



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DE LOS PRODUCTOS DE
LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN MIRADOR (AD 1979), CARRÁN-LOS VENADOS,
CHILE. EVIDENCIAS DE VOLCANISMO POLIGENÉTICO EN UN CAMPO DE
CONOS MONOGENÉTICOS**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

ANDREA PAZ CASTRO POHORECKY

PROFESORA GUÍA

LUCY EMMA MCGEE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

FRANCISCO GUTIERREZ FERRER

ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

SANTIAGO DE CHILE

2015

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Geóloga
POR: Andrea Paz Castro Pohorecky
FECHA: 9/12/2015
PROFESOR GUÍA: Lucy Emma McGee

**CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DE LOS
PRODUCTOS DE LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN MIRADOR (AD 1979),
CARRÁN-LOS VENADOS, CHILE. EVIDENCIAS DE VOLCANISMO
POLIGENÉTICO EN UN CAMPO DE CONOS MONOGENÉTICOS**

El volcán Mirador es un cono de piroclastos que se encuentra ubicado en la Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVS) a los 40°21'30"S y a los 72°03'30"O, dentro del Grupo Volcánico Carrán-Los Venados (GVCLV). Este grupo volcánico constituye una franja de alrededor de 70 centros eruptivos, correspondiendo al mayor conjunto de centros eruptivos menores (CEM) de la ZVS. Posee una orientación N60-70°E y la mayoría de los centros eruptivos corresponden a conos de piroclastos y maars. Estos centros generalmente son de tipo monogenético, aunque tres de ellos presentan reactivaciones históricas, y por ende, han dejado de ser monogenéticos. Estos corresponden al maar Riñinahue (1907), maar Carrán (1955) y volcán Mirador (1979), cuya ubicación preferencial dentro del GVCLV (justo en la intersección de la franja de orientación N60-70°E y la ZFLO), sugiere que forman parte un caso particular dentro de todo el GVCLV.

Los productos de la erupción de 1979 del volcán Mirador son de composición basáltica y andesítico-basáltica, encontrándose en el límite del campo toleítico y calco-alcalino. Los análisis petrográficos indican un gran desequilibrio en los magmas que generaron estas rocas (zonación y texturas de reabsorción en microfenocristales), mientras que los análisis químicos indican bajos contenidos de Ni, Cr y Co, que sugieren fraccionamiento de olivino, clinopiroxeno y magnetita, como proceso principal de diferenciación del magma. Este se habría originado por fusión parcial del manto astenosférico a partir de una lherzolita de espinela, debido a la influencia de fluidos provenientes de la deshidratación de la placa oceánica subductada.

Diferencias petrográficas y geoquímicas con otros conos monogenéticos del GVCLV y la ZVS, muestran que los magmas del volcán Mirador poseen una mayor evolución y diferenciación. Por otro lado, la presencia de una zona altamente fracturada (intersección de dos sistemas de fallas), en vez de generar una mayor cantidad de rutas estables, podría estar generando una trampa que acumule magma en la corteza superior, generando de esta manera, un reservorio magmático somero. En este caso, la evolución magmática estaría dada por un ascenso inicial hasta el límite corteza-manto, donde comienza la diferenciación en un primer reservorio magmático profundo, para posteriormente ascender a través de diques que utilizan como ruta estable la ZFLO (hasta que son capturados por las fracturas de la franja N60-70°E), donde se encuentran con un reservorio somero cortical que permitiría una mayor diferenciación magmática.

La generación de un reservorio magmático en la corteza superior estaría alimentando un volcanismo de tipo poligenético en el GVCLV, el cual se estaría desarrollando, actualmente, en la zona de intersección de la ZFLO y la franja de orientación N60-70°E.

*A mi mamá, Toti, Nene, y mi Pampi, con todo mi cariño,
por creer en mí siempre.*

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a mi profesora guía, Lucy McGee, por darme la oportunidad de realizar esta memoria, por su constante apoyo, dedicación y motivación, por confiar en mis capacidades cuando apenas nos conocíamos.

A los profesores de la comisión, Francisco Gutiérrez y Angelo Castruccio, por su buena disposición para corregir y mejorar mi trabajo. En especial agradezco a Francisco su ayuda brindada en terreno, y su motivación en momentos en que se necesitó. A Angelo Castruccio, por ser uno de los mejores profesores que he tenido en la facultad, gracias por instaurar en mí el gusto por la vulcanología. Ha sido un privilegio contar con su guía y ayuda.

Al proyecto FONDECYT número 11130296, por hacer posible la realización de este trabajo, al financiar este estudio. Gracias por dar la oportunidad de seguir realizando ciencia en este país.

A Francisco Bucchi, Eduardo Morgado, y Rodrigo Mena, por su ayuda, disposición a resolver dudas, y por el material compartido. A Mark Reagan, por su apoyo y compañía durante el trabajo de terreno.

Agradezco a mi familia, en especial a mi mamá y a mis abuelos, Toti y Nene, por su amor, compañía y apoyo incondicional durante toda mi vida, sin ellos, nada de esto hubiese sido posible. A mis hermanos, Fernando y Belén, por las peleas y risas que día a día nos unen. A Manolito, por ser como un padre durante tantos años en mi vida. A mis tíos, tías, primos y primas; Vale, Mary, Juanca, Ximena, Iván y Esteli. Gracias por tantos momentos de felicidad. Agradezco también a mi padre, Hugo, por su constante alegría.

A mi Pampi, quien fue un tremendo aporte para la realización de este trabajo desde principio a fin, gracias por tu amor, paciencia, y apoyo en todo momento. Por estar ahí tanto en las buenas como en las malas. Por dedicar gran parte de tu tiempo a discutir la mayor parte de esta memoria. Sin ti, todo hubiese sido más difícil.

Gracias a todos mis amigos de geología, a LC y LCH, por hacer parte de mi estadía en la u, algo inolvidable. En especial gracias a mis amigas, Tania, Nico, Pau y Paty. A todos mis amigos de plan común, por estar presente los primeros años de este largo camino, en especial gracias Mane y Maca, por estos siete años de amistad.

A mis amigos del colegio, Juri, Grace, Gab, Dati, Fran, Naio y Cata, por su ánimo y preocupación durante tanto tiempo, por alegrar tantos veranos y fines de semana.

Finalmente, agradezco a todas las personas que de una u otra forma han estado presentes en mi vida y me han ayudado a llegar donde estoy.

TABLA DE CONTENIDO

1. CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA.....	1
1.2. OBJETIVOS.....	2
1.2.1. Objetivo General.....	2
1.2.2. Objetivos Específicos.....	2
1.3. HIPÓTESIS DE TRABAJO.....	2
1.4. METODOLOGÍA.....	2
1.4.1. Etapa pre-terreno.....	2
1.4.2. Etapa terreno.....	2
1.4.3. Trabajo de laboratorio y gabinete.....	3
1.5. UBICACIÓN Y ACCESOS.....	3
2. CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO REGIONAL.....	4
2.1. INTRODUCCIÓN.....	4
2.2. MARCO GEOLÓGICO.....	6
2.2.1. Basamento Paleozoico.....	6
2.2.1.1. Devónico-Carbonífero.....	6
2.2.1.2. Carbonífero-Pérmico.....	6
2.2.2. Mesozoico.....	6
2.2.2.1. Jurásico.....	6
2.2.2.2. Cretácico.....	7
2.2.3. Cenozoico.....	7
2.2.3.1. Mioceno-Plioceno.....	7
2.2.3.2. Pleistoceno-Holoceno.....	8
2.3. MARCO ESTRUCTURAL.....	10
2.3.1. Zona de Falla Liquiñe-Ofqui.....	10
2.3.2. Fallas de Rumbo N50-60°O.....	10
2.3.3. Fallas de Rumbo N60-70°E.....	11
2.3.4. Relación entre volcanismo y tectónica.....	11

3. CAPÍTULO 3: GEOLOGÍA DEL GRUPO VOLCÁNICO CARRÁN-LOS VENADOS.....	13
3.1. INTRODUCCIÓN.....	13
3.2. GEOLOGÍA LOCAL.....	13
3.2.1. Centros Eruptivos lineamientos Carrán-Los Venados.....	13
3.2.1.1. Centros Volcánicos Carrán.....	13
3.2.1.2. Volcán Riñinahue.....	14
3.2.1.3. Centros Volcánicos Los Venados.....	15
3.2.1.4. Volcán Pichi.....	15
3.2.2. Centros Eruptivos Periféricos.....	15
3.2.2.1. Volcán Los Guindos.....	15
3.2.2.2. Volcán Media Luna.....	16
3.3. ESTILO ERUPTIVO.....	18
3.4. VOLCÁN MIRADOR Y ERUPCIÓN DE 1979.....	18
3.4.1. Volcán Mirador.....	18
3.4.2. Desarrollo de la Erupción.....	19
3.4.2.1. Características de los materiales volcánicos emitidos.....	19
3.4.2.2. Consideraciones.....	20
4. CAPÍTULO 4: ANTECEDENTES DEL GRUPO VOLCÁNICO CARRÁN-LOS VENADOS.....	22
4.1. INTRODUCCIÓN.....	22
4.2. ESTADO DE STRESS EN LA ZONA DEL GVCLV.....	22
4.3. PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL GVCLV.....	24
4.4. ESTIMACIÓN DE TASA MAGMÁTICA.....	27
4.5. EDADES RELATIVAS DENTRO DEL GVCLV.....	27
5. CAPÍTULO 5: PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA.....	28
5.1. INTRODUCCIÓN.....	28
5.1.1. Técnicas instrumentales utilizadas.....	29
5.2. PETROGRAFÍA.....	30
5.3. GEOQUÍMICA.....	38
5.3.1. Química de roca total.....	38

5.3.1.1.	Elementos mayores.....	38
5.3.1.2.	Elementos Traza.....	43
5.3.1.2.1.	LILE.....	43
5.3.1.2.2.	HFSE.....	44
5.3.1.2.3.	Elementos de Transición.....	46
5.3.1.3.	Tierras raras.....	48
5.4.	MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO.....	50
5.4.1.	Plagioclasa.....	50
5.4.2.	Olivino y Clinopiroxeno.....	52
5.4.3.	Espinelas.....	54
5.5.	ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS.....	56
5.5.1.	Serie de desequilibrio de U.....	56
5.5.2.	Isótopos de Sr y Nd.....	58
6.	CAPÍTULO 6: DISCUSIONES.....	60
6.1.	PETROGRAFÍA.....	60
6.2.	GEOQUÍMICA.....	62
6.3.	VOLCANISMO MONOGENÉTICO VERSUS POLIGENÉTICO	71
6.4.	EVIDENCIAS DE UNA CÁMARA MAGMÁTICA EN LA CORTEZA SUPERIOR.....	74
6.5.	UN CASO PARTICULAR DENTRO DEL GVCLV.....	76
6.6.	SISTEMA MAGMÁTICO DEL VOLCÁN MIRADOR.....	76
7.	CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES.....	80
8.	BIBLIOGRAFÍA.....	82
9.	ANEXOS.....	88

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de ubicación y accesos al GVCLV.....	3
Figura 2.1: Configuración tectónica de los Andes entre los 33°S y 52°S.....	5
Figura 2.2: Mapa geológico del GVCLV.....	9
Figura 2.3: Factores de primer y segundo orden que controlan las asociaciones volcano-tectónicas en la ZVS.....	11
Figura 2.4: Tipos de asociaciones volcano–tectónicas.....	12
Figura 3.1: Mapa geológico del GVCLV.....	17
Figura 3.2: Sistema volcánico Mirador.....	20
Figura 3.3: Fotografía del maar Pocura, maar Riñinahue, maar Carrán, y cono volcánico Mirador.....	21
Figura 4.1: Mapa de densidad espacial de CEM.....	23
Figura 4.2: Alineamientos volcánicos del GVCLV.....	24
Figura 4.3: Mapas geoquímicos del GVCLV.....	26
Figura 5.1: Ubicación de las muestras recolectadas.....	30
Figura 5.2: Imagen a muestra de mano del ejemplar VM15-9.....	34
Figura 5.3: Microfotografía a nicoles cruzados de la muestra VM15-1B.....	34
Figura 5.4: Microfotografía a nicoles paralelos de la muestra VM15-4.....	35
Figura 5.5: Microfotografía a nicoles cruzados de la muestra VM15-4.....	35
Figura 5.6: Microfotografía a nicoles cruzados de la muestra VM15-1B.....	36
Figura 5.7: Microfotografía a nicoles cruzados de la muestra VM15-4.....	36
Figura 5.8: Microfotografía a nicoles cruzados de la muestra VM15-12.....	37
Figura 5.9: Microfotografía a nicoles cruzados de la muestra VM15-12.....	37

Figura 5.10: Microfotografía a nicoles cruzados de la muestra VM15-12.....	38
Figura 5.11: Diagrama de clasificación TAS (Middlemost, 1994).....	39
Figura 5.12: Diagrama de clasificación SiO ₂ vs K ₂ O (Peccerillo y Taylor, 1976).....	39
Figura 5.13: Diagrama de clasificación AFM (Irvine and Baragar, 1971).....	40
Figura 5.14: Diagramas Harker (1909) de variación de elementos mayores (en % peso) versus el contenido de MgO (% peso).....	41
Figura 5.15: Diagramas Harker (1909) de variación de elementos mayores (en % peso) versus el contenido de MgO (% peso).....	42
Figura 5.16: Diagramas de variación de elementos LIL (Ba, Sr y Rb) versus el contenido de MgO (% peso).....	43
Figura 5.17: Diagramas de variación de elementos HFS (Y, Nb, Zr, Th y La) versus el contenido de MgO (% peso).....	45
Figura 5.18: Diagramas de variación de elementos de transición (Ni, Cr, Co, Sc y V) versus el contenido de MgO (% peso).....	46
Figura 5.19: Diagrama de clasificación Co versus Th (Hastie <i>et al.</i> , 2007).....	47
Figura 5.20: Diagrama multielementos normalizado a los valores del condrito (Thompson, 1982).....	48
Figura 5.21: Diagrama de REE normalizados a los valores del condrito (Nakamura, 1974).....	49
Figura 5.22: Diagrama La _N /Yb _N versus Ba/La.....	49
Figura 5.23: Microfotografía de la muestra VM15-4.....	51
Figura 5.24: Microfotografía de la muestra VM15-13.....	51
Figura 5.25: Microfotografía de la muestra VM15-4.....	52
Figura 5.26: Microfotografía de la muestra VM15-12.....	53

Figura 5.27: Microfotografía de la muestra VM15-13.....	53
Figura 5.28: Microfotografía de la muestra VM15-4.....	54
Figura 5.29: Microfotografía de la muestra VM15-4.....	55
Figura 5.30: Microfotografía de la muestra VM15-4.....	55
Figura 5.31: Microfotografía de la muestra VM15-4.....	56
Figura 5.32: Gráfico ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$) versus ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$).....	57
Figura 5.33: Gráfico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵ_{Nd}	59
Figura 6.1: Diagrama SiO_2 versus MgO para muestras del volcán Mirador y otros CEM de la ZVSC.....	63
Figura 6.2: Diagrama MgO versus Ni , Cr y Co , para muestras pertenecientes al volcán Mirador y a otros CEM de la ZVSC.....	64
Figura 6.3: Diagrama $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ versus Ba/La	67
Figura 6.4: Diagrama ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$) versus ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$).....	68
Figura 6.5: Diagrama $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ versus ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$).....	69
Figura 6.6: Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	70
Figura 6.7: Modelo magmático para el volcán Mirador.....	79

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 5.1: Resumen texturas.....	32
Tabla 5.2: Resumen de mineralogía.....	33
Tabla 5.3: Isótopos de la serie de desequilibrio de U para muestras del volcán Mirador.....	57
Tabla 5.4: Resultados isotópicos de Sr y Nd para muestras del volcán Mirador.....	58

Tabla 6.1: Contenidos de MgO, Ni, Cr, Co, Sc y V para magmas de N-MORB y muestras del volcán Mirador.....	64
Tabla 6.2: Coeficientes de Partición Mineral/Fundido para magmas basálticos.....	65
Tabla 6.3: Recopilación de valores de conos de escoria y volcanes compuestos.....	72
Tabla A.1: Ubicación de las muestras de este estudio.....	84
Tabla B.1: Descripción petrográfica de la muestra VM15-1B.....	85
Tabla B.2: Descripción petrográfica de la muestra VM15-3.....	87
Tabla B.3: Descripción petrográfica de la muestra VM15-4.....	89
Tabla B.4: Descripción petrográfica de la muestra VM15-6.....	91
Tabla B.5: Descripción petrográfica de la muestra VM15-8.....	93
Tabla B.6: Descripción petrográfica de la muestra VM15-9.....	95
Tabla B.7: Descripción petrográfica de la muestra VM15-12.....	97
Tabla B.8: Descripción petrográfica de la muestra VM15-13.....	99
Tabla C.1: Datos geoquímicos del volcán Mirador de este estudio.....	101
Tabla D.1: Datos geoquímicos del volcán Mirador de estudios anteriores.....	107
Tabla E.1: Datos geoquímicos de Carrán-Los Venados.....	109
Tabla E.2: Datos geoquímicos de Caburga, Huelemolle, Cayutué y La Viguería.....	110
Tabla E.3: Datos geoquímicos de Puyehue-Cordón Caulle.....	111
Tabla E.4: Datos geoquímicos de Auckland Volcanic Field (AVF).....	112
Tabla F.1: Datos se la serie de desequilibrio de U.....	113
Tabla F.2: Datos isotópicos de Sr y Nd.....	113

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

El volcán Mirador se encuentra ubicado en los Andes del Sur a los $40^{\circ}21'$ de latitud sur y a los $72^{\circ}03'$ de longitud oeste. Corresponde a un pequeño cono piroclástico de carácter basáltico andesítico-basáltico que pertenece a los muchos centros eruptivos menores que forman el Grupo Volcánico Carrán-Los Venados (GVCLV), el cual constituye el mayor conjunto de Centros Eruptivos Menores (CEM) de la Zona Volcánica Sur (ZVS) de los Andes. El GVCLV es un conjunto de alrededor de setenta conos de piroclastos y maares organizados en un amplio alineamiento volcánico de dirección noreste-suroeste de 17 km de longitud, cuyo emplazamiento está controlado por una serie de fracturas transversales de dirección $N67^{\circ}E$ que intersectan a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (dirección $N10^{\circ}E$) (Moreno, 1977; Moreno, 1980), evidenciando un fuerte control estructural en el volcanismo del área (Bucchi, 2013).

El GVCLV registra tres erupciones históricas durante el último siglo, constituyendo las únicas reactivaciones de CEM ocurridas en Chile en tiempos históricos, e indicando una importante actividad volcánica en este grupo. Estas tres reactivaciones corresponden a los maares Riñinahue (1907) y Carrán (1955), y el volcán Mirador (1979) (Moreno, 1980), siendo este último el objeto principal de este estudio. Estos tres centros poseen una ubicación preferencial dentro del GVCLV, encontrándose justo en la intersección de la franja de orientación $N67^{\circ}E$ y la ZFLO, por lo que forman parte un caso particular dentro de todo el GVCLV que debe ser estudiado de forma aparte.

En cuanto a los antecedentes existentes, se han realizado diversos estudios respecto a la química del volcán Mirador y el GVCLV, encontrándose composiciones basálticas a andesítico-basálticas, llegando a ser incluso en algunos casos, andesítica (Moreno, 1980; López-Escobar y Moreno, 1981; Rodríguez, 1999; Murong, 2001; Bucchi, 2013). En pocos casos se ha mencionado el hecho de que el volcán Mirador y las últimas reactivaciones históricas del GVCLC correspondan a un caso particular dentro de este grupo volcánico, lo que justifica un estudio más detallado sobre los procesos que originaron estas últimas actividades eruptivas.

El siguiente estudio pretende llevar a cabo un análisis más detallado en los productos de la erupción del año 1979 del volcán Mirador, realizando comparaciones petrográficas y geoquímicas con otros conos monogenéticos y estratovolcanes dentro del mismo GVCLV y de la ZVS de los Andes. Mostrando, de esta forma, las grandes diferencias existentes entre este volcán y los otros conos monogenéticos de la ZVS, evidenciando un volcanismo mayor en el GVCLV, más de tipo poligenético.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo General

Entender los procesos magmáticos asociados a la erupción del volcán Mirador del año 1979, y su relación con el volcanismo del Grupo Volcánico Carrán-Los Venados.

1.2.2. Objetivos Específicos

1. Caracterizar petrográfica y geoquímicamente los depósitos de la erupción del año 1979 del Volcán Mirador.
2. Comprender los procesos magmáticos involucrados en la diferenciación de los magmas que originaron los productos del volcán Mirador.
3. Comparar petrográfica y geoquímicamente el Volcán Mirador con otros conos monogenéticos y estratovolcanes cercanos.
4. Evaluar la factibilidad de un volcanismo poligenético en el Grupo Volcánico Carrán-Los Venados.

1.3. HIPÓTESIS DE TRABAJO

El volcán Mirador forma parte de un grupo de centros eruptivos que evidencian un volcanismo de tipo poligenético en un campo de conos volcánicos que hasta ahora había sido considerado monogenético. Esto se ve reflejado tanto en diferencias petrográficas como químicas y morfológicas, en comparación a otros conos monogenéticos de la ZVS.

1.4. METODOLOGÍA

Para poder llevar a cabo los objetivos propuestos, el método de trabajo consideró las siguientes etapas:

1.4.1. Etapa Pre-Terreno

En esta etapa se realizó una recopilación bibliográfica y un posterior análisis crítico de toda la información relativa al volcán a estudiar. A su vez, se realizó un análisis fotogeológico de la zona de estudio empleando imágenes satelitales, fotografías aéreas y mapas preexistentes. Este análisis fue fundamental para la planificación y realización efectiva del trabajo en terreno, pues se logró un acercamiento a las características geomorfológicas generales de la zona.

1.4.2. Etapa de Terreno

Durante esta etapa se recolectaron 16 muestras de lava y tefra pertenecientes a los depósitos de la erupción del año 1979 del Volcán Mirador.

1.4.3. Trabajo de Laboratorio y Gabinete

Incluyó la selección de 8 muestras para cortes transparentes y 16 para análisis químicos de elementos mayores y trazas, junto a dos muestras para análisis isotópicos de la serie de desequilibrio de U, para realizar, posteriormente, un estudio petrográfico y una interpretación geoquímica.

Esta etapa también comprende recopilación bibliográfica de conos monogenéticos y estratovolcanes cercanos para establecer una comparación entre el Volcán Mirador y estos centros eruptivos.

1.5. UBICACIÓN Y ACCESOS

El volcán Mirador se ubica aproximadamente a los $40^{\circ}21'30''\text{S}$ y a los $72^{\circ}03'30''\text{O}$, en la comuna de Lago Ranco, Provincia Ranco, Región de los Ríos (Figura 1.1). Desde Santiago, se puede acceder a la zona de estudio a través de la Ruta 5 Sur, alcanzando la localidad de Paillaco y posteriormente Futrono, para acceder por la ribera norte del Lago Ranco. Luego se toma un camino pavimentado (ruta T-85) que llega a la localidad de Riñinahue, donde se puede continuar por caminos de ripio o de tierra de estado regular hacia el área de Carrán–Los Venados. Una segunda alternativa consiste en acceder a la zona de estudio por la ribera sur del Lago Ranco, donde se debe continuar por la Ruta 5 Sur hasta Río Bueno, para posteriormente tomar el camino que llega a Lago Ranco, desde donde se puede llegar a Riñinahue a través de un camino pavimentado. Dentro del área del GVCLV, para llegar a los depósitos del volcán Mirador se debe atravesar un bosque, caminando bajo una densa cobertura vegetal.



Figura 1.1: Mapa de ubicación y accesos al GVCLV. El rectángulo negro muestra el área de estudio (GVCLV). Imagen obtenida de Google Earth.

CAPÍTULO 2

MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO REGIONAL

2.1. INTRODUCCIÓN

El volcán Mirador pertenece a la Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVS), localizada al margen oeste de la placa sudamericana, entre las latitudes 33° S y 46° S. La ZVS se subdivide, petrográficamente, en cuatro provincias distintivas: norte (ZVSN: 33-34,5°S), transicional (ZVST: 34,5-37°S), central (ZVSC: 37-41,5°S) y sur (ZVSS: 41,5-46°S) (López-Escobar *et al.*, 1995), ubicándose, el centro eruptivo de este estudio, en la ZVSC (figura 2.1).

La ZVSC y ZVSS, al igual que el resto de la cadena volcánica de los Andes del Sur, es el resultado de la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana. Esta región de los Andes se caracteriza por una corteza delgada (~ 38 km, según Folguera *et al.*, 2007), donde la subducción es levemente oblicua (teniendo una dirección N78°E) y ocurre a una velocidad de 6,6 cm/año (Angerman *et al.*, 1999) (figura 2.1). Durante el periodo post-glacial (últimos 15.000 años), la actividad volcánica ha sido continua, con erupciones de numerosos estratovolcanes (EV) y cientos de centros eruptivos menores (CEM), cuyos productos corresponden, predominantemente, a basaltos y andesitas-basálticas (López-Escobar, 1984; Hickey *et al.*, 1986; Hickey-Vargas *et al.*, 1989; Tormey *et al.*, 1991; López-Escobar *et al.*, 1991, 1993).

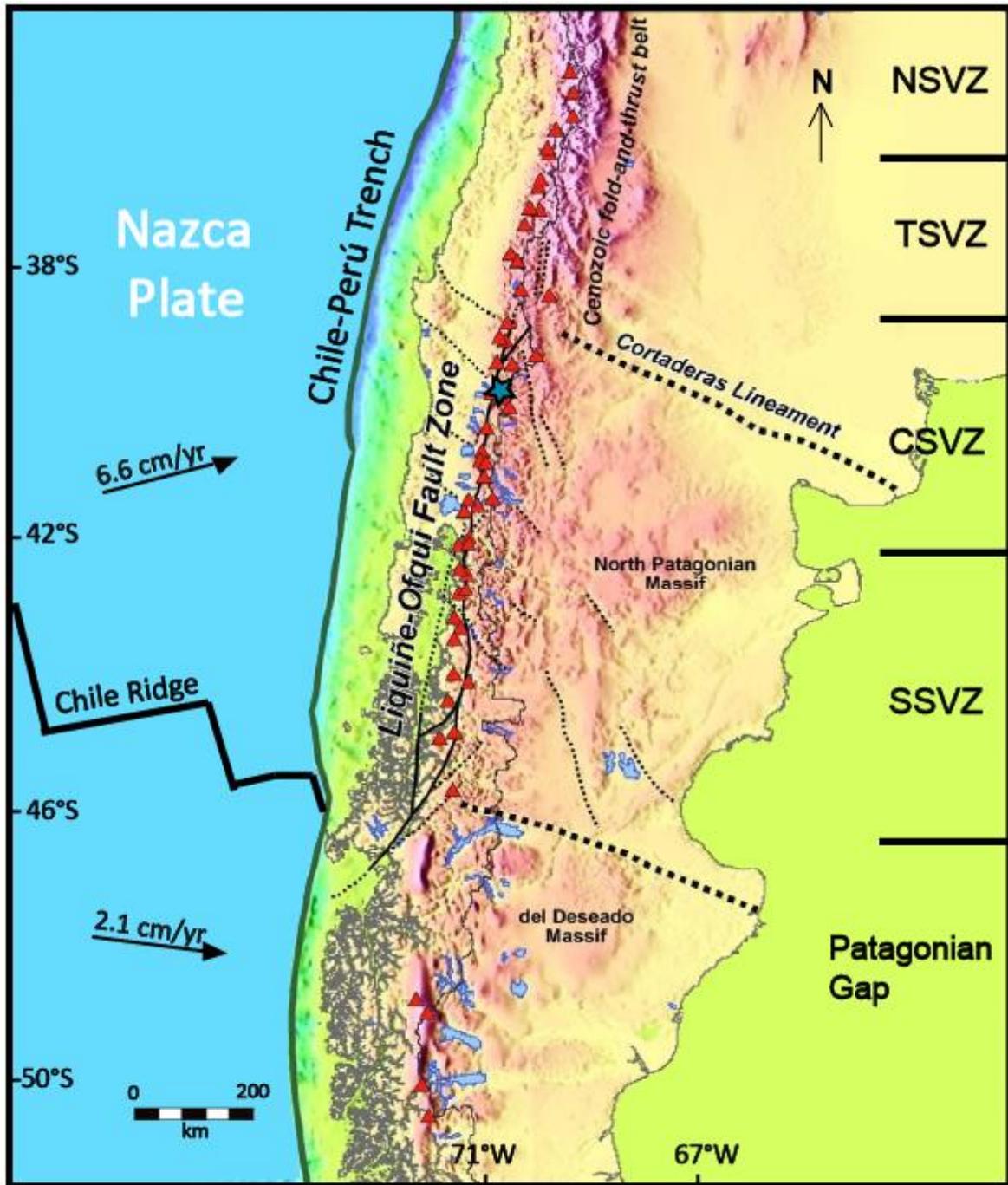


Figura 2.1: Configuración tectónica de los Andes entre los 33° S y 52° S. Se muestran los distintos segmentos de la ZVS (López-Escobar et al., 1995): norte (NSVZ; 33-34,5°S, transicional (TSVZ; 34,5-37°S), central (CSVZ; 37-41,5°S) y sur (SSVZ; 41,5-46°S). La estrella de color azul muestra la ubicación del volcán Mirador. Modificado de Cembrano y Lara (2009).

2.2. MARCO GEOLÓGICO

La geología de la zona de estudio fue publicada por Campos *et al.* (1998) en el mapa geológico del área Futrono-Lago Ranco, Región de los Lagos. Esta se compone de un basamento paleozoico, rocas mesozoicas y cenozoicas, y un basamento volcánico perteneciente al pleistoceno. El mapa geológico del área se muestra en la figura 2.2.

2.2.1. Basamento Paleozoico

2.2.1.1. Devónico-Carbonífero

Rocas Metamórficas

Las rocas metamórficas pertenecientes al paleozoico corresponden al Complejo Metamórfico Trafún (Devónico-Carbonífero Inferior), el cual constituye las rocas más antiguas de la Cordillera Principal de los Andes entre los 39° y 40,5° de latitud sur. El complejo está compuesto por rocas sedimentarias afectadas por un bajo grado de metamorfismo, constituidas principalmente por metagrauvas que alternan a metaareniscas y pizarras arcillosas, con niveles locales de metaconglomerados. Aflora principalmente al norte de lago Ranco en la península de Futrono y a lo largo del valle del río Trafún, además de estar localizadas en la costa de algunas de las islas del lago Ranco (Campos *et al.*, 1998).

2.2.1.2. Carbonífero-Pérmico

Rocas Intrusivas

Corresponden al Batolito Futrono - Riñihue (Carbonífero - Pérmico, ca. 300 Ma), cuerpo intrusivo que incluye granitos, granodioritas y tonalitas de biotita y hornblenda, leucogranitos y pórfidos riódacíticos. Presentan una composición calcoalcalina y metaluminosa con alto potasio (Campos *et al.*, 1998). Sus rocas se encuentran ampliamente distribuidas y de forma casi continua, desde el lago Calafquén por el norte, hasta el lago Ranco por el sur, al noreste de Futrono y en la ribera sur de este (Rodríguez, 1999).

