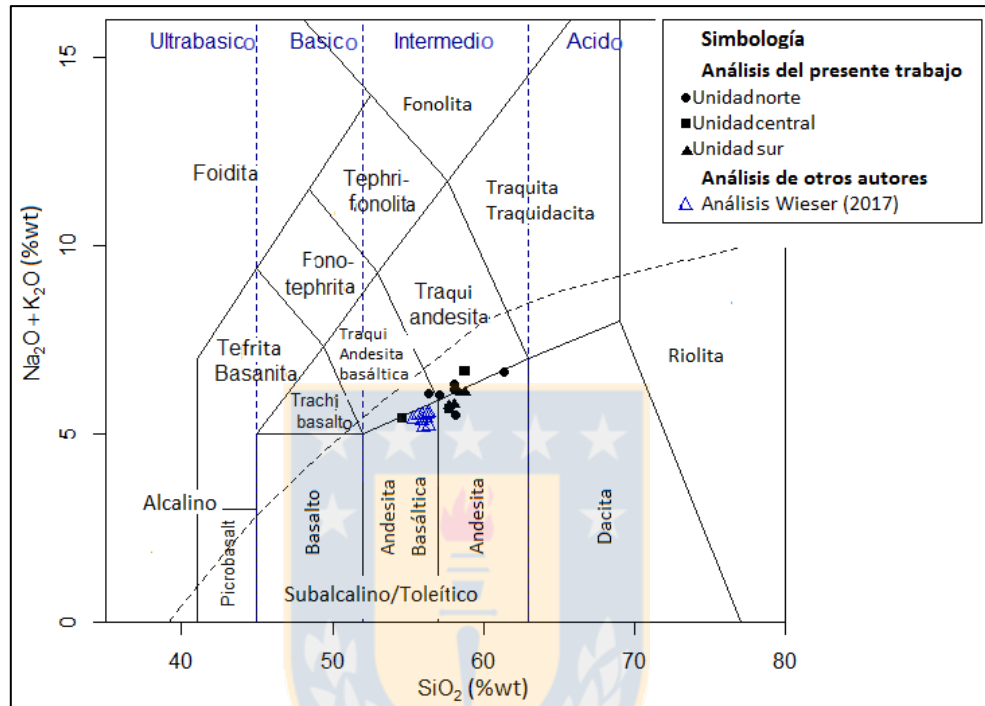


Figura 7.10. Diagrama de TAS (Le bas *et al.*, 1986). Se grafican en el las muestras procedentes del volcán Don Casimiro, subdivididas según etapas evolutivas. División entre las series Alcalina y Subcalina de Irvine y Baragar (1971).

Como se observa en el diagrama TAS (Figura 7.10) las muestras se encuentran delimitadas al campo subcalino, lo cual se acota por medio del diagrama AFM ((Irvine y Baragar., 1971) (Figura 7.11) donde se aprecia que todas las muestras pertenecen a la serie calco-alcalina, destacando las muestras Go030315-3 y Go260215-2d que poseen contenidos de álcalis más altos. Los resultados procedentes de los análisis de Wieser (2017) muestran un contenido más elevado en MgO.

El diagrama K_2O vs Si_2O (Peccerillo y Taylor, 1976) (Figura 7.12) muestra que la totalidad de las muestras analizadas, tanto las de este trabajo como las analizadas por Wieser (2017), se ubican en el campo de la serie calco-alcalina de medio K, resaltando las muestras Go030315-3 y Go260215-2d, que son las más diferenciadas.

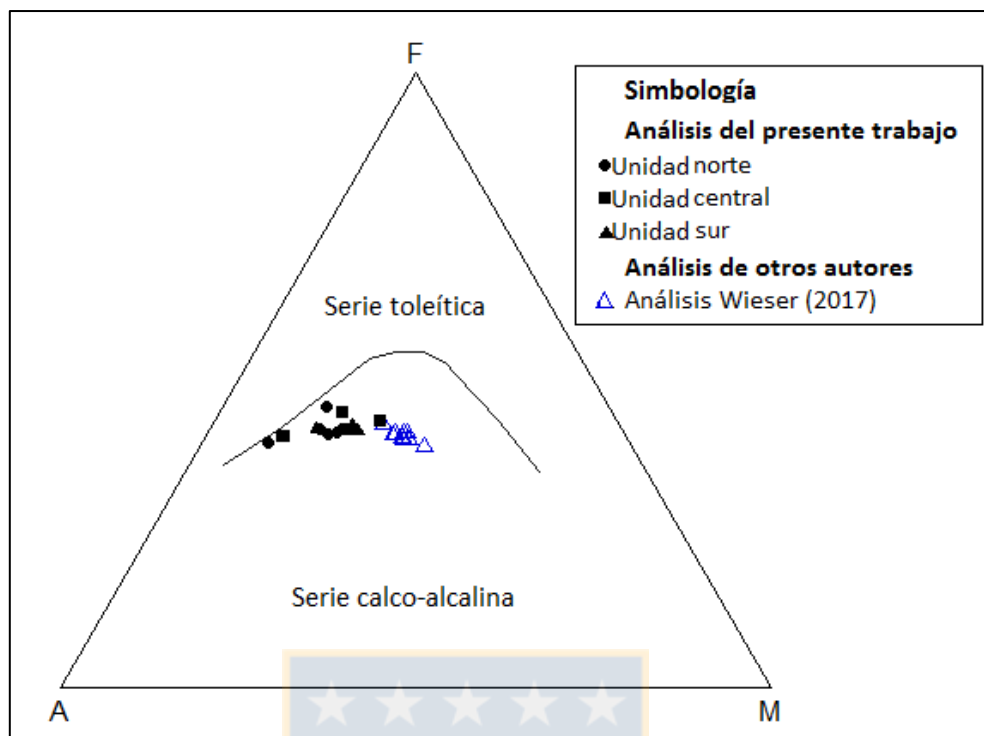


Figura 7.11. Diagrama AFM (Irvine y Baragar., 1971), para las muestras procedentes del volcán Don Casimiro. Se incorporan los análisis realizados por Wieser (2017).

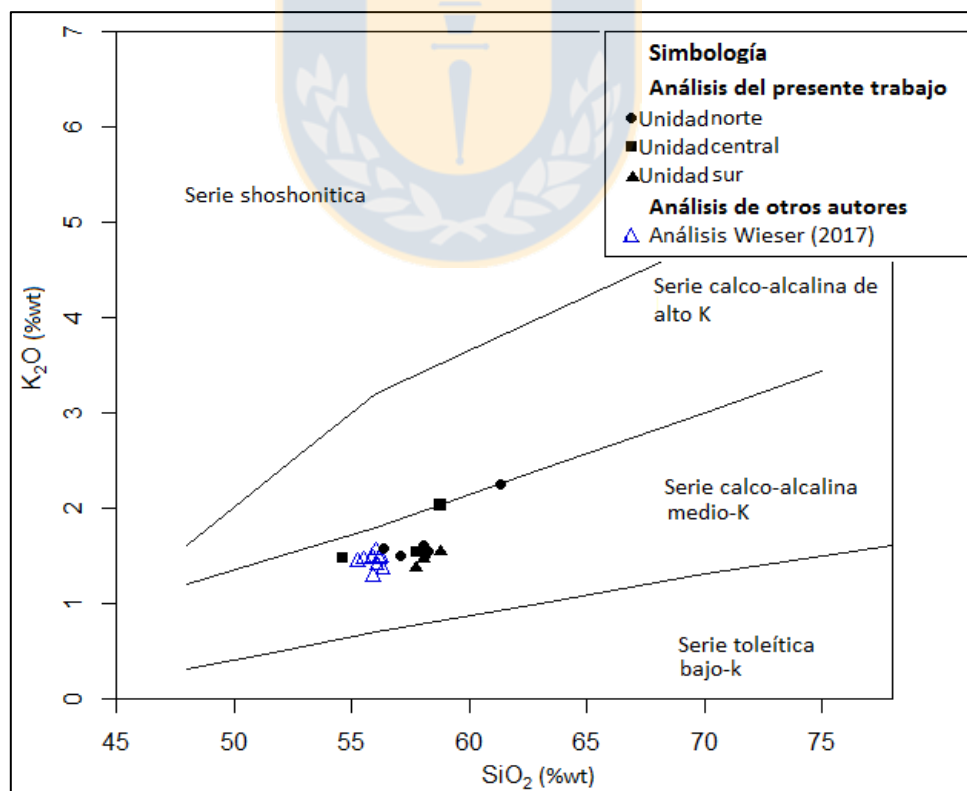


Figura 7.12. Diagrama de K_2O vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976) para las muestras procedentes del volcán Don Casimiro. Se incorporan los análisis realizados por Wieser (2017).

Los diagramas bivalentes de elementos mayores vs SiO_2 (Harker) (Figura 7.13) muestran un ordenamiento disperso para la mayoría de los óxidos, exhibiendo solo en los casos de MgO , FeOt y CaO un comportamiento semejante a un patrón lineal de pendiente negativa, presentando una relación inversamente proporcional con el SiO_2 , y por ende, con el grado de diferenciación magmática. A diferencia de los óxidos anteriores, el K_2O muestra una relación directamente proporcional con el sílice, por lo que presenta una línea de tendencia positiva.

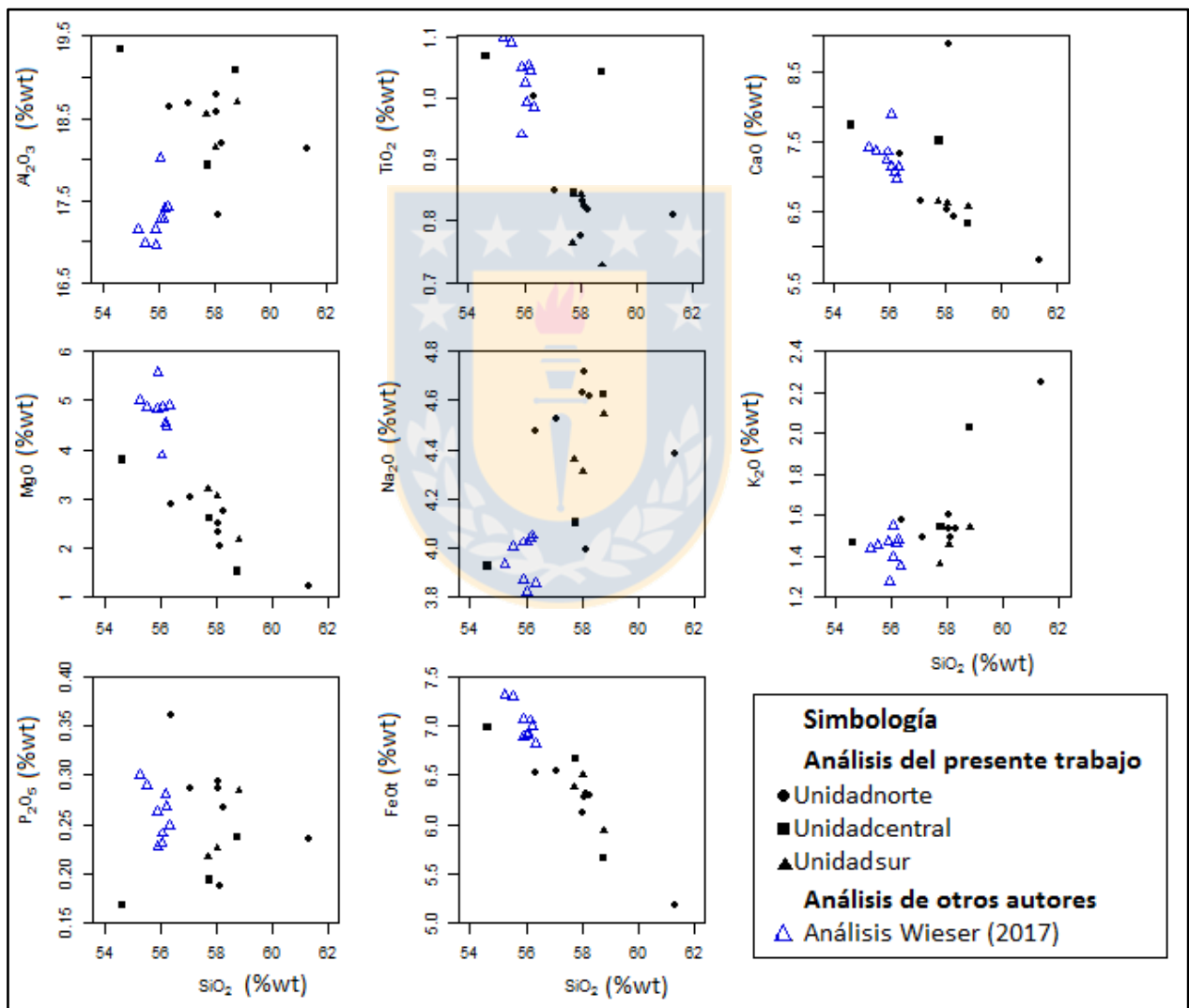


Figura 7.13. Diagramas bivalentes de Harker, con muestras procedentes del volcán Don Casimiro y subdivisionas según etapa evolutiva. Se incorporan además los análisis realizados por Wieser (2017).

Por otro lado, los óxidos como el Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O y P_2O_5 , tienen un comportamiento más aleatorio que el de los óxidos mencionados anteriormente, por lo que no es posible definir a

modo general un patrón claro para su tendencia. Las muestras con concentraciones de sílice entre 56 y 60%, presentan una amplia dispersión vertical.

Las muestras pertenecientes a la etapa norte son las que presentan la mayor variabilidad en cuanto a sus contenidos de Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O y P_2O_5 , destacando la muestra Go260215-2e que tiene los contenidos más bajos de Al_2O_3 , Na_2O y P_2O_5 , los contenidos más elevados para los óxidos Al_2O_3 , Na_2O , TiO_2 y P_2O_5 , se distribuyen entre las muestras Go260215-2g, Go260215-2f y Go260215-2a, respectivamente.

7.3.2 Elementos traza

El diagrama de Spider normalizado al MORB (Pearce, 1983) (Figura 7.14) grafica las muestras del volcán Don Casimiro según sus distintas etapas evolutivas. En rasgos generales, las líneas de tendencia expuestas por las distintas muestras, enseñan un patrón similar con un enriquecimiento en LILE y un empobrecimiento en HFSE, además de anomalías negativas para el Nb y el Y (bajo el límite de detección de 5 y 10 ppm, respectivamente), y una positiva de Ce, en todos los análisis.

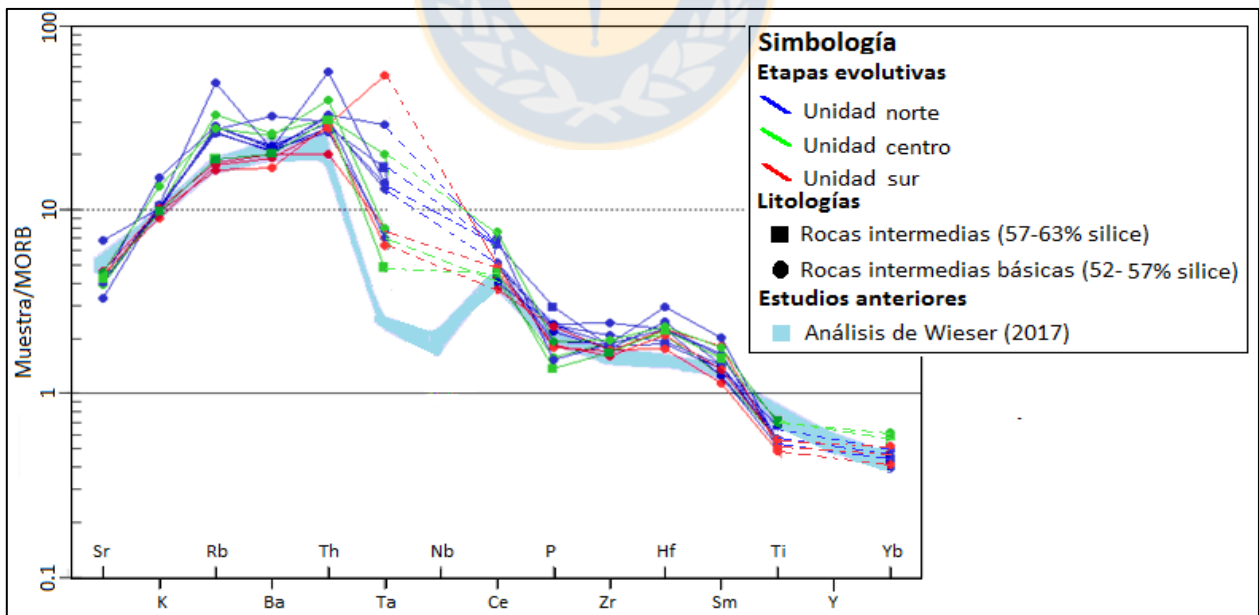


Figura 7.14. Diagrama de REE (Pearce, 1983), normalizado al MORB. Gráfica muestras provenientes del volcán Don Casimiro, las cuales han sido clasificadas según su composición química y etapa evolutiva a la que pertenecen. Contenido bajo el límite de detección para Nb e Y.

Los análisis realizados a las muestras de la etapa sur se grafican por debajo de las otras etapas en el diagrama Spider (Figura 7.14), a excepción de la muestra Go270215-1a, que presenta un elevado peak positivo de Ta. Por otro lado, las etapas norte y centro, tienen concentraciones más elevadas para la mayoría de los elementos, y presentan dos claros *peaks* positivos para los elementos de Rb y Th, los que corresponden a las muestras Go260215-2f y Go260215-2e, respectivamente. Tanto los HFSE como lo Nb de todas las unidades se encuentran en concentraciones inferiores al MORB

Al comparar los resultados obtenidos en este trabajo con los presentados por Wieser (2017) se establecen similitudes y diferencias entre las muestras graficadas. A grueso modo, el patrón general es similar, obteniéndose en ambos líneas de pendiente negativa y un solapamiento de las gráficas en la mayoría de los elementos, sin embargo, los análisis expuestos por Wieser (2017) se diferencian principalmente, por exhibir contenidos más bajos de tantalio y hafnio, mientras que las anomalías negativas de Nb e Y, son menos pronunciadas e incluso ausente para el caso del ytrio en las muestras de Wieser (2017), posiblemente se contaminación con tantalio en las muestras de esta memoria.

A partir de la observación de los diagramas bivariantes de LILE (*large ion lithophile elements*) versus SiO₂ (Figura 7.15), se puede establecer que estos no presentan patrones evidentes para todos los elementos incompatibles, ni predomina un claro enriquecimiento o empobrecimiento de estos elementos en función del aumento del sílice. Se indica, sin embargo, que para el Rb y el Pb hay una tendencia positiva y negativa, respectivamente, salvo para las muestras de la etapa sur. Para el Sr, que tiene un patrón horizontal, destaca el análisis anómalo de la muestra Go260215-2g, el cual supera en al menos 300 ppm al resto de las muestras, siendo también anómala en Ba. Las muestras Go260215-1 y Go030315-3 tienen contenidos por sobre la tendencia de Ba.

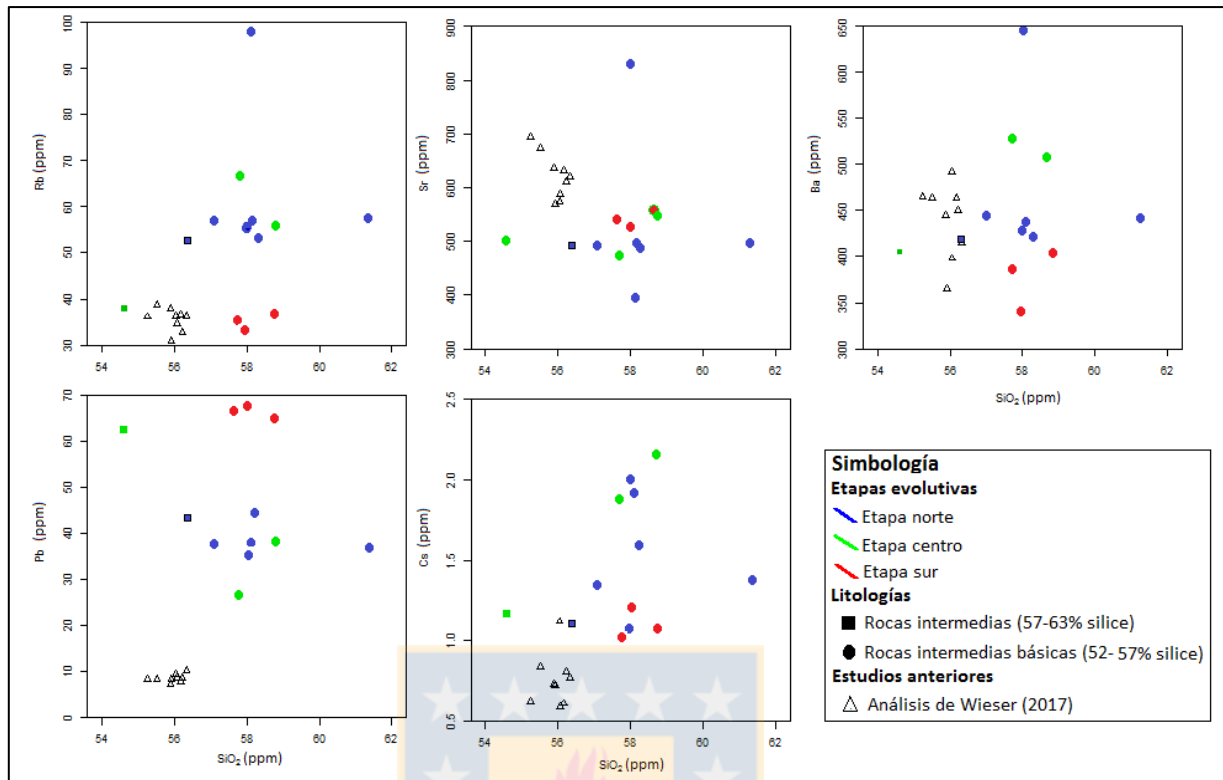


Figura 7.15. Diagramas bivalentes SiO_2 vs LILE, con muestras procedentes de volcán Don Casimiro.

Los HFSE (high field strength elements) (Figura 7.16), al igual que los LILE, presentan una amplia dispersión para las muestras con contenidos de sílice entre 56 y 59%. Adicionalmente, los contenidos de Nb y Sc quedan si no es en su totalidad, en una gran mayoría, bajo el límite de detección del instrumento, por lo que no se grafican (Tabla 7.5).

Los elementos de transición (Figura 4.17) tienen un comportamiento disperso similar a los LILE y HFSE. Se infiere que elementos como el vanadio, zirconio, cromo y níquel, se encuentran más cercanos a un patrón lineal; el primero (vanadio) tiene una tendencia levemente negativa conforme aumenta la diferenciación, siendo la muestra Go260215-2g la que más se aleja de esta tendencia, producto de su relativamente bajo contenido en V, esta muestra también se muestra con concentraciones anómalamente bajas en el zinc, el cual también tiene un patrón lineal ligeramente negativo hacia las muestras con contenidos de sílice más elevados. Por otra parte, el Cr tiene contenidos similares, no así las muestras que conforman la etapa sur, ya que se alejan considerablemente del patrón con valores entre 60 y 180 ppm por sobre la media. Una situación semejante sucede con el Ni, el cual presenta un patrón lineal sutilmente negativo

hacia valores de sílice más elevados, a excepción de las muestras de la etapa sur, las cuales doblan o triplican el contenido de Ni del patrón. Los valores más dispersos verticalmente se encuentran en el cobalto y cobre. Ambos tienen patrones lineales levemente positivos, pero gran parte de los análisis escapan del mismo.

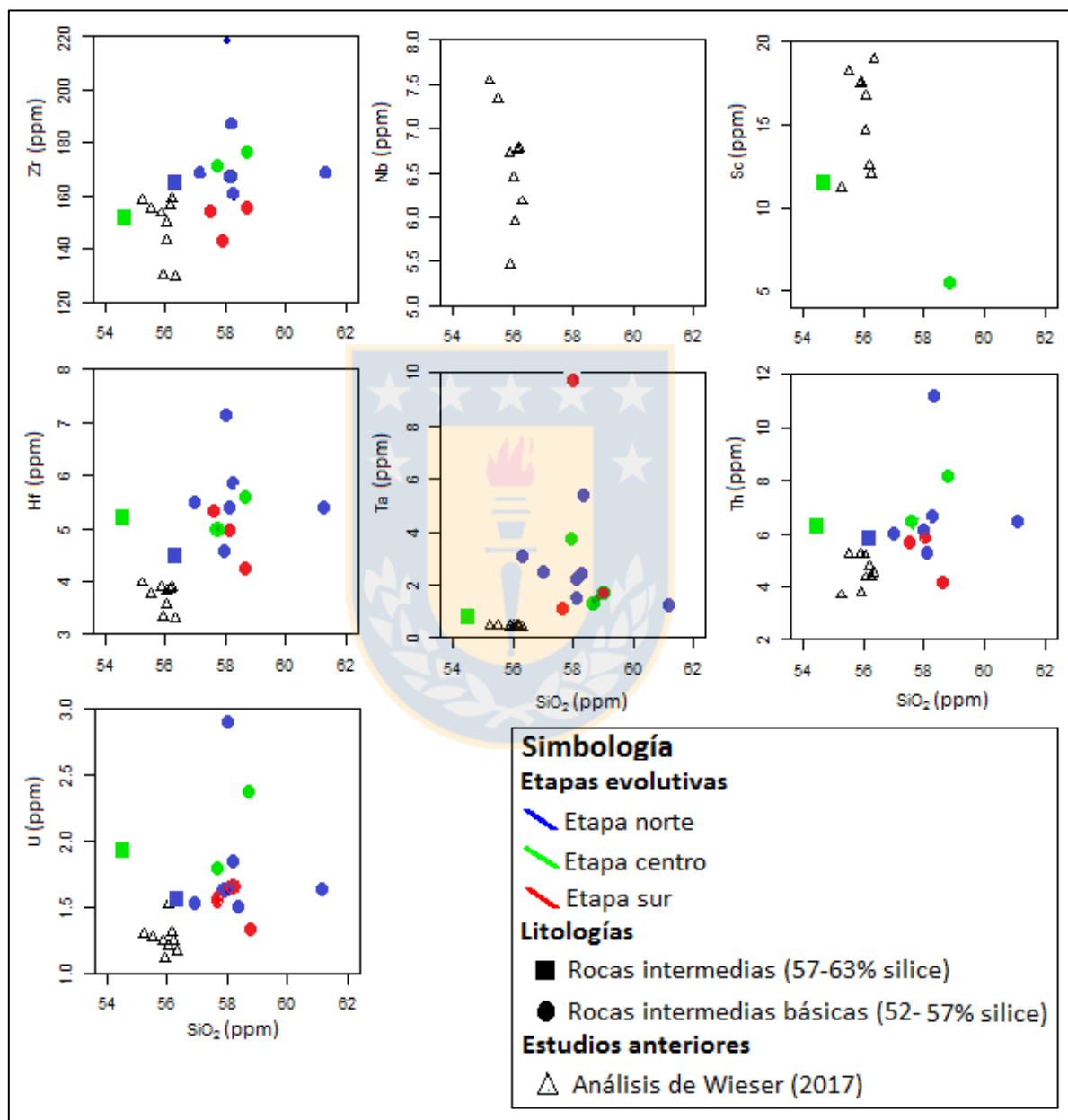


Figura 7.16. Diagramas bivariantes SiO_2 vs HFSE, con muestras procedentes de volcán Don Casimiro.

Tabla 7.5. Concentraciones mínimas, máximas y promedio, de elementos traza para las distintas etapas evolutivas del volcán Don Casimiro.

| LILE | Unidad central (ppm) | | | Unidad norte (ppm) | | | Unidad sur(ppm) | | |
|-------------------|----------------------|--------|----------|--------------------|--------|----------|-----------------|--------|----------|
| | Mínimo | Máximo | Promedio | Mínimo | Máximo | Promedio | Mínimo | Máximo | Promedio |
| Rb | 37,83 | 66,09 | 53,25 | 37,83 | 98,04 | 61,43 | 32,98 | 36,35 | 35,23 |
| Sr | 472,65 | 550,64 | 508,27 | 394,61 | 826,33 | 525,32 | 520,34 | 563,52 | 545,70 |
| Ba | 404,61 | 525,83 | 479,85 | 404,61 | 647,91 | 461,83 | 339,71 | 400,92 | 380,16 |
| Pb | 26,28 | 62,04 | 42,12 | 26,28 | 44,31 | 39,19 | 63,59 | 68,00 | 65,71 |
| Cs | 1,16 | 2,14 | 1,72 | 1,06 | 2,00 | 1,48 | 1,01 | 1,43 | 1,17 |
| Transición | | | | | | | | | |
| Cu | 21,09 | 33,00 | 27,82 | 14,88 | 33,07 | 27,50 | 20,51 | 45,30 | 31,80 |
| V | 102,25 | 132,39 | 121,03 | 67,84 | 119,40 | 104,48 | 109,84 | 126,96 | 116,65 |
| Cr | 47,38 | 47,38 | 47,38 | 27,08 | 50,70 | 43,82 | 117,20 | 229,69 | 152,61 |
| Co | 32,88 | 34,17 | 33,70 | 32,88 | 36,15 | 34,08 | 32,84 | 33,37 | 33,09 |
| Ni | -0,39 | 27,52 | 13,56 | -0,39 | 27,72 | 20,12 | 51,81 | 86,78 | 64,24 |
| Zn | 64,88 | 73,31 | 69,04 | 37,97 | 77,91 | 64,98 | 65,30 | 70,36 | 68,30 |
| HFSE | | | | | | | | | |
| Zr | 150,61 | 177,12 | 166,12 | 150,61 | 218,55 | 175,76 | 144,09 | 159,18 | 153,17 |
| Nb | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 |
| Sc | 5,40 | 11,34 | 8,37 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 |
| Hf | 4,98 | 5,57 | 5,28 | 4,47 | 7,11 | 5,46 | 4,22 | 5,37 | 4,78 |
| Ta | 0,88 | 3,62 | 1,97 | 0,88 | 5,25 | 2,63 | 1,15 | 9,78 | 3,43 |
| Th | 6,19 | 7,98 | 6,81 | 5,34 | 11,30 | 6,74 | 4,00 | 5,81 | 5,04 |
| U | 1,83 | 2,39 | 2,06 | 1,50 | 2,91 | 1,79 | 1,34 | 1,64 | 1,49 |
| Y | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 |

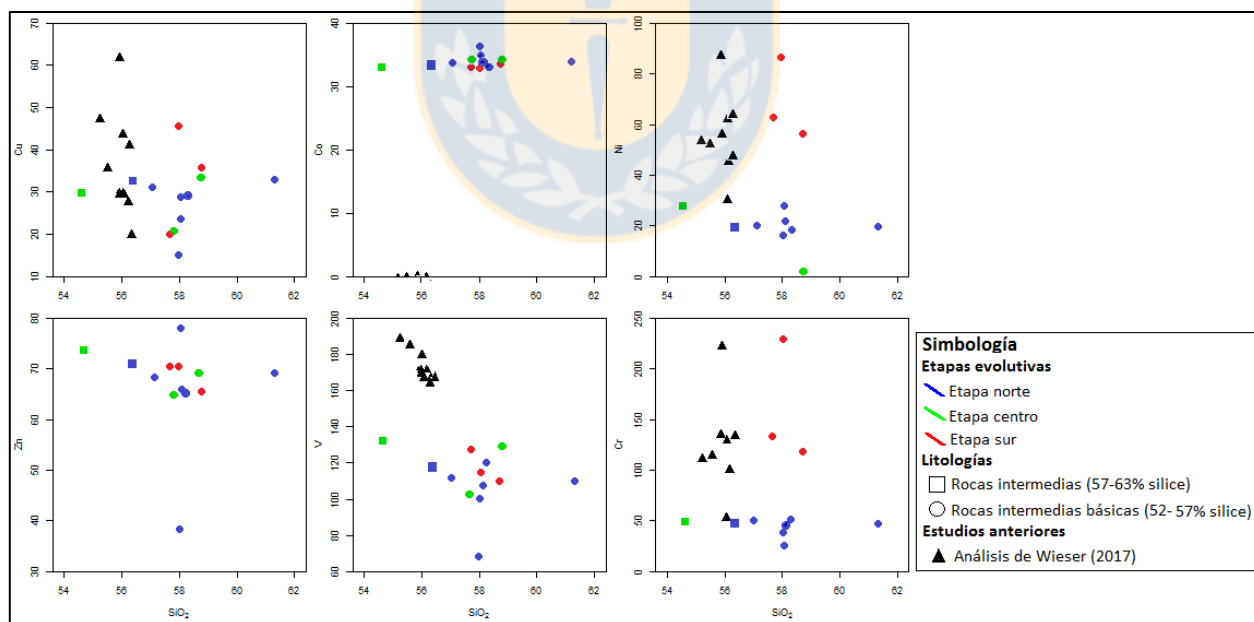


Figura 7.17. Diagramas bivalentes SiO₂ vs Elementos de transición, con muestras procedentes de volcán Don Casimiro.

7.3.3 Tierras raras

En el diagrama de tierras raras normalizado al manto primitivo de McDonough y Sun (1995) (Figura 7.18) se observa que todos los análisis realizados a las muestras del volcán Don Casimiro presentan altos contenidos de LREE y bajos contenidos de HREE, en relación al manto primitivo, por lo que se grafican líneas de pendiente negativa. A su vez, la razón $(La/Yb)_N$ tiene un valor de 10,12, mientras que las razones de $(Sm/Ho)_N$ y $(Ho/Lu)_N$, que grafican a las MREE y HREE, respectivamente, tienen valores de 2,78 y 1,32, respectivamente.

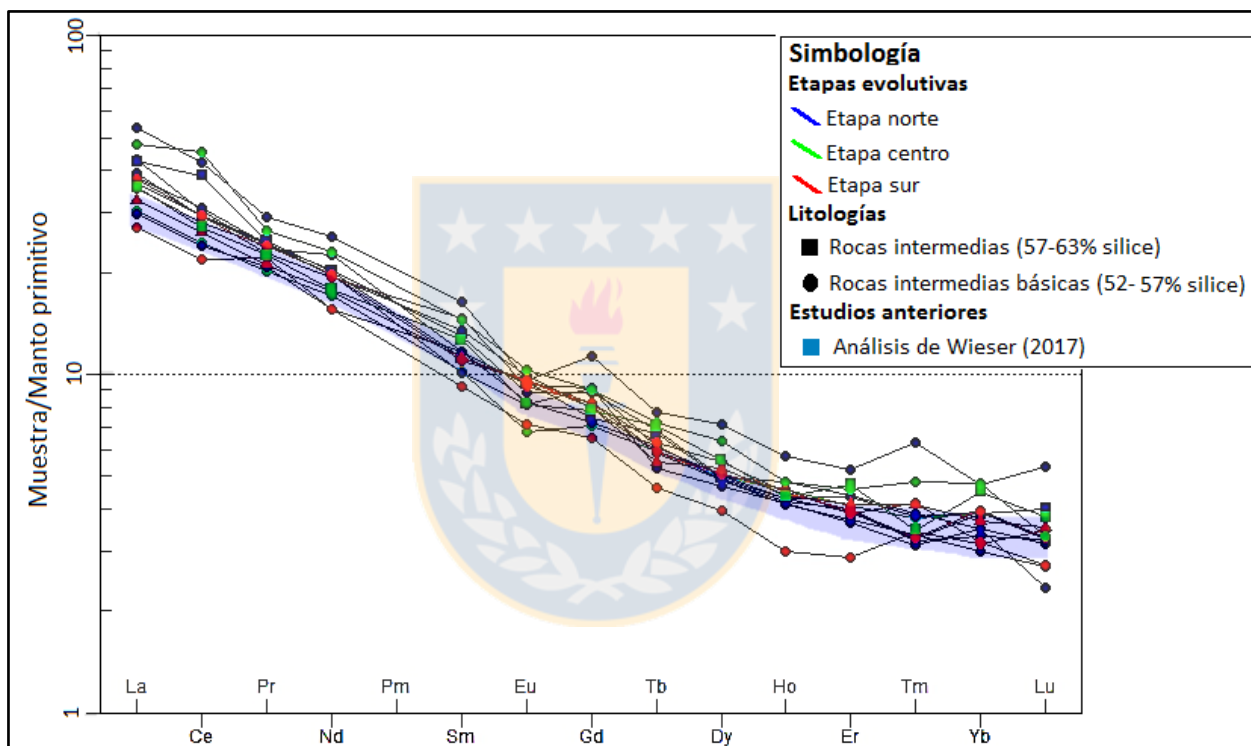


Figura 7.18. Diagrama de REE normalizado al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) para tierras raras. Se grafican las muestras procedentes del volcán Don Casimiro, y se incluye estudios anteriores.

Los valores en promedio más altos para todas las REE (Tabla 7.6), los enseñan las muestras Go030315-3 y Go260215-2e, pertenecientes a las etapas centro y norte, respectivamente. La muestra Go030315-3 tiene altas concentraciones de LREE, resaltando sus *peaks* en Ce e Yb, mientras que la muestra Go260215-2e (etapa norte), además de diferenciarse por tener concentraciones superiores para casi la totalidad de las REE, se distingue del resto por presentar la única marcada anomalía positiva de Eu y Tm, además de tener los contenidos más elevados de lutecio. La muestra Go030315-4 es la única que muestra un *peak* positivo de Yb y Er.