2.2.2. Mesozoico

2.2.2.1. Jurásico

Rocas Intrusivas

Corresponden al plutón Panguipulli (180-142 Ma), constituido por monzodioritas cuarcíferas, dioritas y granodioritas de biotita, piroxeno y hornblenda. Afloran al norte de la zona de estudio, desde el sector norte del lago Panguipulli, hasta el sector suroriental del lago Riñihue (Parada, 1975).

2.2.2.2. Cretácico

Rocas Intrusivas

Las rocas cretácicas de la zona de estudio corresponden al Plutón Lago Maihue (130 - 110 Ma), 'stock' de aproximadamente 30 km² formado por granitos, granodioritas y tonalitas de biotita y hornblenda, que se exponen en el centro de la cuenca del lago Maihue, presentando una composición calcoalcalina y metaluminosa con alto contenido de potasio. Además, estas rocas presentan alteración propilítica con alteración potásica y brechización sobreimpuesta (Campos *et al.*, 1998).

2.2.3. Cenozoico

2.2.3.1. Mioceno-Plioceno

Rocas estratificadas

Corresponden a una secuencia sedimentaria y volcánica de composición intermedia, continental y en parte marina, que aflora en el sector oriental y suroriental del Lago Ranco, al oeste de la zona de estudio. Inicialmente estuvo incluida en la denominada Formación Curarrehue (Moreno y Parada, 1976), la que posteriormente fue dividida en dos secuencias principales: Estratos de Lago Ranco y Estratos de Pitreño, definidas informalmente por Campos *et al.*, 1998.

Los Estratos de Lago Ranco (Oligoceno?-Mioceno inferior) se componen de areniscas volcanoclásticas, conglomerados y lutitas portadoras de fauna fósil, de ambiente marino, alcanzando 1000 m de espesor. Sobreyacen discordantemente a rocas granodioríticas paleozoicas y miocenas, y se encuentran a su vez, cubiertas por los Estratos de Pitreño, al sur del lago Ranco. Además, están intruidas por granitoides pertenecientes al mioceno medio. Los fósiles marinos presentes en estos estratos indican una edad miocena (Covacevich, 1996), lo cual es consistente con la edad obtenida por Campos *et al.* (1998) en dataciones K-Ar en lavas de esta unidad.

Los Estratos de Pitreño (Mioceno superior-Plioceno) corresponden a una secuencia sedimentaria y volcánica que aflora en la zona sur del lago Ranco. Esta se divide en un miembro superior y un miembro inferior, donde el primero se compone de lavas basálticas y andesíticas con intercalación de brechas y conglomerados, y el segundo, por areniscas, conglomerados y lutitas portadoras de flora fósil (*Araucaria araucana* sp.; *Weinmania* sp.; *Nothofagus*). Dataciones K-Ar realizadas al oeste de la zona de estudio arrojaron edades comprendidas entre 5,6±0,5 y 4,8±0,5 Ma (Campos *et al.*, 1998).

Rocas intrusivas

Las rocas intrusivas miocenas que afloran en la zona de estudio forman parte del Batolito Norpatagónico y corresponden a granitoides (18-5 Ma) y en menor medida, pórfidos dacítico-andesíticos hipabisales (Mioceno medio).

Los granitoides afloran principalmente en los sectores N, NO, S y SE del GVCLV, siendo una de las unidades mayormente distribuidas en la zona de estudio. Estas rocas

integran dos franjas norte-sur limitadas por la traza principal de la ZFLO, donde la franja occidental se compone principalmente por granodioritas y tonalitas de anfíbol y biotita, mientras que la franja oriental está compuesta por granodioritas de anfíbol y biotita. Estas rocas intruyen unidades más antiguas y a su vez, se encuentran cubiertas parcialmente por rocas volcánicas pliocenas y cuaternarias.

Dataciones realizadas por Campos *et al.* (1998), indican edades de enfriamiento entre ca. 15-5 Ma para dataciones K-Ar y edades comprendidas entre 15±1 y 5,3±0,8 Ma para dataciones realizadas con U-Pb. Dataciones más recientes realizadas por Sepúlveda *et al.* (2005) mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ arrojaron edades de 5,44±0,04 Ma.

2.2.3.2. Pleistoceno-Holoceno

Rocas estratificadas

Rocas volcánicas y depósitos sedimentarios abarcan la mayor parte de la zona de estudio, ubicándose a lo largo de todo el GVCLV. Este grupo volcánico corresponde a un conjunto de lavas, conos de piroclastos y maares organizados en un alineamiento volcánico de dirección noreste-suroeste. La actividad eruptiva que formó estos edificios es post-glacial y, probablemente, en gran parte, holocena. Con excepción del volcán Los Guindos, un cono mayor y aparentemente más antiguo, situado en el extremo norte de la cadena (ver capítulo 3). Lavas y piroclastos emitidos en erupciones estrombolianas son principalmente de composición basáltica y andesítico-basáltica (49–56% SiO₂; Rodríguez, 1999; Lara *et al.*, 2006). Erupciones históricas han ocurrido en 1907, 1955 y 1979, correspondiendo a las erupciones del maar Riñinahue, maar Carrán y volcán Mirador, respectivamente.

Las rocas estratificadas de los depósitos volcánicos del GVCLV, descansan, discordantemente, sobre rocas efusivas pleistocenas de los grupos volcánicos Cordillera Nevada y Mencheca; rocas volcano-sedimentarias miocenas (Estratos de Lago Ranco); y rocas graníticas miocenas (Moreno, 1977; López y Moreno, 1981; Rodríguez, 1999).

Los afloramientos del grupo volcánico Cordillera Nevada (ca. 430 Ka) se sitúan al oeste y suroeste del GVCLV, correspondiendo a secuencias de lavas remanentes y aisladas de composición andesítico-basáltica (53-57% SiO₂), mientras que las lavas de Mencheca (ca. 530 Ma) afloran al sureste de Carrán-Los Venados, constituyendo, principalmente, lavas basálticas y andesítico-basálticas (Lara *et al.*, 2006).

Depósitos sedimentarios y volcanoclásticos se observan en toda la zona de estudio, correspondiendo principalmente a depósitos piroclásticos, coluviales, de abanico aluvial y deltaico, y de remoción en masa.

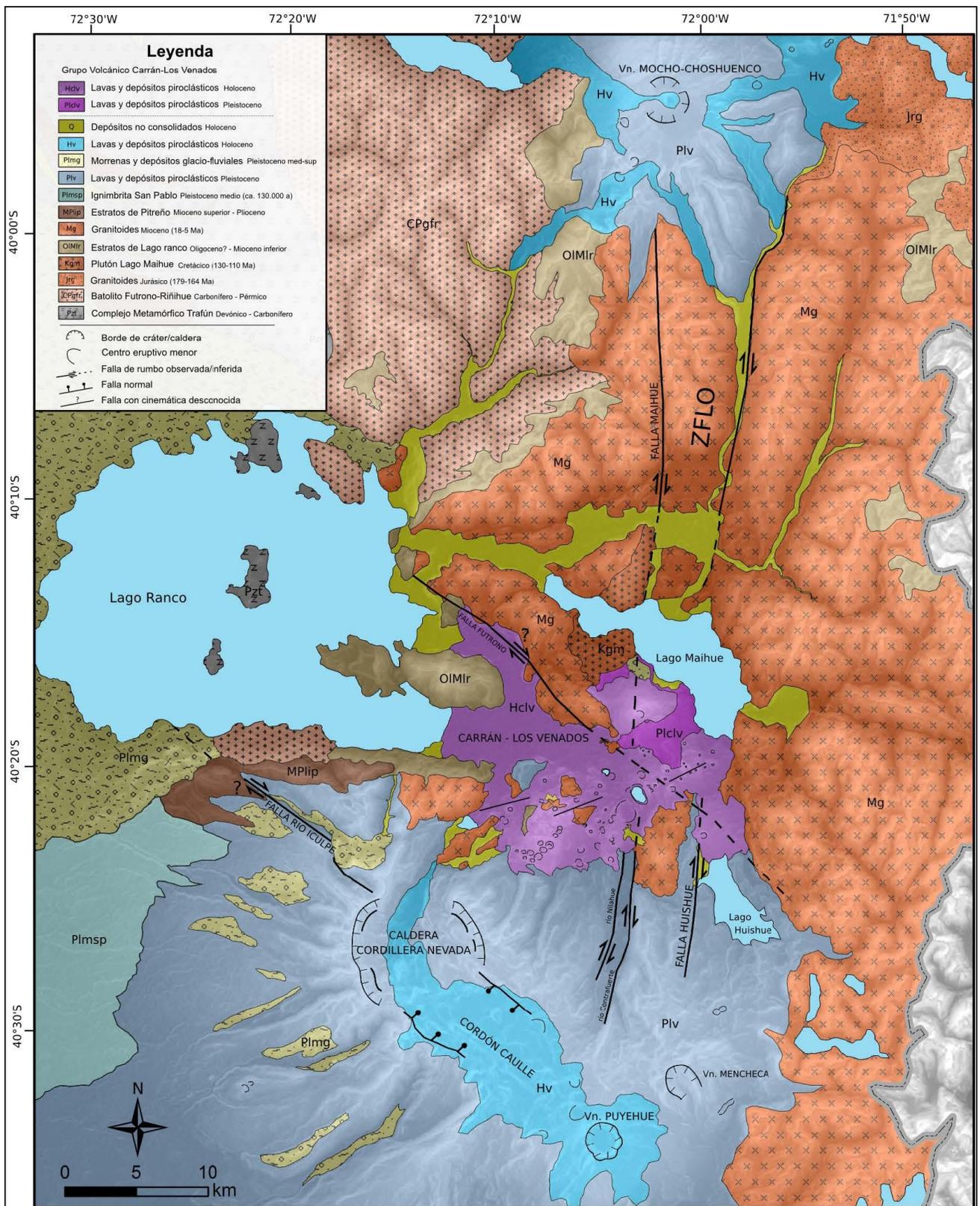


Figura 2.2: Mapa geológico del GVCLV. Modificado de Campos et al., 1998. Tomado de Bucchi, 2013.

2.3. MARCO ESTRUCTURAL

2.3.1. Zona de Falla Liquiñe-Ofqui

La estructura más relevante de la zona corresponde a la ZFLO, compuesta por una serie de lineamientos corticales de orientación NNE que se extienden aproximadamente por 1200 km (Cembrano y Hervé, 1993, López-Escobar *et al.*, 1995b; Cembrano *et al.*, 1996; Rosenau *et al.*, 2006; Cembrano y Lara, 2009), desde la faja plegada y corrida de El Agrio por el norte, aproximadamente a los 37,5° S, alcanzando el Punto Triple, a los 47,5° S. La ZFLO posee una actividad transpresiva de rumbo dextral que acomoda deformación a lo largo del intra-arco, probablemente extendiéndose de forma vertical hasta la corteza inferior o el manto (Cembrano *et al.*, 1996; Laveny y Cembrano, 1999; Folguera *et al.*, 2002; Rosenau *et al.*, 2006; Cembrano y Lara, 2009).

Esta estructura puede ser dividida en dos segmentos: el segmento norte, que corresponde a uno recto con rumbo N10°E, y el segmento sur, un dúplex extensional con una serie de lineamientos 'en échelon' que unen dos segmentos principales de orientación NNE (Cembrano y Hervé, 1993). Estudios señalan que ha estado activa desde los 6 Ma, mientras que otros autores sugieren que esta actividad se ha producido desde el oligoceno superior (Herve *et al.*, 2004).

Localmente, la ZFLO se encuentra representada por las fallas Maihue y Huishue, orientadas norte-sur a N10°E (Hervé y Thiele, 1987) y situándose al este del lago Ranco. La falla Maihue, la traza más occidental, se ubica en el valle del Contrafuerte en el sector sur, mientras que en el sector norte se ubica en el valle del río Curanilahue. Por otro lado, la traza de falla oriental (falla Huishue), sigue el valle del río Blanco o Pillanleufú hacia el sur, alcanzando el oeste del lago Huishue (Campos *et al.*, 1998).

Datos de deslizamientos en fallas y tensores de esfuerzo para deformación Pleistocena en el sector norte de la ZFLO, muestran consistentemente un stress principal máximo subhorizontal compresivo ($\sigma_{Hm\acute{a}x}$), cuya orientación N60°E (Laveny y Cembrano, 1999; Rosenau *et al.*, 2006), es consistente con el ángulo de convergencia de placas.

2.3.2. Fallas de rumbo N50-60°O

Otro grupo de estructuras corresponde a las fallas de rumbo de orientación N50°-60°O, la falla Rio Iculpe y la falla Futrono. Corresponden a estructuras del paleozoico superior y Triásico que han sido interpretadas como debilidades de escala cortical que involucran basamento, asociadas a fallas del pre-Andino.

La cinemática aún no se conoce con certeza, sin embargo, estudios sugieren que estas fallas han sido reactivadas bajo el stress actual como fallas de rumbo sinestrales-inversas, durante el desarrollo del arco (López-Escobar *et al.*, 1995b; Lara *et al.*, 2006a; Rosenau *et al.*, 2006).

2.3.3. Fallas de rumbo N60-70°E

Existe un conjunto de fallas de rumbo de orientación N60-70°E, ubicadas al sur del lago Maihue. Estas interceptan a las fallas Maihue y Huishe justo donde se ubican los centros eruptivos del GVCLV que han presentado actividad volcánica histórica (maar Riñinahue, maar Carrán y volcán Mirador) (Rodríguez, 1999). La cinemática de este sistema de fallas aún no está bien definida, aunque su orientación acomoda extensión bajo el campo de stress actual (Bucchi *et al*, 2015).

2.3.4. Relación entre volcanismo y tectónica

Cembrano y Lara (2009) exponen que existen ciertos factores que controlan el volcanismo de la ZVS. Dentro de los factores de primer orden se incluyen el espesor cortical y la existencia de un sistema mayor de fallas de intra-arco (ZFLO), mientras que la naturaleza del basamento del arco volcánico corresponde a un factor de segundo orden (figura 2.3). Además, proponen la existencia de dos categorías principales de asociaciones volcano-tectónicas: asociaciones cinemáticamente acopladas, aquellas que están directamente relacionadas con un régimen tectónico transpresional dextral, que incluyen lineamientos volcánicos de estratovolcanes y conos monogenéticos con orientación NE, dentro del cual se incluye el GVCLV y el volcán Mirador (figura 2.4); y asociaciones cinemáticamente desacopladas, en las cuales no existe un acoplamiento tectónico y los estratovolcanes se construyen sobre techos de antiguas fallas inversas con movimientos de rumbo y donde los conos monogenéticos se extienden sobre la ZFLO.

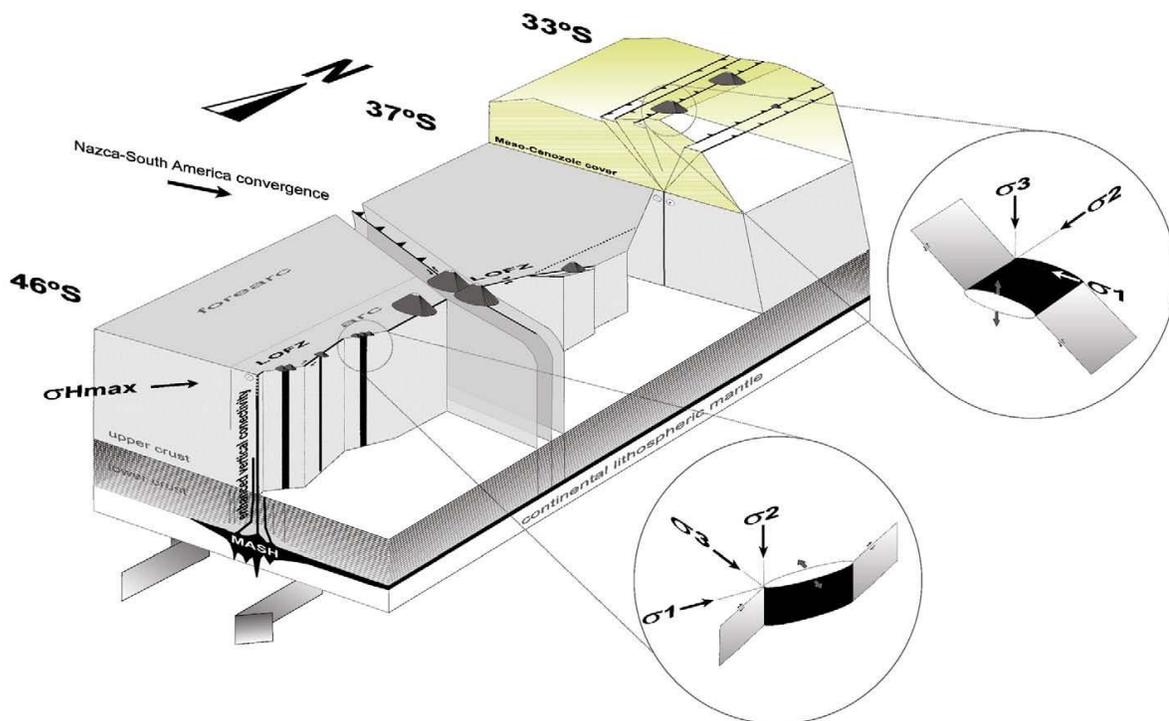


Figura 2.3: Imagen que muestra los factores de primer y segundo orden que controlan las asociaciones volcano-tectónicas en la ZVS. Al sur de los 37°S, los estratovolcanes están asociados espacialmente con grietas de tensión de rumbo NE o estructuras de basamento de rumbo NW. Los centros eruptivos menores más primitivos de la ZVS están localizados en la cima de la falla maestra Liquiñe-Ofqui. Tomado de Cembrano y Lara (2009).

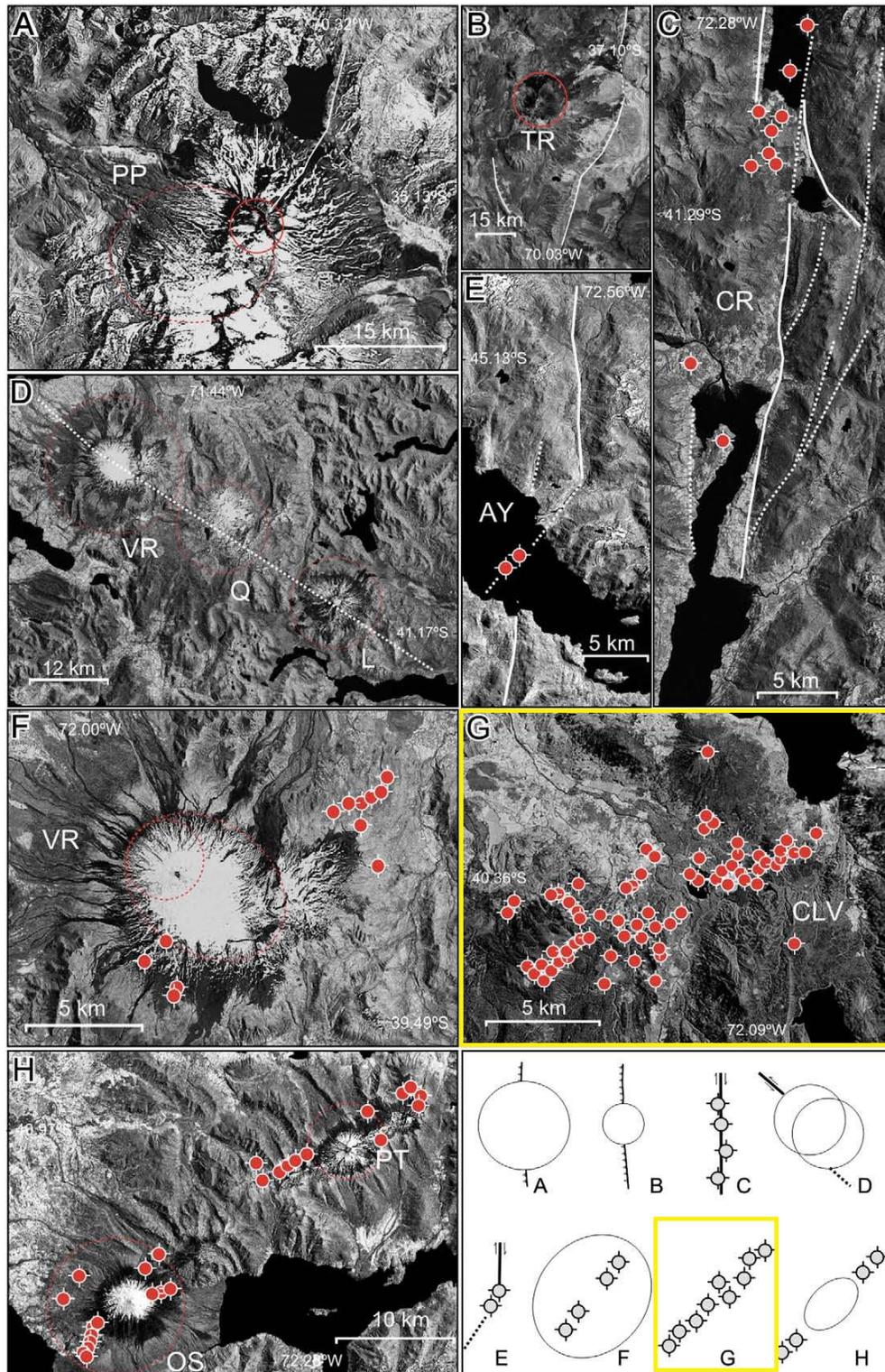


Figura 2.4: Tipos de asociaciones volcano - tectónicas: asociaciones cinemáticamente acopladas (B, E, F, G y H) y asociaciones cinemáticamente desacopladas (A, C y D). Los cuadros amarillos muestran el GVCLV como una asociación cinemáticamente acoplada. Modificado de Cembrano y Lara (2009).

CAPÍTULO 3

GEOLOGÍA DEL GRUPO VOLCÁNICO CARRÁN-LOS VENADOS

3.1. INTRODUCCIÓN

El volcán Mirador se ubica en la Cordillera de los Andes a los 40°21'30" de latitud sur y a los 72°03'30" de longitud oeste. Corresponde al último centro eruptivo del GVCLV en hacer erupción durante el último siglo, el año 1979. Este grupo volcánico corresponde a una franja con orientación N60-70°E de aproximadamente 16 km de largo y 4 km de ancho. Comienza a los 40,18°S-70,00°O y finaliza a los 40,25°S-72°O, abarcando un área de 160 km² (Moreno, 1977). Este grupo se caracteriza por integrar alrededor de 70 centros eruptivos dentro de los cuales la mayor parte corresponde a centros eruptivos menores (CEM) como conos de piroclastos (con y sin colada de lava) y maares, con volúmenes menores a 1 km³. Estos conos volcánicos generalmente son de tipo monogenético, a pesar de que algunos muestran rasgos morfológicos que evidencian más de una manifestación volcánica, dentro de los cuales se incluyen el maar Riñinahue, maar Carrán y volcán Mirador, correspondiendo a los tres centros eruptivos que han presentado actividad volcánica histórica (Rodríguez, 1999). El GVLCV posee dos centros periféricos, el estratovolcán Los Guindos, y el volcán Media Luna (Moreno, 1977; Rodríguez, 1999).

La descripción detallada del volcán Mirador y el resto de los centros eruptivos pertenecientes al GVCLV fue realizada por Moreno (1977 y 1980) y posteriormente incluida en los trabajos de Rodríguez (1999) y Bucchi (2013). A continuación se muestra una descripción de estos centros eruptivos a partir de la información de los trabajos recién mencionados. Se comenzará describiendo los centros eruptivos pertenecientes al GVCLV, donde se incluye los centros volcánicos Carrán y los centros volcánicos Los Venados, para seguir con la descripción de los centros eruptivos periféricos: volcán Los Guindos y volcán Media Luna. Por último, se expondrá una descripción más detallada del volcán Mirador y la erupción ocurrida el año 1979, objeto principal de este estudio. El mapa del GVCLV se muestra en la figura 3.1.

3.2. GEOLOGÍA LOCAL

3.2.1. Centros eruptivos lineamiento Carrán-Los Venados

La descripción de los centros eruptivos será realizada siguiendo la orientación de la franja de centros volcánicos, comenzando en el extremo noreste con los centros volcánicos Carrán para finalizar en el extremo suroeste con los centros volcánicos Los Venados y Volcán Pichi.

3.2.1.1. Centros volcánicos Carrán (Holoceno)

Corresponden a centros volcánicos que crean una franja de 6 km de largo de orientación N 60°-70° E, cubriendo un área de alrededor de 25 km². Se ubican en el extremo noreste del GVCLV, entre el volcán Los Guindos y el volcán Media Luna, al sur

del lago Maihue. Dentro de los centros volcánicos se reconocen conos de piroclastos y maares que conforman los cuatro eventos eruptivos que se señalan a continuación:

Carrán I: Primer evento constituido por flujos de lava de tipo “aa” distribuidos hacia el oeste y noroeste, rellenando valles glaciares y alcanzando distancias de hasta 15 km. Poseen un volumen total estimado de 3 km³.

Carrán II: Segundo evento eruptivo que se superpone al evento anterior, también rellenando el valle glacial. Está constituido por maares parcialmente enterrados y flujos de lava distribuidos hacia el este, noreste y noroeste.

Carrán III: Tercer evento compuesto por alrededor de 25 conos de piroclastos y maares que se superponen a Carrán I y II. Algunos conos se encuentran bien preservados y muestran un cráter en la cima, reflejando lo reciente que es la actividad eruptiva. Uno de los maares pertenecientes a esta unidad corresponde a “Laguna Negra”, posteriormente reactivado como maar Carrán.

Carrán IV: Cuarto y último evento que se compone por los depósitos piroclásticos asociados a las erupciones históricas del maar Carrán y volcán Mirador del año 1955 y 1979, respectivamente. El centro eruptivo Carrán está constituido por depósitos piroclásticos y la posterior formación de un maar, ubicándose en el extremo suroeste del cordón. Actualmente se encuentra activo y es objeto de numerosos estudios. Por otro lado, el volcán Mirador constituye la última erupción registrada del GVCLV, correspondiendo a un cono que posee flujos de lava y una estructura compuesta que cubren parte de los depósitos del maar Carrán.

3.2.1.2. Volcán Riñinahue (Holoceno)

Corresponde a un volcán tipo maar ubicado a los 40°22'15" de latitud sur y a los 72°04'45" longitud oeste. La última erupción ocurrió el año 1907, constituyendo una de las tres erupciones históricas de este grupo volcánico. Es posible distinguir tres unidades volcánicas dependiendo de la etapa eruptiva de este volcán.

Riñinahue I: Primera unidad correspondiente a un pequeño estratovolcán compuesto, cuyo flanco oeste fue destruido casi en su totalidad por la posterior formación del maar. Sus flujos de lavas y piroclásticos se componen principalmente de basaltos y andesitas basálticas de olivino y clinopiroxeno, al igual que la mayoría de los centros volcánicos de este grupo.

Riñinahue II: Segunda unidad correspondiente a la primera etapa de formación del maar, ocurrida en el flanco noreste del estratovolcán. Este maar poseía una forma aproximadamente circular y un diámetro de hasta 1,5 km.

Riñinahue III: Tercera y última unidad compuesta por los depósitos de lava y de piroclastos emitidos durante la última erupción del año 1907, constituyendo una de las tres erupciones históricas del GVCLV. Esta erupción se llevó a cabo durante tres etapas: la primera corresponde a la formación de un cono de piroclastos con fuerte emisión de cenizas. La segunda se caracteriza por la extrusión de un flujo de lava que rellenó el interior del cráter, y por último, una tercera etapa que da lugar a la construcción de un

pequeño cono de escorias. Este maar posee dimensiones menores al maar que constituye los depósitos de Riñinahue II, con un cráter de hasta 1,2 km de diámetro, alojándose en el interior de este.

3.2.1.3. Centros volcánicos Los Venados

Al igual que los centros volcánicos Carrán, corresponden a centros eruptivos que crean una franja de orientación N60°-70°E, cubriendo un área de alrededor de 30 km². Se ubican en el extremo suroeste del GVCLV, prolongando los centros volcánicos Carrán hacia esta dirección. Dentro de los centros volcánicos se reconocen conos de piroclastos y maares con productos de composición basáltica, al igual que el resto de los centros eruptivos del GVCLV. El volcán Cerro Negro alcanza una altura de hasta 1.055 m.s.n.m., destacándose sobre los otros centros volcánicos, mientras que los maares se encuentran posicionados estratégicamente al fondo de los valles. A continuación se señalan las dos etapas eruptivas que se reconocen en este grupo volcánico:

Los Venados I: Corresponde a las corrientes de lava que fluyen hacia los valles de los ríos Riñinahue y Los Venados, rellenando cuencas glaciales.

Los Venados II: Segunda etapa compuesta por maares, flujos de lava y conos piroclásticos que sobreyacen a los flujos de la etapa anterior. Algunos cráteres aún se encuentran bien conservados, a pesar de que la mayoría se encuentran parcialmente destruidos por la erosión.

3.2.1.4. Volcán Pichi (Holoceno)

Corresponde a un cono de piroclastos desgastado ubicado a los 40°22'30"S y a los 72°12'O, siendo el volcán más occidental del GVCLV, alcanzando una altura máxima de 370 m.s.n.m. Sus productos poseen composición basáltica al igual que los otros conos volcánicos del GVCLV.

3.2.2. Centros eruptivos periféricos

Corresponden a conos volcánicos que se encuentran fuera de la franja principal del GVCLV, pero formando parte de él.

3.2.2.1. Volcán Los Guindos (Pleistoceno Medio-Holoceno)

Este centro eruptivo corresponde al único estratovolcán del GVCLV, ubicándose a los 40°18'00" de latitud sur y a los 72°04'00" de longitud oeste. Se sitúa en la ribera sur del lago Maihue, inmediatamente al oeste de la traza de falla Liquiñe-Ofqui, en el extremo norte del grupo volcánico. Alcanza una altura máxima de 1.114 m.s.n.m. y cubre un área de aproximadamente 33 km². A partir de la morfología, es posible definir 4 unidades distintas que se señalan a continuación:

Los Guindos I: Corresponde a la unidad volcánica más antigua reconocida en el GVCLV, cuyos materiales volcánicos se encuentran modelados por la erosión glacial. Esta unidad se compone de lavas, tobas y aglomerados con lentes de areniscas de origen probablemente lahárico. Esta se puede reconocer en la ribera suroeste del lago Maihue.

Los Guindos II: Segunda unidad constituida por lavas y flujos piroclásticos que cubren parcialmente Los Guindos I. Se observa en el flanco sur y suroriental del volcán Los Guindos, donde la ladera sur se ve afectada por fallas y fracturas de dirección N50°W.

Los Guindos III: Unidad compuesta de flujos de lava y piroclastos ubicada en el flanco oriental del volcán, cubriendo parcialmente las unidades Los Guindos I y II.

Los Guindos IV: Corresponde a la última etapa volcánica del centro eruptivo Los Guindos. En esta se forma la estructura principal y bien conservada del volcán, dada por los flujos piroclásticos y los flujos de lava que han sido depositados en el sector oeste y noroeste de este, cubriendo parcialmente las unidades anteriores.