Tabla 7.6. Concentraciones mínimas, máximas y promedio, de tierras raras para las distintas etapas evolutivas del volcán Don Casimiro.

| | Etapa central (ppm) | | | Etapa norte (ppm) | | | | Etapa sur (ppm) | | |
|-------------|---------------------|--------|----------|-------------------|--------|----------|-------------|-----------------|--------|----------|
| LREE | Mínimo | Máximo | Promedio | Mínimo | Máximo | Promedio | LREE | Mínimo | Máximo | Promedio |
| La | 19,74 | 30,83 | 24,57 | 19,33 | 34,62 | 26,17 | La | 17,52 | 24,47 | 21,50 |
| Ce | 41,07 | 76,20 | 54,28 | 40,22 | 70,37 | 53,70 | Ce | 36,75 | 49,51 | 44,20 |
| Pr | 5,13 | 6,76 | 5,86 | 5,13 | 7,37 | 6,21 | Pr | 5,35 | 6,06 | 5,69 |
| Nd | 21,27 | 28,72 | 24,08 | 19,35 | 31,90 | 25,53 | Nd | 19,41 | 24,55 | 22,55 |
| MREE | | | | | | | MREE | | | |
| Sm | 4,13 | 5,88 | 5,04 | 4,11 | 6,67 | 5,07 | Sm | 3,73 | 5,95 | 4,66 |
| Eu | 1,04 | 1,58 | 1,29 | 1,04 | 1,53 | 1,40 | Eu | 1,10 | 1,48 | 1,37 |
| Gd | 3,85 | 4,88 | 4,33 | 3,85 | 6,15 | 4,74 | Gd | 3,53 | 4,49 | 4,20 |
| Tb | 0,59 | 0,72 | 0,66 | 0,52 | 0,77 | 0,63 | Tb | 0,46 | 0,63 | 0,55 |
| Dy | 3,34 | 4,27 | 3,79 | 3,15 | 4,79 | 3,50 | Dy | 2,68 | 3,71 | 3,34 |
| HREE | | | | | | | HREE | | | |
| Ho | 0,65 | 0,72 | 0,68 | 0,62 | 0,86 | 0,67 | Ho | 0,45 | 0,68 | 0,61 |
| Er | 1,78 | 2,07 | 1,95 | 1,60 | 2,30 | 1,83 | Er | 1,27 | 1,81 | 1,63 |
| Tm | 0,24 | 0,33 | 0,27 | 0,21 | 0,43 | 0,26 | Tm | 0,22 | 0,28 | 0,25 |
| Yb | 1,71 | 2,09 | 1,93 | 1,33 | 2,08 | 1,63 | Yb | 1,40 | 1,75 | 1,54 |
| Lu | 0,23 | 0,27 | 0,25 | 0,16 | 0,36 | 0,23 | Lu | 0,19 | 0,24 | 0,22 |



8. GEOTERMOBAROMETRÍA

Con el objetivo de determinar las condiciones de presión y temperatura de formación de las rocas estudiadas, se utilizaron los geotermobarómetros y geotermómetros de Putirka (2008). Gracias a ello fue posible determinar las condiciones P-T bajo las cuales las distintas fases minerales cristalizaron al equilibrio. De Putirka (2008) se emplearon el geotermómetro de “olivino-líquido” y el geotermobarómetro de “dos-piroxenos”.

El método de “dos piroxenos” requiere datos de composición mineral clino y ortopiroxenos, los que fueron obtenidos por medio del instrumento SEM-EDS. Las ecuaciones 36 es un geotermómetro y la ecuación 39 es un geobarómetro, entre ambas se resuelven simultáneamente, por lo que no se precisa de ingresar valores de P y T (Putirka, 2008).

El geotermómetro de “olivino-líquido” requiere el ingreso de la composición química de cristales de olivino en equilibrio y con el líquido (vidrio), y se basa en el equilibrio de la proporción de Fe-Mg de ambas fases. A su vez, este geotermómetro también requiere de datos de presión para poder estimar temperaturas. Según Putirka (2008), la ecuación 22 es la que arroja la temperatura más apropiada para un fundido con H₂O hasta un 18% en peso, aproximadamente.

8.1 Volcán Maipo

Los valores de temperatura y presión obtenidos por el método de “dos piroxenos” de putirka (2008), son presentadas en la Tabla 8.1. En ella se observan los valores mínimos, máximos y promedio para cada muestra, indicando además, la cantidad de análisis validos obtenidos por muestra. Los resultados se consideran validos cuando el K_D o coeficiente de intercambio entre Fe-Mg se encuentra en el rango de $1,09 \pm 0,14$.

Los valores de temperatura para la mayoría de los piroxenos de las muestras del volcán Maipo, se hallan en un rango entre los 1.000 a 1.080°C, con valores máximos y mínimos de 1.119 y 984°C, respectivamente (Tabla 8.1) y los resultados involucran a coladas de las unidades basal este, central oeste y central este.

Tabla 8.1. Valores máximos, mínimos y promedios de presión y temperatura obtenidas por medio del método de “dos piroxenos” de Putirka (2008), para muestras del volcán Maipo.

| Volcán Maipo | | | T (°C) | | | P (Kba) | | |
|--------------|-----------------------------|----------------|--------|--------|----------|---------|--------|----------|
| Muestra | Roca | N° de análisis | Mínima | Máxima | Promedio | Mínima | Máxima | Promedio |
| Go010315-5a | Traquiandesita | 2 | 1022.9 | 1034.7 | 1028.8 | 3.8 | 4.2 | 4.0 |
| Go020315-3 | traquiandesítica | 10 | 1004.7 | 1032.1 | 1020.0 | 3.4 | 6.3 | 4.3 |
| Go280215-1 | Andesita | 5 | 1054.6 | 1082.4 | 1064.2 | 1.7 | 7.7 | 4.5 |
| Go280215-2 | Traquiandesita basáltica | 14 | 984.9 | 1119.4 | 1045.5 | 1.9 | 9.5 | 5.0 |

Las muestras Go020315-3 (unidad central oeste) posee una gran cantidad de análisis validos de geotermobarometría, estos arrojan valores bien acotados en el rango de 1.004 a 1.032°C, mientras que las presiones varían de 3,4 6,27 kbar. Por otro lado, la muestra Go280215-2, procedente de la unidad basal este, tiene el rango más amplio de temperaturas estimadas a partir de piroxenos, con un valor mínimo de 984°C a una temperatura máxima de 1.119°C, acompañadas de presiones que varían desde los 1.92 kbar a los 9.5kbar. En general las muestras tienen rangos de temperatura entre los 1.030°C a los 1.080°C, y entre presiones de 3,3 a 7,6 kbar.

Al observar el grafico de temperaturas (Figura 8.1), es posible establecer dos grandes rangos. El primero y más bajo, abarca desde los 984 a los 1.034°C, mientras que un segundo rango de temperaturas más altas, se extiende desde los 1.054 a los 1.084°C, con un peak que no asignamos a ninguno de los dos rangos anteriores de 1.119°C. Por otro lado, las presiones han sido graficadas en el Figura 8.2, y de ella se desprenden una alta dispersión de los valores barométricos, ya que se hace posible describir al menos 4 rangos de presión; El primero abarca las presiones más bajas, y sus extremos son los valores 0,9 y 1.9 kbar; el segundo tramo se extiende desde los 2,9 a los 5,1 kbar; el tercer tramo bordea los 6 kbar, y el tramo final y superior, abarca desde los 7,6 a los 9,45 kbar.

Tras la asignar estos campos o rangos de presión se hace notorio que los valores extremos, tanto inferiores como superiores involucran a las coladas provenientes de la unidad basal este, es decir, a las coladas originadas en la segunda etapa evolutiva descrita en este trabajo, lo cual puede tener una importante implicancia genética.

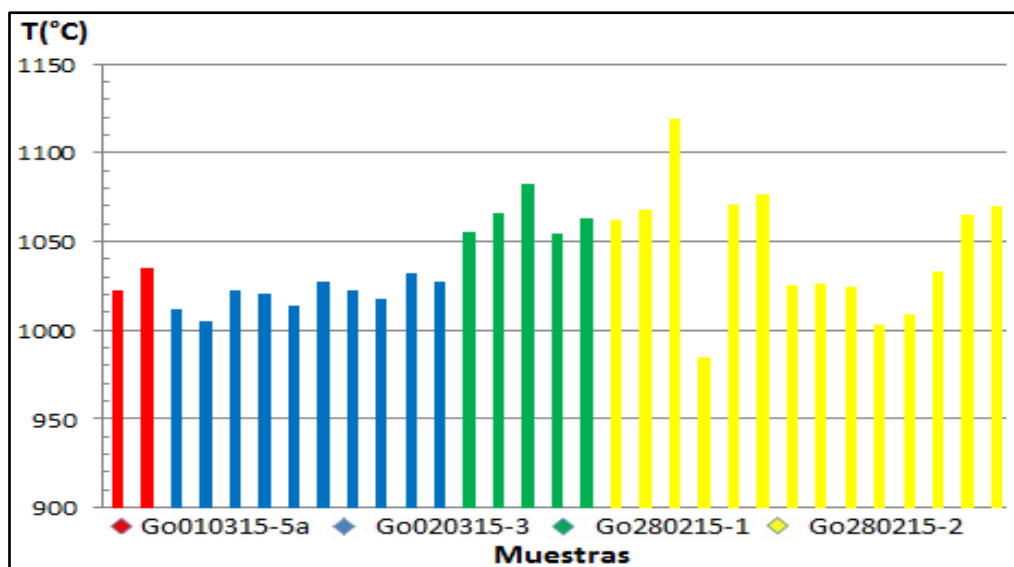


Figura 8.1. Gráfico de temperaturas obtenidas por método de “dos piroxenos” de Putirka (2008) en muestras del volcán Maipo.

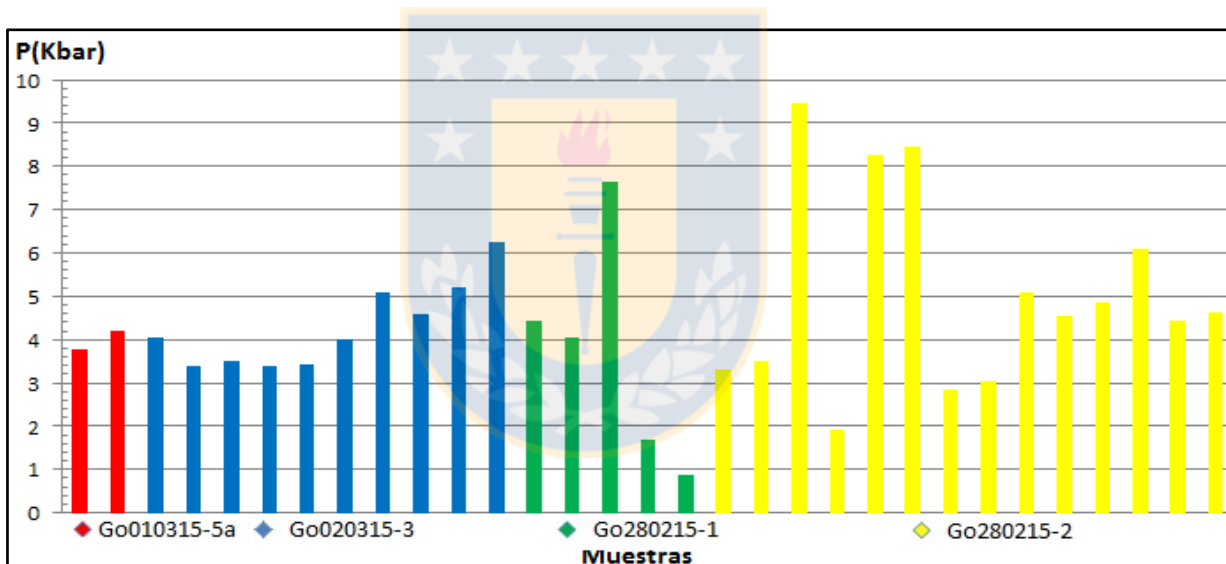


Figura 8.2. Gráfico de presiones obtenidas por método de “dos piroxenos” de Putirka (2008) en muestras del volcán Maipo.

Por otra parte, el geotermómetro “olivino-liquido” Putirka (2008), requiere del ingreso de valores de presión para poder hacer estimaciones de temperaturas, como se mencionó con anterioridad. Se realizaron los cálculos en función de 3 presiones distintas que fueron obtenidas por distintos criterios. Los valores seleccionados fueron: 9,5 kbar, que representan a las presiones máximas obtenidas por el método de “dos piroxenos”, la presión de 14 kbar, se obtuvo del trabajo de Tassara y Echaurren (2012), y corresponde a la presión estimada para la

profundidad de “Mohorovic” bajo el volcán Maipo. Finalmente, la presión de 19 kbar es estimada por Lee y otros (2009), en base a un geobarómetro de sílice.

Solo dos muestra del volcán Maipo arrojan resultados válidos para el método de “olivino-liquido” Putirka (2008). Las muestras son: Go020315-1 y Go280215-2, ambas con composiciones de traquiandesitas basálticas, con abundantes fenocristales de olivino. La validez de los resultados se basa en el valor del coeficiente de intercambio Fe-Mg, el cual tiene que hallarse entre K_D : $0,30 \pm 0,03$, y este solo se cumple para solo 5 de 19 estimaciones de T° realizadas en olivinos (Tabla 8.2).

Tabla 8.2. Valores de temperatura entregados por el geobarómetro de “olivino-liquido” (Putirka, 2008) a distintas presiones, para muestras del volcán Maipo.

| Muestra | Presión | T°C a 9.5 kbar | | |
|----------|--------------------------|----------------|--------------------|----------------|
| | Método | Beattie(1993) | Beattie (1993) w/c | Putirka (2007) |
| 020315-1 | Traquiandesita basáltica | 1218.8 | 1222.1 | 1203.0 |
| | | 1218.8 | 1222.1 | 1203.5 |
| | | 1218.8 | 1222.1 | 1206.9 |
| | | 1218.8 | 1222.1 | 1203.7 |
| 280215-2 | Traquiandesita basáltica | 1114.5 | 1121.3 | 1117.4 |
| | Presión | T°C a 14 kbar | | |
| | Método | Beattie(1993) | Beattie (1993) w/c | Putirka (2007) |
| 020315-1 | Traquiandesita basáltica | 1242.4 | 1248.5 | 1226.2 |
| | | 1242.4 | 1248.5 | 1226.8 |
| | | 1242.4 | 1248.5 | 1230.2 |
| | | 1242.4 | 1248.5 | 1226.9 |
| 280215-2 | Traquiandesita basáltica | 1136.5 | 1147.7 | 1140.4 |
| | Presión | T°C a 19 kbar | | |
| | Método | Beattie(1993) | Beattie (1993) w/c | Putirka (2007) |
| 020315-1 | Traquiandesita basáltica | 1268.6 | 1278.8 | 1251.3 |
| | | 1268.6 | 1278.8 | 1251.8 |
| | | 1268.6 | 1278.8 | 1255.3 |
| | | 1268.6 | 1278.8 | 1252.0 |
| 280215-2 | Traquiandesita basáltica | 1160.8 | 1178.0 | 1165.1 |

Las temperaturas estimadas para las distintas P varían según el autor del método. Putirka (2008) señala que las temperaturas más confiables son las entregadas por la ecuación de Beattie (1993) y por Putirka *et al.* (2007). Como era de esperar, un aumento de la presión deriva en un aumento de la temperatura, que varía según los distintos métodos, pero se aproxima a los 25°C de aumento por cada 5 kbar (Tabla 8.2). Los resultados entregados por Beattie (1993) se presentan en corregidos (w/c) y no corregidos. Los resultados son corregidos por Putirka y

otros (2007), donde ingresa correcciones tomadas de Herzberg y O'Hara (2002) para agregarlas a las nuevas ecuaciones presentadas en Putirka (2008), estas modificaciones involucran correcciones a los errores que presentaban las estimaciones de P y T en la ecuación de Beattie (1993) para valores muy altos de presión y temperatura.

Como se observa en la Tabla 8.2, los valores corregidos (w/c) de Beattie (1993) en Putirka (2008) presentan temperaturas más altas que los no corregidos, destacando que esta diferencia se hace mayor conforme aumenta la presión, por lo que indica que es un geotermómetro más sensible a P. Las dos muestras corresponden a traquiandesitas basálticas de olivino, una procedente de la unidad central oeste (Go020315-1) y la otra es parte de la unidad basal este (Go280215-2). Las temperaturas estimadas para 14 kbar superan por tan solo 20°C a las estimadas para 9.5 kbar, y en ambos casos es unos 90°C superior la temperatura en la unidad central oeste que en la basal este. Los valores entregados por ecuación de Putirka *et al.* (2007), son siempre inferiores a los de Beattie (1993).

Finalmente se establece considerando la presión de 14 kbar, que corresponde a la base de la corteza, que las T de la muestra Go020315-1 ronda los 1.230 °C, mientras que la T de Go280215-2, borde los 1.140°C, en ambos casos se está considerando la temperatura obtenida de la ecuación de Putirka *et al.* (2007).

8.2 Volcán Don Casimiro

Los valores de temperatura y presión obtenidos por medio de método de “dos piroxenos” de Putirka (2008), son presentados en la Tabla 8.3. Las estimaciones de P y T involucran a coladas provenientes de las 3 unidades descritas para el volcán Don Casimiro. Estos análisis promedian cerca de 4 análisis validos por muestra, y a su vez, es la unidad Sur la que engloba la mayor cantidad de valores geotermobarométricos.

Los resultados expuestos en la Tabla 8.3 exponen que la traquiandesita de la unidad central (Go030315-3) enseña temperaturas en el rango de 1.052 a 1.122°C, y un rango de presiones de 3,7 a 8,4 kbar. La unidad sur, que contiene tres muestras con resultados de T y P presentan valores de T desde los 1.023 a los 1.138°C, y presiones desde los 2 a los 8,2 kbar, aunque se hace

necesario destacar que dos coladas de esta unidad, presentan valores muy acotados y similares de temperatura, los cuales abarcan desde los 1.043 a 1.138°C, y presiones desde los 3 a los 8,2 kbar. La unidad norte se representada por la muestra Go260215-2d, la cual arroja valores para presión y temperatura muy similares a la unidad sur.

Tabla 8.3. Valores máximos, mínimos y promedios de presión y temperatura obtenidas por medio del método de “dos piroxenos” de Putirka (2008), para muestras del Don Casimiro

| Volcán Don Casimiro | | | T (°C) | | | P (Kba) | | |
|---------------------|--------------------|----------------|--------|--------|-----------|---------|--------|-----------|
| Muestra | Roca | N° de análisis | Mínima | Máxima | Promedio | Mínima | Máxima | Promedio |
| Go030315-3 | Traquiandesita | 4 | 1052.6 | 1122.1 | 1075.475 | 3.71 | 8.42 | 5.325 |
| Go270215-1a | Andesita | 5 | 1055.7 | 1138.4 | 1092.68 | 3.47 | 8.22 | 5.308 |
| Go260215-2d | Andesita | 4 | 1033.5 | 1130.7 | 1088.45 | 2.06 | 7.36 | 5.45 |
| Go270215-1c | Andesita | 3 | 1023 | 1026.8 | 1024.7333 | 2.04 | 3.2 | 2.5866667 |
| Go270215-1d | Andesita basáltica | 4 | 1043.2 | 1132.7 | 1109.4 | 2.97 | 7.79 | 6.2225 |

Al observar la Figura 8.3, se aprecia con mayor claridad que la dispersión de las temperaturas, y hace posible agrupar los valores. La unidad sur presenta dos campos muy notorios, el primero y de temperaturas más bajas, tiene como límites los valores de 1.023 a 1.070°C, y el segundo tiene temperaturas entre los 1.120 y los 1.138°C, con presiones también distribuidas en dos rangos, el primero abarca desde los 2 a los 3,5 Kbar, y el segundo desde los 7,8 a los 8,2 kbar (Figura 8.4). Estos campos o rangos de presión y temperatura también incorporan dentro de ellos los valores obtenidos por las muestras Go030315-3 y Go260215-2d, presentando también estas dos distribuciones principales.

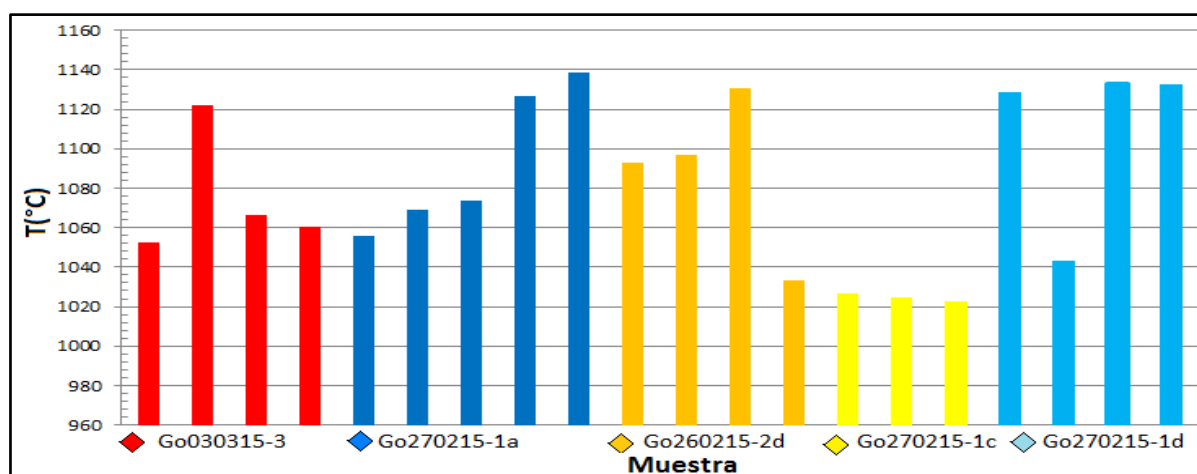


Figura 8.3. Gráfico de temperaturas obtenidas por método de “dos piroxenos” de Putirka (2008) en muestras del volcán Don Casimiro.