3.2.2.2. Volcán Media Luna (Holoceno)

Corresponde a un cono de piroclastos que se ubica a los 40°23'20"S y a los 72°01'00"O, en el extremo suroriental del GVCLV, cubriendo un área de aproximadamente 16 km² y alcanzando una altura máxima de 759 m.s.n.m. Está compuesto por una única erupción constituida por dos fases:

Media Luna I: Primera fase donde ocurre una emisión de flujo de lava de tipo "aa" que embalsa el lago Huishue y continúa hacia el norte.

Media Luna II: Etapa final del proceso eruptivo donde se construye el cono de piroclastos que sobreyace el flujo de lava de Media Luna I. Este cono se encuentra emplazado en la intersección de un escarpe de falla de dirección N10°E (paralelo a la ZFLO, Falla Huishue) y un lineamiento transversal de orientación N50°-60°O (Falla Futrono).

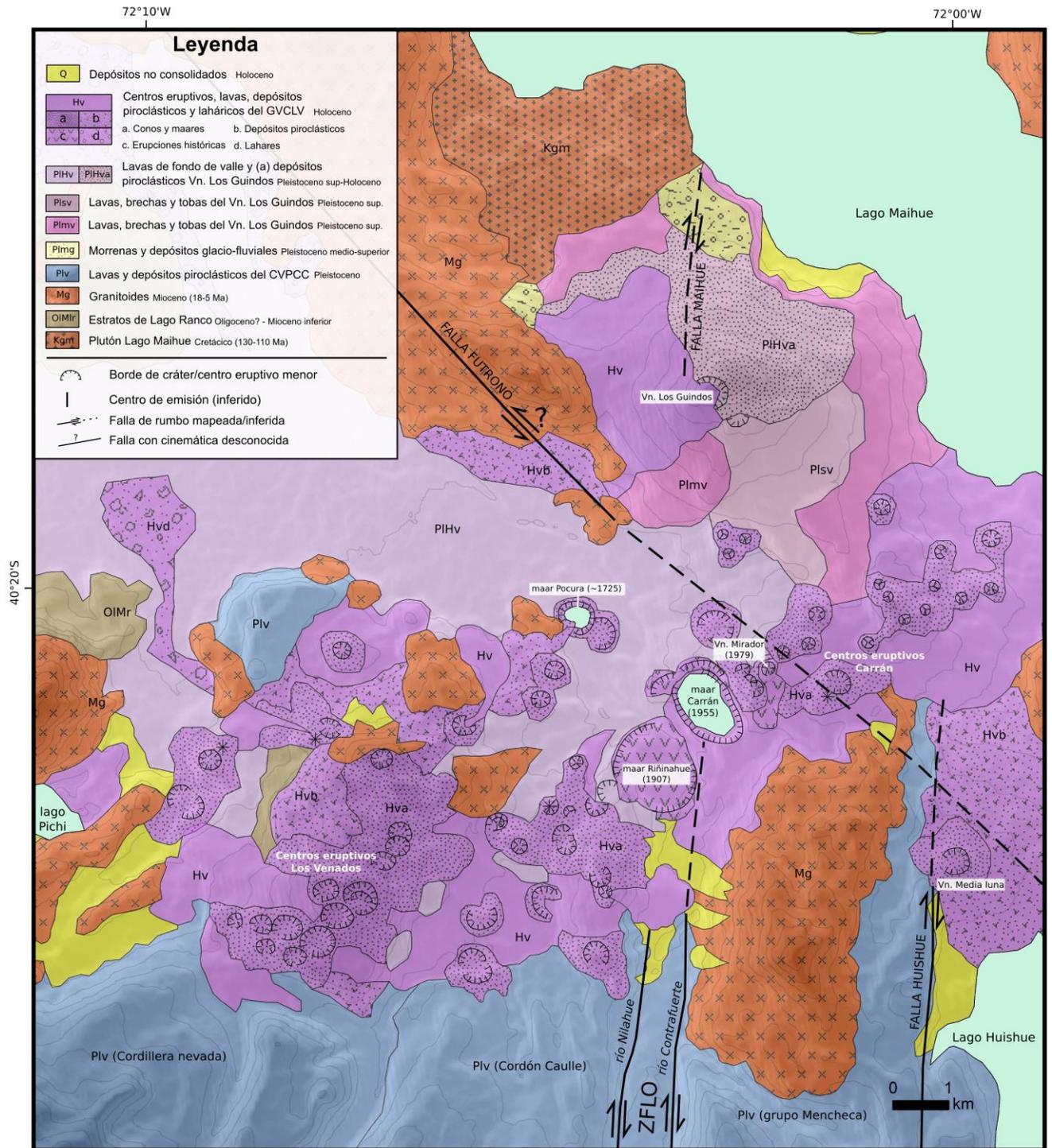


Figura 3.1: Mapa geológico del GVCLV. Modificado de Campos et al., 1998. Tomado de Bucchi (2013).

3.3. ESTILO ERUPTIVO

El estilo eruptivo del GVCLV es principalmente freatomagmático y estromboliano (Moreno, 1977).

Las erupciones freatomagmáticas ocurren debido al contacto de magma con cuerpos de agua superficiales o subterráneos, donde se produce un enfriamiento violento y un índice de fragmentación mucho mayor. De esta forma, aumenta la explosividad de la erupción, liberando enormes volúmenes de vapor de agua y volátiles magmáticos. Los depósitos corresponden a fragmentos juveniles, material lítico, y material fino proveniente de depósitos de oleadas, dominados por material altamente particulado. Las morfologías resultantes corresponden a anillos de toba o conos de toba con cráteres de entre 0,5 y 1,5 km de diámetro. En el caso del GVCLV, los maares se encuentran restringidos a los fondos de valles glaciares y fluviales, que se encuentran saturados en agua. Los maares Carrán (1955) y Riñinahue (1907) son ejemplos de este tipo de actividad volcánica.

Por otro lado, el estilo eruptivo estromboliano corresponde a erupciones de mediana explosividad, con magmas de composición basáltica a andesítico-basáltica. Los productos son principalmente tefra o depósitos de caída piroclásticos, que pueden o no, estar asociados a coladas de lava de corta extensión (<1,5 km). Como resultado, se tiene una morfología de cono de piroclastos, cuya pendiente está dada por el ángulo de reposo de los clastos. La erupción del volcán Mirador del año 1979 corresponde a un ejemplo de este estilo eruptivo (Moreno, 1980).

3.4. VOLCÁN MIRADOR Y ERUPCIÓN DE 1979

La descripción del Volcán Mirador y la erupción histórica ocurrida el año 1979, fue realizada por H. Moreno en su artículo: “La erupción del Volcán Mirador en Abril-Mayo de 1979, Lago Ranco-Riñinahue, Andes del Sur” (1980). En esta sección se presenta un resumen de este trabajo, donde se incluye la descripción del cono volcánico y el desarrollo de la erupción, junto con las características de los materiales volcánicos emitidos.

3.4.1. Volcán Mirador

Es un pequeño sistema volcánico compuesto, perteneciente a los centros volcánicos Carrán del GVCLC, recién descritos. En cuanto a la última erupción, esta corresponde a una reactivación de un cono piroclástico prehistórico que se encontraba parcialmente destruido por la erosión y cubierto por vegetación. Está conformado por cinco conos de piroclastos que se traslapan entre sí y siguen un rumbo N 45° E a lo largo de un kilómetro, aproximadamente, localizándose justo en el margen oriental del maar Carrán, a 800 m del cráter de este (figura 3.2) (Moreno, 1980).

El último ciclo eruptivo se llevó a cabo durante el 12 de Abril y el 20 de Mayo del año 1979, registrando la última erupción histórica del GVCLV, de menor magnitud que las erupciones del maar Riñinahue (1907) y el maar Carrán (1955).

3.4.2. Desarrollo de la erupción

La actividad volcánica comenzó en marzo del año 1979 con leves movimientos sísmicos, que posteriormente, en abril del mismo año, se transformaron en una fuerte actividad sísmica cada vez más frecuente con ruidos subterráneos asociados. El 14 de abril del mismo año inició la erupción en un cono primitivo ubicado en el borde nororiental del sistema del volcán Mirador, donde la emisión de material ocurre desde dos bocas ubicadas en la cumbre del cono, muy cercanas entre sí, que posteriormente se unen en un único cráter elongado hacia el sur. La erupción de tipo estromboliana continuó hasta finales de abril arrojando material piroclástico y flujos de lava de tipo “aa” de 800 m de largo y 350 m de ancho, escurriendo hacia el SSO, alcanzando espesores de hasta 15 m. Por otro lado, el material piroclástico más grueso cubrió un área de 300 m de radio alrededor del cráter. También fue posible observar una columna eruptiva que alcanzó los 3.000 m de altura, cuya parte superior se propagó hacia el ENE (Moreno, 1980).

El 12 de mayo comienza un nuevo periodo eruptivo intenso que se extiende hasta el 20 de mayo, donde se abre un nuevo cráter de alrededor de 30 m de diámetro, en el borde noroccidental del cráter principal, desde donde escurre un flujo de lava de 200 m de largo por 30 m de ancho y 3 m de espesor. Además, ocurre una nueva emisión de lava viscosa desde el cráter principal, rellenándolo por completo (Moreno, 1980).

El nuevo cono volcánico formado producto de esta erupción es asimétrico, alcanzando una altura de 100 m al norte y 60 m en el sur, donde la altura media desde la base es de 80 m, ubicándose a 616 m.s.n.m. Además, el cono posee un diámetro basal de 500 m, y un diámetro en el cráter de 200 m (figura 3.2) (Moreno, 1980).

3.4.2.1. Características de los materiales volcánicos emitidos

Los materiales volcánicos emitidos en esta erupción corresponden a piroclastos y flujos de lava. Este material piroclástico está compuesto por material grueso, que incluye bombas (de hasta 2 m de diámetro), bloques y escoria gruesa, y material más fino, compuesto por lapilli y ceniza. Mientras que el material más grueso constituye un nuevo cono que se construye sobre el anterior, el material más fino cubre un área mayor hacia el sector oriental del volcán, alcanzando un volumen de alrededor de 1.870.000 m³. Por otro lado, el flujo de lava alcanza una temperatura de 1.050° C en el cráter, que disminuye rápidamente a medida que avanza, dando origen a un flujo viscoso de superficie “aa” que se extiende hacia el SSO. Además, el volumen total de lava emitida se estima en 3.645.000 m³. Considerando también que el volumen total del cono corresponde a 3.200.000 m³, el volumen total de material emitido es 9.000.000 m³, aproximadamente. Asimismo, la densidad media arrojó un valor de 2,5 gr/cm³ entregando una masa total de material de 22 x 10⁶ ton (Moreno, 1980).

Todos los productos emitidos poseen composición andesítico-basáltica, al igual que el resto de centros volcánicos del grupo Carrán.

Algunos bloques presentan rocas graníticas que corresponden a fragmentos accidentales del basamento volcánico. Estas poseen cierto grado de fusión parcial, que

en algunos casos puede incluso llegar a ser fusión total, donde la roca ha sido transformada en un vidrio ácido (Moreno, 1980).

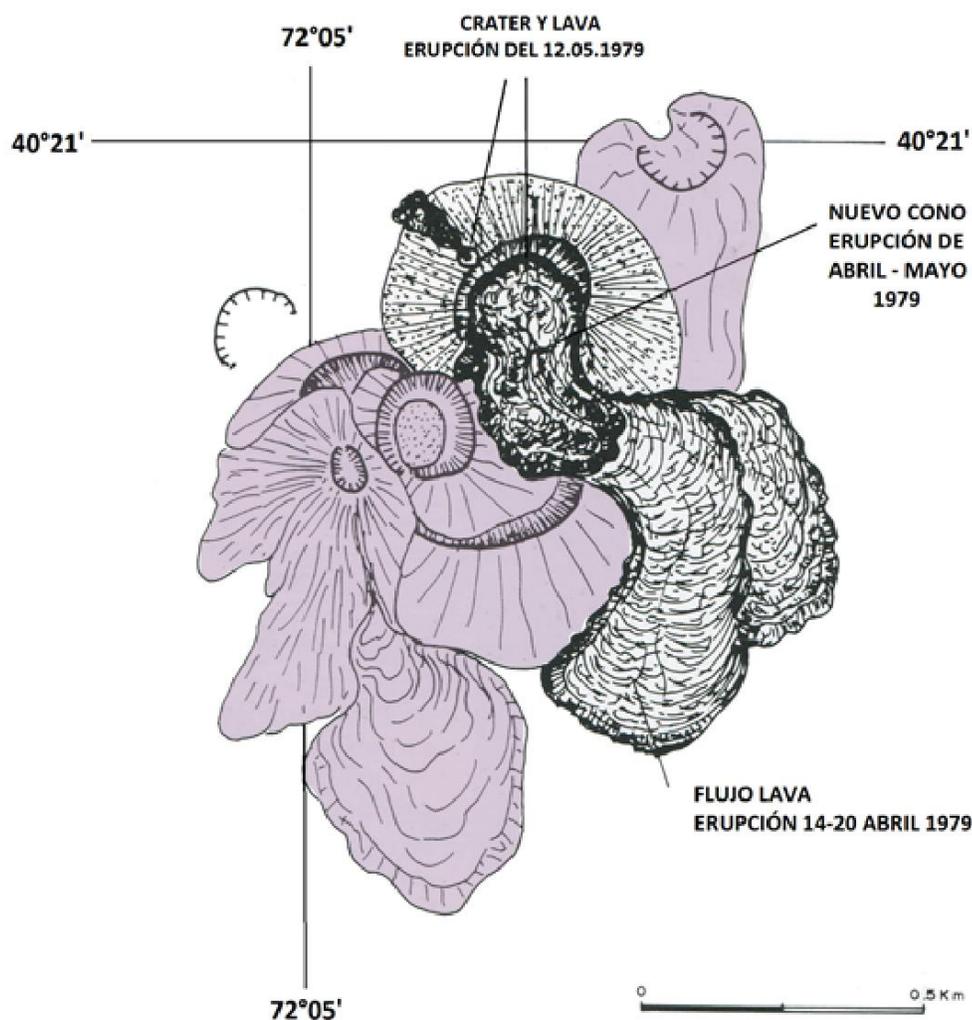


Figura 3.2: Sistema volcánico Mirador. Se observan los cráteres que conforman el sistema y los flujos de lava de la erupción de abril-mayo del año 1979. El área morada muestra los cráteres de erupciones previas a la actividad del año 1979. Modificado de Moreno (1980).

3.4.2.2. Consideraciones

Se conoce con certeza el año en el cual ocurrió la erupción del maar Riñinahue (1907) y el maar Carrán (1955), sin embargo, no se sabe con exactitud el año en el cual ocurrieron las actividades volcánicas previas a estas erupciones. Debido a la excelente preservación y escasa vegetación que cubre el cráter central del volcán Mirador (previo a la erupción de 1979), en comparación con el resto de centros eruptivos menores pertenecientes al GVCLV (figura 3.3), se infiere que la erupción anterior a la actividad volcánica del maar Riñinahue debe haber sido en el cráter central del volcán Mirador (Moreno, 1980).



Figura 3.3: Se observa el maar Pocura, maar Riñinahue y maar Carrán, además del cono volcánico Mirador. La cima del cráter central del Volcán Mirador se encuentra muy bien preservada debido a lo reciente que es esta actividad, posiblemente previa a la actividad del maar Riñinahue (año 1907). Imagen tomada y modificada de Google Earth.

CAPÍTULO 4

ANTECEDENTES DEL GRUPO VOLCÁNICO CARRÁN-LOS VENADOS

4.1. INTRODUCCIÓN

El primer estudio realizado en el GVCLV fue llevado a cabo en la tesis de Moreno (1977), quien estudió la geología del área volcánica Puyehue-Carrán en los Andes del Sur. Posteriormente, Rodríguez (1999) realizó un estudio íntegro de la geoquímica de este grupo volcánico, el cual fue complementado con los trabajos de Bucchi (2013) y Bucchi *et al.* (2015), quién estudió los factores forzantes del volcanismo monogenético en el GVCLV y su relación con el volcanismo poligenético de Puyehue-Cordón Caulle.

Las conclusiones de Rodríguez (1999), Bucchi (2013) y Bucchi *et al.* (2015) son muy relevantes para el estudio del volcán Mirador, ya que permiten realizar comparaciones de este volcán con respecto a sus centros eruptivos vecinos (todos pertenecientes a un mismo campo de volcanes monogenéticos), y de la misma forma, entender y explicar la ocurrencia del volcanismo monogenético en la ZVS.

4.2. ESTADO DE STRESS EN LA ZONA DEL GVCLV

Estudios señalan que los campos de volcanes monogenéticos del sur de los Andes sólo forman cadenas con orientación NE o NS (López-Escobar *et al.*, 1995b). A su vez, estos se distribuyen anisotrópicamente, ya sea formando clusters y/o alineamientos de escala local y regional (Smid *et al.*, 2009), controlados en gran medida por el estado de stress cortical (Nakamura, 1977; Connor, 1990; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1998). Donde diversos autores señalan que estas agrupaciones volcánicas se desarrollan preferentemente en ambientes tectónicos extensivos (Nakamura, 1977; Fedotov, 1981; Takada, 1994).

Mientras que las cadenas orientadas NS están controladas principalmente por la ZFLO, el GVCLV se desarrolla sobre un dominio cortical extensional, el cual existe dentro de un régimen transpresivo/compresivo con un σ_1 horizontal máximo de rumbo N45°E (Lara *et al.*, 2006a; Cembrano y Lara, 2009), consistente con lo establecido por algunos autores.

Bucchi (2013) y Bucchi *et al.* (2015) señalan que los alineamientos de CEM constituyen una de las fuentes de información más confiables para evaluar el estado de stress de la corteza, por lo que realiza un análisis espacial estadístico de la distribución de los CEM pertenecientes al GVCLV, donde identifica los alineamientos volcánicos y genera un mapa de densidad espacial de CEM (figura 4.1 y 4.2). A partir de esto, se desprende que la mayor cantidad de centros eruptivos se agrupan en un trend principal de orientación N67°E, dentro del cual se reconocen dos clusters principales, uno ubicado en el extremo suroeste, dado por los centros eruptivos Los Venados y otro en el extremo noreste, constituido por los centros eruptivos Carrán (figura 4.1) (Moreno, 1977), ambos clusters separados por la traza principal de la ZFLO.

Por otro lado, los centros periféricos Los Guindos y Media Luna no pertenecen al trend principal de orientación N67°E, estos se ubican en una orientación secundaria N10°E, sobre la ZFLO (figura 4.1), por lo que el sistema alimentador de estos centros eruptivos estaría controlado principalmente por este sistema de fallas (Bucchi, 2013).

Además de la orientación preferencial N67°E, y la orientación secundaria N10°E, existe otra orientación secundaria de rumbo N50°O, la cual coincide con el rumbo de la falla Futrono (Bucchi *et al.*, 2015).

La distribución regular en dirección N67°E, indica la existencia de una zona de debilidad con esa orientación, posiblemente dada por fallas presentes en la corteza superior. Considerando que el GVCLV se ubica en la intersección de la franja de orientación N67°E, la falla Futrono y la ZFLO, se propone que estas estructuras forman, en conjunto, el sistema de alimentación que origina el GVCLV (Bucchi, 2013).

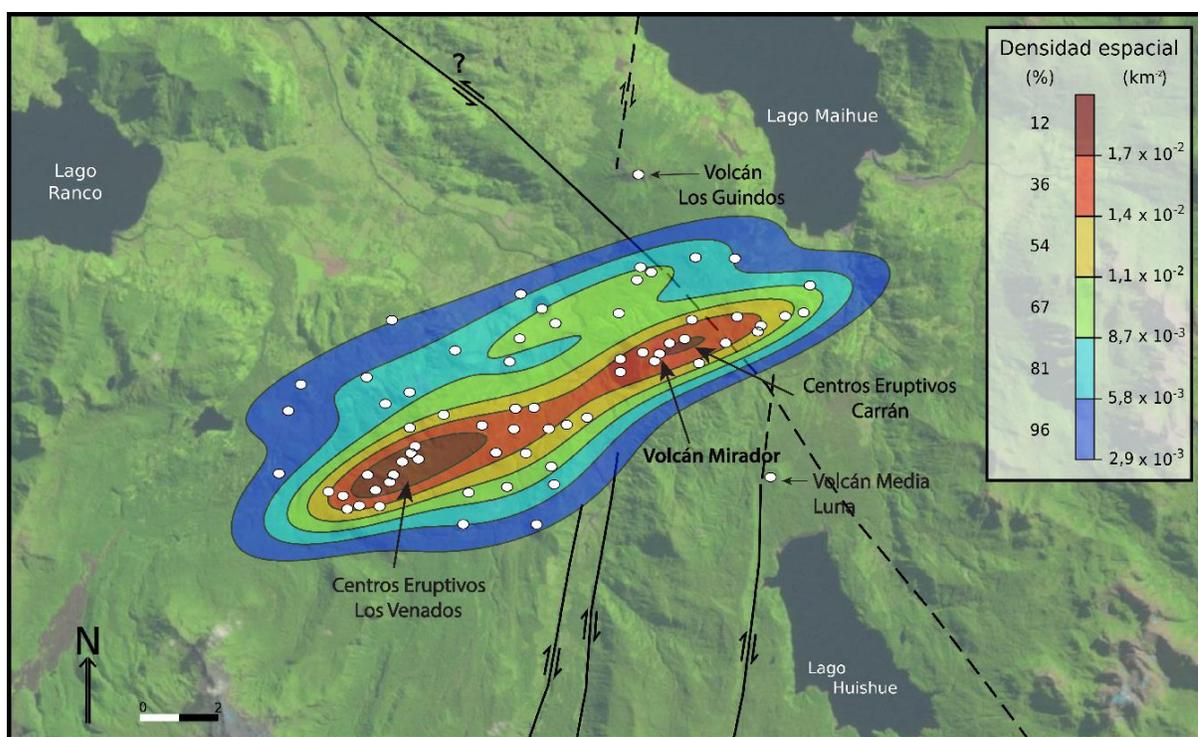


Figura 4.1: Mapa de densidad espacial de CEM. La densidad de eventos en cada punto del mapa se expresa en cantidad de eventos/km². Las áreas de colores encierran el 12, 36, 54, 67, 81 y 96% de los eventos. Modificado de Bucchi (2013).

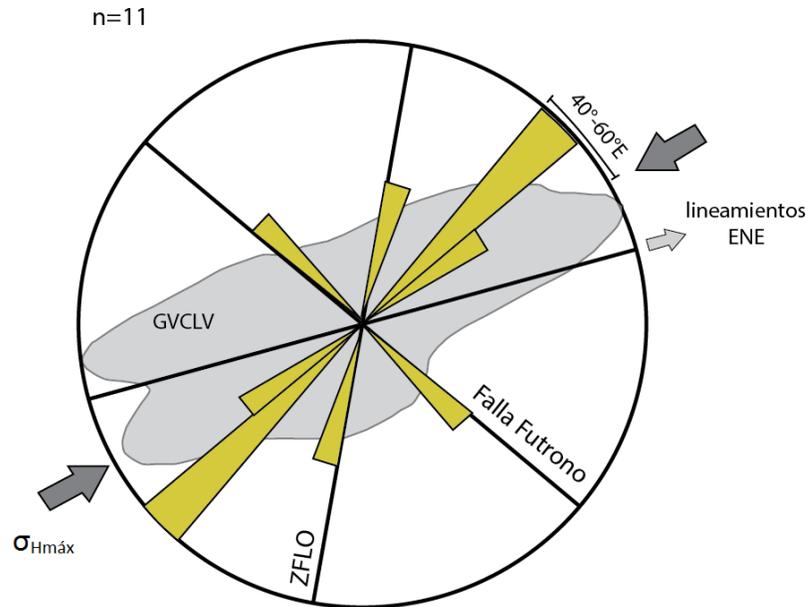


Figura 4.2: Alineamientos volcánicos del GVCLV, se observa una orientación preferencial (N40°-60°E) y dos orientaciones secundarias (N10°E y N50°E), coincidiendo con los sistemas volcánicos del área. Se muestra el stress horizontal máximo (N60°E, según Rosenau et al., 2006). Tomado de Bucchi et al., 2015.

4.3. PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL GVCLV

Rodríguez (1999) identificó tres conjuntos de centros volcánicos dentro del GVCLV. Los subgrupos 1 y 2 se asocian espacialmente al sistema de fracturas de orientación N67°E, intersectando a la ZFLO, e incluyen a las unidades más representativas del GVCLV. Estos pueden ser distinguidos temporalmente, donde el subgrupo 1 incluye las primeras manifestaciones volcánicas (Los Venados I y Carrán I), y el subgrupo 2 incluye las unidades volcánicas más recientes (Los Venados II, Carrán II y Carrán III). El subgrupo 3 sólo se asocia a la ZFLO y se compone por el estratovolcán Los Guindos y el volcán Media Luna, “centros satélite” según Rodríguez (1999). El volcán Mirador y los otros centros que han tenido actividad volcánica histórica (maar Carrán y maar Riñinahue) se encuentran dentro del subgrupo 2.

Las rocas pertenecientes a los subgrupos 1 y 2 corresponden a basaltos y andesitas basálticas de olivino y clinopiroxeno y una andesita de clinopiroxeno. Todas son microporfíricas, con abundantes microlitos de plagioclasa en una masa fundamental intersertal o intergranular, compuesta por cristales de clinopiroxeno, olivino y óxidos de Fe y Ti. En algunos casos se presentan glomeraciones de olivino, plagioclasa, y clinopiroxeno. Los cristales de plagioclasa son labradoritas, bitownitas y oligoclasas, mientras que el clinopiroxeno es de tipo augita (Rodríguez, 1999). Los microfenocristales de olivino muestran textura de reabsorción con textura coronítica (cristales de ortopiroxeno los rodean). Los centros periféricos son exclusivamente basaltos microporfíricos de olivino, los cuales no presentan signos de reabsorción y se encuentran asociados a Cr-espínela en una masa fundamental de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y óxidos de Fe y Ti. Los cristales de clinopiroxeno muestran textura esquelética, indicando altas tasas de enfriamiento (Bucchi et al., 2015).

Los magmas que originan todas estas rocas son basálticos (no primitivos) y andesítico-basálticos, con índices de SiO₂ que se encuentran entre 49,8 y 56%, incluyendo un centro eruptivo andesítico (57% de SiO₂). Poseen carácter subalcalino, predominantemente toleítico, y de la serie de bajo a medio K, con contenido total de álcalis en el rango 3,7 a 5,5% en peso (Rodríguez, 1999; Bucchi, 2013).

El subgrupo 2 posee bajos contenidos de #Mg (<53), Cr (<62 ppm) y Ni (<37 ppm). Mientras que el subgrupo 3, posee mayores concentraciones de MgO (6,8-7,7%), CaO (8,5-9,5%), #Mg (>61), Ni (65-98 ppm) y Cr (130-198 ppm) (Rodríguez, 1999; Bucchi *et al.*, 2015).

Bucchi (2013) realizó mapas geoquímicos (figura 4.3) para estudiar las variaciones de SiO₂, #Mg, Cr (ppm) y Ni (ppm) en rocas pertenecientes al GVCLV. En estos se observa que el mayor contenido de SiO₂ se encuentra concentrado en una región comprendida entre los grupos volcánicos Los Venados y Carrán. Los centros satélites son los que poseen los magmas más primitivos del GVCLV (mayor #Mg, Ni y Cr) (figura 4.3), lo que coincide con su ubicación sobre la traza principal de la ZFLO, siendo coherente con la idea de que la ZFLO sería un canal que facilitaría el ascenso de magmas desde niveles más profundos de la corteza (Cembrano y Lara, 2009).

Los patrones de tierras raras, diagramas multielementos, y razones isotópicas de Sr y Nd, establecen un origen mantélico astenosférico libre de granate, con espinela, que se funde debido a la hidratación de la cuña del manto producto de los fluidos provenientes de la deshidratación del slab. Además, estas razones isotópicas prácticamente constantes, junto con contenidos similares de HREE, sugieren una fuente común para todos los magmas del GVCLV (Rodríguez, 1999; Bucchi *et al.*, 2015).

Los contenidos de LREE mayores para el subgrupo 3 (en comparación con subgrupo 2), sugiere que los magmas primarios del subgrupo 2 fueron generados a partir de un grado de fusión mayor, lo que se apoya con las razones Ba/La y La_N/Yb_N. También se establece que los magmas del subgrupo 3 fueron originados principalmente por fusión parcial, mientras que los subgrupos 1 y 2 están más asociados a procesos de cristalización fraccionada. En estos se requiere de un grado de fusión parcial de una fuente peridotítica ideal de 5% para generar los magmas del subgrupo 1, y de un 10% para generar los magmas del subgrupo 2, calculado a partir de un modelo de cristalización fraccionada no modal (Rodríguez, 1999).

Los magmas se diferencian principalmente por cristalización fraccionada de olivino, clinopiroxeno y óxidos de Fe y Ti, con escasa o nula contaminación cortical, lo que se ve evidenciado por la petrografía. Además, diagramas triangulares indican que el proceso de cristalización fraccionada ocurriría en torno a los 8 kbar de presión, equivalentes a 27 km de profundidad (Rodríguez, 1999).

A pesar de que los magmas del GVCLV poseen un origen común, la no correlación existente entre el contenido de elementos incompatibles y el contenido de SiO₂ (La vs SiO₂ y Nd vs SiO₂), sugiere que cada pulso de magma posee su propia trayectoria de diferenciación, evolucionando de distinta manera, donde las diferencias de contenidos de elementos incompatibles estarían dadas por el distinto fraccionamiento de minerales y distintos grados de fusión parcial (Rodríguez, 1999).

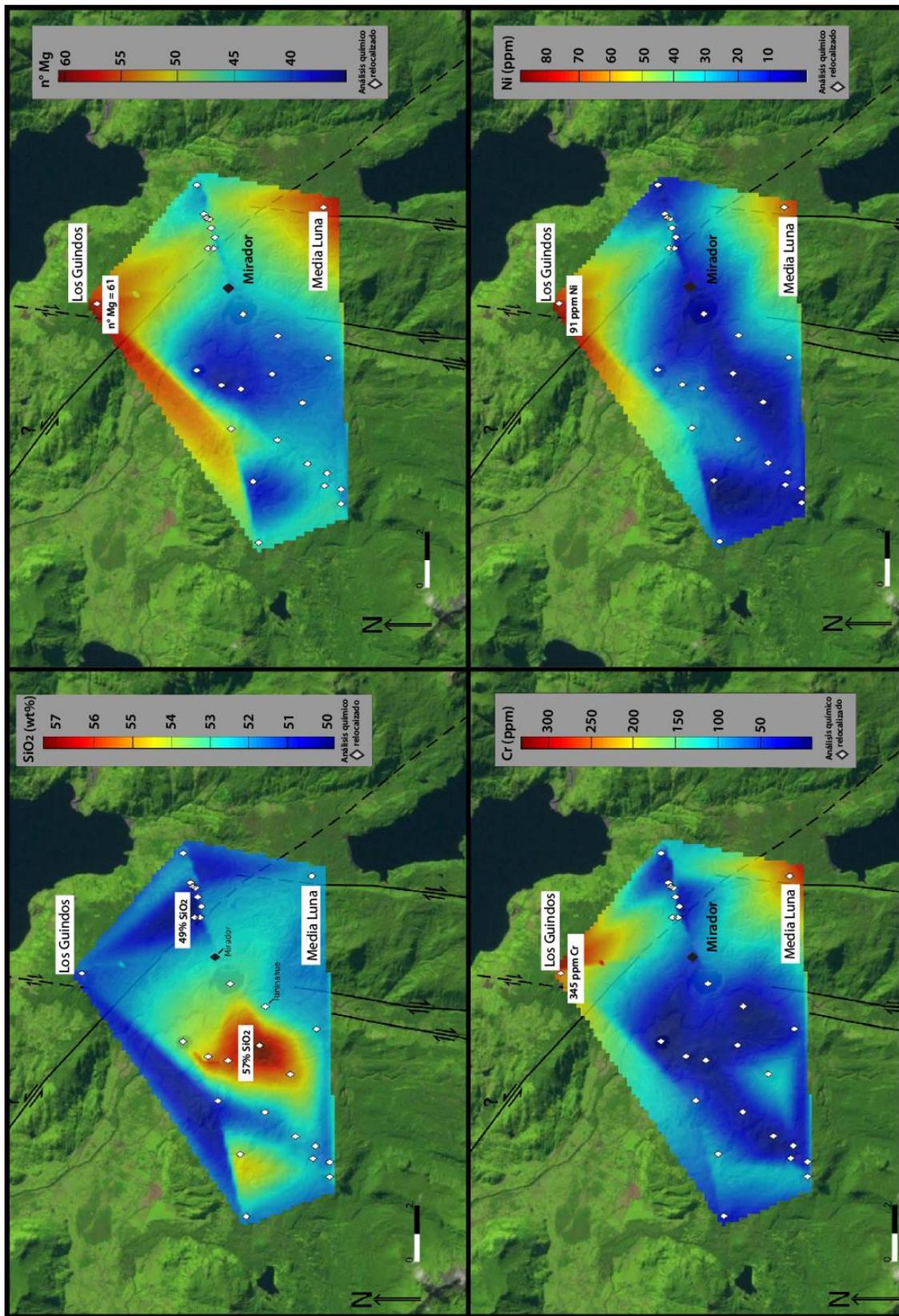


Figura 4.3: Mapas geoquímicos del GVCLV. La zona más diferenciada corresponde a la franja N 67° E, mientras que la más primitiva incluye los volcanes Los Guindos y Media Luna. Modificado de Bucchi (2013).

4.4. ESTIMACIÓN DE TASA MAGMÁTICA

Para estimar la tasa de suministro de magma se ha utilizado la tasa de producción volcánica (Takada, 1994; Cañón-Tapia y Walker, 2004; Bucchi *et al.*, 2015). A su vez, la tasa de producción volcánica se obtiene estimando el volumen de magma eruptado en una cantidad de tiempo conocida.

Bucchi *et al.* (2015) calculó la tasa de producción volcánica para el GVCLV a partir del volumen de magma eruptado mediante dos metodologías diferentes, donde obtiene un valor máximo y uno mínimo. La primera utiliza una aproximación geométrica cónica, donde obtiene un volumen promedio de 1,3 km³ de magma para los 65 CEM de todo Carrán–Los Venados. Además, se estima un volumen de lavas basales de 1,5 km³, y un volumen para la actividad post-glacial de Los Guindos en 0,5 km³. Esto entrega un volumen total de 3,3 km³ para toda la actividad post-glacial de CLV (valor considerado mínimo debido a efectos de erosión y dispersión de tefra). El segundo método utiliza Aster GDEM, aproximando la topografía de un terreno con erosión glacial, donde se obtiene un volumen de 7,1 km³ para la actividad post-glacial de Carrán–Los Venados, además, el volumen total de Los Guindos se estima en 8,8 km³, lo que arroja un volumen total de 15,9 km³ (valor máximo por la probable inclusión de basamento granítico). Considerando que el volcanismo del GVCLV comenzó hace 30.000 años, que la actividad post glacial ocurrió desde los 13.900 años, y que los valores de volúmenes de magma emitidos son los recién señalados, el valor de la tasa de producción magmática se encuentra entre 0,24 y 0,53 km³/ka, mientras que la tasa de suministro de magma varía entre 1,2 y 2,7 km³/ka (Bucchi *et al.*, 2015).

Con respecto a la erupción del volcán Mirador del año 1979, la tasa de extrusión corresponde a $6,5 \cdot 10^3$ kg/s (referencias en Rodríguez, 1999), mientras que Moreno (1980) estimó un volumen de 0,01 km³ para los depósitos.

4.5. EDADES RELATIVAS DENTRO DEL GVCLV

Bucchi (2013) establece que entre los dos clusters principales del GVCLV, existen diferencias morfológicas que sugieren edades relativas entre ambos. Esto debido a que la mayoría de los conos de escoria poseen similar estructura y composición, por lo que es posible intuir el tiempo que han estado expuestos a la erosión (Hooper, 1998).

Mientras que los conos volcánicos pertenecientes a Los Venados son difícilmente identificables, la base no se encuentra expuesta y sólo se reconocen por sus cráteres, los centros volcánicos del grupo Carrán son fácilmente identificables, conservan su forma cónica y corresponden a altos topográficos. A partir de esto se concluye que el volcanismo ocurrió primero en Los Venados y después en Carrán. Posteriormente, ocurre un mayor volcanismo en el sector comprendido entre el grupo Carrán y el grupo Los Venados, donde ocurren las tres erupciones históricas (Bucchi, 2013).

Esto es respaldado por dataciones en C¹⁴ en paleosuelos, de donde se obtienen edades de entre 3.720 ± 30 y 1.330 ± 30 años para el sector Carrán, y edades de 225 ± 75 años para el maar Pocura, este último perteneciente al volcanismo más reciente (Bucchi *et al.*, 2015).

CAPÍTULO 5

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

5.1. INTRODUCCIÓN

El análisis petrográfico y geoquímico es fundamental a la hora de comprender la evolución magmática y posibles procesos involucrados en ella. Por este motivo, en el siguiente capítulo se analizará la petrografía y geoquímica de elementos mayores y trazas (incluyendo tierras raras) de 8 y 16 muestras respectivamente, todas pertenecientes a los productos de la erupción del volcán Mirador del año 1979.

De las 8 muestras a las cuales se les realizó análisis petrográfico, 6 pertenecen a las coladas de lava de tipo “aa” y dos a tefra. Dentro de las muestras de lava, 3 corresponden al canal central y 3 a levees, mientras que las muestras de tefra son una bomba de 12 cm de largo muy cercana a la fuente (40 m de distancia), y un bloque de 10 cm de largo ubicado justo en el cráter (figura 5.1).

Las 8 muestras restantes a las cuales sólo se les realizó análisis geoquímico, corresponden a 2 muestras de lava (pertenecientes a levees), 3 muestras de bombas (2 muy cercanas al cráter y una a 300 m de este), y 3 muestras de bloques (de 7 a 11 cm de largo, 2 muy cercanos al cráter y uno a 150 m de este) (figura 5.1).

Los puntos de recolección de las muestras de este estudio se señalan en la figura 5.1 y sus respectivas coordenadas se encuentran en el ANEXO A: UBICACIÓN DE LAS MUESTRAS. Una descripción petrográfica más detallada se puede encontrar en el ANEXO B: ESTUDIO PETROGRÁFICO, mientras que el ANEXO C: ANÁLISIS GEOQUÍMICO, muestra los resultados químicos de este estudio.

Además, se incluyen datos de análisis geoquímicos e isotópicos de trabajos anteriores, también realizados en la erupción de 1979 del volcán Mirador. Estos fueron publicados por López-Escobar y Moreno (1981); López-Escobar *et al.* (1995); Rodríguez (1999); y Jicha *et al.* (2007), y corresponden a 7 análisis de elementos mayores (AAS e ICP-AES), 5 análisis de elementos trazas (AAS, ICP-AES e ICP-MS) y tierras raras (ICP-OES e ICP-MS), una razón isotópica de la serie de desequilibrio de U, y 2 razones isotópicas de Sr y Nd. Estos análisis químicos e isotópicos se muestran en los anexos 4 y 6, respectivamente (ANEXO D: ANÁLISIS GEOQUÍMICOS TRABAJOS ANTERIORES (VOLCÁN MIRADOR), y ANEXO F: ANÁLISIS ISOTÓPICOS).

A modo de comparación, también se incluyen análisis geoquímicos de otros centros volcánicos pertenecientes al GVCLV, otros CEM (Caburga, Huelemolle, La Viguería y Cayutué), y debido a la cercanía, resultados químicos del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle (CVPCC). Estos análisis, junto a sus respectivas referencias, se encuentran en el ANEXO E: ANÁLISIS QUÍMICOS TRABAJOS ANTERIORES (OTROS CENTROS ERUPTIVOS).

5.1.1. Técnicas instrumentales utilizadas

La descripción petrográfica consistió en una descripción macroscópica y microscópica, esta última realizada en microscopios de luz transmitida facilitados por el Centro de Geotermia de los Andes (CEGA) del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. El rango de aumento utilizado estuvo entre los 5X y 20X, siendo posible reconocer fenocristales, masa fundamental, y texturas inter e intracristalinas.

Esta descripción petrográfica fue complementada con el uso de microscopio electrónico de barrido (SEM), donde se utilizó principalmente “backscattered electrons” (BSE) para detectar contrastes de áreas con diferentes composiciones químicas, y así poder realizar un análisis químico semi-cuantitativo e identificar texturas no visibles en el microscopio de luz transmitida. El equipo utilizado corresponde a un Fei Quanta 250 del laboratorio de microscopía electrónica del CEGA.

Los análisis químicos de elementos mayores y trazas fueron realizados en el laboratorio Actlabs en Canadá. Los elementos mayores (en óxidos) más los elementos traza Ba, Be, Sc, Sr, V, Y, Zr fueron analizados con el método Lithium Metaborate/Tetraborate Fusion ICP (FUS-ICP), mientras que el resto de los elementos traza fueron analizados con el método STD-Lithium Metaborate/Tetraborate Fusion-ICP/MS (FUS-MS).

En cuanto a los isótopos de la serie de desequilibrio de U, estos fueron determinados a partir de un instrumento Nu plasma MC-ICP-MS, en la Universidad Macquarie.

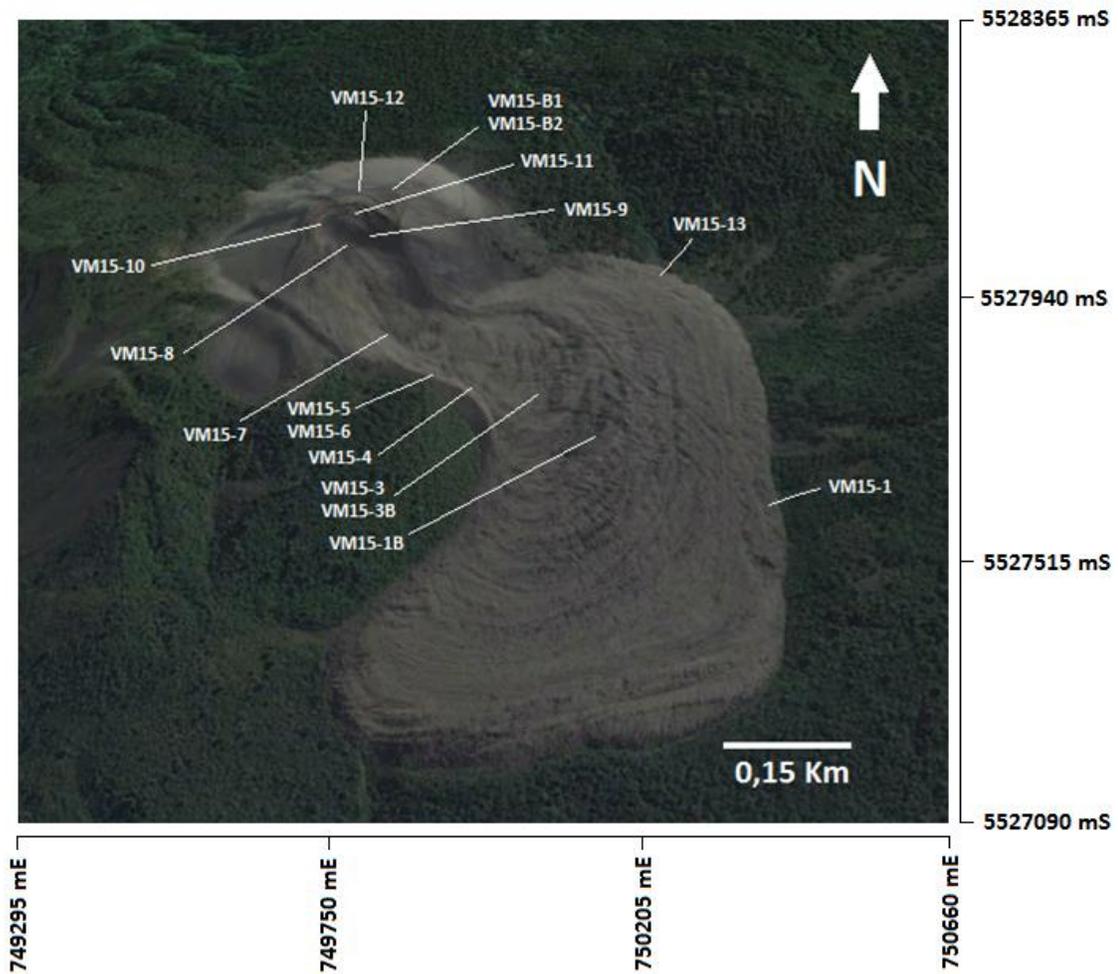


Figura 5.1: Ubicación de las muestras recolectadas. Coordenadas geográficas en UTM.

5.2. PETROGRAFÍA

Las características petrográficas más importantes se muestran en las tablas 5.1 y 5.2, donde la primera expone las texturas principales y la segunda, la mineralogía. Las rocas son nombradas según los minerales máficos más abundante (por ejemplo: basalto de olivino y clinopiroxeno).

Resumiendo, todas las muestras recolectadas corresponden a basaltos y andesitas basálticas de olivino y clinopiroxeno. Poseen textura microporfírica (los cristales no superan los 2 mm de diámetro) dada por microfenocristales de plagioclasa (~92%), olivino (~5%), clinopiroxeno tipo augita (~2%), y, en algunos casos, ortopiroxeno (~1%). El porcentaje de microfenocristales puede llegar a un 35%, mientras que la masa fundamental se mantiene alrededor del 65%.

En cuanto al tamaño de los cristales, las plagioclasas y olivinos alcanzan tamaños de hasta 1 mm de largo, mientras que el clinopiroxeno y el ortopiroxeno presentan, en su mayoría, tamaños que bordean los 0,1 y 0,2 mm.

Los minerales más abundantes de la masa fundamental corresponden a los microlitos de plagioclasa, seguidos por pequeños cristales de clinopiroxeno y óxidos de Fe y Ti, formando una masa holocristalina intergranular. También es posible observar, en menor medida, cristales de olivino y ortopiroxeno.

En todas las muestras se observan cristales de plagioclasa orientados, que otorgan una textura traquítica a la roca. Algunos microfenocristales de plagioclasa presentan textura subofítica debido a estar parcialmente rodeados por cristales de clinopiroxenos, mientras que otros poseen texturas de desequilibrio (sieve). Los cristales de olivino se encuentran fracturados y muestran texturas de desequilibrio como lo son las texturas de reabsorción y bordes de reacción de clinopiroxeno. En algunos casos es posible observar textura glomeroporfírica dada por cúmulos cristalinos de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno.

Los minerales opacos se encuentran tanto en la masa fundamental como en forma de microfenocristales, alcanzando un porcentaje promedio de 3,5 %. Probablemente corresponden a magnetita debido al magnetismo presente en estas rocas.

Las vesículas pueden llegar a ser muy abundantes, alcanzando valores de hasta 20 % de volumen total de roca. Sin embargo, el promedio es de alrededor de 12 %, teniendo tamaños mínimos y máximos de 0,5 y 6 mm, respectivamente. Todas las muestras presentan textura vesicular.

Las figuras 5.2, 5.3, 5.4, 5.5, 5.6, 5.7, 5.8, 5.9 y 5.10, corresponden a microfotografías de algunas de las secciones transparentes descritas, donde es posible observar las características petrográficas recién mencionadas.

Cabe destacar que no existe una marcada diferencia entre las muestras de lava y tefra analizadas.

Tabla 5.1: Resumen texturas.

Muestra	Tipo	Clasificación Petrográfica	Texturas	
			Fenocristales	Matriz
VM15-1B	Lava	Andesita basáltica de olivino y clinopiroxeno	Microporfírica Subofítica Bordes de reacción	Intergranular Traquítica Vesicular
VM15-3	Lava	Andesita basáltica de olivino	Microporfírica Subofítica Bordes de reacción	Intergranular Traquítica Vesicular
VM15-4	Lava	Andesita basáltica de olivino y clinopiroxeno	Microporfírica Bordes de reacción Sieve Glomeroporfírica	Intergranular Traquítica Vesicular
VM15-6	Lava	Basalto de olivino y clinopiroxeno	Microporfírica Bordes de reacción	Intergranular Traquítica Vesicular
VM15-8	Lava	Basalto de olivino	Microporfírica Bordes de reacción	Intergranular Traquítica Vesicular
VM15-9	Bloque	Andesita basáltica de olivino	Microporfírica Sieve	Intergranular Traquítica Vesicular
VM15-12	Bomba	Basalto de olivino y clinopiroxeno	Microporfírica Coronítica Subofítica Sieve	Intergranular Traquítica Vesicular
VM15-13	Lava	Andesita basáltica de clinopiroxeno	Microporfírica Bordes de reacción	Intergranular Traquítica Vesicular

Tabla 5.2: Tabla resumen de mineralogía.

Muestra	Tipo	Fenocristales				Masa Fundamental		Opacos (%)	Vesículas	
		% total	Minerales			% total	Componentes		% Volumen	tamaño (mm)
			Mineral	%	tamaño (mm)					
VM15-1B	Lava	29	Plagioclasa	93	0,6	64	Plagioclasa Clinopiroxeno	2	5	4
			Olivino	3	0,5					
			Clinopiroxeno	3	0,4					
			Ortopiroxeno	1	0,1					
VM15-3	Lava	24	Plagioclasa	87	0,6	55	Plagioclasa Clinopiroxeno	3	18	1
			Olivino	6	0,5					
			Clinopiroxeno	5	0,2					
			Ortopiroxeno	2	0,1					
VM15-4	Lava	35	Plagioclasa	95	0,8	57	Plagioclasa Clinopiroxeno	2	6	6
			Olivino	2	0,2					
			Clinopiroxeno	2	0,4					
			Ortopiroxeno	1	0,4					
VM15-6	Lava	13	Plagioclasa	93	0,8	77	Plagioclasa Clinopiroxeno	8	2	0,5
			Olivino	3	0,3					
			Clinopiroxeno	3	0,8					
			Ortopiroxeno	1	0,2					
VM15-8	Lava	11	Plagioclasa	90	1	76	Plagioclasa Clinopiroxeno	3	10	1
			Olivino	8	0,4					
			Clinopiroxeno	2	0,1					
VM15-9	Tefra	10	Plagioclasa	93	0,5	70	Plagioclasa Clinopiroxeno	5	15	2
			Olivino	4	0,2					
			Clinopiroxeno	2	0,1					
			Ortopiroxeno	1	0,2					
VM15-12	Tefra	20	Plagioclasa	91	0,5	58	Plagioclasa Clinopiroxeno	2	20	1
			Olivino	4	0,15					
			Clinopiroxeno	4	0,1					
			Ortopiroxeno	1	0,15					
VM15-13	Lava	7	Plagioclasa	93	0,2	70	Plagioclasa Clinopiroxeno	3	20	4
			Olivino	3	1					
			Clinopiroxeno	2	0,1					
			Ortopiroxeno	2	0,1					

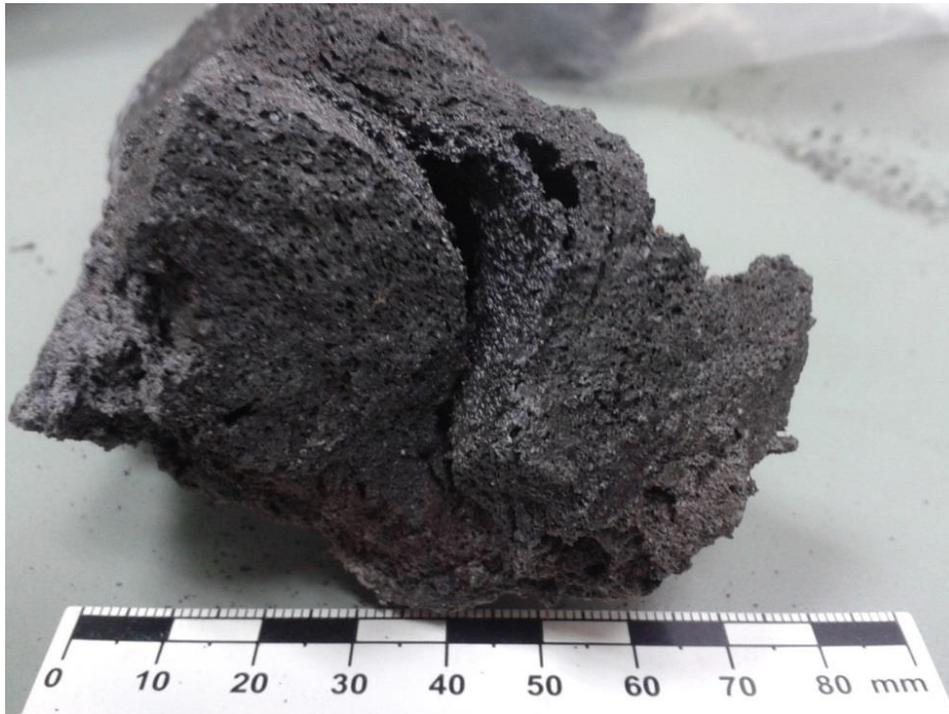


Figura 5.2: Imagen a muestra de mano del ejemplar VM15-9. Se observa la rugosidad característica de la lava tipo “aa”. Se pueden apreciar también los microfenocristales de plagioclasa y la gran densidad y tamaño de vesículas.

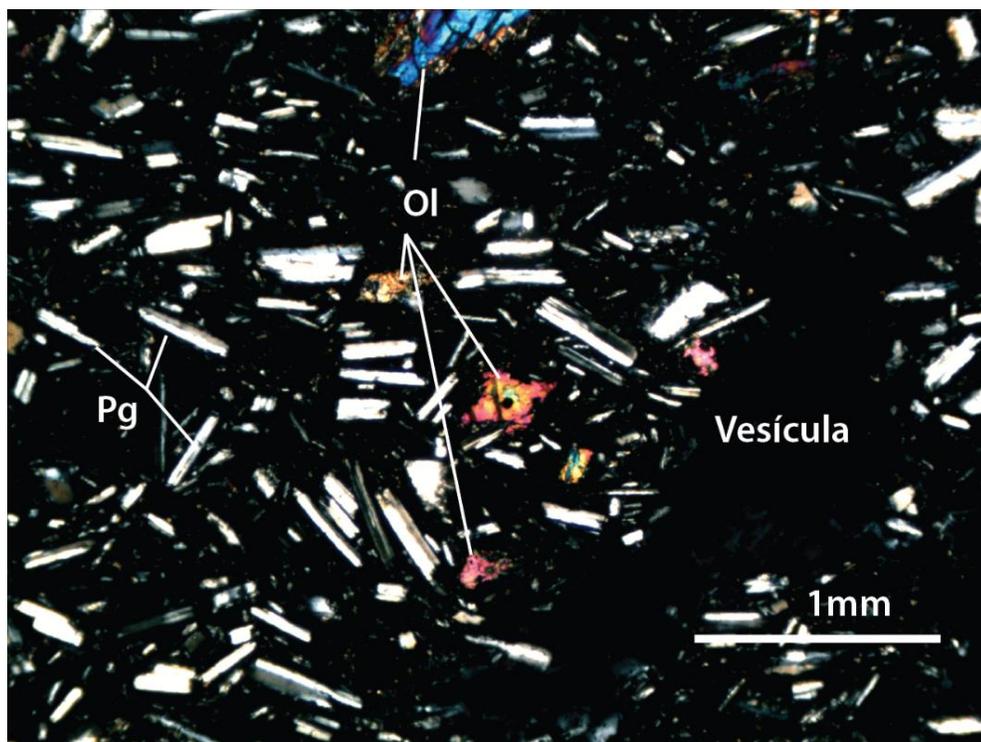


Figura 5.3: Microfotografía a nicoles cruzados de la muestra VM15-1B. Se observa la textura microporfírica de la roca dada por los microfenocristales de plagioclasa (pg) y olivino (ol). También es posible observar el gran tamaño de una vesícula. Aumento 5X.

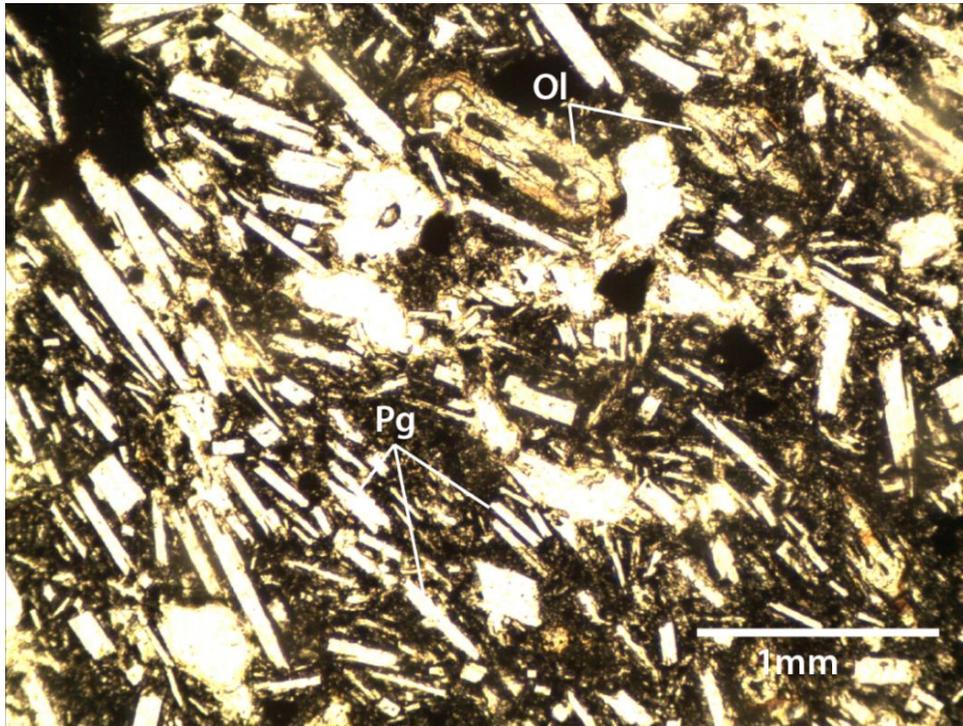


Figura 5.4: Microfotografía a nicoles paralelos de la muestra VM15-4. Se observa la textura microporfírica y traquítica de la roca, dada por los microfenocristales de plagioclasa (pg) y olivino (ol). También se puede apreciar la presencia de vesículas y minerales opacos. Aumento 5X.

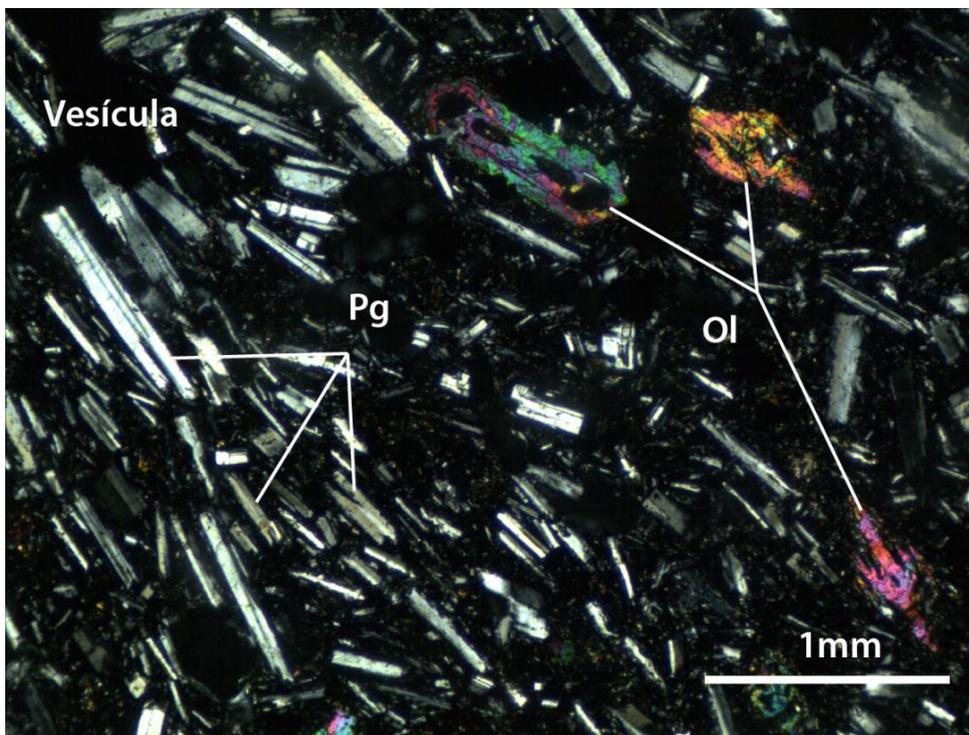


Figura 5.5: Microfotografía a nicoles cruzados de la muestra VM15-4. Se observa la textura microporfírica y traquítica de la roca dada por los cristales de plagioclasa (pg) y olivino (ol). Aumento 5X.