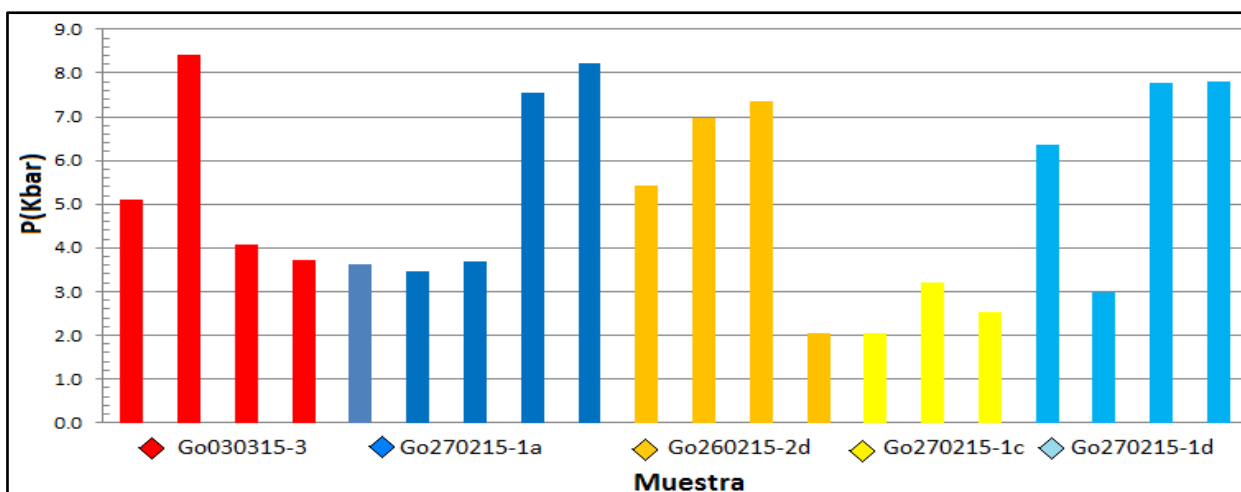


Figura 8.4. Gráfico de presiones obtenidas por método de “dos piroxenos” de Putirka (2008) en muestras del volcán Maipo.

El geotermómetro de “olivino-liquido” (Putirka, 2008) requiere del ingreso de valores de presión para generar estimaciones de temperatura. Los valores ingresados fueron 9,5, 14 y 19 kbar, y han sido obtenidos a partir del geotermobarómetro de “dos piroxenos” y de bibliografía (para más detalle ir a geotermobarometría del volcán Maipo). Las dos muestras presentan una diferencia de unos 90 a 100°C entre sus resultados (Tabla 8.4) para una presión de 9.5 kbar. La evolución de la temperatura está directamente relacionada con el aumento de presión, precisando que un aumento de 5 kbar se traduce en un aumento de unos 20°C de la temperatura.

Tabla 8.4. Valores de temperatura entregados por el geobarómetro de “olivino-liquido” (Putirka, 2008) a distintas presiones, para muestras del volcán Don Casimiro.

| Muestra | | 260215-2d | 270215-1a |
|----------------|--------------------|-----------|-----------|
| Presión | Método | Andesita | Andesita |
| T°C a 9.5 kbar | Beattie(1993) | 1.016,1 | 1.123,3 |
| | Beattie (1993) w/c | 1.026,2 | 1.129,8 |
| | Putirka (2007) | 1.023,1 | 1.114,7 |
| T°C a 14 kbar | Beattie(1993) | 1.036,5 | 1.145,4 |
| | Beattie (1993) w/c | 1.052,6 | 1.156,3 |
| | Putirka (2007) | 1.045,4 | 1.137,6 |
| T°C a 19 kbar | Beattie(1993) | 1.059,1 | 1.169,9 |
| | Beattie (1993) w/c | 1.082,9 | 1.186,6 |
| | Putirka (2007) | 1.069,6 | 1.162,3 |

9. DATACIONES RADIOMÉTRICAS

Las dataciones de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fueron realizadas en muestras extraídas durante las campañas de 2012 y 2015 al volcán Maipo, en compañía del geólogo Gabriel Orozco. Las muestras procedentes de la campaña de 2012 incluyen muestras del volcán Maipo y del techo del volcán Don Casimiro, mientras que la campaña del 2015 solo aporta con una edad absoluta para el volcán Maipo.

9.1 Volcán Maipo

Son dos las dataciones realizadas a muestras obtenidas en este volcán; la primera datación se efectuó a una colada andesítica basáltica (muestra Go100112-8), ubicada en sector del portezuelo, en el extremo occidental del volcán Maipo donde se halla la unidad central oeste (definida por campaña 2015), dicha muestra fue recolecta durante campaña de terreno de SERNAGEOMIN en 2012. La edad que arroja esta edad es de 100 ± 30 Ka (Gabriel Orozco, comunicación verbal) y representa a etapas medias de formación del volcán.

La etapa basal del volcán fue datada en la muestra Go030315-2, que corresponde a una colada traquiandesítica de clinopiroxeno perteneciente a la unidad basal oeste del volcán, y la que a su vez corresponde a la base de esta secuencia, por lo que representa la actividad más antigua datada para el volcán. La edad Ar/Ar es de 167 ± 25 Ka (Gabriel Orozco, comunicación verbal).

9.2 Volcán Don Casimiro

Las dataciones efectuadas en el volcán Don Casimiro fueron realizadas a dos coladas ubicadas en la cima del volcán. Ambas corresponden a análisis de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ efectuados a andesitas basálticas de olivino, y de piroxeno obtenidas en terreno de SERNAGEOMIN de 2012. Las edades obtenidas son de 111 ± 17 Ka y de 90 ± 60 Ka (Gabriel Orozco, comunicación verbal), y representan las etapas tardías del volcán Don Casimiro.

10. DISCUSIONES

10.1 Reinicio de la actividad volcánica post caldera Diamante

Al datar la que se estima como una de las coladas más antiguas del volcán Maipo (muestra Go030315-2, unidad basal oeste), se establece que la actividad en este centro eruptivo se habría reanudado hace unos 167 ± 25 Ka, lo que difiere de los 86 Ka propuesto por Sruoga y otros (2005). Esta nueva edad post-caldera acota aún más el periodo de inactividad volcánica posterior a la formación de la caldera Diamante, estimada a 0,45 Ma (Stern y otros, 1984) y a 0,15 Ma (Lara y otros, 2008). Si se compara el reinicio de la actividad magmática en el complejo Caldera Diamante-Maipo, con otras calderas silíceas alrededor del mundo, se observa que la composición y ubicación de los productos post-caldera pudiesen reflejar ciertas características pre-eruptivas. Por ejemplo Bailey y otros (1976) atribuyen las variaciones composicionales que presentan las coladas post-caldera de “Long Valley” a zonaciones de la cámara magmática, pudiendo esto explicar la transición que ocurre en el volcán Maipo, donde se pasa de una ignimbrita riolítica a coladas de composición andesíticas-andesíticas basálticas, que luego gradan a productos dacíticos.

Una similitud aún mayor se observa entre el volcán Maipo y el volcán Pusikbukit, ubicado en la caldera Toba, isla de Sumatra, Indonesia. Ambos centros eruptivos se disponen en una de las paredes de la caldera y por ende sus orígenes son asociados a fracturas de anillo. Si bien no se observan este tipo de fracturas anulares en la caldera Diamante, es posible inferirlas por su forma elíptica, como sugieren Pagnanani y otros (2015), que mediante un modelo análogo, recrean las fallas periféricas que se formaron por el colapso de la cámara magmática. El volcán Pusikbukit, al igual que el Maipo, se haya compuesto por coladas andesíticas de dos piroxenos y dacíticas subordinadas, que Chesner (2011) califica como las manifestaciones superficiales de la recarga de magma al sistema del Toba, debido a que las composiciones isotópicas de la ignimbrita y de las coladas post-caldera se solapan. Lo mismo ocurre para las razones isotópicas expuestas por la ignimbrita Pudahuel y las coladas del volcán Maipo (Holm y otros, 2014), exceptuando a la razón $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, la cual es levemente

mayor en la ignimbrita que en las coladas posteriores lo cual se podría asociar a un mayor aporte de la corteza continental superior a los magmas durante el periodo pre-caldera.

El volcán Don Casimiro se ubica por fuera de los márgenes de la que consideramos caldera Diamante. Según dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizadas en sus coladas más recientes, se establece una edad mínima de 111 ± 17 Ka. La falta de más dataciones radiométricas, junto con la ausencia de claras relaciones estratigráficas impide establecer una edad máxima absoluta o relativa.

A modo de conclusión, es posible postular que la actividad del volcán Maipo pudo haberse retomado poco tiempo después del colapso de la cámara magmática, que habría ocurrido hace unos 0,15 Ma (Lara y otros, 2008). Esta idea indicaría que el sistema magmático no necesitó de mucho tiempo para reiniciarse, lo cual pudo deberse a un rápido ascenso de material magmático desde niveles más profundos, o más posiblemente, podría estar reflejando que el evento piroclástico no vació completamente a la cámara magmática, pudiendo esta haber estado zonada, y de esta manera liberar durante el episodio “caldera” el material más diferenciado ubicado en el tramo superior, y dejar al magma menos diferenciado en el fondo, y que luego fue liberado como primeros pulsos del volcán Maipo.

En cuanto a la actividad del volcán Don Casimiro es factible indicar que al establecer su edad mínima cercana a los 110 Ka, es posible suponer que al menos una parte de su periodo eruptivo fue simultáneo al volcán Maipo, debido a que este se inició hace unos 167 Ka, pero sólo es factible establecer que el volcán Maipo se originó posteriormente al evento Diamante.

10.2 Fuente de los magmas de los Volcanes Maipo y Don Casimiro

Basándose en los contenidos de elementos mayores y trazas de los volcanes Maipo y Don Casimiro, expuestos en el capítulo de Geoquímica, es difícil apreciar una diferencia evidente entre ambos volcanes. Como se mencionó en el capítulo de Petrografía, ambos centros volcánicos presentan litologías de composición dacítica a andesítica basáltica, sin embargo, es el volcán Don Casimiro el que agrupa un mayor porcentaje de muestras intermedias-

básicas, mientras que el volcán Maipo, se acomoda más en el campo de las andesitas y traquiandesitas.

Al considerar el diagrama multielemento normalizado al MORB (Figura. 10.1) para una andesita basáltica provenientes del volcán Maipo (Go020315-2, $\text{SiO}_2 = 54.9\%$ y $\#Mg 56,7$) y otra del volcán Don Casimiro (Go030315-4, $\text{SiO}_2 = 54,7\%$ y $\#Mg 49,2$) (Figura 10.1) y que corresponden a los productos efusivos más primitivos para cada volcán, se observan patrones casi idénticos, con una firma típica de zona de subducción, es decir, un enriquecimiento en LILE, un empobrecimiento en HFSE y fosforo , además de un peak positivo en Pb y Sr. La similitudes en los patrones de los volcanes Maipo y de Don Casimiro es un argumento de que los magmas son comagmáticos. El Nb y el Y se hallan en bajas concentraciones (bajo el límite de detección) en ambos centros volcánicos.

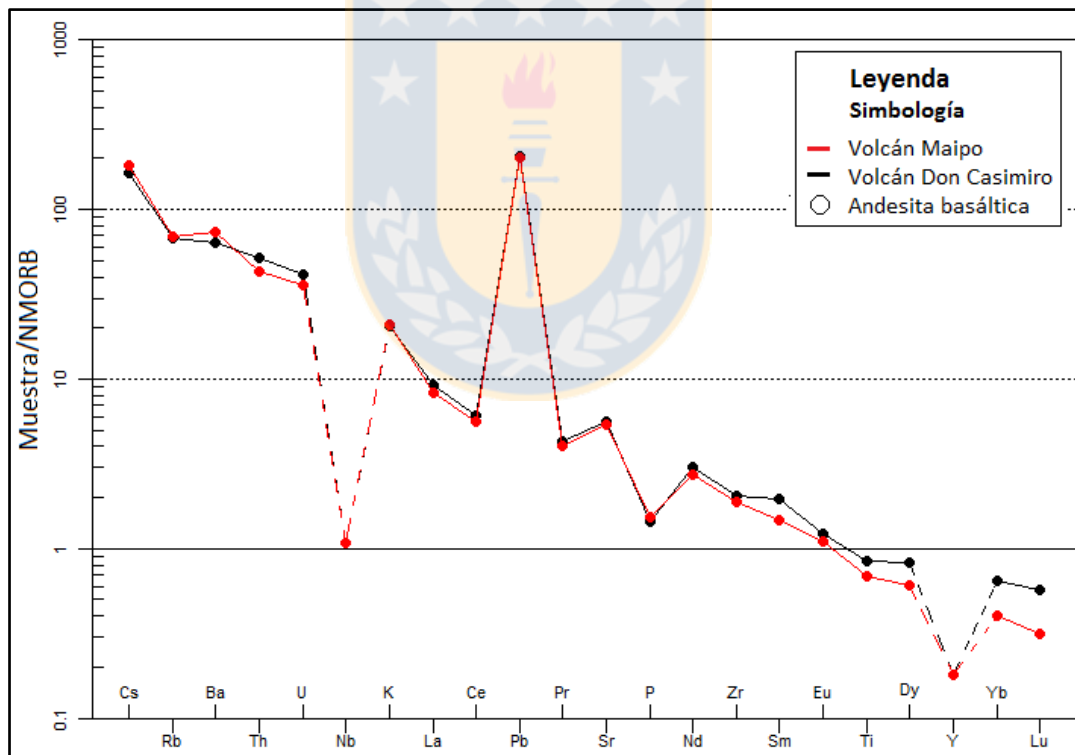


Figura 10.1. Diagrama Spider normalizado al MORB (Sun y McDonough, 1989), para muestras las más primitivas de cada centro volcánico.

Las tierras raras exhiben un patrón normalizado al manto primitivo similar para ambos volcanes (Figura 10.2), donde se aprecia que los patrones graficados por ambos volcanes manifiestan un claro paralelismo, lo cual ratifica la proveniencia desde un magma común o

muy similar. Se destaca además en este diagrama, el evidente empobrecimiento en tierras raras pesadas, las cuales podrían estarse fraccionando producto de la nucleación de granate en la fuente o su fraccionamiento en la base de la corteza, y una a leve anomalía negativa de Eu que indica condiciones oxidantes del magma y/o la escasa nucleación de plagioclasas en estas muestras relativamente poco diferenciadas.

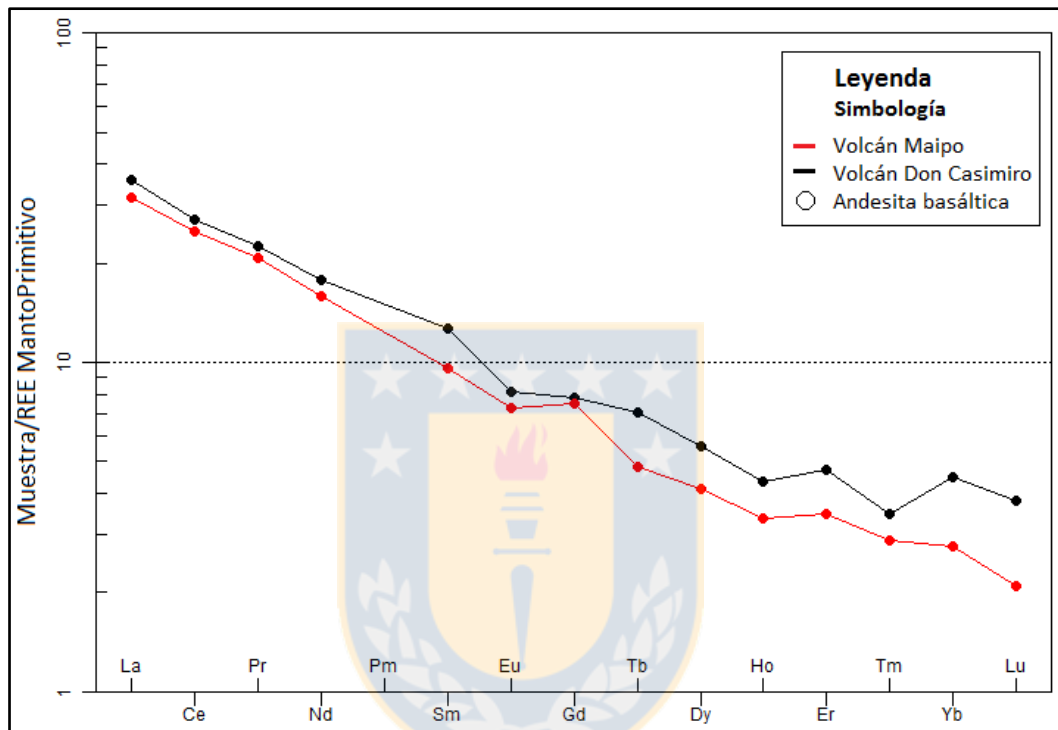


Figura 10.2. Diagrama REE normalizado al Manto Primitivo, para las muestras más primitivas de cada centro volcánico.

Holm y otros (2014) indican que el fraccionamiento de los elementos HREE y HFSE no es producto de la nucleación de granate en la fuente, ni por enriquecimiento durante el ascenso cortical, sino por una fuente mantélica enriquecida por material derivado de la erosión de la corteza continental superior. Kay y Mpodozis (2002) indican que el granate ha sido fraccionado cuando valores de Sm/Yb son superiores a 3, lo que es observado en la muestra más primitiva del Maipo y en el promedio de las muestras del volcán Don Casimiro (Tabla 10.1), esto puede indicar, según lo recién expuesto, que se ha fraccionado granate o que el granate es una fase residual en magmas provenientes de la fusión de la base de la corteza continental, a una profundidad de unos 55 km. Esto concuerda con lo estimado por Turner y

Langmuir (2015b), que calcula que el granate se nuclea por sobre los 50 km de profundidad en la ZVSN.