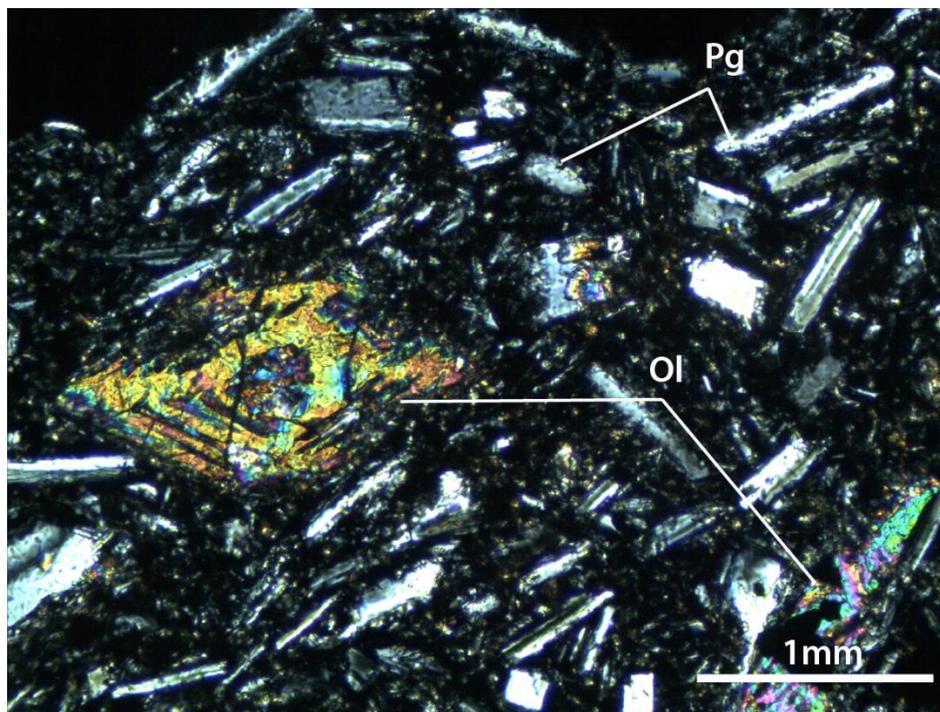


Figura 5.6: Microfotografía a nicoles cruzados de la muestra VM15-1B. Se puede observar un microfenocristal de olivino (ol) reabsorbido. Aumento 5X.

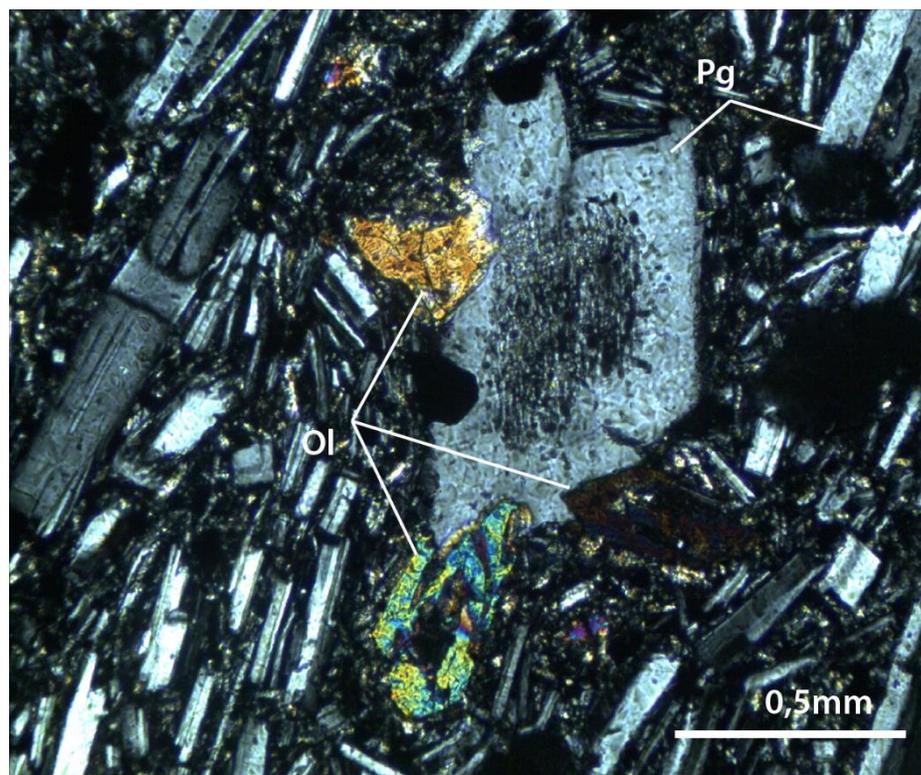


Figura 5.7: Microfotografía a nicoles cruzados de la muestra VM15-4. Se observa textura glomeroporfírica entre cristales de plagioclasa (pg) y olivino (ol). El microfenocristal de plagioclasa posee textura sieve. También se observan minerales opacos. Aumento 10X.

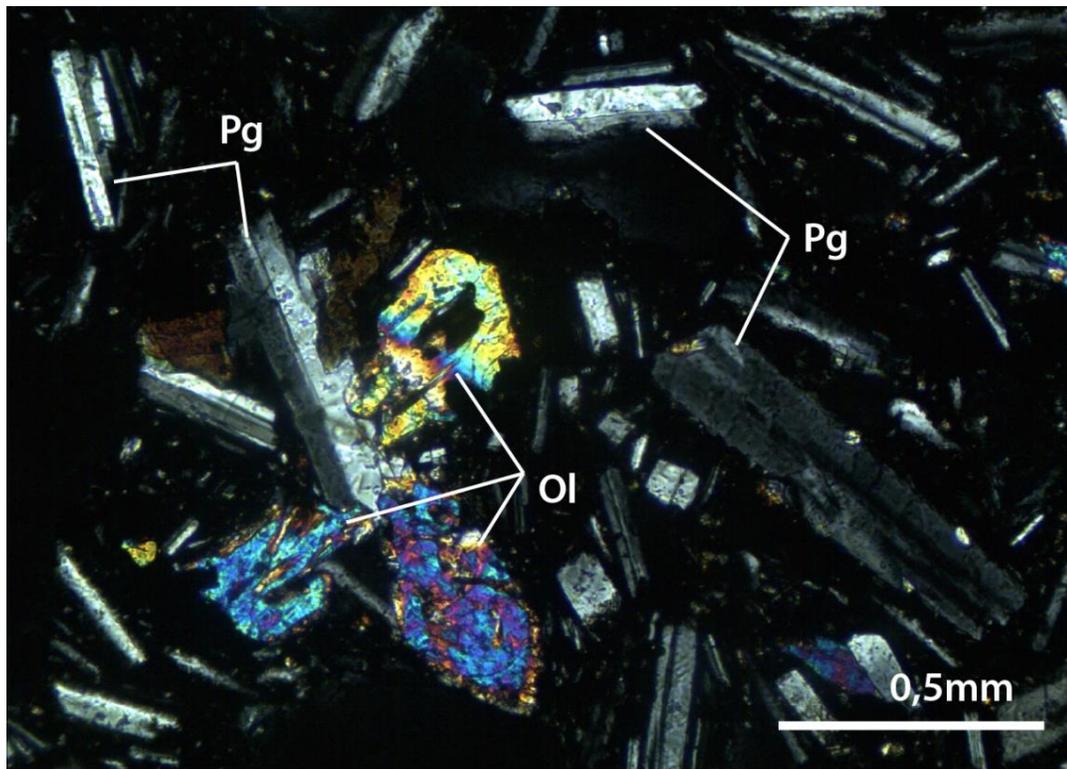


Figura 5.8: Microfotografía a nicols cruzados de la muestra VM15-12. Se observa la textura glomeroporfírica entre cristales de plagioclasa (pg) y olivino (ol). Aumento 10X.

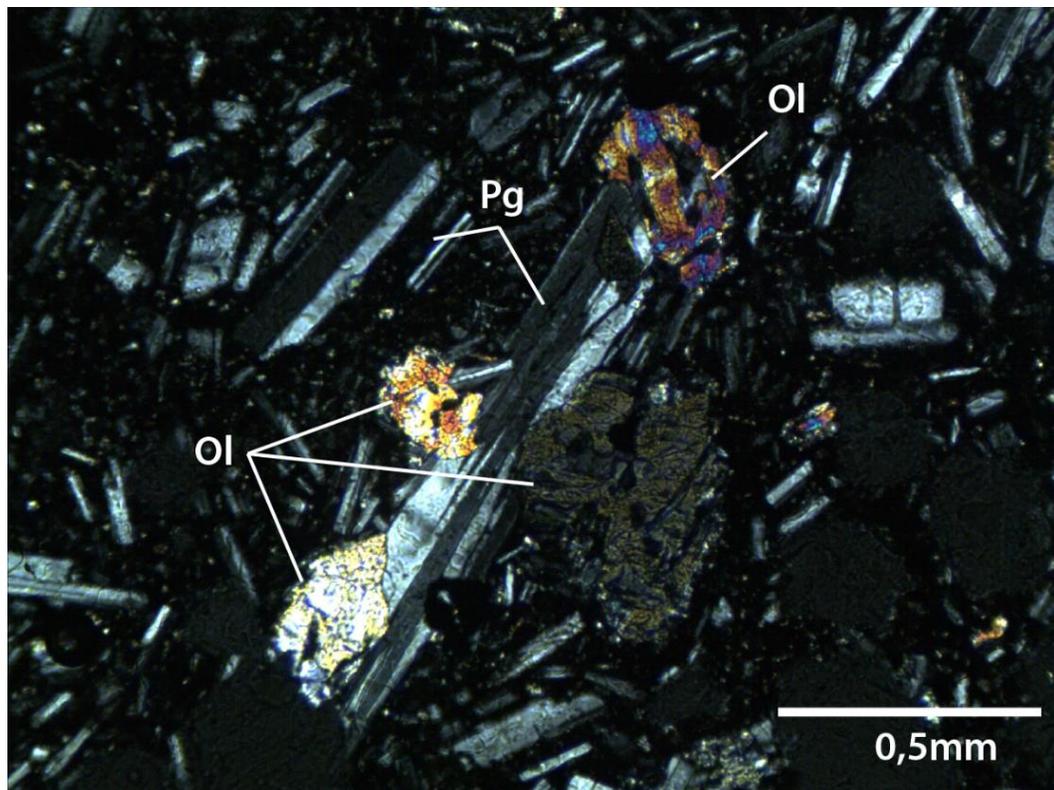


Figura 5.9: Microfotografía a nicols cruzados de la muestra VM15-12. Se observa textura glomeroporfírica entre microcristales de plagioclasa (pg) y olivino (ol). Aumento 10X.

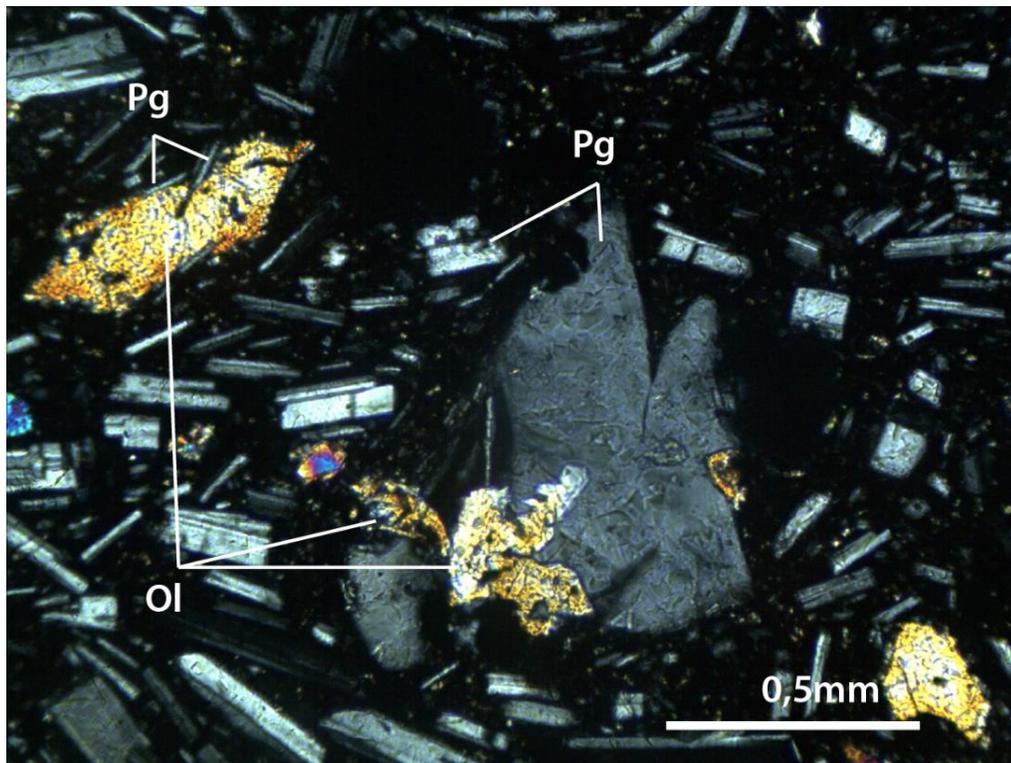


Figura 5.10: Microfotografía a nicoles cruzados de la muestra VM15-12. Se observa textura glomeroporfírica entre cristales de plagioclasa (Pg) y olivino (ol). Aumento 10X.

5.3. GEOQUÍMICA

5.3.1. Química de roca total

Todas las muestras del estudio fueron consideradas debido a la buena conservación y casi nula alteración, además de contenidos de LOI dentro del rango aceptable para todas las muestras (contenidos de LOI inferiores a 2).

5.3.1.1. Elementos Mayores

En los análisis de las muestras analizadas, los elementos mayores se presentan en forma de óxidos. A partir de estos datos químicos es posible construir una serie de diagramas que ayudan a clasificar estas rocas a partir de distintos parámetros.

Las muestras exhiben valores de sílice que se encuentran en un rango de 50,89 y 54,27% en peso. Según el diagrama de clasificación TAS (“álcalis total vs sílice”; Middlemost, 1994) (figura 5.11), las rocas estudiadas corresponden a basaltos y andesitas basálticas con un contenido total de álcalis que varía entre 4,18 y 4,45% en peso. De la misma forma, se construyó el diagrama de clasificación SiO_2 vs K_2O de Peccerillo y Taylor (1976) (figura 5.12), dando como resultado rocas que se encuentran en el límite del campo toleítico y calcoalcalino, perteneciendo a las series de bajo a medio potasio, con valores de K_2O que se mueven en un rango de 0,5 a 0,55% en peso. Además, estas rocas muestran contenidos de Al_2O_3 en un rango de 17,68-19,41% en peso y contenidos de MgO entre 3,74 y 4,22% en peso.

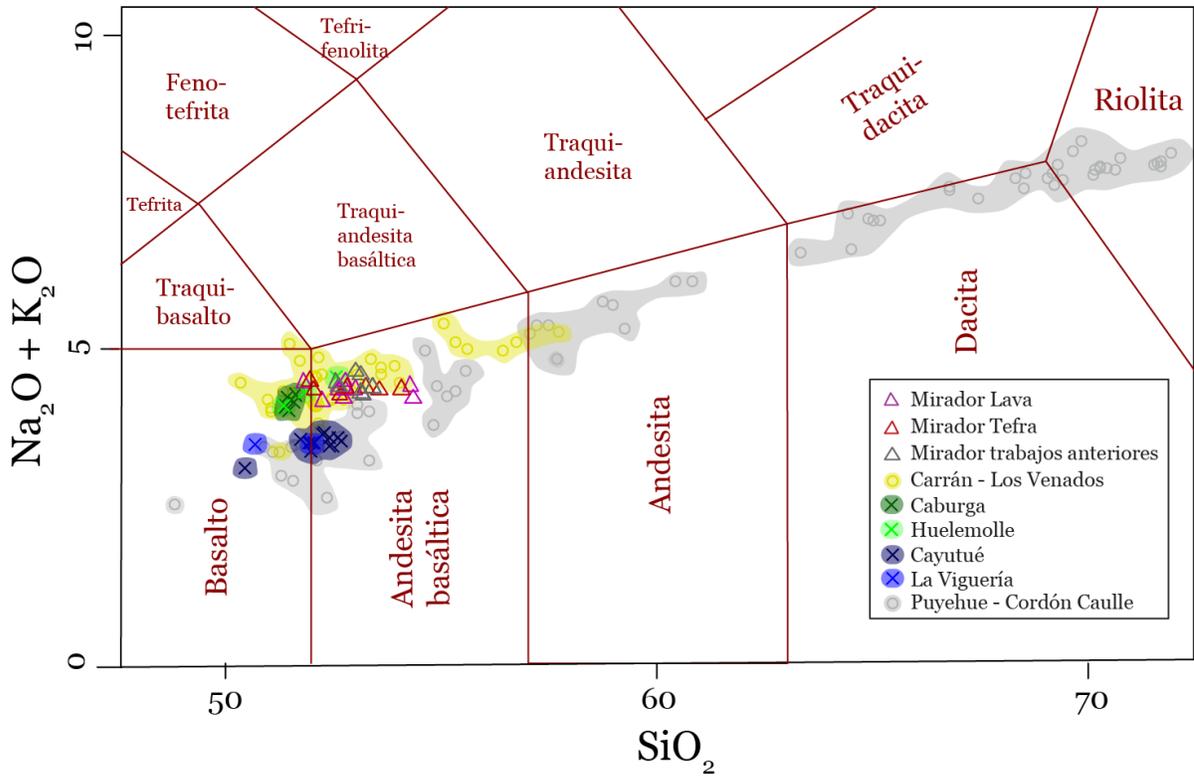


Figura 5.11: Diagrama de clasificación TAS (“total álcalis versus sílice”; Middlemost, 1994) para las muestras del volcán Mirador de este estudio y muestras de análisis anteriores. También se incluyen muestras del resto del GVCLV, otros CEM y del CVPCC.

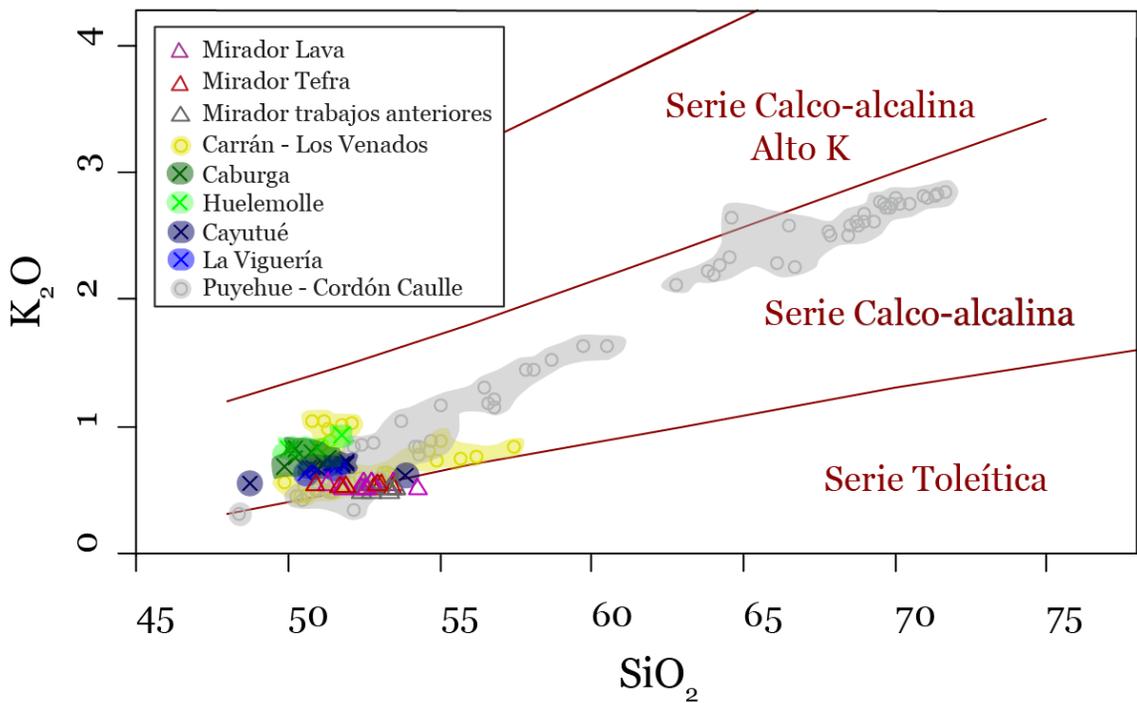


Figura 5.12: Diagrama de clasificación SiO_2 vs K_2O de Peccerillo y Taylor (1976) para las muestras del volcán Mirador de este estudio y muestras de análisis anteriores. También se incluyen muestras del resto del GVCLV, otros CEM y del CVPCC.

El diagrama AFM (A=Na₂O+K₂O, F=FeO+0.9*Fe₂O₃, M=MgO) de Irvine and Baragar (1971), corrobora lo obtenido en el diagrama SiO₂ vs K₂O, mostrando nuevamente que las rocas estudiadas pertenecen al límite entre un campo toleítico y calcoalcalino (figura 5.13).

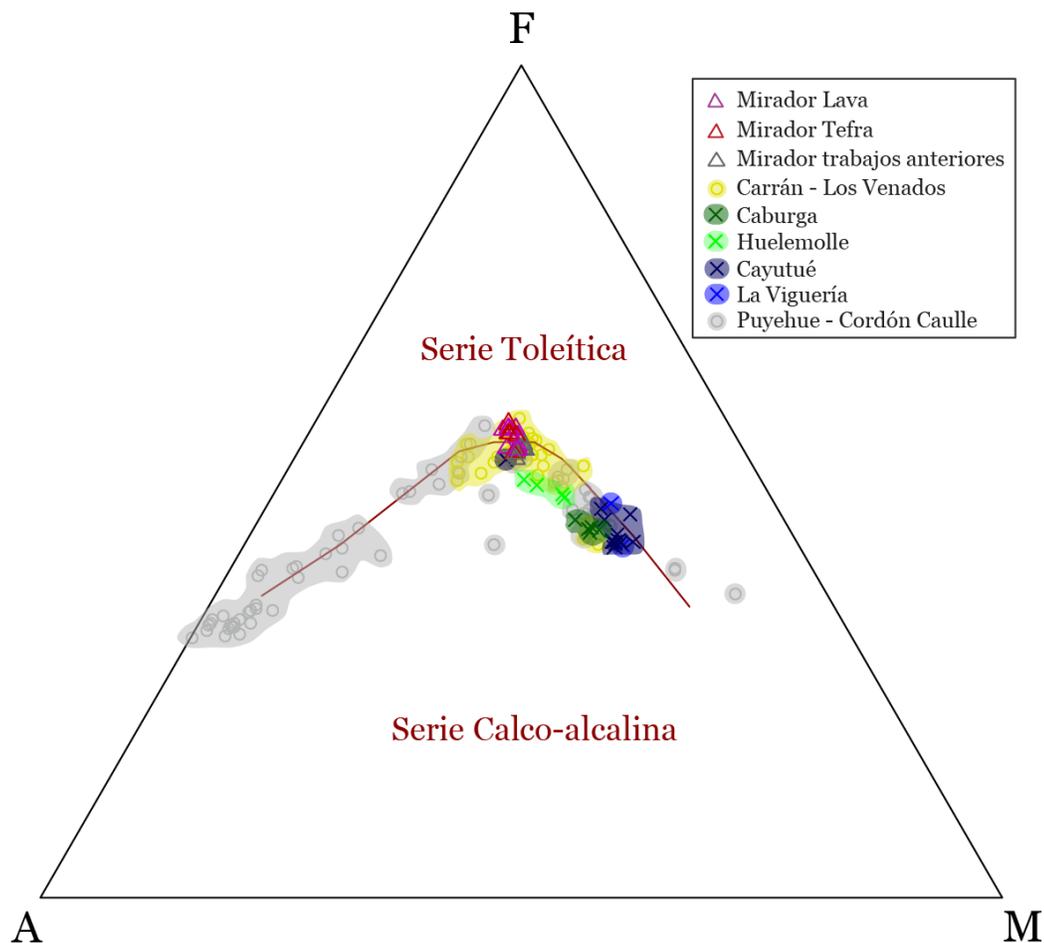


Figura 5.13: Diagrama de clasificación AFM (Irvine and Baragar, 1971) para las muestras del volcán Mirador de este estudio y de análisis anteriores. También se incluyen muestras del resto del GVCLV, otros CEM y del CVPCC.

Se construyeron diagramas de variación de Harker (1909) para analizar posibles tendencias de contenido de elementos mayores respecto a la diferenciación (figuras 5.14 y 5.15). El índice de diferenciación utilizado para estos diagramas es MgO (% en peso). Para la mayoría de los elementos mayores, no existe una marcada tendencia al aumentar el contenido de magnesio. Esto se debe a que todas las muestras analizadas pertenecen a un mismo centro eruptivo, por lo tanto, el rango de composición es muy acotado para poder establecer línea de tendencia. Sin embargo, es posible establecer una correlación con el contenido de Al₂O₃, CaO y K₂O. Al aumentar el contenido de MgO, la concentración de Al₂O₃ y K₂O disminuye, al contrario de lo que ocurre con el CaO, que aumenta a medida que el magma es más primitivo.

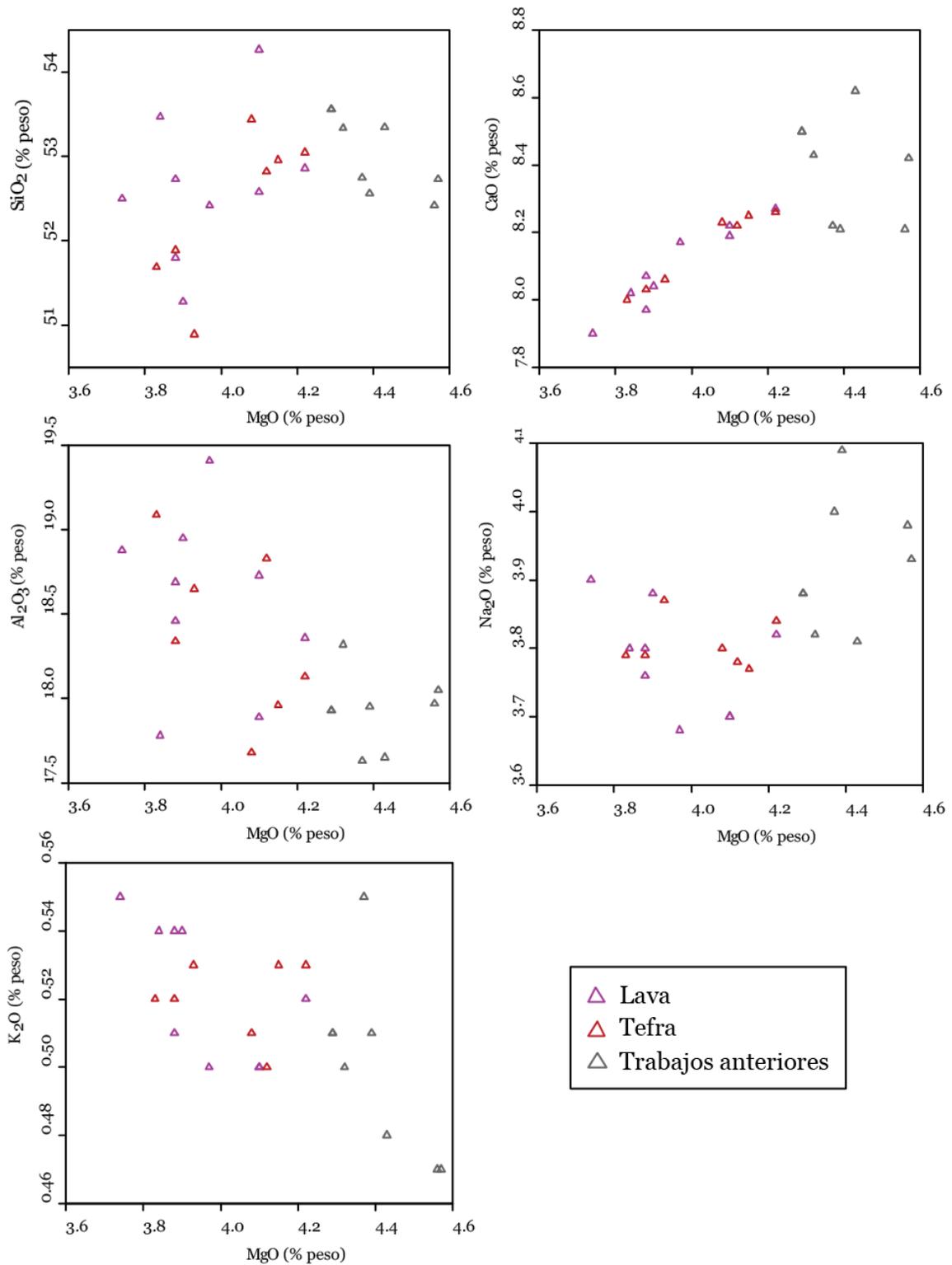


Figura 5.14: Diagramas Harker (1909) de variación de elementos mayores (en % peso) versus el contenido de MgO (% peso) para las muestras pertenecientes a la erupción de 1979 del volcán Mirador (este estudio y análisis geoquímicos anteriores).

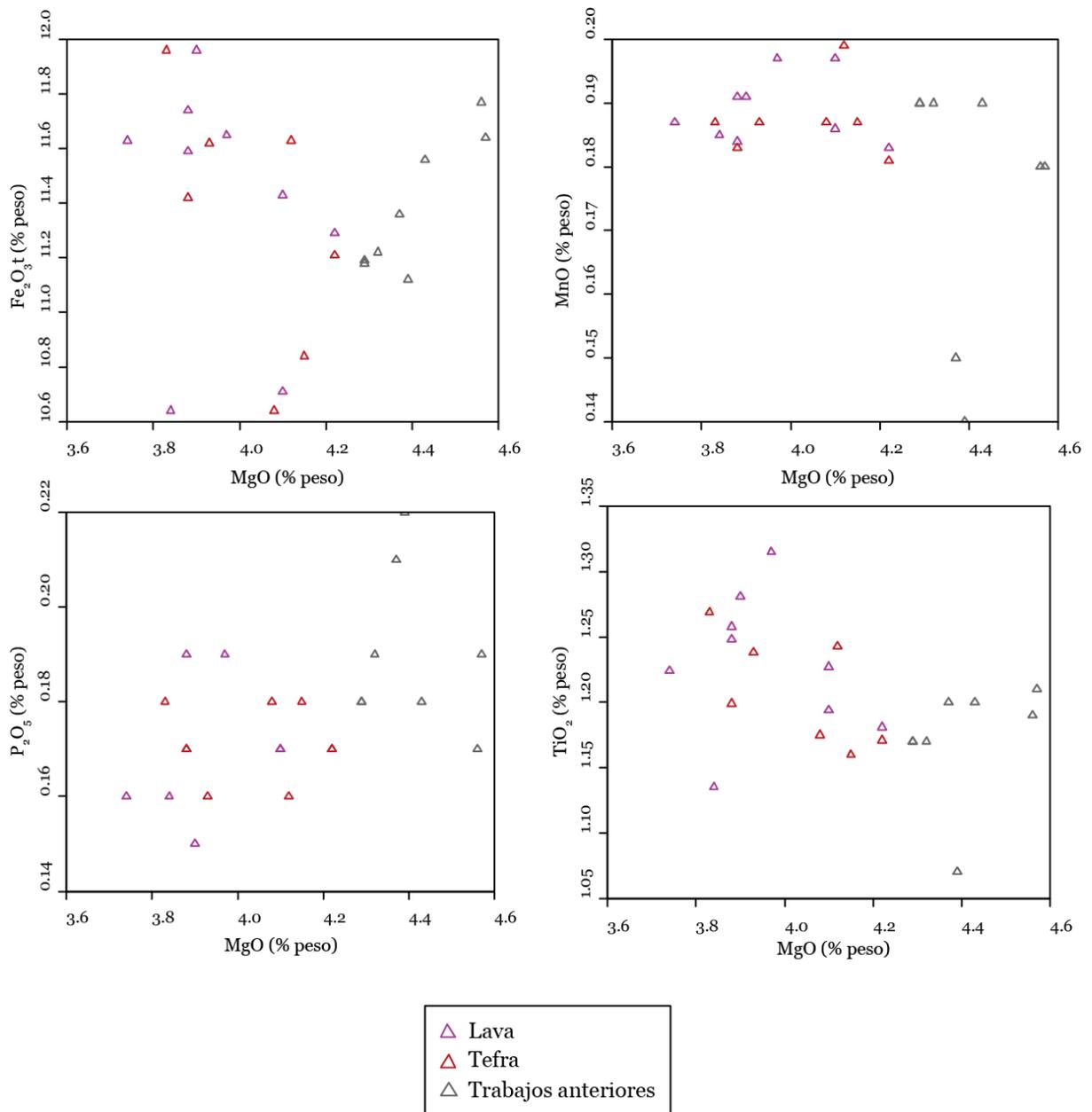


Figura 5.15: Diagramas Harker (1909) de variación de elementos mayores (en % peso) versus el contenido de MgO (% peso) para las muestras pertenecientes a la erupción de 1979 del volcán Mirador (este estudio y análisis geoquímicos anteriores).

5.3.1.2. Elementos Traza

Para el análisis de elementos traza, los elementos serán agrupados según su comportamiento geoquímico en: LILE (“Large Ion Lithophile Elements”), HFSE (“High Field Strength Elements”) y metales de transición. Dentro de los LILE, se analizará el Ba, Rb y Sr, mientras que de los HFSE, se estudiará el Y, Nb, Zr, Th y La. En cuanto a los elementos de transición, se analizarán el Ni, Cr, Co, Sc y V.

Los diagramas de variación serán utilizados para observar posibles tendencias de contenido de elementos traza respecto a la diferenciación (figura 5.16, 5.17 y 5.18). El índice de diferenciación utilizado para estos diagramas es MgO (% en peso).

5.3.1.2.1. LILE

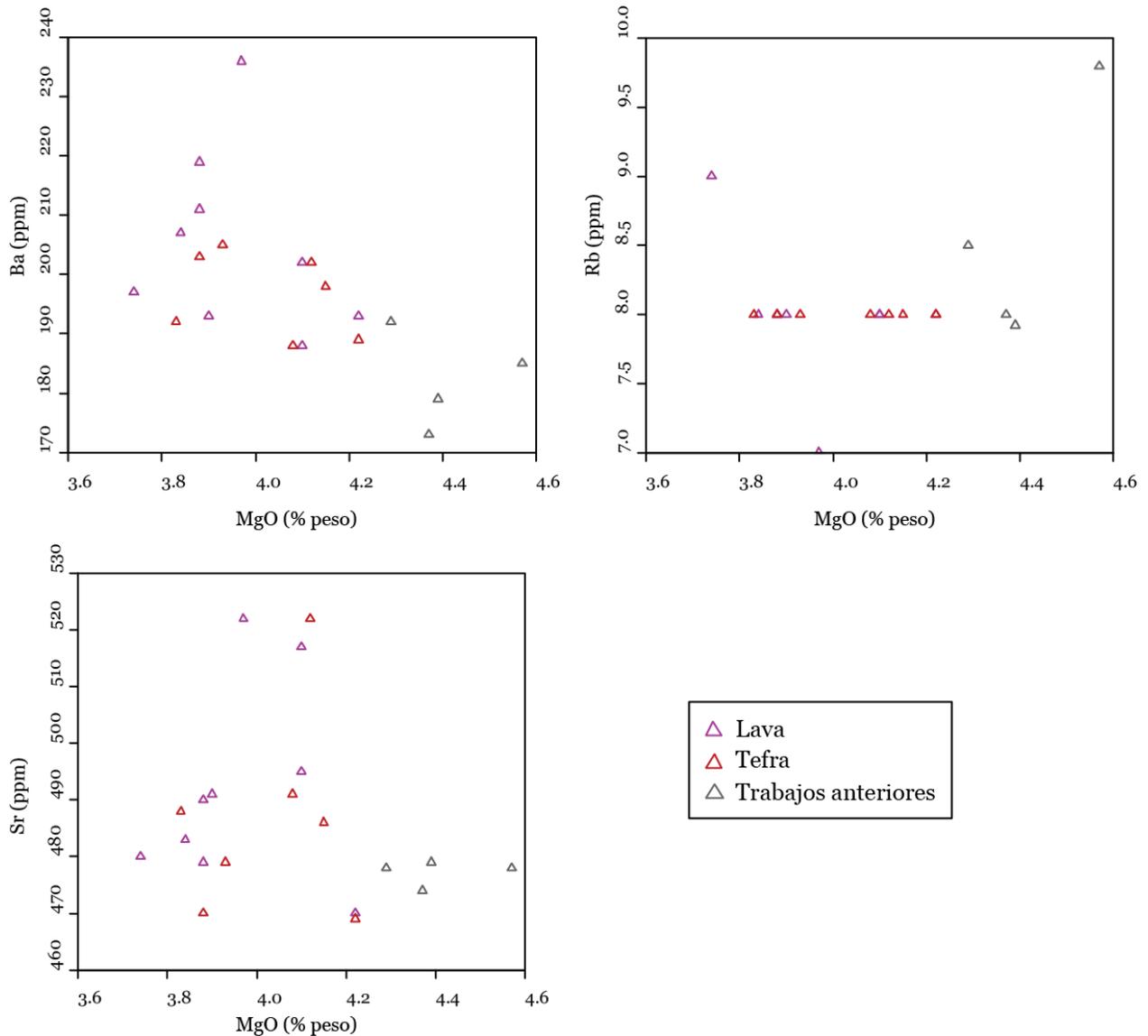


Figura 5.16: Diagramas de variación de elementos LIL (Ba, Sr y Rb) versus el contenido de MgO (% en peso) para las muestras pertenecientes a este estudio y a análisis químicos anteriores.

Las concentraciones de Sr se encuentran entre 469 a 522 ppm, ya sea para muestras de lavas, tefra o análisis anteriores. No se observa una clara tendencia en la concentración de Sr a medida que el magma se hace más primitivo. En cuanto al Ba, las muestras de este estudio poseen concentraciones de 188 a 236 ppm, mientras que las referencias indican concentraciones un poco más bajas, de 173 a 192 ppm. Es posible observar una tendencia descendente con respecto al aumento de MgO, es decir, el Ba aumenta a medida que aumenta la diferenciación. Por último, con respecto al Rb, las muestras de este estudio poseen concentraciones de Rb muy acotadas, encontrándose entre los 7 y 9 ppm, mientras que las muestras de estudios anteriores poseen concentraciones entre los 4 y 9,8 ppm. Al igual que en el caso del Sr, no es posible observar una tendencia en la concentración de Rb versus la concentración de MgO (figura 5.16).

5.3.1.2.2. HFSE

Las concentraciones de Y se encuentran entre 18 y 23 ppm, ya sea en las muestras de este estudio como en muestras de estudios anteriores. En el caso del Nb, la mayoría de las muestras de este estudio poseen concentraciones que se encuentran bajo el límite de detección (1 ppm). Las muestras que se encuentran sobre este valor, poseen concentraciones de 1 a 3 ppm. No es posible establecer una tendencia en cuanto al contenido de Y y Nb, con respecto a la variación de MgO (figura 5.17).

Los contenidos de Zr para las muestras de este estudio se encuentran en el rango de 63 a 71 ppm, mientras que los valores obtenidos de las referencias son levemente mayores, de 72 a 79 ppm. Es posible notar una tendencia de disminución de concentración de Zr a medida que aumenta la concentración de MgO, para muestras de este estudio. Esta tendencia no se observa en los resultados de análisis anteriores (figura 5.17).

La mayor parte de las muestras poseen concentraciones de Th que se encuentran entre los 0,6 y 0,9 ppm, exceptuando dos valores de 0,4 y 1,4 ppm, obtenidos de resultados de análisis anteriores. Es posible distinguir una tendencia en la concentración de Th a medida que varía el contenido de MgO, donde el contenido de Th disminuye mientras el magma se hace más primitivo (figura 5.17).

Las concentraciones de La se encuentran entre los 6,6 y 8 ppm. Al igual que en el caso del Zr y Th, también es posible observar una tendencia descendente en el contenido de La a medida que aumenta la concentración de MgO (figura 5.17).

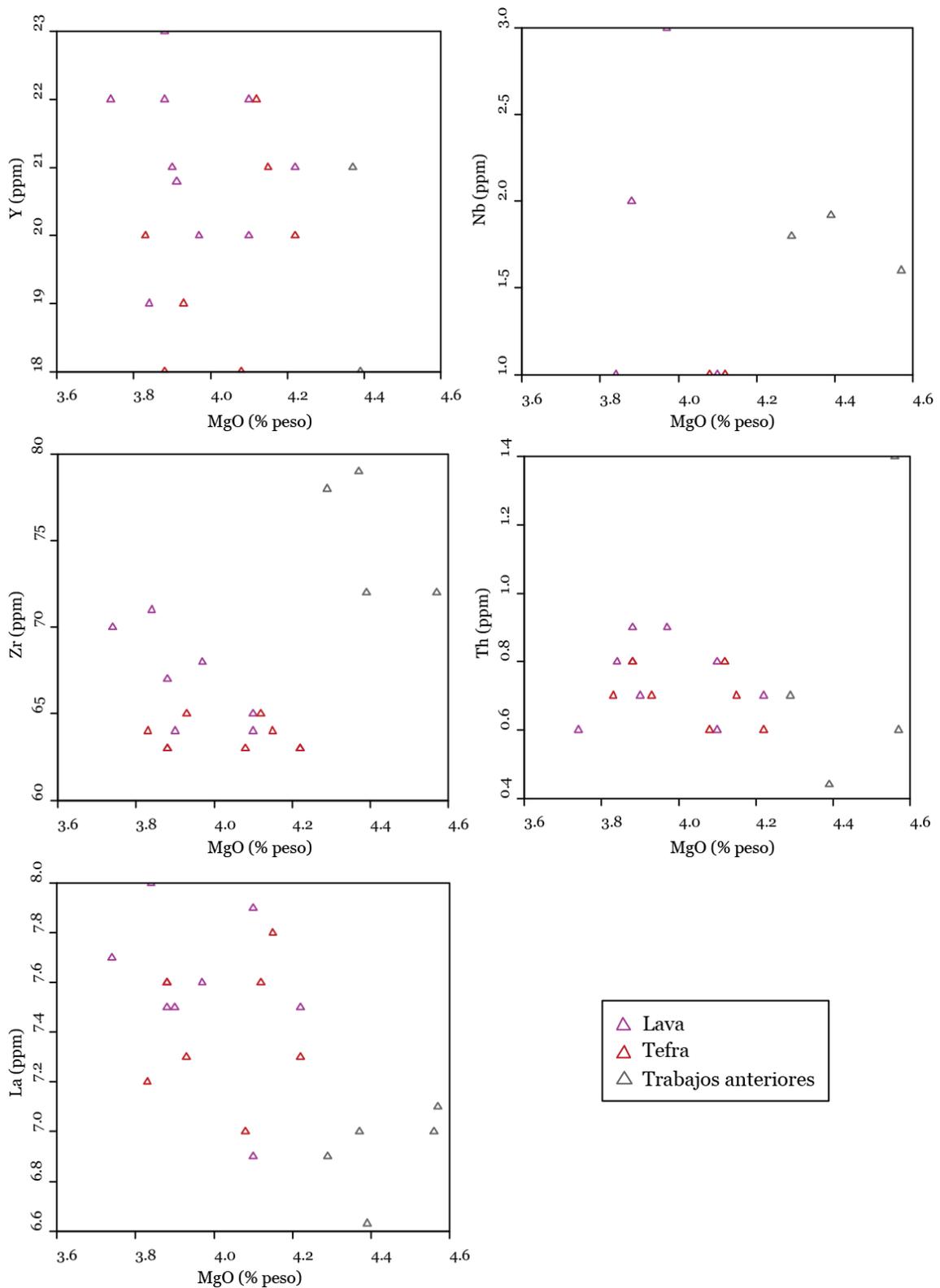


Figura 5.17: Diagramas de variación de elementos HFS (Y, Nb, Zr, Th y La) versus el contenido de MgO (% peso) para las muestras pertenecientes a este estudio y de análisis geoquímicos anteriores.

5.3.1.2.3. Elementos de transición

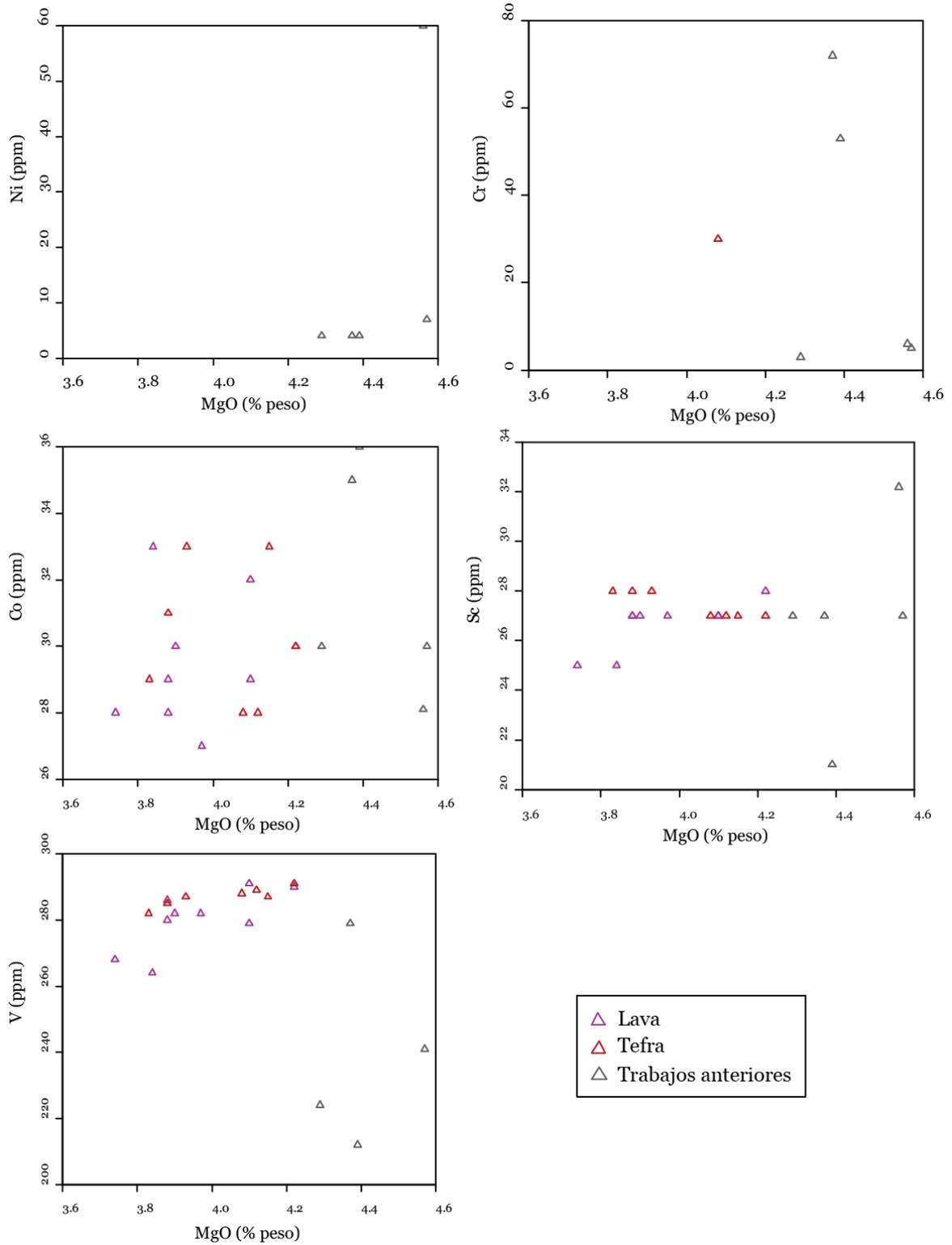


Figura 5.18: Diagramas de variación de elementos de transición (Ni, Cr, Co, Sc y V) versus el contenido de MgO (% peso) para las muestras pertenecientes a este estudio y a análisis geoquímicos anteriores.

Los resultados de este estudio muestran concentraciones de Ni inferiores al límite de detección (20 ppm). Sólo se tienen concentraciones de análisis geoquímicos de estudios anteriores, donde las concentraciones de Ni se encuentran entre los 4 y 7 ppm, a excepción de una muestra que posee una concentración de 60 ppm. En el caso del Cr, al igual que el Ni, los resultados de este estudio también muestran concentraciones inferiores al límite de detección (20 ppm), exceptuando el valor de una muestra, que posee una concentración de 30 ppm. Estudios realizados en análisis anteriores muestran concentraciones de Cr entre 3 y 72 ppm. En ninguno de estos casos es posible establecer una tendencia en cuanto a la concentración de Ni y Cr con respecto a la variación de MgO (figura 5.18).

Los análisis de este estudio muestran concentraciones de Co entre 27 y 33 ppm, muy similares a las concentraciones de muestras de estudios anteriores (28 a 36 ppm). En cuanto al Sc, todas las concentraciones se encuentran en el rango de 25 a 32 ppm. Por último, el V posee concentraciones de 264 a 291 ppm para las muestras de este estudio, mientras que las concentraciones de análisis anteriores poseen valores de 212 a 279 ppm. En estos tres casos es posible observar una tendencia ascendente en el contenido de Co, Sc y V a medida que aumenta la concentración de MgO, es decir, el contenido de Co, Sc y V disminuye a medida que el magma se va diferenciando. En el caso del V, esta tendencia sólo se observa en muestras de este estudio, ya que en las muestras de estudios anteriores poseen valores de concentraciones más dispersos (figura 5.18).

A partir del Co y el Th también fue posible realizar un diagrama de clasificación (Hastie *et al.*, 2007), que corrobora lo obtenido en los diagramas TAS, AFM y SiO₂ vs K₂O utilizados para los elementos mayores, es decir, que las muestras corresponden a basaltos y andesitas basálticas que se encuentran en el límite del campo toleítico y calcoalcalino (figura 5.19).

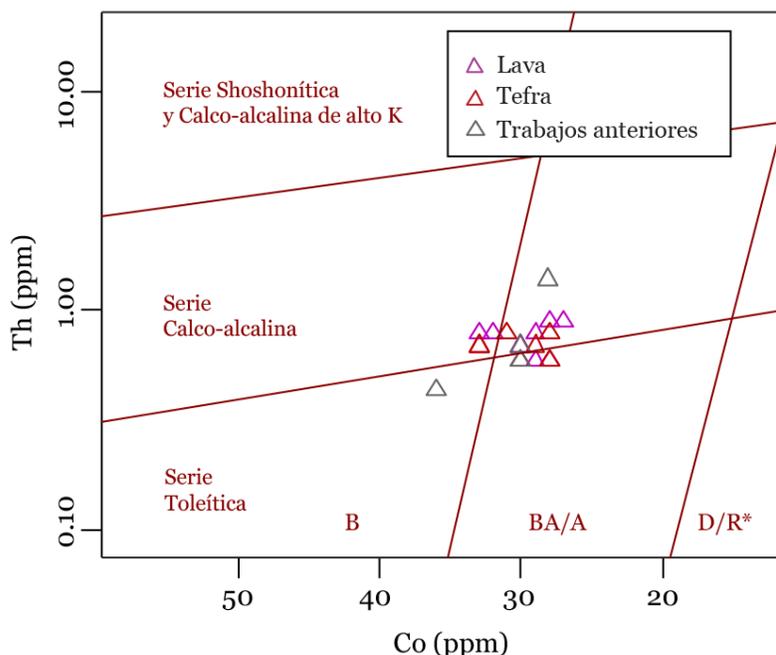


Figura 5.19: Diagrama de clasificación Co versus Th (Hastie *et al.*, 2007) para las muestras pertenecientes a este estudio y muestras de análisis geoquímicos anteriores.

La figura 4.20 corresponde a un diagrama multielementos, donde los elementos traza incompatibles son normalizado a valores de condrito (Thompson, 1982). Se observa un enriquecimiento en los elementos incompatibles móviles (Ba, Rb, K y Sr) y un empobrecimiento paulatino en los elementos incompatibles inmóviles (Ta a Yb), presentando anomalías negativas de Nb-Ta, P y Hf. Notar que no todas las muestras poseen las concentraciones de todos los elementos, esto ocurre sobre todo en los análisis de muestras de estudios anteriores.

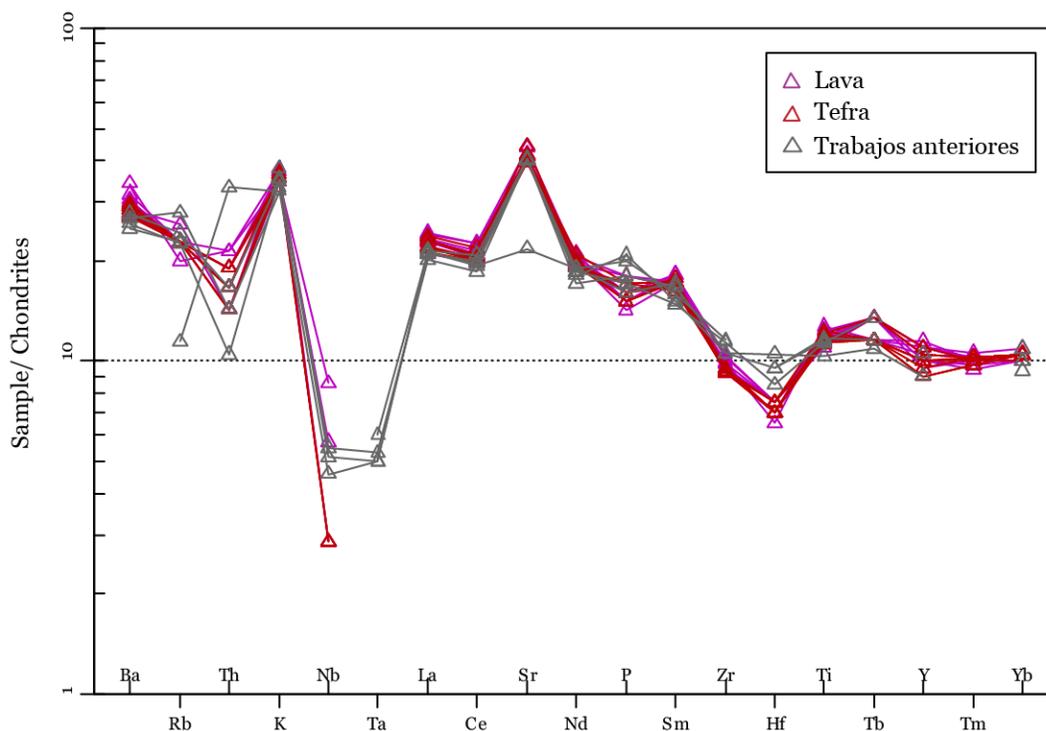


Figura 5.20: Diagrama multielementos normalizado a los valores del condrito (Thompson, 1982).

5.3.1.3. Tierras raras (REE)

El patrón de tierras raras (REE) también normalizadas a valores de condrito (Nakamura, 1974), se caracteriza por un enriquecimiento en las REE ligeras (LREE), y un progresivo empobrecimiento en las REE pesadas (HREE), sin presentar anomalías ni una pendiente tan pronunciada. Las LREE alcanzan el rango de 19 a 27 veces el valor condrítico, mientras que las HREE se encuentran en el rango de 9-13 veces dicho valor (figura 5.21).

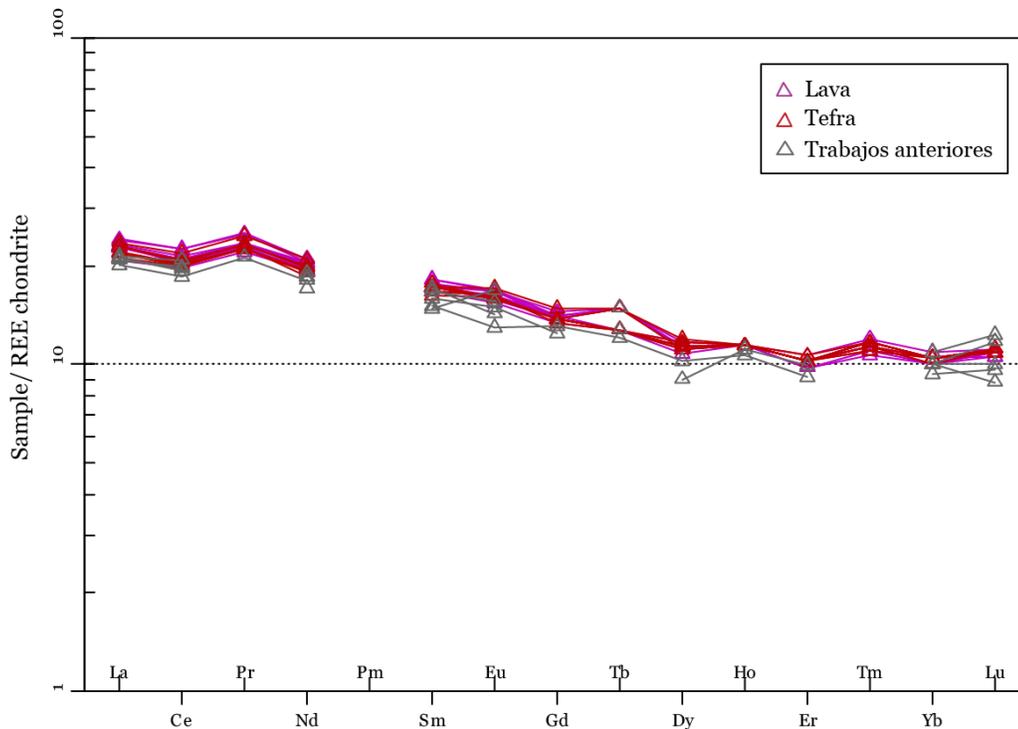


Figura 5.21: Diagrama de REE normalizados a los valores del condrito. Nakamura (1974).

La figura 5.22 muestra el gráfico La_N/Yb_N versus Ba/La para muestras pertenecientes a este estudio y a análisis anteriores. En este se puede observar que la razón La_N/Yb_N varía de 1,95 a 3,69, mientras que la razón Ba/La se mueven en el rango de 24,5 a 31.

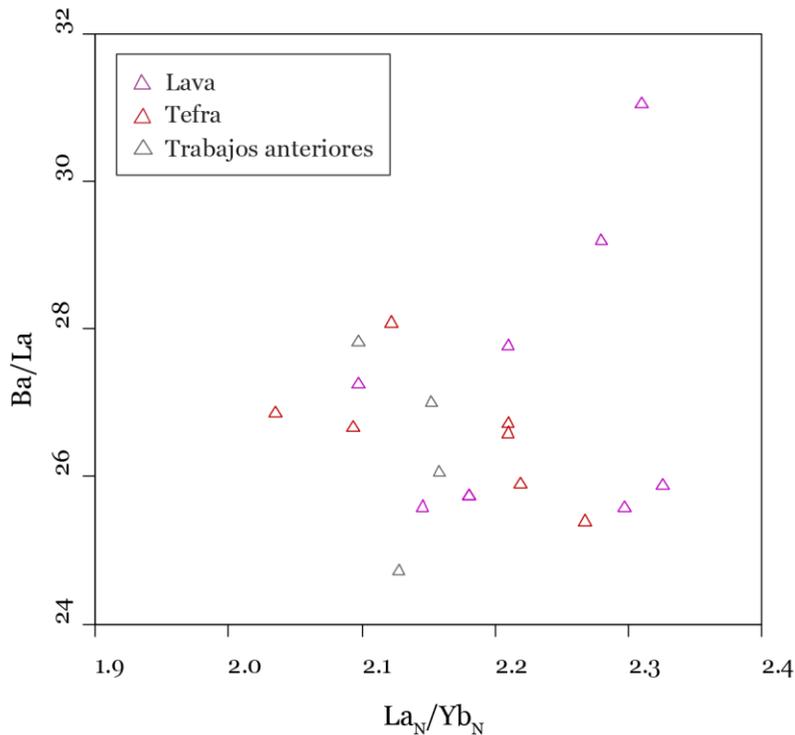


Figura 5.22: Diagrama La_N/Yb_N versus Ba/La .

5.4. MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO (SEM)

Como se indicó anteriormente, el uso de SEM se efectuó principalmente para complementar la descripción petrográfica efectuada con el microscopio petrográfico, junto con realizar análisis químicos semi-cuantitativos en minerales. En cuanto a la descripción petrográfica, el uso de esta herramienta fue esencial para analizar texturas tanto inter como intracrystalinas, además de poder identificar de manera más precisa la mineralogía presente en la masa fundamental, descartando la presencia de vidrio y corroborando la abundante presencia de microlitos de plagioclasa y cristales de clinopiroxeno, que forman parte de una textura traquítica e intergranular (figura 5.23).

5.4.1. Plagioclasa

Dentro de las texturas intercrystalinas, destaca la presencia de zonación normal en la mayor parte de los cristales de plagioclasa, tanto en microfenocristales como cristales presentes en la masa fundamental (figura 5.23). El núcleo de los cristales posee composiciones muy constantes, encontrándose en el rango de An_{68-72} (labradorita-bitownita), mientras que los delgados bordes ($<15 \mu m$ de ancho) poseen composiciones de An_{41-51} (andesina).

Cabe destacar la presencia de un microfenocristal tabular de plagioclasa que no posee las características de los cristales recién mencionados. Este microfenocristal de 1,2 mm de largo pertenece a la muestra VM15-13 y corresponde al único cristal observado con zonación inversa. El núcleo posee una composición An_{48} (andesina), mientras que el borde presenta una composición de An_{72} (bitownita), encontrándose esta última dentro del rango composicional del resto de los cristales de plagioclasa. Además, este borde posee un ancho de $235 \mu m$, mucho mayor al observado en el resto de los cristales que presentan zonación, y a su vez, presenta un borde externo con zonación normal al igual que el resto de los cristales de plagioclasa (figura 5.24). Este cristal no se tomará en cuenta en las discusiones ni conclusiones debido a corresponder un caso aislado, no representativo de las muestras de la erupción del año 1979 del volcán Mirador.