Tabla 10.1. Razones de elementos traza para muestras más primitivas de cada Volcán, comparadas a su vez con las razones promedio respectivas de cada uno, y con las razones obtenidas por Holm y otros, (2014) para volcanes de la ZVSN y ZVST.

| Volcán | Don Casimiro | | Maipo | | Holm y otros (2014) | |
|--------|--------------|---------------|------------|---------------|---------------------|-----------|
| | Go030315-4 | Promedio (13) | Go020315-1 | Promedio (19) | MAIPO | ZVST |
| Ba | 404,61 | 445,93 | 460,48 | 479,32 | 450-580 | 200-450 |
| Sm/Yb | 2,59 | 3,01 | 4,23 | 2,72 | - | - |
| Ba/Sm | 79,01 | 92,37 | 93,53 | 92,83 | >100 | 60-100 |
| Th/Sm | 1,21 | 1,28 | 1,14 | 1,66 | >1,6 | 0,5-1,6 |
| Ba/Sr | 0,81 | 0,86 | 0,96 | 0,93 | 0,9-1,1 | 0,3-0,6 |
| Nd/Sr | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,05 | >0,045 | 0,02-0,06 |
| Cs/Rb | 0,03 | 0,03 | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 0,02-0,09 |
| Ba/Th | 65,34 | 73,00 | 81,77 | 58,27 | 50-55 | 30-100 |
| Th/Nd | 0,28 | 0,26 | 0,27 | 0,32 | >0,32 | 0,1-0,35 |
| La/Yb | 11,69 | 14,87 | 19,24 | 15,05 | - | - |
| Dy/Yb | 1,90 | 2,11 | 2,30 | 1,91 | - | - |

Holm y otros (2014), sugieren que el enriquecimiento en LREE que experimentan los volcanes ubicado en la ZVSN, se deben a una fuente mantélica enriquecida por sedimentos erosionados de la corteza continental superior que bajaron por medio del canal de subducción. Holm y otros (2014) grafican dos centros de la ZVST (Infiernillo y Laguna del Maule) y dos centros de la ZVSN (Maipo y Don Casimiro) en gráficos que contraponen razones como: Sm/Yb, Ba/sm, Th/Sm, Ba/Sr, Nd/Sr, presentados en Tabla 10.1. Los valores asociados a la ZVST son más cercanos, a modo general, a la composición dada para la composición promedio de la corteza continental inferior (Rudnick y Gao, 2003 en Holm y otros, 2014), mientras que la ZVSN tiende a presentar valores más afines que la transicional con la composición promedio de la corteza continental superior.

Los gráficos de Holm y otros (2014) ubican las composiciones del volcán Don Casimiro muy cercanas a los volcanes de la ZVST, mientras que los resultados obtenidos por análisis realizados durante este trabajo, son mayoritariamente similares a la composición de la ZVSN. El contenido de Ba y la razón de Ba/Sm obtenidas para el volcán Don Casimiro, se asemejan más a las presentadas por Holm y otros

(2014) para la ZVST, representando un menor contenido de Ba para Don Casimiro, posiblemente asociado a diferencias productos del grado de diferenciación entre las muestras escogidas para cada volcán.

Hildreth y Moorbarth (1988) postulan que las variaciones geoquímicas plasmadas en las rocas de la zona volcánica sur norte, se vinculan directamente al espesor cortical de la placa continental, debido a que se registra una mayor contaminación cortical, la cual pareciera dominar principalmente el comportamiento de los elementos mayores. Este alto espesor cortical, a su vez produce un aumento de la presión, que es acompañado de un desplazamiento de las isothermas a una mayor profundidad, proceso que se traduce en un cambio en la estructura termal de la cuña mantélica (Turner y Langmuir, 2015a) y con ello, una disminución del grado de fusión parcial con respecto a otros segmentos volcánicos ubicados en cortezas continentales más delgadas. Turner y Langmuir (2015a) indican que esta variación en la estructura de la cuña mantélica explica bastante bien a las concentraciones de Sr, Zr, K, P y La. Apoyando esta teoría, Werhmann y otros (2014) indican que las altas razones La/Sm y Nb/Y presentes en el segmento norte de ZVS, pueden ser explicadas por bajos grados de fusión de una fuente enriquecida de la cuña mantélica, involucrando o no involucrando la asimilación de material cortical.

Wieser (2017) analizó dieciséis muestras extraídas del volcán Maipo y Don Casimiro. Concluyó mediante el uso elementos mayores, elementos traza, y razones isotópicas, junto con la aplicación del modelo WTS (wedge thermal structure) de Turner y otros (2016) que el manto bajo Don Casimiro es del tipo EM1, y su origen se debería a un reciclaje del manto litosférico subcontinental erosionado por el flujo de cuña, presentando una fuente con mayor semejanza a la zona volcánica sur transicional que con el volcán Maipo (Holm y otros, 2014).

Las composiciones más diferenciadas en el Volcán Don Casimiro se asemejan a lo propuesto por Werhmann y otros (2014) para la ZVSN, quienes también señalan que una comparación entre las razones de elementos traza de la ZVSN y ZVST, para un mismo contenido de sílice o #Mg, no muestra grandes variaciones. La principal diferencia que se observa son los

contenidos en las HREE que son mayores en los análisis procedentes las lavas del Volcán Don Casimiro que en los obtenidos para el volcán Maipo, indicando una menor influencia del fraccionamiento de granate en la base de la corteza de Don Casimiro.

En vista de lo planteado y basándonos principalmente en los aspectos geoquímicos expuestos, podemos concluir que existe una estrecha semejanza con respecto al magmatismo de ambos volcanes. La gran similitud que exhiben los patrones de elementos incompatibles y de tierras raras para ambos centros volcánicos indicaría que el ascenso de ambos magmas involucró procesos similares, considerando que para ambos centros volcánicos hubo fraccionamiento de granate. La discrepancia entre ambos solo es detectable al comparar las razones de elementos traza, que si bien por si solas no permiten establecer una causa, al agruparlas con información procedente de otros autores, es posible señalar que podría existir una sutil diferencia en la fuente de la cual derivaron los magmas del Maipo y de Don Casimiro, siendo la del Maipo levemente más enriquecida en material derivado de la corteza continental superior, mientras que la de Don Casimiro primitiva, y más semejante a la de ZVST.

10.3 Evolución de los magmas

10.3.1 Petrografía y morfología mineral

Las texturas petrográficas permiten visualizar el orden de cristalización y algunas otras características relacionadas al ascenso magmático. En el volcán Don Casimiro predominan las coladas de composición andesítica a andesítica basáltica con masas fundamentales principalmente pilotaxíticas, que señalan flujo superficial y un rápido enfriamiento, y que generalmente son acompañadas por texturas como la glomeroporfídica entre cristales de plagioclasa y piroxenos, las que retratan tiempos de formación similares o movimientos de los cristales durante el ascenso y en la cámara magmática. Además se observa textura seriada, que indica cristalización continua principalmente de cristales de plagioclasa.

A diferencia del volcán Don Casimiro, en el volcán Maipo dominan las texturas porfídicas seriadas con masas fundamentales principalmente hialopílticas. Esto muestra que las lavas

del volcán Maipo experimentaron un enfriamiento rápido, lo que genera rocas con mayor viscosidad, lo cual se apoya en el alto grado de vesicularidad y de líticos fragmentados en las rocas más ácidas. Como ocurre en el volcán Don Casimiro, la presencia de las texturas ofítica y subofítica es muy aislada en comparación a la textura local poiquilítica que tiene una presencia algo mayor, reflejando una cristalización posterior de las plagioclasas a la de los piroxenos.

En cuanto a la presencia, formas y tipo de texturas de desequilibrio observadas en los fenocristales de olivino, piroxenos y feldespatos de ambos volcanes, es importante advertir que pese a tener el Maipo la muestra con mayor #Mg (57.1), es Don Casimiro el que promedia el mayor #Mg con un valor de 41.3, versus el 37.9 del volcán Maipo. Esto se ve reflejado en el mayor contenido de fenocristales de olivino que presentan las rocas del volcán Don Casimiro. Estos a diferencia de los observados para el Maipo, se caracterizan por ser sobresalientemente de forma esquelética, que corrobora un desequilibrio producto de un sobreenfriamiento, lo cual es bastante común en rocas volcánicas. Las zonaciones composicionales que presentan los olivinos son similares en ambos volcanes, destacando núcleos ricos en Fo que gradan a bordes donde aumenta la presencia del componente fayalita, habiendo casos en donde la presencia de bordes de reacción constituidos principalmente por pigeonitas y enstatitas, que evidencian los procesos cristalización fraccionada al peritético.

Por otro lado, los fenocristales de piroxenos se caracterizan por exhibir formas principalmente euhedrales a subeuhedrales, las cuales indican tiempo y espacio de residencia suficiente en la cámara magmática. Las zonaciones en los piroxenos son comunes, y en general involucran en ambos centros volcánicos a núcleos de enstatitas o augitas, que gradan hacia los bordes a composiciones más diferenciadas que involucran pérdida de Mg y Ca, sin poder observarse bordes de desequilibrio como menciona Sruoga y otros (2005). Las pigeonitas se distinguen principalmente como bordes de fenocristales de olivinos, indicando con ello una cristalización continua, aunque solo en el volcán Don Casimiro fueron

distinguidas como fenocristales y muy aislados, lo cual es más frecuente en rocas pertenecientes a la serie toleítica, contrario a la señal calcoalcalina de Don Casimiro.

Los fenocristales de plagioclasa, por otra parte, se caracterizan por ser principalmente euhedrales, de forma tabular y escasamente alterados. En ambos volcanes ha sido posible distinguir texturas de desequilibrio, dominando la textura tipo “sieve” sobre todo en las muestras recogidas en el volcán Maipo, donde se presentan de forma moderada. Según Nakamura y Shimakita (1998) esta textura se puede relacionar a disolución y recristalización, la cual generalmente se atribuye a mezcla de magmas o contaminación (Streck, 2008). En ese contexto debería observarse además zonación inversa, la que fue observada en dos fenocristales, mientras que la zonación normal se presenta en casi la totalidad de los fenocristales de plagioclasas zonadas analizadas. Vance (1965) postula que es posible inducir reabsorción pervasiva por medio de descompresión, en sistemas no saturados en agua, durante su ascenso. Sruoga y otros (2005) atribuyen estas texturas de desequilibrio observadas en las plagioclasas, a una posible mezcla de magma, lo que es una proposición discutible, en función de la ausencia de una zonación inversa dominante y de la falta de texturas tipo “parche” en los fenocristales de plagioclasa, textura que según Streck (2008) resulta de la recristalización posterior a la disolución.

10.3.2 Cristalización fraccionada

Los diagramas de Harker (Figura 10.3) ponen de manifiesto a la cristalización fraccionada como proceso dominante en la evolución de los magmas del Maipo y Don Casimiro. La disminución del MgO y Ni (Figura 10.4), indican el fraccionamiento del olivino, de igual manera, el fraccionamiento de piroxenos es acompañado por una disminución de MgO, FeO, Cr y Sc, mientras que la disminución en CaO, Al₂O₃, Sr y Eu marcan la cristalización y segregación de plagioclasas. Por otra parte, el Ti y V son fraccionados por óxidos de Fe-Ti. Estos minerales fraccionados corresponden a los observados en cortes transparentes.

La cristalización fraccionada está además reflejada en la zonación de los distintos fenocristales, en particular en los de olivino y plagioclasa. Los fenocristales de olivino, tanto

en el volcán Maipo como en Don Casimiro, presentan núcleos con contenidos de forsterita en torno al 80 y 58%, respectivamente, y con bordes con contenidos de Fo considerablemente menores, para el volcán Maipo estos tienen concentraciones de Fo en torno a 68%, mientras que para Don Casimiro tiene contenidos de Fo alrededor del 53%. La disminución del contenido de Fo hacia los bordes de los fenocristales de olivino es producto de la continua cristalización de minerales ricos en Mg, lo cual va empobreciendo el magma residual en este elemento. Asimismo, no es inusual que la zonación de los olivinos finalice como bordes de enstatita o pigeonita, lo cual refleja condiciones más empobrecidas en Mg y más enriquecidas en SiO_2 y Al_2O_3 .

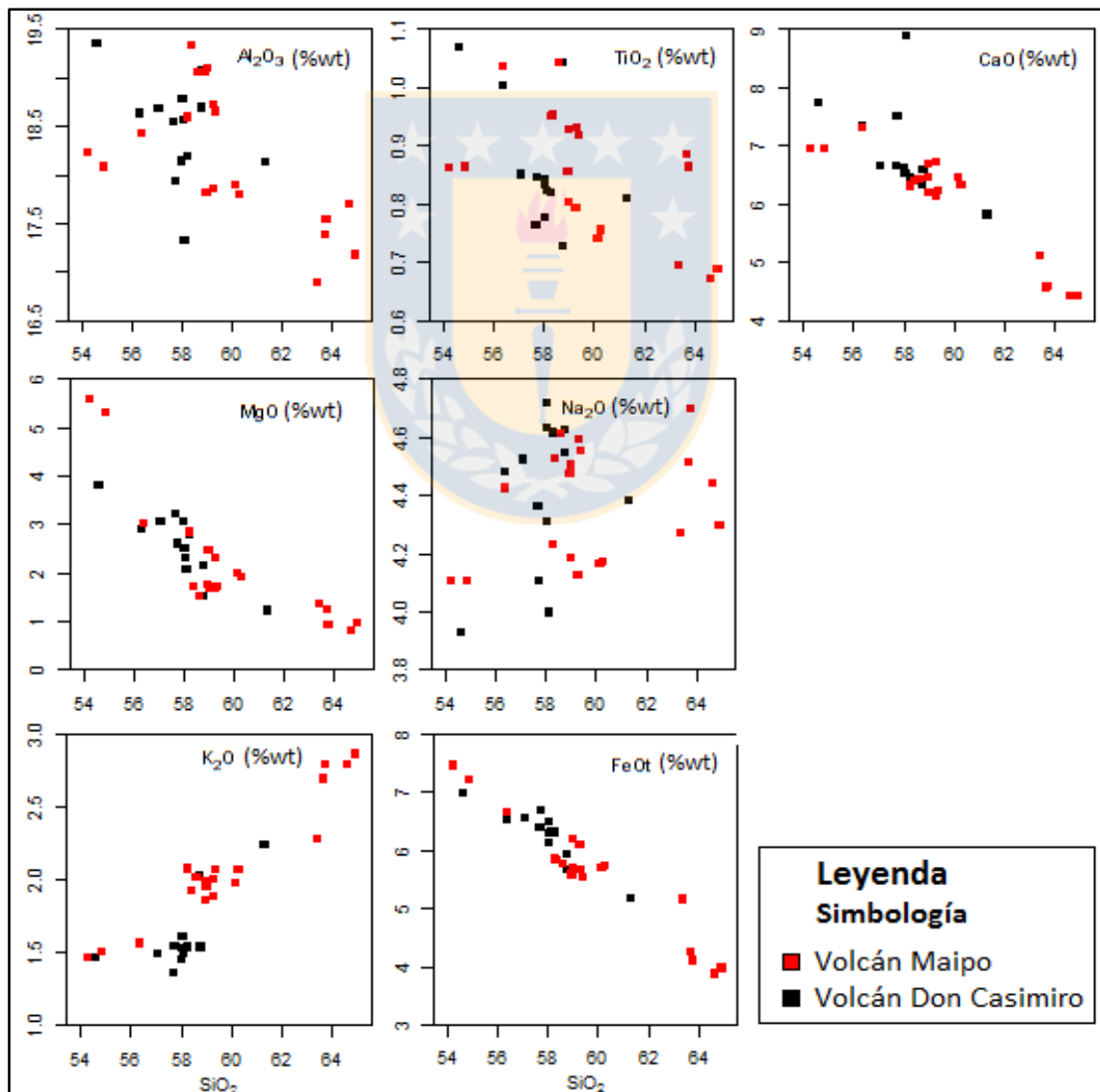


Figura 10.3. Diagramas de Harker para muestras de volcanes Maipo y Don Casimiro.

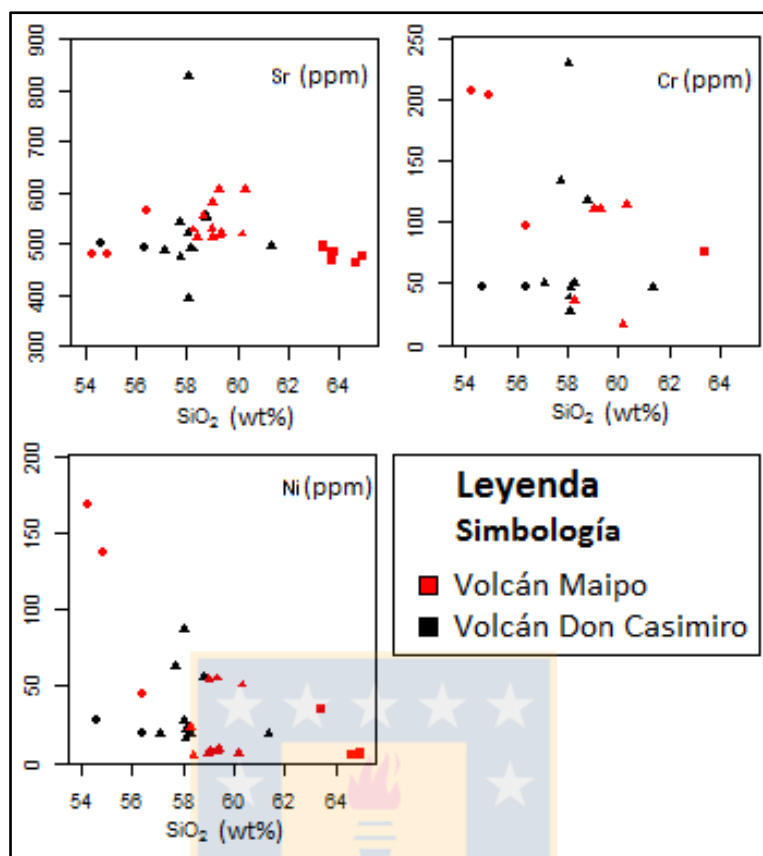


Figura 10.4. Diagramas bivariantes de SiO₂ vs elementos traza. Expone muestras de volcán Maipo y Don Casimiro.

La zonación normal domina en los fenocristales de plagioclasa de ambos centros volcánicos. Si bien existen núcleos tanto de bitownita, labradorita y andesina, que evidencian la cristalización de estos fenocristales a distintos niveles de la cámara magmática, también se identifica con ello el empobrecimiento en calcio del magma debido a la constante cristalización de plagioclasas cálcicas. Esto se condice con la de zonación en cristales de plagioclasa, que en muchos casos gradan de núcleos de bitownita a bordes de labradorita o andesina.

Al analizar distintas razones de elementos traza, se puede apreciar que además de la cristalización fraccionada, los procesos de asimilación y mezcla también estamparon sus características geoquímicas en las muestras. En la figura 10.5 se distingue que las razones K/Rb vs Rb, Ni vs Rb, Ce vs La y Rb/Ba vs Ba, presentan comportamientos semejantes para los dos volcanes, exhibiendo patrones que según los distintos autores señalados en la figura 10.5, tanto los magmas del volcán Maipo como el volcán Don Casimiro han experimentado

crystalización fraccionada, asimilación y mezcla de magmas durante su evolución. El diagrama Rb vs Rb/K, muestra un patrón que según Seymour y Vlassopoulos (1992) se puede interpretar como mezcla de magmas, pero para ello explican que es necesario que los valores expuestos en el diagrama 1/K vs Rb/K coincidan con la línea de tendencia graficada para mezcla de magmas, para de esta manera demostrar que el ajuste a un patrón de muestra en el diagrama de Rb vs Rb/K, no es fortuito. Para las muestras tanto del volcán Maipo como de Don Casimiro, este ajuste a la tendencia de la línea de mezcla no es muy certero, y solo para el volcán Don Casimiro es algo más evidente, con lo que disminuyen las evidencias de mezcla de magmas para el volcán Maipo.