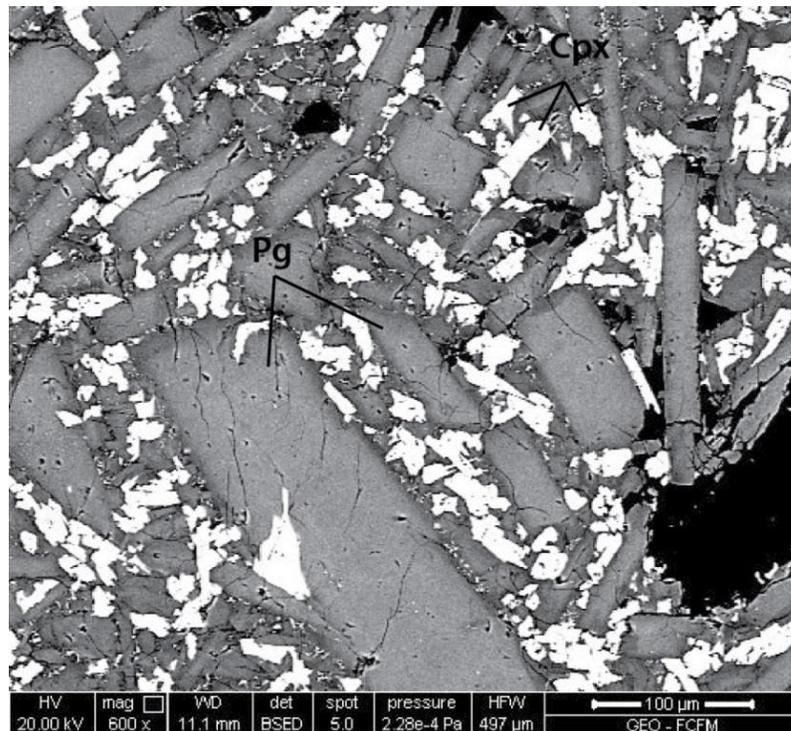


Figura 5.23: Microfotografía de la muestra VM15-4. Se observa la zonación en microlitos de plagioclasa (pg), además de la textura intergranular presente en la masa fundamental, compuesta principalmente por cristales de plagioclasa y clinopiroxeno (cpx).

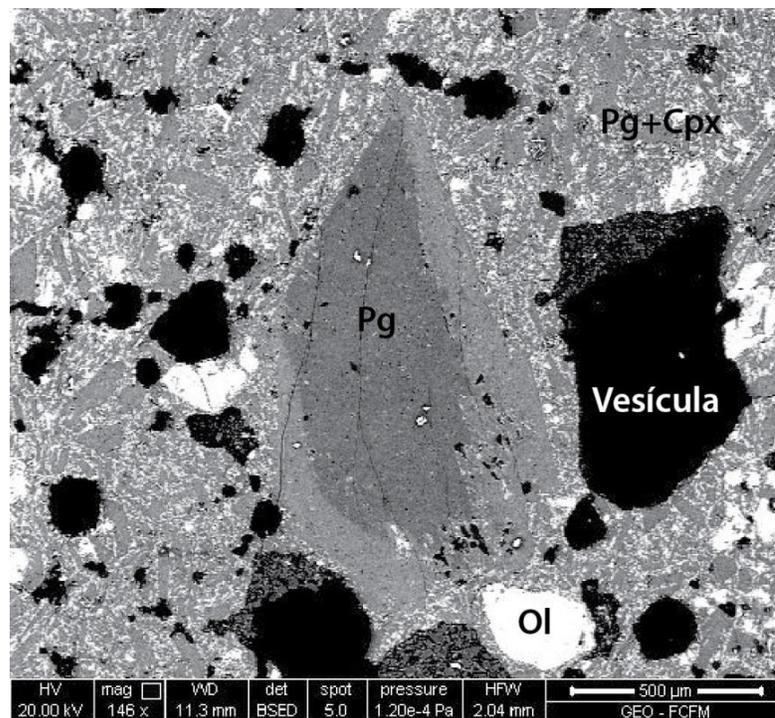


Figura 5.24: Microfotografía de la muestra VM15-13. Se observa la zonación inversa en un microfenocristal de plagioclasa (pg), además de las texturas vesicular e intergranular de la masa fundamental, compuesta principalmente por cristales de plagioclasa y clinopiroxeno (pg + cpx).

5.4.2. Olivino y clinopiroxeno

En las muestras observadas, los cristales de olivino se encuentran aislados o formando parte de cúmulos cristalinos junto a cristales de plagioclasa y clinopiroxeno. Todos muestran características de desequilibrio (reabsorción) y bordes con distinta composición producto de zonación normal, al igual que en los cristales de plagioclasa (figura 5.25, 5.26, y 5.27). En este caso, la composición del centro varía de Fo₆₈ a Fo₇₆, mientras que en los bordes se encuentra entre Fo₄₅ a Fo₅₈.

Microfenocristales de clinopiroxeno son menos comunes que los de olivino y plagioclasa, la mayoría se encuentra formando una matriz intergranular junto a microlitos de plagioclasa, y rodeando cristales de olivino, otorgando a este último una textura coronítica (figura 5.25, 5.26 y 5.28). Los cristales de clinopiroxeno exhiben composiciones dentro del rango de Wo₆₋₁₈, En₄₇₋₆₂ y Fs₃₁₋₃₅.

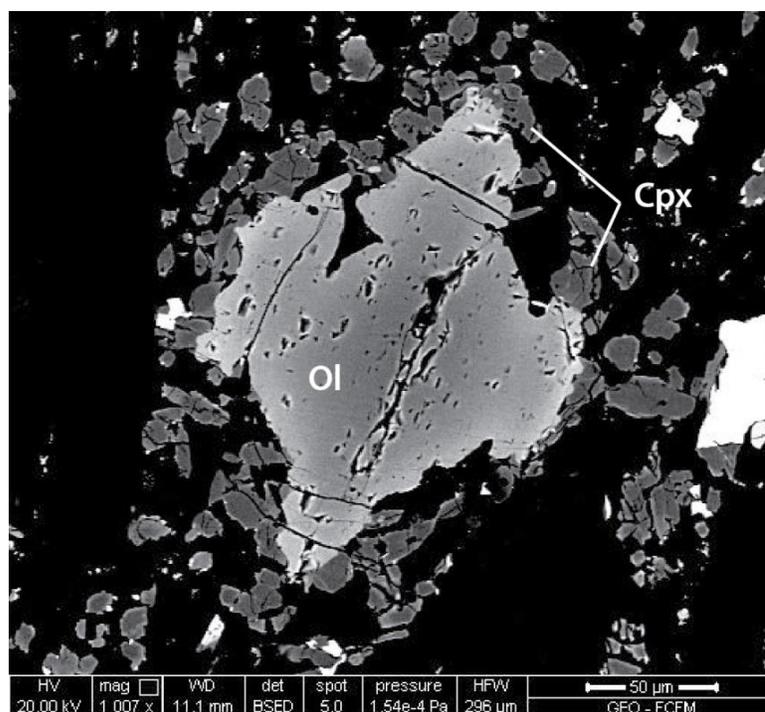


Figura 5.25: Microfotografía de la muestra VM15-4, donde se observa la zonación normal y la reabsorción en los bordes de un microfenocristal de olivino (ol). También se puede apreciar la alta densidad de cristales de clinopiroxenos (cpx) que rodean el cristal de olivino.

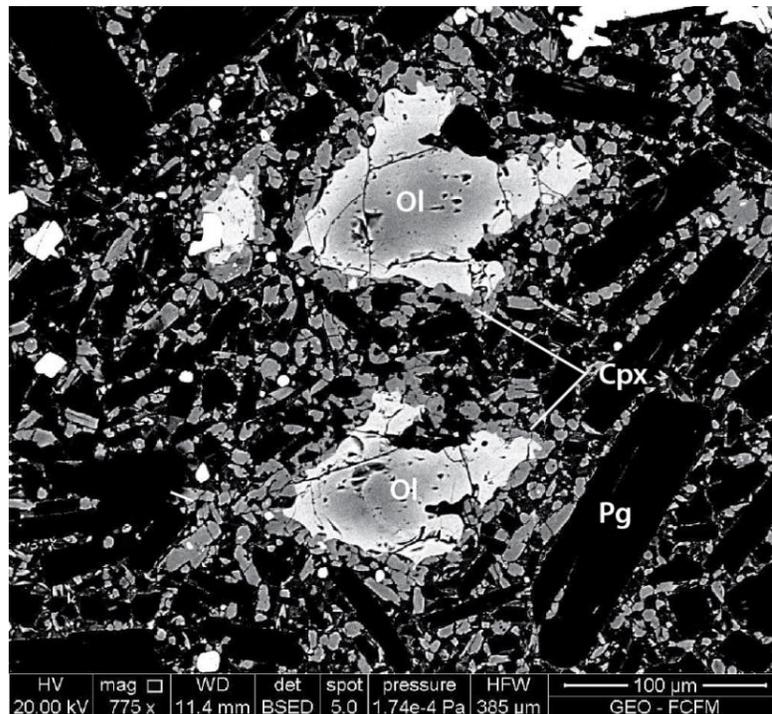


Figura 5.26: Microfotografía de la muestra VM15-12, donde se observa la zonación normal y la reabsorción en los bordes de microfenocristales de olivino (ol). Estos cristales poseen forma de flecha y textura coronítica producto de la reabsorción y de los cristales de clinopiroxeno (cpx) que los rodean.

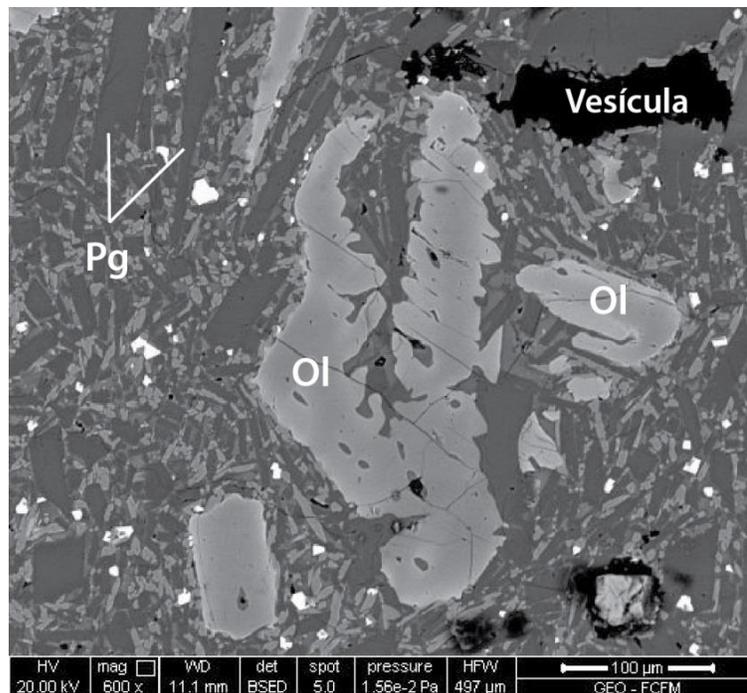


Figura 5.27: Microfotografía de la muestra VM15-13, donde se observan cristales de olivino con zonación normal y reabsorción de sus bordes (ol). También se puede apreciar la masa fundamental intergranular, constituida por microlitos de plagioclasa (Pg), clinopiroxenos y óxidos de Fe-Ti.

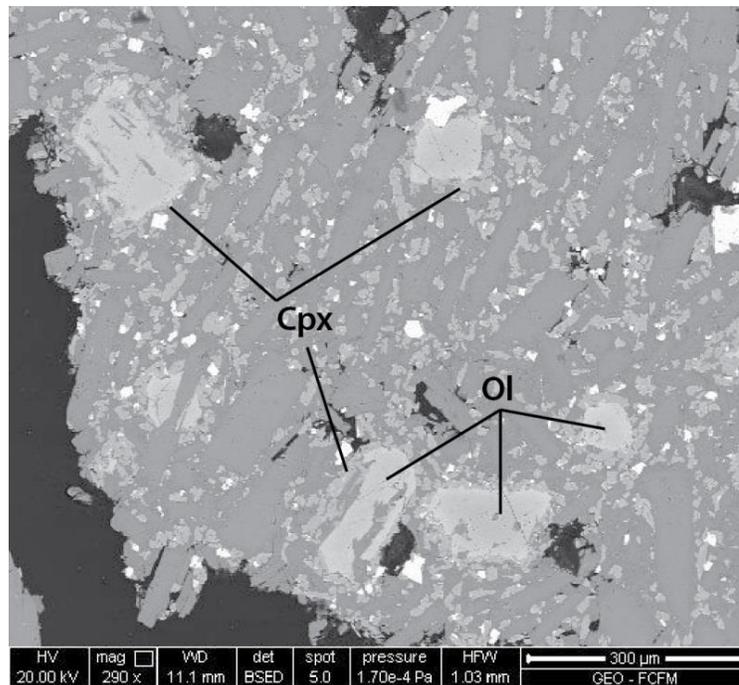


Figura 5.28: Microfotografía de la muestra VM15-4, donde se observan cristales de olivino reabsorbidos (ol) y rodeados por cristales de clinopiroxeno (cpx) (textura coronítica). También se aprecia la masa fundamental intergranular compuesta principalmente por cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti.

5.4.3. Espinelas

Se observan titanomagnetitas tanto en la masa fundamental, como en forma de microfenocristales. La mayoría se encuentra como cristales euhedrales a subhedrales y también como formas esqueléticas, estas últimas producto de sobre-enfriamiento y en la mayoría de los casos, formando figuras triangulares o de “copos de nieve” (figura 5.29 y 5.30). La composición se encuentra entre Mt_{83-89} y Usp_{11-17} , exceptuando un cristal de titanomagnetita perteneciente a la muestra VM15-4, que presenta bandas de ilmenita y se encuentra reabsorbido (figura 5.31).

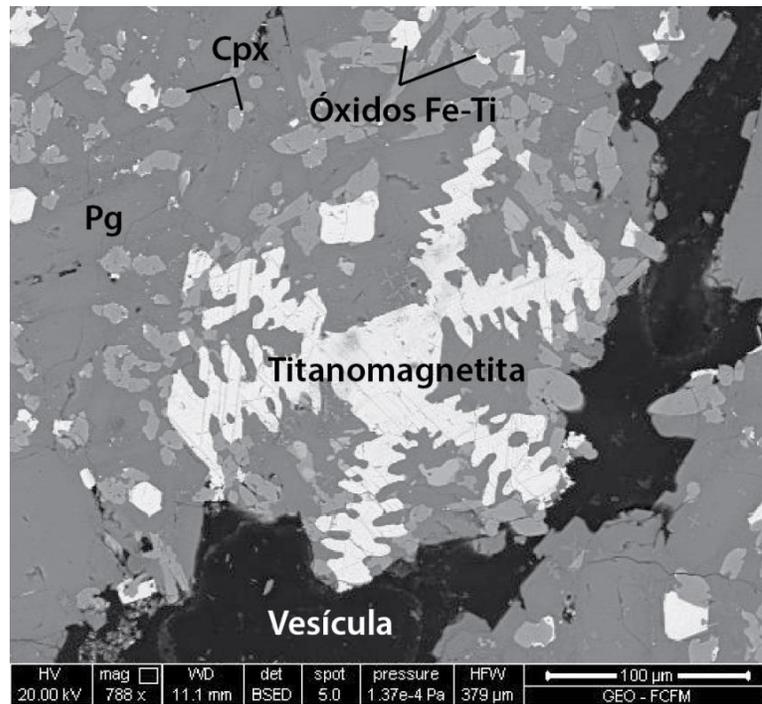


Figura 5.29: Microfotografía de la muestra VM15-4 donde se observa un cristal de titanomagnetita con textura esquelética con forma de “copo de nieve”, producto de rápido enfriamiento. También es posible apreciar la masa fundamental intergranular conformada por cristales de plagioclasa (pg), clinopiroxeno (cpx), y óxidos de Fe-Ti.

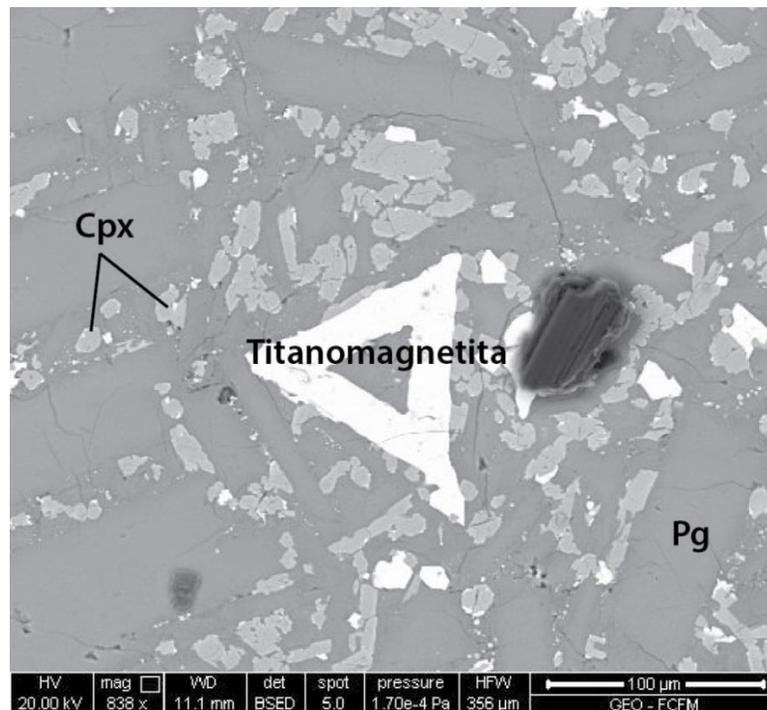


Figura 5.30: Microfotografía de la muestra VM15-4 donde se observa un cristal de titanomagnetita reabsorbido y con forma triangular. También se aprecia la masa fundamental intergranular compuesta principalmente por cristales de plagioclasa (pg) y clinopiroxeno (cpx).

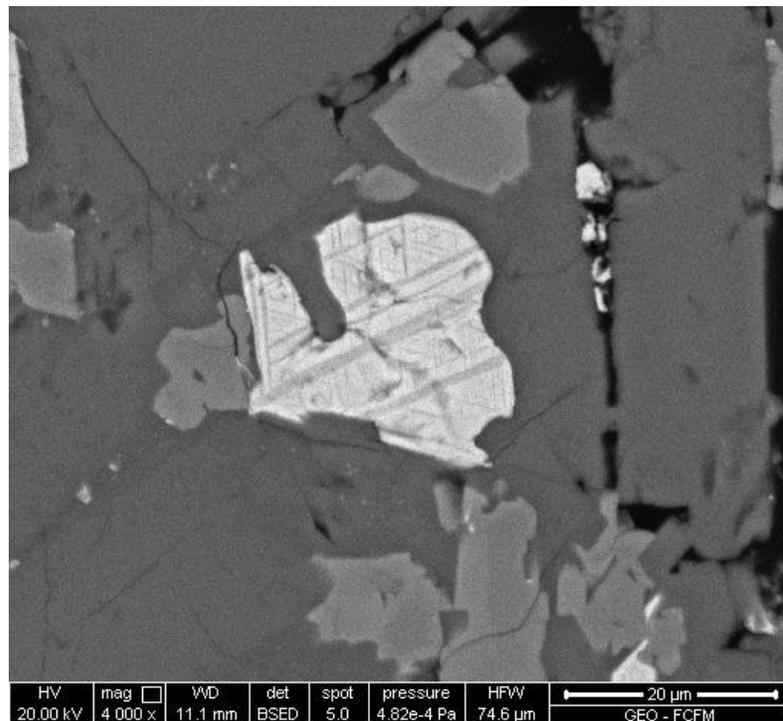


Figura 5.31: Microfotografía de la muestra VM15-4 donde se observa un cristal de titanomagnetita con bandas de ilmenita y reabsorbido en sus bordes.

5.5. ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS

Estudios geoquímicos isotópicos son fundamentales para la interpretación petrogenética de rocas ígneas. En este trabajo se realizaron análisis de la serie de desequilibrio de U, y también se tomaron datos isotópicos de Sr y Nd del trabajo de Rodríguez (1999).

5.5.1. Serie de desequilibrio de U

Isótopos de la serie de desequilibrio de uranio se utilizan para determinar el tiempo involucrado en el transporte de magma, almacenamiento y cristalización, proporcionando una conexión importante entre la tasa de productos volcánicos emitidos, y la dinámica del magma en el manto y la corteza (Condomines *et al.*, 2003). Por otro lado, Hickey-Vargas *et al.* (2012) establece que el estudio de estos isótopos en rocas volcánicas jóvenes, provee información útil sobre la naturaleza de procesos de fusión parcial, donde se incluyen las posibles fuentes de enriquecimiento durante la subducción, debido a sus características diagnósticas en la influencia de transportes de fluidos.

Cuando las muestras se encuentran en equilibrio radioactivo de ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$) y ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$), poseen igual razón de actividad (equilibrio secular), y en un gráfico ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$) versus ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$), definirán una línea con pendiente igual a 1, conocida como la equilínea. En el caso en que exista fraccionamiento de U o Th, se desplazará la composición desde la equilínea hacia la derecha o izquierda, dependiendo si hay enriquecimiento de U o Th, respectivamente. Luego, una vez que empieza a transcurrir

el tiempo desde que ocurre el fraccionamiento, las actividades de $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ o $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ (según sea el caso), cambiarán a lo largo de una trayectoria vertical, para lograr alcanzar el equilibrio nuevamente.

Se realizaron análisis isotópicos de la serie de desequilibrio de uranio en roca total en las muestras VM15-8 y VM15-9 (figura y tabla 5.1). Los resultados de estos análisis, junto con el resultado de un dato tomado de Jicha *et al.* (2007), se muestran en la tabla 5.4. Este dato adicionado, también pertenece a depósitos de la erupción del año 1979 del volcán Mirador.

Tabla 5.3: Isótopos de la serie de desequilibrio de U para muestras del volcán Mirador.

Muestra	$(^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})$	$(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})$	$(^{238}\text{U}/^{230}\text{Th})$	Ubicación muestra	Referencia
VM15- 8	1,058	0,823	1,286	Justo en el cráter (término erupción)	Este estudio
VM15- 9	1,055	0,825	1,279	Pared del cráter (inicio erupción)	Este estudio
PU0532	0,947	0,818	1,162		Jicha <i>et al.</i> , 2007

La razón $(^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})$ posee valores que se encuentran dentro del rango 0,947-1,058, mientras que los valores de $(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})$ se mueven entre 0,818 y 0,825.

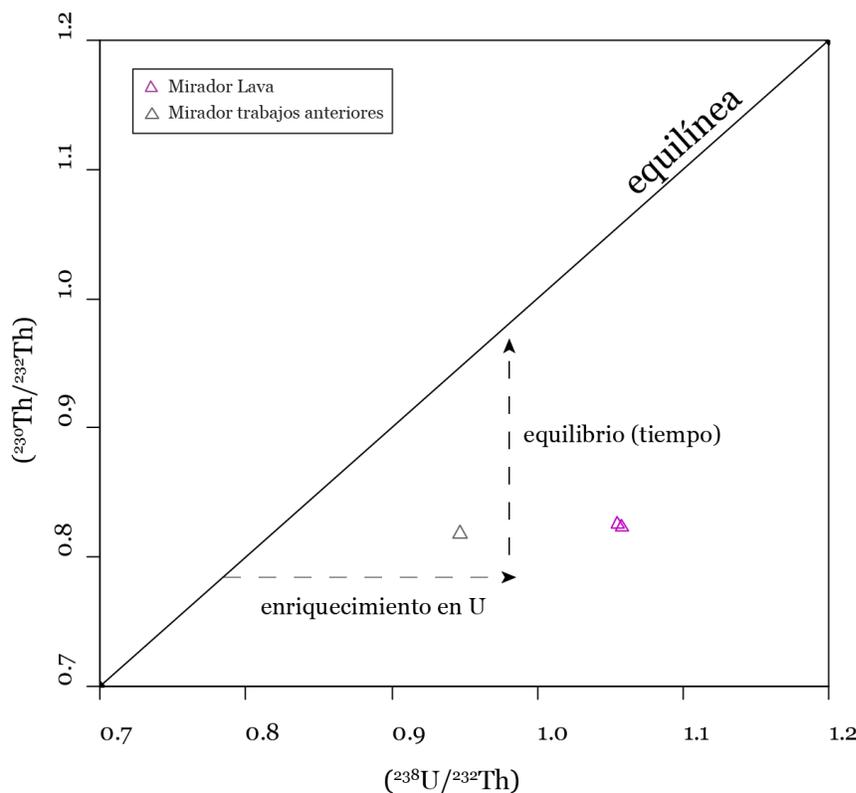


Figura 5.32: Gráfico $(^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})$ versus $(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})$. Todas las muestras del volcán Mirador poseen excesos de U. La equilínea ocurre cuando $(^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})=(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})$. La flecha horizontal muestra un enriquecimiento en U que posteriormente se mueve por una línea vertical para alcanzar el equilibrio.

A partir del gráfico ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$) vs ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) (figura 5.32), se observa que los puntos pertenecientes a los análisis de las muestras del volcán Mirador, se encuentran a la derecha de la equilínea, lo que refleja un enriquecimiento de U sobre Th.

Este enriquecimiento es característico de lavas de arco, debido a una movilidad preferente de U sobre Th en fluidos acuosos en procesos de subducción, donde este exceso de ^{238}U es generado a partir de la adición de fluidos ricos en uranio en la cuña mantélica, provenientes de los sedimentos del slab subductante.

Por otro lado, las muestras seleccionadas corresponden al inicio y término de la actividad eruptiva, por lo tanto, la poca variación de ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) entre ambas muestras indica que transcurrió poco tiempo desde que comenzó el desequilibrio hasta que ocurre la erupción volcánica.

5.5.2. Isótopos de Sr y Nd

Los análisis isotópicos de Sr y Nd fueron tomados del trabajo de Rodríguez (1999).

El valor condritico de la razón $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, utilizado hoy en día, corresponde a 0,512638 (W. M. White, Capítulo 8).

La tabla 5.5 muestra los resultados isotópicos de Sr y Nd, junto con el valor condritico de la razón $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, este último utilizado para calcular ϵ_{Nd} a partir de la ecuación 5.1. Considerando estos valores, fue posible realizar el gráfico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus ϵ_{Nd} (figura 5.33).

Ecuación 5.1:

$$\epsilon_{\text{Nd}} = \frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right) - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{chon}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{chon}}} * 10^4$$

Tabla 5.4: Resultados isotópicos de Sr y Nd para muestras del volcán Mirador.

Fuente	Muestra	($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)	($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)	($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) _{chon}	ϵ_{Nd}
Rodríguez (1999)	180295-1	0,51285	0,70414	0,512638	4,1354718
Rodríguez (1999)	180295-1	0,512858	0,7041	0,512638	4,2915274

En la figura 5.33 se observa que las muestras del volcán Mirador caen dentro del campo de islas oceánicas (plumas mantélicas o manto profundo). Los bajos valores de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (inferiores a 0,705), acompañado de valores positivos de ϵ_{Nd} , indican que estamos frente a un reservorio empobrecido en elementos incompatibles. Este empobrecimiento de elementos incompatibles podría indicar una asimilación cortical escasa o nula, descartando la contaminación cortical como proceso dominante en la diferenciación de los magmas que originaron las muestras del volcán Mirador de la erupción del año 1979.

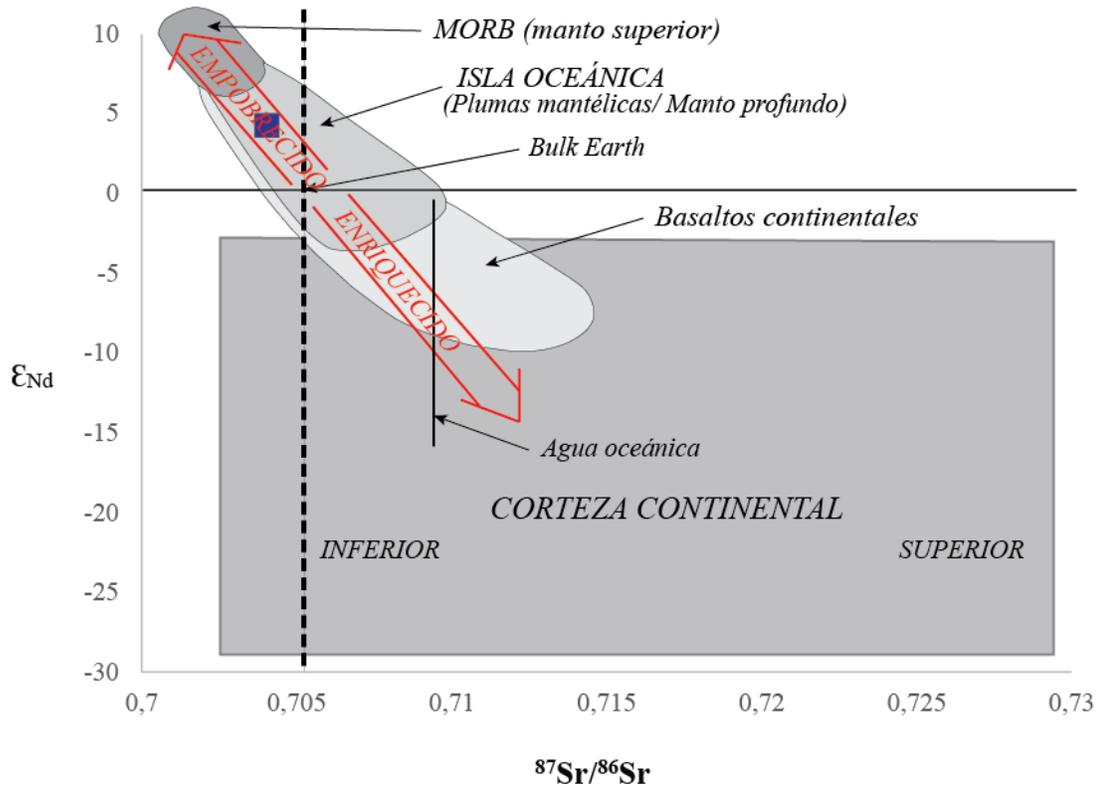


Figura 5.33: Gráfico $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs ϵ_{Nd} donde se muestran los principales reservorios geoquímicos. La composición isotópica del "bulk earth" corresponde a la intersección de la línea horizontal ($\epsilon_{Nd} = 0$) y la línea vertical discontinua ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,705$). Las flechas que señalan "enriquecido" y "empobrecido", indican donde caen los reservorios que se encuentran enriquecidos y empobrecidos en elementos incompatibles, respectivamente. El cuadrado azul indica que las muestras del volcán Mirador caen dentro del campo de isla oceánica. Imagen modificada de W. M. White, Capítulo 7.

Los campos indicados en el gráfico $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs ϵ_{Nd} están definidos de forma estadística en función de los valores encontrados para las razones isotópicas de Sr y Nd, en configuraciones de basaltos de ridge oceánicos (MORB), basaltos de arcos de isla, y rocas pertenecientes a la corteza continental.

CAPÍTULO 6

DISCUSIONES

6.1. PETROGRAFÍA

La existencia de dos poblaciones de tamaños de cristales, permite identificar dos etapas de cristalización en la formación de las rocas de la erupción del año 1979 del volcán Mirador. La primera etapa se caracteriza por la formación de los microfenocristales de plagioclasa y olivino, donde se tiene un alto crecimiento de cristales y un bajo grado de enfriamiento (menor nucleación), y una segunda etapa de cristalización, caracterizada por un menor crecimiento de cristales junto a un mayor grado de enfriamiento (mayor nucleación), que permite la formación de la masa fundamental, compuesta por abundantes microlitos de plagioclasa, clinopiroxenos y óxidos de Fe y Ti.

La textura traquítica presente en todas las muestras estudiadas, se genera principalmente por el flujo del magma, y debido a una alta tasa de enfriamiento que promueve la rápida nucleación.

Se observan texturas de desequilibrio en todas las muestras, principalmente en cristales de plagioclasa y olivino. Estas se producen cuando los cristales formados tempranamente reaccionan con el magma para reequilibrarse a las nuevas condiciones de presión, temperatura y composición.