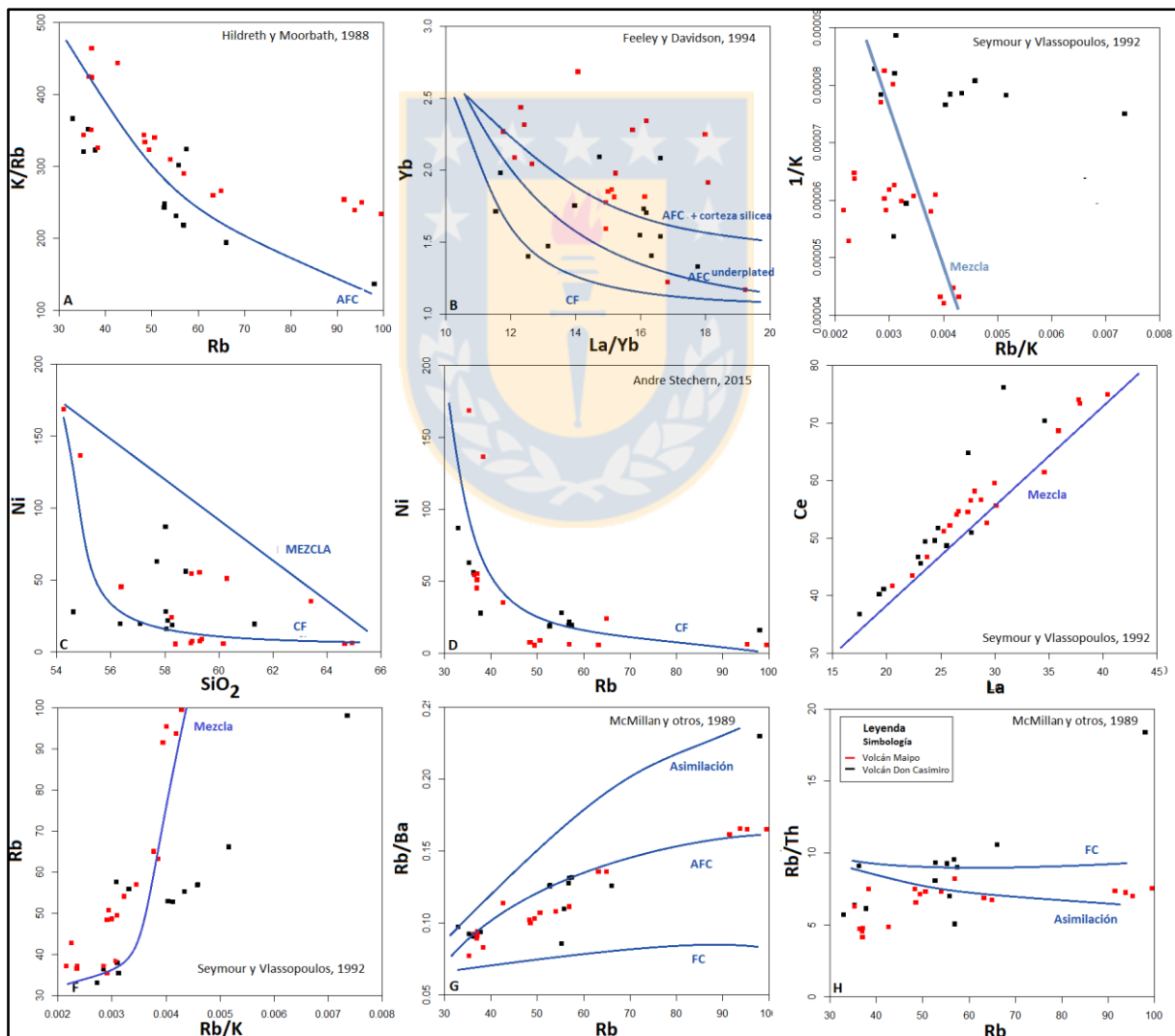


Figura 10.5. Diagramas bivariantes para muestras de volcanes Maipo y Don Casimiro, cuyas tendencias de evolución pueden responder a procesos como asimilación, cristalización fraccionada y/o mezcla de magmas, según señalan los distintos autores.

Pese a mostrar una mayor dispersión, los diagramas propuestos por McMillan y otros (1989) engloban con bastante similitud los valores graficados para ambos volcanes, reflejando con ello, que los magmas de ambos centros eruptivos han sido fuertemente afectados por procesos de cristalización fraccionada y asimilación, los que a su vez parecieran coincidir o reflejar de mejor manera las texturas observadas en los fenocristales de cada centro volcánico. Hildreth y Moorbath (1988) apuesta que los procesos de asimilación cortical son los que dan la impronta geoquímica característica al segmento norte de la zona volcánica sur.

Watanabe y otros (2006) establecen que los patrones no lineales para la función de elementos traza en función del sílice, junto con el incremento de la anomalía de Eu hacia los productos más diferenciados, apoyan a la cristalización fraccionada como proceso dominante, como es el caso para ambos volcanes

10.3.3 Geotermobarometría

Las temperaturas usadas para los fenocristales de olivino son las derivadas de Putirka (2007) y Beattie (1993) (con correcciones de Herzberg y O'Hara, 2002) (Tabla 10.2). Para el volcán Maipo se obtuvieron resultados confiables para dos traquiandesitas, una procedente de la unidad central oeste (Go020315-1) y la otra es parte de la unidad basal este (Go280215-2). Las temperaturas difieren en unos 100°C entre una muestra y la otra. Esta evidente diferencia termal puede deberse al contenido de MgO de la roca total, el cual es cercano a 5.5% en la muestra Go020315-1 y 3% en la muestra Go280215-2, que se refleja además en mayor contenido de fenocristales de olivino de la primera muestra, con un concentración del 8% de la muestra, contra un 2% de la segunda.

Tabla 10.2. Temperaturas estimadas por geotermómetros para olivinos de muestras de volcanes Maipo y Don Casimiro.

| Volcán | Muestra | Roca | 9.5 kbar | | 14 kbar | |
|--------------|-------------|--------------------------|--------------------|----------------|--------------------|----------------|
| | | | Beattie (1993) w/c | Putirka (2007) | Beattie (1993) w/c | Putirka (2007) |
| Maipo | Go020315-1 | Traquiandesita basáltica | 1.222 | 1.204 | 1.249 | 1.227 |
| | Go280215-2 | Traquiandesita basáltica | 1.121 | 1.117 | 1.148 | 1.140 |
| Don Casimiro | Go260215-2d | Andesita | 1.026 | 1.023 | 1.053 | 1.045 |
| | Go270215-1a | Andesita | 1.129 | 1.114 | 1.156 | 1.137 |

En el volcán Don Casimiro también se registran temperaturas distintas para dos andesitas de olivino, la diferencia entre ellas es cercana a los 100°C (Tabla 10.3) y se preserva al aumentar la presión. Los contenidos de fenocristales de olivino son similares para ambas (8%), con algunos de textura esquelética sumergidos en una masa fundamental pilotaxítica. Se diferencian petrográficamente en el contenido de cpx, los cuales son ligeramente más abundantes en muestra Go260215-2d, pero de similar composición a los encontrados en la muestra Go270215-1a. Lo mismo sucede para las plagioclasas.

Tabla 10.3. Tabla comparativa que indica las composiciones químicas de la muestra en la cual se encuentran los olivinos utilizados como geotermómetros, para volcán Maipo y Don Casimiro.

| Volcan | Maipo | | Don Casimiro | |
|--------------------------------|----------------------------|--------------------------|--------------|----------|
| Unidad | Central oeste | Basal este | Norte | Sur |
| Muestra | 020315-1 | 280215-2 | 260215-2d | 270215-1 |
| Roca | Traquiandesita a basáltica | Traquiandesita basáltica | Andesita | Andesita |
| SiO ₂ | 54.3 | 56.4 | 62.3 | 58.3 |
| Fe ₂ O ₃ | 8.29 | 7.41 | 5.76 | 7.22 |
| CaO | 6.95 | 7.31 | 5.81 | 6.63 |
| MgO | 5.56 | 3.01 | 1.22 | 3.05 |
| Na ₂ O | 4.11 | 4.42 | 4.38 | 4.31 |
| K ₂ O | 1.46 | 1.56 | 2.25 | 1.45 |
| #Mg | 57.1 | 44.6 | 29 | 46.5 |
| La/Yb | 19.2 | 16.1 | 17.8 | 16.3 |
| %Fenocristales Olivino | 11 | 2 | 8 | 8 |
| %Fo | 80.5 | 70.9 | 57.7 | 75 |

La variación de estas temperaturas para olivinos procedentes de la misma litología se explica por cambios de composición química tanto en la roca total, como en la química mineral. Al observar la tabla 10.3, se puede apreciar que las muestras que entregan mayores temperaturas, tienen menor sílice, y mayor MgO, Fe₂O₃ y CaO, y por ende, un mayor #Mg, que se traduce en un mayor contenido de cristales de olivino, y con mayor contenido de forsterita.

El vínculo expresado para las muestras del volcán Maipo permite sugerir algunas hipótesis sobre la temperatura de proveniencia del fundido. La unidad basal este, que corresponde a la segunda etapa de construcción del cono volcánico, proviene de fundidos que equilibraron el

olivino a temperaturas cercanas a los 1.140°C, mientras que la unidad central oeste ubicada en el portezuelo del volcán, deriva de fundidos que equilibraron al olivino a temperaturas cercanas a los 1.230° C, al menos en sus primeros pulsos, ya que hacia techo pareciera indicar que el fundido fue estabilizando el olivino a una temperatura menor (1.140°C)(Go020315-3). En el volcán Don Casimiro, los magmas estabilizaron el olivino a una temperatura mínima de 1.050°C y a una máxima de 1.160°C, al menos en las unidades sur y norte, que corresponden a coladas intermedias básicas con masa fundamental pilotaxítica, lo cual indica la estabilización o almacenamiento del magma en niveles someros previo a la erupción. Las rocas del volcán Don Casimiro promedian un número magnésiano en torno a 41,3 y rocas del volcán Maipo en torno a 37,9, lo cual podría indicar que en general los olivinos del volcán Don Casimiro se originaron a mayor temperatura.

Por otra parte, las temperaturas y presiones estimadas mediante el método de dos piroxenos se exhiben en la tabla 10.4. En primera instancia se menciona, como se pudo ver en el capítulo de petrografía, que las rocas provenientes del volcán Maipo tiene una mayor presencia de fenocristales de piroxenos, mientras que en Don Casimiro dominan los fenocristales de olivino, siendo aislados o reducidos los piroxenos.

Tabla 10.4. Valores de P y T para muestras del volcán Maipo y Don Casimiro, obtenidas mediante método de “dos piroxenos” de putirka (2008).

| Volcán Maipo | | | T (°C) | | | P (Kba) | | |
|---------------------|-----------------------------|----------------|--------|--------|-----------|---------|--------|-----------|
| Muestra | Roca | N° de análisis | Mínima | Máxima | Promedio | Mínima | Máxima | Promedio |
| Go010315-5a | Traquiandesita | 2 | 1022.9 | 1034.7 | 1028.8 | 3.8 | 4.2 | 4.0 |
| Go020315-3 | traquiandesítica | 10 | 1004.7 | 1032.1 | 1020.0 | 3.4 | 6.3 | 4.3 |
| Go280215-1 | Andesita | 5 | 1054.6 | 1082.4 | 1064.2 | 1.7 | 7.7 | 4.5 |
| Go280215-2 | Traquiandesita basáltica | 14 | 984.9 | 1119.4 | 1045.5 | 1.9 | 9.5 | 5.0 |
| Volcán Don Casimiro | | | T (°C) | | | P (Kba) | | |
| Muestra | Roca | N° de análisis | Mínima | Máxima | Promedio | Mínima | Máxima | Promedio |
| Go030315-3 | Traquiandesita | 4 | 1052.6 | 1122.1 | 1075.475 | 3.71 | 8.42 | 5.325 |
| Go270215-1a | Andesita | 5 | 1055.7 | 1138.4 | 1092.68 | 3.47 | 8.22 | 5.308 |
| Go260215-2d | Andesita | 4 | 1033.5 | 1130.7 | 1088.45 | 2.06 | 7.36 | 5.45 |
| Go270215-1c | Andesita | 3 | 1023 | 1026.8 | 1024.7333 | 2.04 | 3.2 | 2.5866667 |
| Go270215-1d | Andesita basáltica | 4 | 1043.2 | 1132.7 | 1109.4 | 2.97 | 7.79 | 6.2225 |

Los resultados termométricos que arrojan los piroxenos de ambos centros volcánicos se ven agrupados o distribuidos en varios rangos de temperatura (Figura 10.6). El rango de mayor temperatura y que coincide para ambos volcanes, involucra temperaturas superiores a los

1.100°C, y se agrupan principalmente en muestra del volcán Don Casimiro, donde ya mencionamos que existe un mayor contenido de MgO, y la mayoría de las coladas presentan concentraciones superiores a 2% de MgO, lo cual es infrecuente en el Maipo, a excepción de la unidad central oeste, que presente concentraciones de MgO en torno al 3%, con un peak de 5,5%.

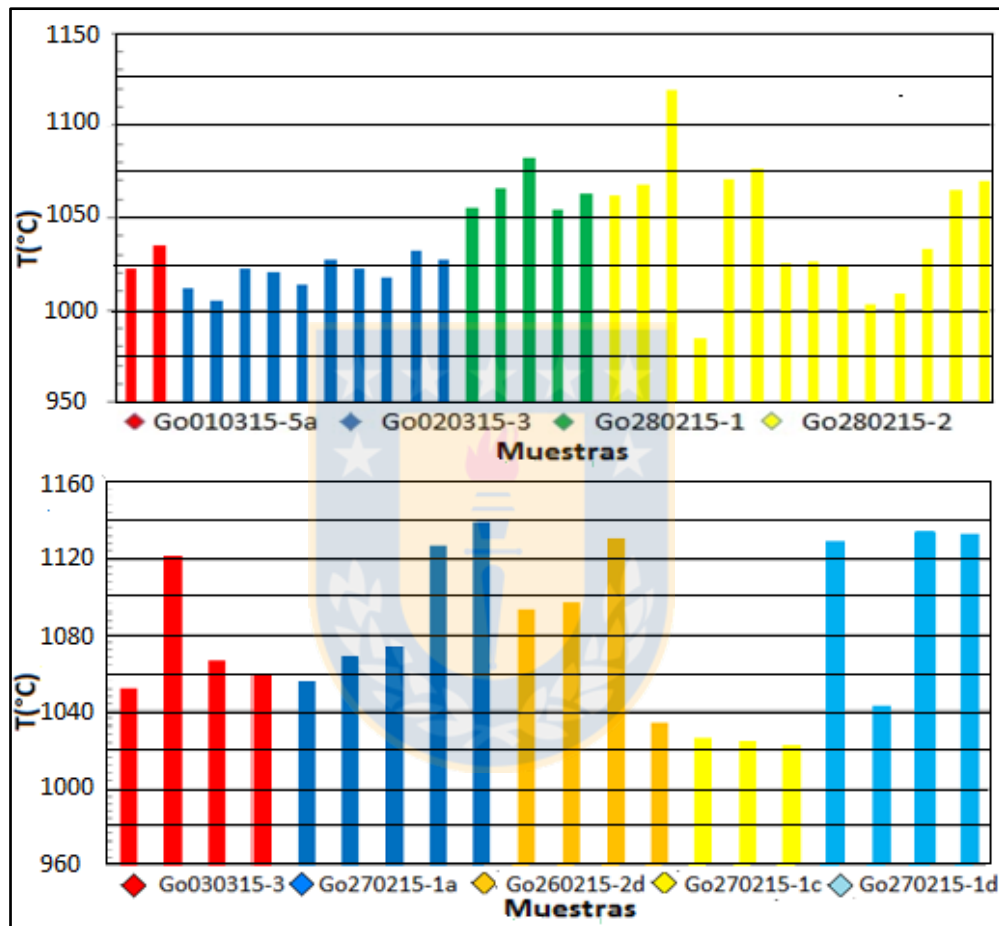


Figura 10.6. Gráficas de temperatura para muestras de volcanes Maipo y Don Casimiro, en él se grafican los resultados válidos procedentes de cada muestra.

Por otra parte, los valores más bajos estimados por medio de “dos piroxenos” han sido encontrados principalmente en el Maipo. Aun cuando la diferencia no supera los 200°C en relación a las temperaturas más altas, se hace hincapié en que existen muestras con piroxenos en los 3 rangos de temperatura, como también existen muestra en las que predominan los valores bajos, como es el caso de la muestra Go020315-3, proveniente de la unidad central oeste, misma unidad para la cual se obtuvieron las temperaturas más altas para olivinos en el Maipo. En el volcán Don Casimiro la muestra Go270215-1c, procedente de

la unidad Sur, expone las temperaturas más bajas para piroxenos, sin embargo son superiores a las encontradas en el volcán Maipo.

Las presiones calculadas para los piroxenos se solapan bastante bien con las temperaturas, es decir, las temperaturas más altas involucran presiones altas, pero no necesariamente las más altas, y viceversa (Figura 10.7).

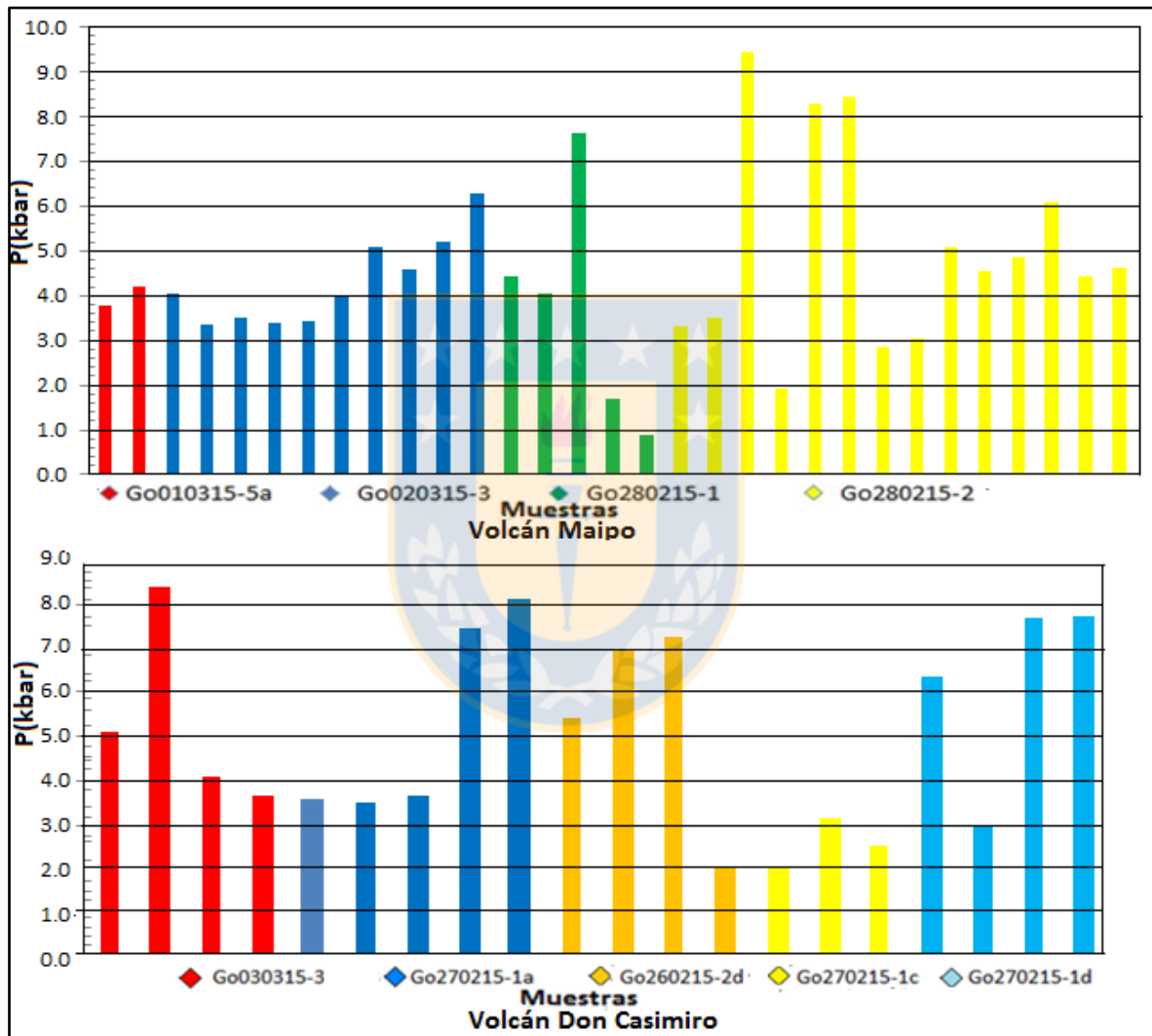


Figura 10.7. Gráficas de presiones para muestras de volcanes Maipo y Don Casimiro, en ellas se grafican los resultados válidos procedentes de cada muestra.

El Maipo tiene las presiones más altas y más bajas de ambos volcanes (Figura 10.7) y se obtuvieron de muestras de la unidad basal este (Go280215-1 y 2), con extremos de 1,9 y 9,45 kbar. Las dos muestras restantes derivan de las unidades basal oeste (Go010315-5a) y central oeste (Go020315-3), y entregan presiones en el rango de 3,5 a 5,1 kbar, con un peak de 6

kbar. Este rango es el que involucra a la mayor parte de los resultados provenientes tanto de las muestras del volcán Maipo como a las provenientes de Don Casimiro, por lo que se puede establecer como una estimación barométrica extendida hacia ambos volcanes, bajo la cual tienden a cristalizar los piroxenos. Las presiones más bajas bordean los 2 kbar en ambos volcanes, y no se presentan de manera recurrente, salvo por la muestra Go270215-1c del volcán Don Casimiro, la cual arroja que todos sus piroxenos analizados cristalizan a esta presión.

Si establecemos que 1 kbar equivale aproximadamente a 3,5 km, podemos estimar las profundidades de cristalización de los piroxenos. Los piroxenos del Maipo y los de Don Casimiro cristalizan en su mayoría a una profundidad entre los 10,5 y 17,5 km, con casos en los cuales estos se extienden a niveles más profundos con valores desde los 27,2 a 33,3 km para el Maipo y cerca de los 26 km para el volcán Don Casimiro.

Este campo de profundidades para los cristales de piroxeno involucra que las distintas unidades, tanto del volcán Maipo como del volcán Don Casimiro se originaron de fundidos que derivaron de distintas niveles de la corteza. La unidad central oeste, por ejemplo, presenta que sus rocas más basales (Go020315-1 y 2) y ricas en olivino, derivan posiblemente de magmas de mayor profundidad, y que luego para coladas más superiores de la misma secuencia (Go020315-3), los magmas parecieran proceder de niveles más someros (6-7 km). En volcán Don Casimiro es la unidad Sur la que habría provenido de magmas que estabilizaron el piroxeno a niveles más someros. Es posible que esto se deba a una mayor diferenciación y pérdida de MgO y FeO del magma, lo que obliga a los piroxenos a cristalizar a niveles más someros donde son estables.

Los piroxenos se habrían formado a temperaturas entre los 1.000 a 1.100 °C, aproximadamente, cristalizando unos 100°C bajo la temperatura de cristalización de olivino para el Maipo, y a la misma temperatura de cristalización del olivino para el volcán Don Casimiro.

10.4 Evolución volcánica

La construcción de la caldera Diamante habría tenido lugar hace unos 0,45 Ma (Stern y otros, 1984) a 0,15 Ma (Lara y otros, 2008), formando una caldera de unos 20x16 km en dirección oeste-este. Fue en el extremo oeste de ésta donde se edificó el volcán Maipo (Tabla 10.5), cuyas edades más antiguas le asignan una edad máxima de unos 167 ± 25 Ka. La unidad basal “oeste”, que corresponden a las coladas más antiguas, se constituye totalmente por coladas de composición traquiandesítica, derivando posiblemente de erupciones de lavas fluidas que se emplazaron en las nacientes del río Maipo, donde actualmente forman potentes acantilados con superficies aborregadas. Las presiones que arroja el método de dos piroxenos para esta unidad es de 4 kbar, es decir, una profundidad de unos 14 km para la muestra Go010315-5a. Esta profundidad puede verse reflejada en la textura misma de la muestra, que es hipocristalina, la cual apoya la idea de una cristalización en un solo nivel y posiblemente durante un periodo acotado de tiempo, permitiendo de esta manera la nucleación y crecimiento tan solo de los fenocristales de piroxenos y plagioclasas.

La emisión de las lavas fue continua y fue posteriormente fue cubriendo la vertiente sur del cono del Maipo (unidad basal este). La unidad basal “este” involucra coladas de composiciones más variadas, incluyendo traquiandesitas basálticas, andesitas y dacitas, lo que podría sugerir la estabilización del magmas a distintos niveles, lo que se condice con los rangos de presión obtenidos para los piroxenos pertenecientes a coladas de esta etapa, que indican rangos de 1,7 a 9,5 kbar, es decir, profundidades entre 5 y 27 km. También podría reflejar el comportamiento de un sistema abierto con mezcla de magmas o una combinación de ambos procesos. Las texturas dominantes de las rocas que entregaron estos resultados barométricos son hialopilíticas, pudiendo deberse al almacenamiento en dos niveles, uno inferior y de corta extensión temporal, y uno superior o más somero (5 km) donde se forman los microlitos de plagioclasa, y donde posiblemente se formaron los piroxenos de baja presión.

La etapa de alzamiento o de crecimiento vertical del cono volcánico se reconoce en dos sectores: el más antiguo se ubica en el portezuelo que une al volcán con el margen occidental

de la caldera, y que agrupa a las coladas designadas en este trabajo como unidad central oeste. Esta unidad se constituye por coladas de composición traquiandesítica y traquiandesítica basáltica, mostrando un aumento de la diferenciación hacia las coladas más recientes. Las texturas encontradas en ellas gradan desde una base con masas fundamentales hialopílticas hacia un techo con coladas de masa fundamental hipocristalinas, que reflejan ascensos más bruscos. Composicionalmente, las dos coladas inferiores, ricas en olivino (Fo: 80%) presentan temperaturas de cristalización de este mineral entorno a los 1.230°C, muy por sobre los 1.050 estimados para los piroxenos de las coladas superiores, esto indica que las coladas más recientes derivan de magmas más diferenciados y estabilizados a menores profundidades. Las presiones calculadas mediante piroxenos para muestras de esta unidad son 3,4 y 6,3, es decir, profundidades de 12 a 22 km.

Tabla 10.5. Tabla resumen de la construcción del volcán Maipo.

| Volcán Maipo | | | |
|------------------|----------------|----------------------|--|
| Evento | Edad | Unidad | Características |
| Caldera Diamante | 0,45-0,15 Ma | Ignimbrita Pudahuel | Deposito igminbrítico riolítico, se extiende ampliamente en los valles de los ríos Maipo y Cachapoal en Chile, y Yaucha, Rosario y Papagayos en Argentina. |
| Volcán Maipo | 0,16 Ma | Unidad basal oeste | Se inicia construcción del volcán Maipo en el borde occidental de la caldera Diamante, las primeras coladas son de composición traquiandesítica. |
| | Pre-Glaciario | Unidad basal este | Se dispone sobre la unidad basal oeste. Las lavas de composición traquiandesítica basáltica, andesítica y dacítica. |
| | Pre-Glaciario | Unidad central oeste | Muestra el alzamiento del cono volcánico. Son traquiandesitas y traquiandesitas basálticas, de texturas brechizas y oxidadas. |
| | Post-Glaciario | Unidad central este | Corresponden a andesitas, andesitas basálticas y dacitas. Presentan una alta vesicularidad y autobrechización. |

La unidad central “este” involucra a las coladas más diferenciadas del estudio. Dominan las composiciones daciticas y traquidaciticas. Las texturas principales son brechosas y oxidadas, y con un mayor contenido de vesículas, que junto a la alternancia con escorias andesíticas, evidencian episodios más explosivos alternados a eventos efusivos, reconociéndose coladas fuertemente oxidas. Esta unidad representa las coladas más diferenciadas, registrando en ellas los periodos efusivos más explosivos del tramo basal del volcán Maipo. Para esta unidad no se pudieron determinar presiones de cristalización para piroxenos, ni estimaciones de temperatura para olivino, por lo cual no es posible establecer profundidades de almacenamiento, salvo que considerando los valores más comunes para el Maipo que establece profundidades promedio de 14 km, las que posiblemente pueden ser muy elevadas debido al alto grado de diferenciación de estas coladas.

Las características generales de la construcción del volcán Maipo son expuestas en la tabla 10.5. Las edades relativas de las unidades basales se establece producto de la acumulación de depósitos glaciares por sobre ellas, junto con la presencia de morfologías glaciares.

Por otro lado, el volcán Don Casimiro, distante unos 10 km al suroeste del volcán Maipo y ubicado en la ladera sur del valle del río homónimo, ha sido caracterizado mediante 3 secuencias volcánicas distinguidas en terreno (tabla 10.6). Dichas secuencias no presentan entre ellas una clara relación espacio-temporal, ni mucho menos contactos estratigráficos visibles. La unidad central, llamada así por su ubicación geográfica, se compone de andesitas con disyunción columnar, escoria de composición andesítica basáltica y un nivel de andesita bandeada y oxidada. La unidad norte, que corresponde a la etapa intermedia, se describe como una potente secuencia de 50 m de espesor, en donde afloran 7 coladas apiladas una sobre la otra, y que varían desde andesitas a andesitas basálticas, incluyendo a traquiandesitas y traquiandesitas basálticas. La mayoría de estas coladas tienen abundantes fenocristales de olivino y clinopiroxeno inmersos en una masa fundamental pilotaxítica, lo que indicaría estabilización de fenocristales de olivino en profundidad seguido de un ascenso a niveles someros, donde se formarían los microlitos que más tarde serían orientados durante el flujo superficial. Las presiones obtenidas por método de “dos piroxenos” de

Putirka (2008), arrojan valores entre los 2,1 y 7,4 kbar, lo cual podría indicar el asentamiento de los magmas a profundidades cercanas a los 6 Km, y la formación del olivino a profundidades superiores a 21 Km.

Tabla 10.6. Tabla resumen de la construcción del volcán Don Casimiro.

| Volcán Don Casimiro | | | |
|---------------------|------|----------------|--|
| Evento | Edad | Unidad | Características |
| Etapa basal | - | Unidad central | Compuesta por coladas andesítica con disyunción columnar y escoria de composición andesítica basáltica. |
| Etapa intermedia | - | Unidad norte | Secuencia de 7 coladas, compuesta por andesitas, andesitas basálticas, traquiandesitas y traquiandesitas basálticas. |
| Etapa superior | - | Unidad sur | Andesitas basálticas y andesitas |

La unidad sur graficaría la secuencia más reciente del volcán Don Casimiro, en ella se aprecian coladas de composición intermedia básica, con masas fundamentales tanto pilotaxíticas como hialopilíticas, los valores mínimos y máximos de presión que fueron calculado a partir de Putirka (2008) y son de 2 y 8,2 kbar, respectivamente, los cuales apoyan la misma interpretación realizada para la unidad Norte, con la cual comparte características composicionales y petrográficas. Los episodios más reciente del volcán Don Casimiro fueron muestreados y analizados por Gabriel Orozco en 2012 (comunicación verbal), y corresponden a dos muestras de andesitas basálticas ubicadas en la cima del volcán, en las cuales se realizaron dos dataciones Ar/Ar que entregaron edades de 90 ± 60 y 111 ± 17 Ka, lo que permite establecer una edad inferior para la construcción del volcán cercana a los 110 Ka.

Sruoga y otros, (2012) estudiaron el lado argentino del volcán Maipo e identificaron 7 eventos eruptivos, que se inician con pulsos volcánicos de composición intermedia básica y de gran extensión, que se asemeja a la unidad basal oeste propuesta en este trabajo. Le sigue la construcción de un domo dacítico con presencia de anfífolas, que permite establecer profundidades de estabilización entre los 4 a 15 Km y que no tiene símil en nuestro estudio.

El tercer y cuarto evento eruptivo propuesto por Sruoga *et al.* (2012), menciona a coladas pre-glaciares de composiciones intermedias ácidas y procedentes de erupciones explosivas. Estas coladas pueden verse reflejadas en parte en la unidad central oeste, y coinciden con la edad pre-glaciar y el tipo de volcanismo involucrado según este trabajo. De manera tentativa Sruoga *et al.* (2012) señalan que es posible que durante el fin del periodo pre-glaciar (~28 Ka) el volcán Don Casimiro se encontrase activo, sin embargo, según las edades que se manejan para las coladas más nuevas de Don Casimiro, esto no podría ser posible, ya que Don Casimiro se habría extinguido hace uno 111 ± 17 Ka. Los eventos más reciente del Maipo (5º al 7º), representan las ciclicidad del sistema, al componerse de coladas intermedias y ácidas, respectivamente (Sruoga y otros, 2012).



11. CONCLUSIONES

El volcán Maipo se ubica en el margen occidental de la caldera Diamante, a unos 10 Km al NE del volcán Don Casimiro, el cual se halla fuera de la caldera. Ambos centros volcánicos están inscritos en la parte sur del segmento norte de la zona volcánica sur, limitando con la zona volcánica sur transicional.

Después del colapso de la caldera Diamante, la actividad magmática se reinició hace unos 167 ± 25 Ka, lo que implica cerca de 80 Ka más antiguas de lo propuesto anteriormente por Sruoga y otros (2005). Don Casimiro, por otro lado, extiende su actividad hasta unos 111 ± 17 Ka, pero no ha sido posible establecer su edad máxima.

El pronto reinicio de la actividad en el complejo caldera Diamante-volcán Maipo tras el colapso que dio origen a la caldera Diamante, junto con la abrupta diferencia composicional entre del material riolítico eruptado por la mega erupción piroclástica del evento Diamante y las coladas de composición andesíticas basálticas de la base del Maipo, permiten suponer que la cámara magmática previa a la formación de la caldera se hallaba zonada, y que tan solo liberó la parte superior de esta, dejando el material más básico en el fondo para luego ser liberado en el reinicio de la actividad.

El volcán Maipo inició su actividad con coladas de composición intermedia básica, que luego gradaron a términos más silíceos, reconociéndose en los últimos episodios estudiados lavas dacíticas, con texturas que indicarían un comportamiento más explosivo. En general, las rocas dominantes son traquiandesitas, andesitas, traquiandesitas basálticas y andesitas basálticas de clinopiroxeno, y dacitas. Por otra parte, Don Casimiro exhibe un comportamiento similar al volcán Maipo, compartiendo fuertemente el tipo de composición de las rocas eruptadas. Sin embargo, en Don Casimiro los productos volcánicos ácidos no han sido reconocidos, dominando las andesitas de olivino, y andesitas de olivino y clinopiroxeno, con abundantes fenocristales de plagioclasas, al igual que en el Maipo.

La similitud que se observa para los diagramas multielementales del volcán Maipo y de Don Casimiro permite suponer que los magmas de ambos centros volcánicos tienen un origen único o una fuente magmática similar. El volcán Maipo como el volcán Don Casimiro muestran patrones de REE y elementos traza característicos de zona de subducción, donde además se postula la presencia de granate en la fuente de ambos volcanes.

Otros autores discrepan de esta similitud recién expuesta, es así como Wieser (2017) quien postula a partir razones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ que el volcán Don Casimiro presenta características geoquímicas más afines al segmento transicional de la zona volcánica sur, mientras que el volcán Maipo se asemeja más al ZVSN. Esta teoría, según los datos de esta memoria, solo queda plasmada en las razones de elementos traza de Ba/Sm, Ba/Th, y Ba, que vinculan al volcán Don Casimiro con la ZVST. Sin embargo, es muy escasa la información geoquímica obtenida para este trabajo, como para aseverar o descartar esta teoría.

La diferenciación del magma fue principalmente controlada por cristalización fraccionada, y es argumentada a partir del comportamiento de los elementos mayores, las texturas de desequilibrio casi ausentes en piroxenos y olivino, y la sola detección de zonación normal en plagioclasas. La asimilación y mezcla de magmas son agentes secundarios pero no menos importantes.

Según estimaciones de P-T obtenidas por medio de métodos de equilibrio de “2-piroxenos” y “olivino-líquido”, el sistema habría evolucionado desde presiones estimadas por Wieser (2017) de 14 kbar, con temperaturas de 1.230°C en el volcán Maipo y 1.140°C en Don Casimiro, para ir evolucionando a presiones mínimas estimadas de 1,7 y 2,5 kbar para el volcán Maipo y Don Casimiro, respectivamente. Las temperaturas mínimas calculadas para la cristalización de olivino han sido de 984 y 1.023°C para Maipo y Don Casimiro, respectivamente.

En función de las características petrográficas y geotermobarométricas, se pueden inferir que el ascenso del magma en el volcán Don Casimiro fue relativamente rápido, quedando

plasmado en olivinos con textura esquelética. Este magma habría quedado posiblemente almacenado a 2,5 kbar, donde se desarrollaron los microlitos que se formarían por descompresión durante la erupción del magma en la masa fundamental, y que luego fueron orientados según el flujo de la colada. El volcán Maipo experimentó la formación de los magmas a una mayor profundidad, estos habrían ascendido hasta cerca de los 1,7 kbar y luego fueron rápidamente erupcionados sin permanecer el tiempo suficiente para la formación de una matriz cristalina.



12. REFERENCIAS

Aberg, L.; Aguirre, L.; Levi, B. y Nystrom, J.O. 1984. Spreading Subsidence and generation of ensialic marginal basin: an example from the early Cretaceous and central Chile. In marginal basin geology. Geological Society of London, Special Publications, N°16: 185-193. London.

Aguirre, L. 1960. Geología de los andes de Chile central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín N°9: p. 70. Santiago.

Aguirre, L.; Levi, B. y Nystrom, J.O. 1989. The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. Geological Society of London, Special Publications, N°43 (1): 223-232. London

Aguirre, L.; Feraud, G.; Vergara, M.; Carrasco, J. y Morata, D. 2000. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of basic flows from the Valle Nevado stratified sequence (Farellones Formation), Andes of Central Chile. Congreso Geológico Chileno, Vol. 1, Actas: 583-585. Puerto Varas.

Aguirre, L.; Calderón, S.; Vergara, M.; Oliveros, V.; Morata, D. y Berlmar, M. 2009. Edades isotópicas de rocas de los valles Volcán y Tinguiririca, Chile central. Congreso Geológico Chileno, N°12, Actas S8-001. Santiago

Aguirre-Urreta, M. y Alvarez, P.P. 1997. La Formación Lo Valdes en el alto río Colina, Región Metropolitana, Chile central. Congreso Geológico Chileno, N°8, Actas 1: 411-415. Antofagasta.

Alvarez, P.P.; Godoy, E. y Aguirre-Urreta, M. 1996. Jurásico marino de la alta cordille de Chile central, Región Metropolitana. Congreso Geológico Argentino N° 13. 1996. Actas 5: p. 181. Buenos aires.

Bacon, C.R. y Lanphere, M.A. 2006. Eruptive history and geochronology of Mount Mazama and Crater Lake región, Oregon. *GSA bulletin*, Vol. 118, N°11/12: 1331-1359. Washington.

Bailey, R.A.; Dalrymple, G.B. y Lamphere, M.A. 1976. Volcanism, estructura, and geochronology of Long Valley Caldera, Mono County, California. *Journal of Geophysical Research*, Vol.81: 725-744. Washington D.C.

Barker, S.J.; Wilson, C.J.N.; Smith, E.G.C.; Charlier, B.LA.; Wooden, J.L.; Hiess, J. y Ireland, T.R. 2014. Post-supereruption Magmatic Reconstruction of Taupo Volcano (New Zealand), as Reflected in Zircon Ages and Trace Elements. *Journal of Petrology*, Vol. 55, N°8: 1511-1533. Oxford.

Barton, M. y Huijsmans, J.P.P. 1986. Post-caldera dacites from the Santorini volcanic complex. Aegean Sea, Greece: an example of the eruption of lavas of near-constant composition over a 2,200 year period. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 94: 472-495. Berlín.

Beattie, P. (1993). Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. *Contrib Mineral Petrol*, Vol. 115: 103-111. Nueva York.

Beccar, I.; Vergara, M. y Munizaga, F. 1986. Edades K-Ar de la Formación Farellones, en el Cordón del Cerro La Parva, Cordillera de los Andes de Santiago, Chile. *Revista Geológica de Chile*, N°28-29: 109-113. Santiago.

Bertens, A.; Clark, A.H.; Barra, F.; y Deckart, K. 2006. Evolution of the Los Pelambres-El Pachón porphyry copper-molybdenum district, Chile/Argentina. Congreso Geológico Chileno, N°11, Actas 2: 179-181. Antofagasta.

Bravo, P. 2001. Geología del borde oriental de la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule, VII región. Memoria para optar al Título de Geólogo, Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito).: 113 pp.

Calderón, S.; Garrido, G.; Oliveros, V y Aguirre, L. 2009. Estratigrafía y metamorfismo de las formaciones Río Damas y Lo Valdés y su contacto con unidades Cenozoicas, valle del Río Volcán (34°S), Chile central. Congreso Geológico Chileno, N°12, Actas, p. S10-010. Santiago.

Carter, W. y Aliste, N. 1962. Geología de los depósitos minerales del cuadrángulo Melón, provincia de Valparaíso. Informe inédito: 49 pp.

Charrier, R. 1979. Los volcanes Andrés y Don Casimiro, dos centros descubiertos en la Cordillera de los Andes entre 34° y 34°45'S. *Revista geológica de Chile*, N°8: 79-85. Santiago.

Charrier, R.; Farías, M. y Maksaev, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. 65, N°1: 05-35. Buenos Aires.

Charrier, R.; Pinto, L. y Rodríguez, M.O. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En Moreno, T. y Gibbons, W. (eds) *The Geology of Chile. Geological Society of London*, Special Publication: 21-114. London

Charrier, R.; Baeza, O.; Elgueta, S.; Flynn, J.J.; Gans, P.; Kay, S.M.; Muñoz, N.; Wyss, A.R. y Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern central Andes, Chile (33°-36°). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15: 117-139. Amsterdam.

Charrier, R.; Wyss, A.R.; Flynn, J.J.; Swisher, C.C.; Norell, M.A.; Zapatta, F.; Mckenna, M.C. y Novaceck, M.J. 1996. New evidence for late Mesozoic – early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35°S), central Chile. *Journal of South American Earth Science*, Vol. 9, N°2: 1-30. Amsterdam.

Chesner, C.A. (2011). The Toba Caldera Complex. *Quaternary International*, Vol. 258: 5-18.

Coira, B.; Davidson, J.; Mpodozis, C. y Ramos, V. 1982. Tectonic and Magmatic Evolution of the Andes of the Northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, Vol 18: 303-332. Amsterdam.

Cornejo, P.; Matthews, S. y Pérez de Arce, C. (2003). The K-T compressive deformation event in northern Chile (24°-27°S). Congreso Geológico Chileno, N°10, Actas, CD-ROM. Concepción.

Cuadra, P. 1986. Geocronología K-Ar del yacimiento El Teniente y áreas adyacentes. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 27: 3-26. Santiago.

de Silva, S.L. (1989). Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*, Vol. 17: 1102-1106. McLean.

Davidson, J. 1971. Contribución al estudio geológico de los Andes meridionales centrales: Geología del área de las Nacientes del Tena, Provincia de Curicó. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 145 pp. Santiago

Farias, M. 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile central durante el Neogeno. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, Mención Geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 236 pp. Santiago.

Farias, M.; Charrier, R.; Carretier, S.; Martinod, J.; Fock, A.; Campbell, D.; Cáceres, J. y Cmte, D. 2008. Late Miocene high and rapid Surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°-35°S). *Tectonics*, Vol. 27, N°1. Washington D.C.

Flynn, J.J.; Wyss, A.R.; Croft, D.A. y Charrier, R. 2003. The tinguiririca Fauna, Chile: Biochronology, biogeography, paleoecology, and a new South American Land Mammal "age". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 105: 229-259. Amsterdam.

Fock, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33 y 34°S. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias, Mención Geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 235 pp. Santiago.

Fuentes, F. 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas oligoceno-miocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile central (33°S). Tesis para optar al grado de doctor. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 398 pp. Santiago

Gana, P. y Tosdal, R. 1996. Geocronología U-Pb y K-Ar en intrusivos del Paleozoico y Meozoico de la Cordillera de la Costa, región de Valparaíso, Chile. *Revista Geológica de Chile*, N°23, Vol. 2: 151-164. Santiago

Gana, P. y Wall, R. 1997. Evidencia geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar de un hiatus Cretácico superior- Eoceno en Chile central (33° - $33^{\circ}30'S$). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, N°2: 145-163. Santiago.

Giambiagi, L.; Tunik, M. y Ghiglione, M. 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment ($33^{\circ}10'S$ - $34^{\circ}S$), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 14: 707-724. Amsterdam.

Godoy, E. y Vela, I. 1985. Consideraciones sobre la Formación Colimapu en la alta cordillera de Santiago y control paleogeográfico de la estructura. Congreso Geológico Chileno, N°4, Actas: 613-628. Antofagasta.

Godoy, E.; Yáñez, G. y Vera, E. 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the central Chilean Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, Vol. 306, Tomo 2: 217-236. Amsterdam

González, O. 1963. Observaciones geológicas en el valle del Río Volcán, Santiago, Chile. *Revista Minerale*s. Vol. 17, No 81: 20-61. Basel.

González-Ferran, 1995. Volcanes de Chile. *Instituto Geográfico Militar*. 640 pp. Santiago.

Guerstein, P.G. 1990. Volume estimation of pyroclastic flow deposits through specific area of accumulation. An Andean example. International Volcanology Congress. Abstract: 41 p. Mainz.

Guerstein, P.G. 1993. Origen y significado de la Asociación Piroclástica Pumícea. Pleistoceno de la Provincia de Mendoza entre los $33^{\circ}30'$ y $34^{\circ}40'$ L.S. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias Naturales, mención Geología, Universidad de La Plata: 270 pp. La Plata.

Heiken, G. y McCoy, F. JR. (1984). Caldera Development during the Minoan Eruption, Thira, Cyclades, Greece. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, N°B10: 8441-8462. Washington D.C.

Heezberg C. y O'Hara MJ. (2002). Plume-associated ultramafic magmas off Phanerozoic age. *Journal of Petrology*, Vol. 43: 1857-1883. Oxford.

Hickey-Vargas, R.; Holbik, S.; Tormey, D.; Frey, F.A. y Moreno, H. 2016. Basaltic rocks from the Andean Southern Volcanic Zone: Insights from the comparison of along-strike and small-scale geochemical variations and their sources. *Lithos*, Vol. 258-259: 115-132. Amsterdam

Hildreth, W. y Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 98, N°4: 455-489. Nueva York.

Homl, P.M.; Søger, N.; Dyhr, C.T. y Nielsen, M.R. 2014. Enrichments of the mantle sources beneath the Southern Volcanic Zone (Andes) by fluids and melts derived from abraded upper continental crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 167, N°5: 1-27. Nueva York.

Hughes, G.R. y Mahood, G.A. 2011. Silic calderas in arc settings: Characteristics, distribution, and tectonic controls. *Geological Society of America bull.* Vol 123, N°7-8: 1577-1595. McLean.

Jacques, G.; Hoenle, K.; Gill, J.; Hauff, F.; Wehrmann, H.; Garbe-Schönberg, D.; van den Bogaard, P.; Bindeman, I. y Lara, L.E. 2013. Across-arc geochemical variations in the Southern Volcanic Zone, Chile (34.5-38.0°S): Constraints on mantle wedge and slab input compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol 123: 218-243. Amsterdam.

Jordan, T.; Burns, W.; Vega, R.; Pángaro, F.; Copeland, P.; Kelley, S. y Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, Vol. 20, N°3: 308-324. Washington D.C.

Kay, S.M. y Kurtz, A. 1995. Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente región. Informe Inédito para CODELCO Chile, 180 pp.

Kay, S.M. y Mpodozis, C. 2001. Central Andes Ore Deposits Linked to Evolving Shallow Subduction Systems and Thickening Crust. *Geological Society of America Today*. Vol. 11: 4-9. Boulder.

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 Sciences*. N°15: 39-57. Amsterdam

Kay, S.M.; Godoy, E. y Kurtz, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America*, Vol. 117, N°1: 67-88. Boulder

Kay, S.M.; Mpodozis, C.; Ramos, V.A. y Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid to late Tertiary volcanic rocks erupted over shallowing subduction zone and through a thickening crust in the Main Andean Cordillera (28°S-33°S). Andean magmatism and its tectonic setting. Harmon, R.S. y Rapela, C. (Eds). *Geological Society of America*, Special Paper 265: 113-137. Boulder

Kay, S.M.; MaksaeV, V.; Mpodozis, C.; Moscoso, R. y Nasi, C. 1987. Probing the evolving Andean lithosphere; Mid-late Tertiary magmatism in Chile (29-30,5°S) over the zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, N°7: 6173-6189. Washington D.C.

Klohn, C. 1960. Geología de la cordillera de los andes de Chile central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín N°8: 95 pp.

Kurtz, A.; Kay, S.M.; Charrier, R. y Farrar, E. 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, central Chile (34°-35°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, N°1: 75-90. Santiago.

Lara, L.; Wall, R. y Stockli, D. 2008. La ignimbrita Pudahuel (Asociación Piroclástica Pumícea) y la caldera Diamante (35°S): Nuevas edades U-Th-He. Congreso Geológico Argentino, N°17, Actas, CD:1365. San Salvador de Jujuy.

Lara, L.; Moreno, H.; Naranjo, J.A.; Matthews, S. y Pérez de Arce, C. 2006. Magmatic evolution of the Puyehue-Cordón Caulle Volcanic Complex (40°S), Southern Andean Volcanic Zone: From shield to unusual rhyolitic fissure volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 157, N°4: 343-366. Amsterdam.

Larson, R.L. 1991. Geological consequences of superplumes. *Geology*, Vol. 19: 963-966. McLean.

Levi, B. 1968. Cretaceous Volcanic Rocks from a part of the Coast Range West from Santiago, Chile. A study in lithologic variation and burial metamorphism in the Andean Geosyncline. Ph.D. Thesis (Inédita). Universidad de California: 113 pp. Berkeley.

López-Escobar, L. y Vergara, M. 1995. Eocene-Miocene longitudinal depression and Quaternary volcanism in the Southern Andes, Chile (33-42,5°S): a geochemical comparison. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, N°2: 227-244. Santiago.

Lopez-Escobar, L; Kilian, R.; Kempton, P. y Tagiri, M. 1993. Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41°30' y 46°00'S, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 20, N°1: 33-44. Santiago

McMillan, N.j.; Harmon, R.S.; Moor bath, S.; López-Escobar, L. y Strong, D.F. 1989. Crustal sources involved in continental arc magmatism: A cause study of volcan Mocho-Choshuenco, southern Chile. *Geological Society of America*, Vol. 17, N°12: 1152-1156. Boulder.

Martínez-Pardo, R. y Osorio, R. 1963. Consideraciones preliminares sobre la presencia de Carófitas fósiles en la Formación Colimapu. *Revista Minerale*s, N°82: 28-43. Santiago.

Nasi, C. y Thiele, R. 1982. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa, al sur del Río Maipo, entre Melipilla y la Laguna Aculeo (Chile central). *Revista Geológica de Chile*, N°16: 81-89. Santiago

Nyström, J.O.; Vergara, M.; Morata, D. y Levi, B. 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'-33°45'S). *GSA*, Vol. 115, N°2: 1523-1537. Boulder.

Pagnanini, F.; Winocur, D. y Yagupsky, D. 2015. Modelo análogo de colapso e inyección magmática en Complejo Caldera Diamante-Volcán Maipo (CCDVM). Congreso Geológico Chileno, N°14. La Serena.

Parks, M.M.; Biggs, J.; England, P.; Mather, T.A.; Nomikou, P.; Palamartchouk, K.; Papanikolaou, X.; Paradissis, D.; Parsons, B.; Pyle, D.M.; Raptakis, C. y Zacharis, V. 2012. Evolution of Santorini Volcano dominated by episodic and rapid fluxes of melt from depth. *Nature Geoscience*, Vol. 5, N°10: 749-754. London.

Piracés, R. 1976. Estratigrafía de las Cordillera de la Costa entre la Cuesta Melón y Limache, Provincia de Valparaíso, Chile. Congreso Geológico Chileno, N°1, Actas: 65-82. Santiago.

Piracés, R. 1977. Geología de la Cordillera de la Costa entre Catapilco y Limache, región de Aconcagua. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 188 pp. Santiago.

Putirka, K.D. 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, Vol. 69: 61-120. Washington D.C.

Ramos, V.A.; Godoy, E.; Godoy, V. y Pángaro, F. 1996. Evolución tectónica de la cordillera principal Argentino-Chilena a la latitud del paso de Piuquenes. Congreso Geológico Argentino N°13, Actas: 337-352. Buenos Aires.

Rivano, S.; Godoy, E.; Vergara, M. y Villarroel, R. 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile central (32°-34° S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 17, N°2: 205-214. Santiago

Sellés, D.; Rodríguez, C.; Dungan, M.A.; Naranjo, J.A. y Gardeweg, M. 2004. Geochemistry of nevado de Longaví Volcano (36,2°S): a compositionally atypical arc volcano in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Andean Geology*, Vol. 31, N°2: 293-315. Santiago

Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallón)-South America relative motions during the last 40 My: Implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 11, N°3: 211-215. Amsterdam.

Sruoga, P.; Llambias, E.J. y FAUQUÉ, L. 2000. Geocronología y evolución geoquímica del volcán Maipo (34°10'S). Congreso Geológico Chileno N°9, Actas II: 72-76. Puerto Varas,

Sruoga, P.; Etchaberría, M.P.; Feineman, M.; Rosas, M.; Burkert, C. y Ibañes, O. 2012. Complejo Caldera Diamante-volcán Maipo (34°10'S, 69°50'O): Evolución volcanológica y geoquímica e implicancias en su peligrosidad. *Revista Asociación Geológica Argentina*, Vol. 69, N°4: 508-530. Buenos Aires.

Sruoga, P.; Liambias, E.J. y Fauqué, L. 2000. Geocronología y evolución geoquímica del volcán Maipo (34°10'S). Congreso Geológico Chileno, N°9, Actas 2, p. 72-76. Puerto Varas. Complejo caldera diamante-volcán Maipo (34°10'S, 69°50'O): Evolución volcanológica y geoquímica e implicancias en su peligrosidad. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, N°69(4): 508-530. Buenos Aires.

Sruoga, P.; Liambias, E.J.; Fauqué, L.; Schonwandt, D. y Repol, D.G. 2005. Volcanological and geochemical evolution of the Diamante Caldera-Maipo volcano complex in the southern Andes of Argentina (34°10'S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 19: 399-414. Amsterdam

Stegern, A. 2015. Petrological and Experimental constrains on the Pre-eruptive conditions of 1993 Lascar Andesites and Insights into evolution of calc-alkaline intermediate lavas. Tesis para optar al grado de Doctor. Universidad de Hannover. Hannover.

Stern, C.R. 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology*, Vol. 19: 78-81. McLean.

Stern, C.R. 1989. Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 16, N°2: 145-162. Santiago

Stern, C.R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 31, N°2: 161-206. Santiago.

Stern, C.R.; Amini, H.; Charrier, R.; Godoy, E.; Hervé, F. y Varela, J. 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastics flows which occur along the drainage valleys of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Chaucha and Río Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile*, N°23: 39-52. Santiago

Stern, C.R. y Skewes, M.A. 1995. Miocene to present magmatic evolution at the northern end of the Andean Southern Volcanic Zones, central Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 22, N°2: 261-272. Santiago

Streck, M. 2008. Mineral Textures and Zoning as Evidence for Open System Processes. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, Vol. 69: 595-622. Washington D.C.

Tebbens, S.F. y Cande, S.C. 1997. Southeast pacific tectonic evolution from early Oligocene to Present. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, N°B6: 12061-12084. Washington D.C.

Thiele, R. 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° 29: 21 p. Santiago.

Thiele, R. y Katsui, Y. 1969. Contribución al conocimiento del volcanismo post-miocénico de los Andes en la provincia de Santiago, Chile. Universidad de Chile. Departamento de Geología, Publicación, N°35: 23 pp. Santiago

Thomas, H. 1958. Geología de la cordillera de la costa entre el Valle de la Ligua y la Cuesta de Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín N°2, 86 p. Santiago

Tormey, D.R.; Hickey-Vargas, R.; Frey, F.A. y Lopez-Escobar, L. 1991. Recent lavas from the Andean volcanic front (33 to 42°S); Interpretations of along-arc compositional variations. Geological Society of America Special Paper, N°265. Boulder.

Troncoso, C. 2012. Estudio estratigráfico y de volcanología física de la ignimbrita Pudahuel. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 100 pp. Santiago.

Turner, S.J. y Langmuir, C.H. 2015a. What processes control the chemical compositions of arc front stratovolcanoes?. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Vol. 16: 1865-1893. Washington D.C.

Turner, S.J. y Langmuir, C.H. 2015b. The global chemical systematics of arc front stratovolcanoes: Evaluating the role of crustal processes. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 422: 182-193.

Vance, J.A. 1965. Zoning in igneous plagioclases patchy zoning. *The Journal of Geology*, Vol. 73, N°4: 636-651. Chicago.

Vergara, M.; Levi, B.; Nystrom, J.O. y Cancino, A. 1995. Jurassic and early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of the central Chile. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 107, N°12: 1427-1440. Boulder.

Wall, R.; Sellés, D. y Gana, P. 1999. Área Til Til-Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas geológicos N°11, 1 anexo, Santiago.

Watanabe, S.; Widom, E.; Ui, T.; Miyaji, N. y Roberts, A.M. 2006. The evolution of a chemically zoned magma chamber: The 1707 eruption of Fuji volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol 152: 1-19. Amsterdam

Wehrmann, H.; Hoernle, K.; Jacques, G.; Garbe-Schönberg, D.; Schumann, K.; Mahlke, J. y Lara, L. 2014. Volatile (sulphur and chlorine), major, and trace element geochemistry of mafic to intermediate tephros from the Chilean Southern Volcanic Zone (33-43°S). *International Journal of Earth Sciences*, Vol. 103, N°7: 1945-1962. Berlín.

Wieser, P.E. 2017. Don Casimiro: An EM1 Arc-Front Volcano: Insights into Geochemical Variability along the Andean Southern Volcanic Zone from Arc-Front and Rear-Arc Samples. MEarthSci Project. Department of Earth Sciences, University of Oxford, Oxford.