La presencia de zonación en cristales de plagioclasa y olivino no pudo ser observada en microscopio de luz transmitida, debido al pequeño tamaño de los cristales, pero sí se observó en el análisis realizado en SEM. Las zonaciones tanto en plagioclasas como en olivinos, ocurre de manera normal, variando en la plagioclasa aproximadamente de An_{70} en el centro, a An_{46} en los bordes, y en el caso del olivino, de alrededor de Fo_{72} en los centros, a Fo_{52} en los bordes. Esta zonación se produce debido a la variación composicional del magma a medida que ocurre cristalización. Esta podría ocurrir tanto en un reservorio magmático, como durante el ascenso del magma a la superficie. En el caso de que la zonación se produzca en un reservorio magmático, se llevaría a cabo un estancamiento y almacenamiento donde habría tiempo necesario para que el líquido cambie su composición.

Las texturas de reabsorción, al igual que las zonaciones, se observan tanto en microfenocristales de plagioclasa, como en olivinos. La mayor parte de los cristales de olivinos poseen bordes reabsorbidos, mientras que algunos microfenocristales de plagioclasa poseen textura sieve. Estas texturas sugieren la participación de procesos magmáticos en la evolución de los magmas (probablemente mezcla de magmas al interior de la corteza) capaces de elevar la temperatura y alterar la composición química original de los magmas y cristales formados. No obstante, otra explicación que se puede dar a estas texturas, consiste en la despresurización debido al ascenso de magma desde la corteza profunda hasta los niveles más someros.

Entre cristales de plagioclasa y olivino también se observan texturas glomeroporfíricas que pueden ser interpretadas como una red cristalina o nucleación heterogénea. Los bordes de reacción de clinopiroxenos en cristales de olivinos (textura coronítica), están asociados principalmente al fraccionamiento del magma.

Algunos cristales de titanomagnetita poseen texturas esqueléticas o dendríticas producto de altas tasas de sobre-enfriamiento, lo que también se ha observado en muestras pertenecientes a los centros periféricos del GVCLV (Bucchi *et al.*, 2015), aunque a diferencia de estos últimos, las muestras del volcán Mirador poseen cristales de olivino reabsorbidos. Texturas esqueléticas en cristales de titanomagnetita también se han observado en los centros eruptivos Caburga-Huelemolle (Morgado *et al.*, 2015).

Texturas de desequilibrio como zonaciones, de reabsorción, y bordes de reacción en cristales de plagioclasa y olivino también han sido observadas en otros CEM pertenecientes al GVCLV y a otros grupos volcánicos de la ZVSC, no siendo una característica exclusiva de este centro volcánico (Bucchi *et al.*, 2015; Mena, 2015; Morgado *et al.*, 2015).

Además, se ha encontrado que las características texturales presentes en estratovolcanes son más complejas que las presentes en CEM (López-Escobar *et al.*, 1995a; Morgado *et al.*, 2015), donde en el primer caso se muestra un mayor contenido de zonaciones y características de desequilibrio.

En el caso del volcán Mirador, a pesar de que las muestras estudiadas posean las mismas texturas de desequilibrio que otros CEM de la ZVSC, estas poseen zonaciones más marcadas. A modo de ejemplo, los olivinos zonados de conos Caburga-Huelemolle poseen centros de composición $\sim\text{Fo}_{84}$, mientras que los bordes son de $\sim\text{Fo}_{77}$ (Morgado *et al.*, 2015), a diferencia de los cristales de olivino del volcán Mirador, que poseen centros de $\sim\text{Fo}_{72}$ y bordes de $\sim\text{Fo}_{52}$. Esto podría evidenciar la ocurrencia de procesos más significativos en la diferenciación de los magmas de la erupción del año 1979 del volcán Mirador. Un ejemplo de esto podría ser la existencia de una cámara magmática que permite el estancamiento y una mayor variación composicional en los magmas.

Cabe destacar la presencia de xenolitos graníticos parcialmente fundidos en material piroclástico (bombas y bloques), correspondientes a fragmentos accidentales pertenecientes al basamento del volcán. La presencia de estos xenolitos en material piroclástico estaría indicando una fase eruptiva caracterizada por una alta explosividad, a diferencia de una fase menos explosiva dada por los flujos de lava de tipo “aa”. No obstante, el presente estudio no ahondará tanto en este tema.

6.2. GEOQUÍMICA

Las rocas pertenecientes al volcán Mirador son basaltos y andesitas basálticas que se encuentran en el límite del campo toleítico y calco-alcalino. Esto es coherente con el hecho de que estas rocas fueron generadas en un contexto de arco asociado a un margen de subducción.

Aunque los CEM estén presentes en diferentes configuraciones tectónicas y estén asociados a productos de diferentes composiciones, comúnmente corresponden a basaltos (Németh, 2010; Mc Gee *et al.*, 2011), lo que indica que el magma que originó las muestras del volcán Mirador (erupción 1979) se encontraba más diferenciado que un magma que origina los productos de un cono monogenético cualquiera.

Dentro del GVCLV, los productos de la erupción de 1979 del volcán Mirador pertenecen al subgrupo 2 según la clasificación realizada por Rodríguez (1999). Los contenidos de SiO₂ se encuentran dentro del rango composicional que poseen todas las muestras del grupo volcánico, mientras que las concentraciones de K₂O son las más bajas (figuras 5.11 y 5.12).

Dentro del GVCLV, los centros periféricos son los que poseen mayores contenidos de MgO, Cr y Ni (figura 4.3), siendo los magmas más primitivos del grupo volcánico (Bucchi, 2013; Bucchi *et al.*, 2015). Estos últimos se ubican sobre la ZFLO, y no se asocian a la franja con orientación N67°E de todo el GVCLV, lo que es coherente con la idea de que la ZFLO es un canal que facilitaría el ascenso de magmas desde niveles profundos de la corteza (Cembrano y Lara, 2009). Hay que destacar que los análisis realizados en las muestras del estratovolcán Los Guindos, no corresponden a la última fase eruptiva, por lo que se propone hacer un estudio químico con nuevas muestras pertenecientes a esta última fase, para analizar cómo ha evolucionado este estratovolcán y poder compararlo, de mejor manera, al volcán Mirador y a los otros centros eruptivos del GVCLV.

Es posible observar que los basaltos y andesitas-basálticas del CVPCC también se encuentran en el límite del campo toleítico y calco-alcalino, mientras que los CEM Caburga, Huelemolle, La Viguería y Cayutué, al igual que la mayor parte de los centros eruptivos del GVCLV, muestran una afinidad más bien calco-alcalina (figuras 5.12 y 5.13).

En comparación con otros CEM de la ZVSC (Caburga, Huelemolle, Cayutué, La Viguería, Pichilaguna y Pocolihuén), las muestras del volcán Mirador se encuentran más diferenciadas, alcanzando mayores contenidos de SiO₂ (figuras 5.11, 5.12 y 6.1), a diferencia de lo que ocurre con grupos volcánicos de mayor tamaño, como lo es el CVPCC, cuyos productos alcanzan composiciones riolíticas, siendo este último mucho más evolucionado (figura 5.11 y 5.12). Además, las muestras estudiadas del volcán Mirador poseen contenidos de MgO muy inferiores a los que poseen otros CEM (figura 6.1), lo que también evidencia un mayor grado de diferenciación en los magmas que originan las rocas del volcán Mirador.

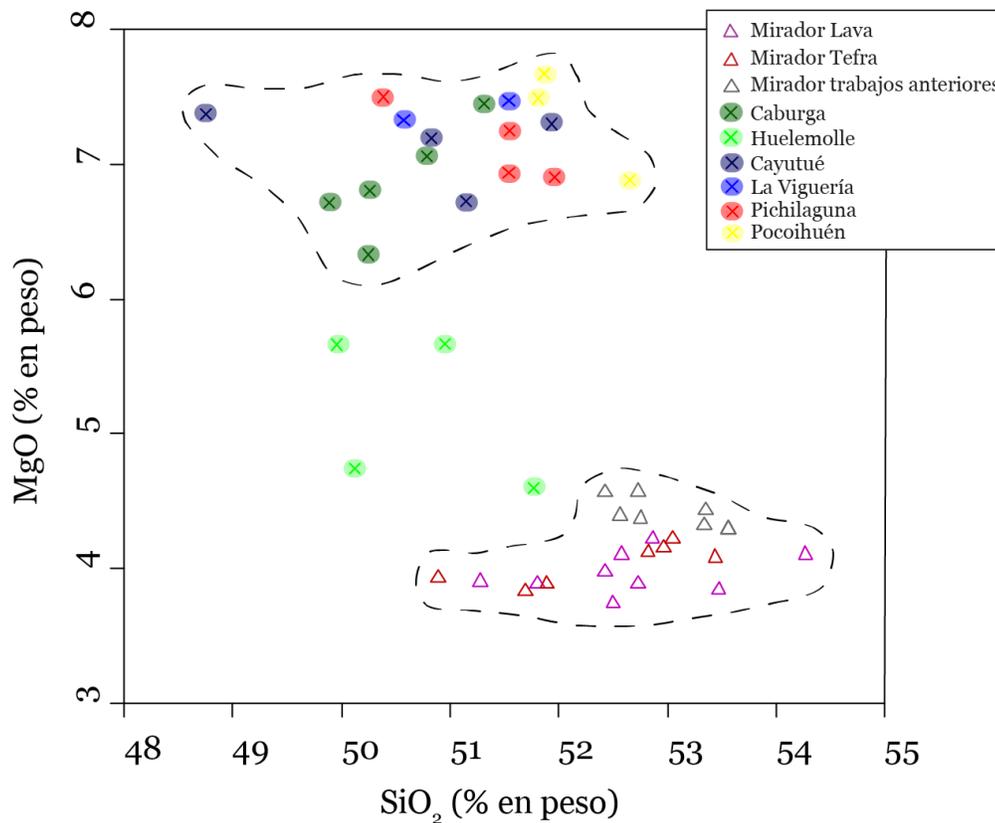


Figura 6.1: Diagrama SiO₂ versus MgO para muestras del volcán Mirador y otros CEM de la ZVSC.

Los resultados de los análisis químicos de las muestras del volcán Mirador de este estudio, no muestran grandes rangos composicionales en cuanto a elementos mayores y trazas, siendo bastante homogéneos y no presentando tendencias de variación tan pronunciadas en los diagramas Harker (figura 5.14 y 5.15), lo que implica que se haga más difícil interpretar y evaluar los procesos responsables de la diferenciación de los magmas, como es la cristalización fraccionada. Esto se debe a que todas pertenecen a un mismo centro eruptivo con poca variación de MgO (de 3,74 a 4,22% en peso). Sin embargo, estas señalan mayores diferencias con los resultados de análisis anteriores (figura 5.15; 5.16; 5.17; 5.18 y 5.20). Esto puede deberse a que el resto de los análisis fueron realizados con otros métodos analíticos y/o con menor precisión que el método utilizado en este estudio (los análisis anteriores fueron realizados de 14 a 35 años atrás).

La cristalización de plagioclasa es muy importante, alcanzando valores de aproximadamente 60% de volumen total. Esto es coherente con el hecho de que valores de Al₂O₃ sean relativamente altos, encontrándose entre 17,68 y 19,96% de roca total. Esto es característico de rocas basálticas de los Andes del sur, las cuales muestran valores entre 16,43 a 22,37% en peso (López-Escobar et al., 1995a).

En cuanto a los contenidos de Ni (ppm), Cr (ppm) y Co (ppm), se observa que el volcán Mirador posee concentraciones mucho más bajas que las que poseen los CEM Cayutué, La Viguera, Pichilaguna y Pocolihuén (figura 6.2), lo que también evidencia un mayor grado de diferenciación en las muestras del volcán Mirador.

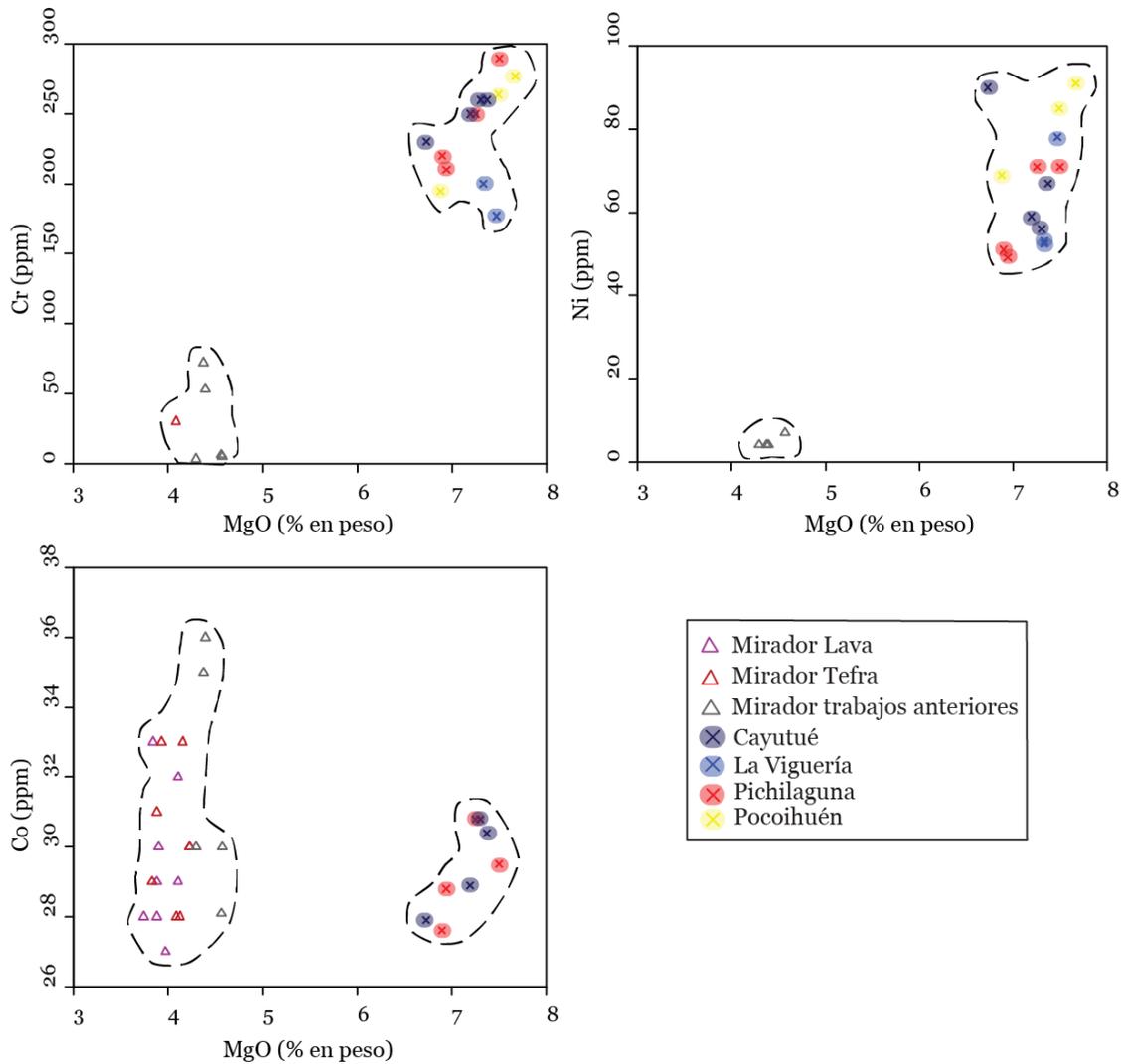


Figura 6.2: Diagrama MgO versus Ni, Cr y Co, para muestras pertenecientes al volcán Mirador y a otros CEM de la ZVSC.

En la tabla 6.1, los contenidos de MgO (% en peso), Ni (ppm), Cr (ppm), Co (ppm), V (ppm) y Sc (ppm), son comparados con las concentraciones encontradas en magmas de N-MORB para ver qué tan diferenciado se encuentra el magma que originó las rocas del volcán Mirador.

Tabla 6.1: Contenidos de MgO, Ni, Cr, Co, Sc y V para magmas de N-MORB y muestras del volcán Mirador (erupción de 1979). Valores tomados de Klein, 2004.

	N-MORB	Mirador (1979)
MgO (% en peso)	8,53	3,74-4,22
Ni (ppm)	123	< 20
Cr (ppm)	253	< 72
Co (ppm)	54	< 36
Sc (ppm)	48	< 32,2
V (ppm)	281	< 291

A partir de la tabla 6.1 se deduce que los contenidos de MgO, Ni y Cr son muy inferiores a los que poseen los magmas de N-MORB. Estos bajos contenidos de MgO, Ni, Cr y Co, indican un carácter no-primario en las muestras, indicando procesos de diferenciación magmática en la evolución de los magmas que originaron los productos del volcán Mirador.

Para analizar la compatibilidad de ciertos elementos con las fases minerales propias de basaltos y andesitas-basálticas, se considerarán los valores de coeficientes de partición mineral-fundido para magmas basálticos. La tabla 6.2 expone estos valores.

Tabla 6.2: Coeficientes de Partición Mineral/Fundido para magmas basálticos. Tomado de Rollinson (1993, p. 108).

	Olivino	Clinopiroxeno	Ortopiroxeno	Plagioclasa	Magnetita
Ni	6-29	1.5-14	5		29
Co	6.6	0.5-2	2.0-4		7.4
Cr	0.7	34	10		153
V	0.06	1.35	0.6		26
Ti	0.02	0.4	0.1	0.04	7.5
Sc	0.17	1.7-3.2	1.2		
Sr	0.014	0.06	0.04	1.83	
Ba	0.01	0.026	0.013	0.23	
Rb	0.01	0.031	0.022	0.07	

Analizando los coeficientes de partición mineral/fundido (tabla 6.2), es posible notar que los bajos contenidos de Ni y Co sugieren fraccionamiento de olivino, magnetita, y menor medida, clinopiroxeno, mientras que los bajos contenidos de Cr sugieren fraccionamiento de magnetita y clinopiroxeno. Esto es coherente con lo observado en la petrografía de las muestras, donde el olivino se encuentra presente como microfenocristal, y el clinopiroxeno y la magnetita se encuentran como pequeños cristales presentes en la masa fundamental.

En el diagrama multielementos (figura 5.20) se observa un enriquecimiento en los elementos incompatibles móviles (Ba, Rb, K y Sr) y un empobrecimiento paulatino en los elementos incompatibles inmóviles (Ta a Yb), presentando anomalías negativas de Nb-Ta, P y Hf, típico de ambientes de subducción.

El patrón de REE (figura 5.21) se caracteriza por un enriquecimiento en las LREE, y un progresivo empobrecimiento en las HREE, sin presentar anomalías ni una pendiente tan pronunciada, lo que podría deberse a una generación de basaltos a partir de una lherzolita de espinela (característico del volcanismo de la ZVS al sur de los 35°S (Stern, 2004)). Las LREE alcanzan el rango de 19 a 27 veces el valor condritico, mientras que las HREE se encuentran en el rango de 9-13 veces dicho valor (figura 5.21). Estos patrones se encuentran dentro del rango característico de las rocas volcánicas pertenecientes a la ZVSC, el cual consiste en contenidos de LREE entre 10 y 80 veces el valor condritico, y HREE con aproximadamente 10 veces dicho valor (López-Escobar *et al.*, 1977; Hickey-Vargas *et al.*, 1989). La ausencia de anomalía de Eu descarta el fraccionamiento de plagioclasa en la fuente como proceso importante.

La razón La_N/Yb_N ha sido empleada como indicador del grado de fusión parcial del manto (López-Escobar *et al.*, 1977; Hickey-Vargas *et al.*, 1986), esto debido a que altas razones La_N/Yb_N indican enriquecimiento de magmas en elementos altamente incompatibles, lo que a su vez indica bajos grados de fusión parcial del manto. Las muestras del volcán Mirador muestran razones de La_N/Yb_N que varían entre 1,95 y 3,69, encontrándose dentro de los rangos habituales de la ZVS ($La_N/Yb_N < 10$) (López-Escobar y Frey, 1976).

Por otro lado, la razón Ba/La se ha relacionado a fluidos provenientes de la corteza oceánica subductada, debido a que Ba es móvil en este tipo de fluidos (Hickey-Vargas *et al.*, 1986; Hildreth y Moorbath, 1988; López-Escobar *et al.*, 1995a). Estos flujos acuosos disminuyen el punto de fusión y por ende, aumentan el grado de fusión parcial del manto. Es por esto que altas razones Ba/La indican alto grado de fusión parcial. En el caso de las muestras del volcán Mirador, estas razones se mueven dentro del rango de 24,5 a 31. Estudios de Hickey-Vargas *et al.* (1986) y Hildreth y Moorbath (1988) muestran que las razones Ba/La de la mayor parte de las rocas de la ZVS son superiores a 20, siendo los valores del volcán Mirador consistentes con los encontrados en otros centros eruptivos de la ZVS.

La figura 6.3 muestra un gráfico La_N/Yb_N versus Ba/La que incluye otros CEM de la ZVSC y conos monogenéticos pertenecientes al campo volcánico Auckland (AVF), cuya configuración tectónica es totalmente distinta (volcanismo intraplaca). En la figura se observa una notoria diferencia entre las muestras del volcán Mirador y las de los otros CEM pertenecientes a la ZVSC. Las razones Ba/La son las más altas, mientras que las razones La_N/Yb_N son las más bajas. Esto indica que existe una mayor cantidad de fluidos derivados del slab subductante rico en Ba, que lleva a una mayor fusión parcial del manto astenosférico en la región del volcán Mirador, en comparación con los otros CEM. En comparación con los conos monogenéticos Rangitoto y Mr. Wellington, estos últimos poseen contenidos muy inferiores de Ba/La, consistente con el hecho de que no pertenecen a un volcanismo de arco y por ende, no se encuentran enriquecidos en Ba. A su vez, estos poseen un rango muy amplio de razón La_N/Yb_N , alcanzando los valores más altos, indicando que pueden estar asociados a grados de fusión parcial menores a los encontrados en los CEM de la ZVS.

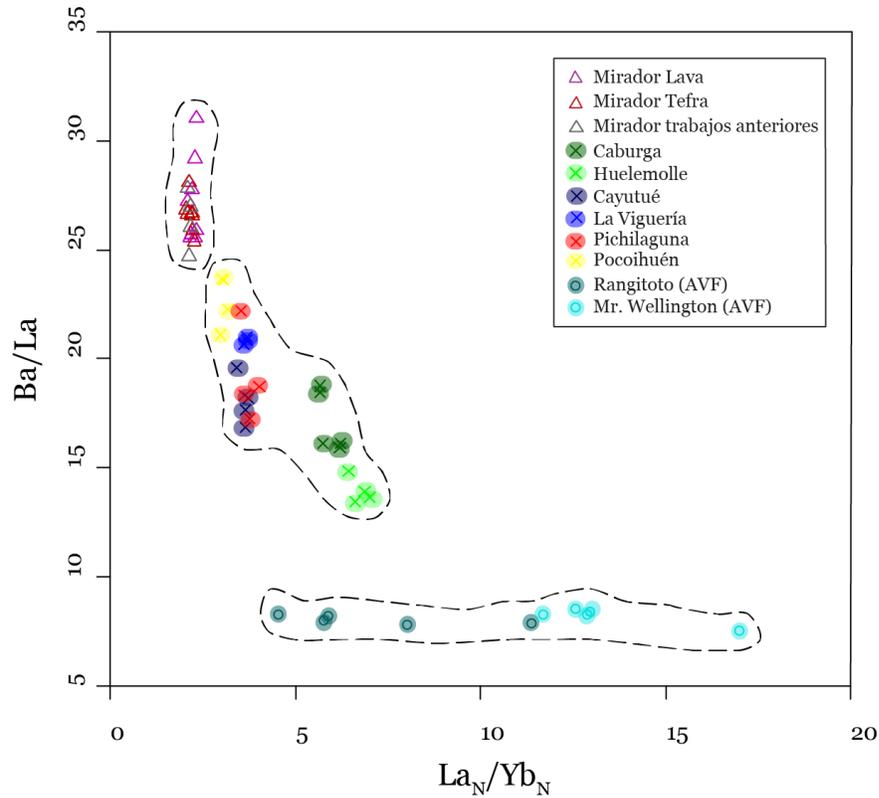


Figura 6.3: Diagrama La_N/Yb_N versus Ba/La , para muestras pertenecientes al volcán Mirador y a otros CEM de la ZVSC. A modo de comparación, también se incluyen conos monogenéticos del campo volcánico Auckland (AVF), cuya configuración tectónica es totalmente distinta.

Estudios indican que los CEM de la ZVS, en comparación a los estratovolcanes, se asocian a razones más bajas de Ba/La , acompañadas de altas razones La_N/Yb_N , lo que puede ser explicado por una menor contribución de fluidos en la subducción, que induce un menor grado de fusión parcial en la fuente (Hickey–Vargas *et al.*, 1989; López–Escobar *et al.*, 1995b). A partir del gráfico 6.3, y de lo expuesto anteriormente, se deduce que el volcán Mirador posee un comportamiento distinto al del resto de los CEM de la ZVS, en algunos casos siendo más similar al de los estratovolcanes.

En cuanto a los isótopos de la serie de desequilibrio de U, se ha encontrado que sólo lavas de arcos volcánicos muestran enriquecimiento de la actividad de ^{238}U sobre la actividad de ^{230}Th (Allegre y Condomines, 1982; Condomines *et al.*, 1988). Dentro de la ZVS, lavas provenientes del segmento 33–37°S exhiben un equilibrio entre las actividades de $^{238}U/^{232}Th$ y $^{230}Th/^{232}Th$, mientras que lavas provenientes al sur de los 37°S, muestran ya sea un equilibrio entre ambos isótopos o un desequilibrio acompañado por un enriquecimiento de ^{238}U (Tormey *et al.*, 1991; Sigmarsson *et al.*, 1991). El hecho de que se haya encontrado un enriquecimiento de ^{238}U sobre ^{230}Th en las muestras del volcán Mirador, confirma lo observado anteriormente en la ZVS de los Andes. La figura 6.4 muestra un diagrama de la actividad de $^{238}U/^{232}Th$ versus $^{230}Th/^{232}Th$ para otros volcanes de la ZVSC, donde también se observa un enriquecimiento de ($^{238}U/^{232}Th$) sobre ($^{230}Th/^{232}Th$) para la mayoría de los centros eruptivos.

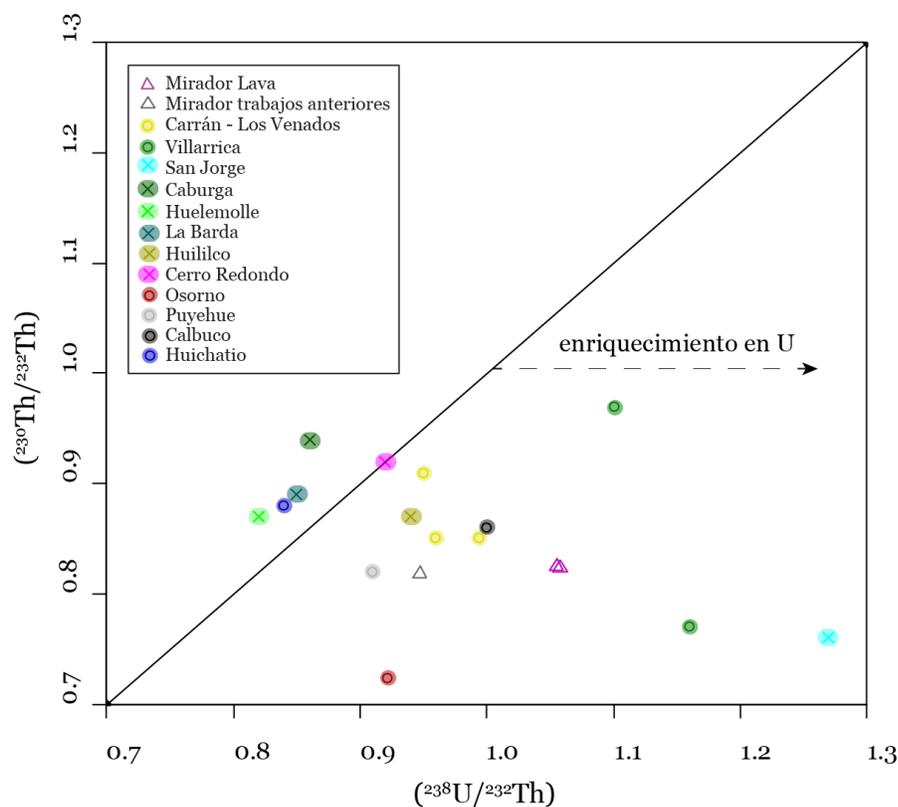


Figura 6.4: Diagrama $(^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})$ versus $(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})$ para muestras del volcán Mirador y otros centros eruptivos de la ZVSC. Se observa que la mayoría posee un enriquecimiento en U.

Diversos estudios han encontrado que los componentes derivados del slab subductante enriquecen los fluidos asociados a la fusión parcial del manto en ^{238}U sobre ^{230}Th (Tormey *et al.*, 1991; Sigmarsson *et al.*, 1991; Hickey-Vargas *et al.*, 2012). Esto debido a una movilidad preferente de U sobre Th en fluidos acuosos en procesos de subducción, donde este exceso de ^{238}U es generado a partir de la adición de fluidos ricos en U en la cuña mantélica, provenientes de los sedimentos del slab subductante (Hickey-Vargas *et al.*, 2012).

Por otro lado, mientras procesos en zonas de subducción pueden causar incremento en U, procesos de contaminación cortical pueden causar enriquecimiento de Th (Tormey *et al.*, 1991), lo que indicaría que el espesor de la corteza es un factor clave en las diferencias de actividades, ya que se ha evidenciado que en el sector norte (donde la corteza tiene un espesor de 55 a 35 km según Hildreth y Moorbath (1988)) ocurre una mayor contaminación cortical que al sur de los 37° S (donde la corteza es más delgada, 30 y 35 km según Hildreth y Moorbath (1988)). Este enriquecimiento de Th debido a fluidos corticales con alta razón Th/U (Tormey *et al.*, 1989), podría explicar por qué los magmas primarios de la corteza gruesa al norte de los 37° S, (que inicialmente poseían un enriquecimiento de U), muestran un equilibrio, a diferencia de los magmas pertenecientes a la corteza delgada de la ZVS, donde la contaminación cortical es menor y domina el enriquecimiento de ^{238}U .

Bajas razones $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ podrían estar asociadas a un alto input del slab hacia magmas derivados de la fusión parcial del manto (López-Escobar *et al.*, 1977; Hickey *et al.*, 1986), por lo tanto, este común indicador en procesos de subducción puede ser

correlacionado con la actividad $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$. La figura 6.5 muestra un gráfico de $(^{238}\text{U}/^{230}\text{Th})$ versus la razón $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ para muestras del volcán Mirador y otros centros eruptivos de la ZVSC. Los bajos contenidos de $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$, junto a altos valores de $(^{238}\text{U}/^{230}\text{Th})$, sugieren que los causantes del enriquecimiento en U serían los componentes derivados del slab (sedimentos oceánicos subductados).

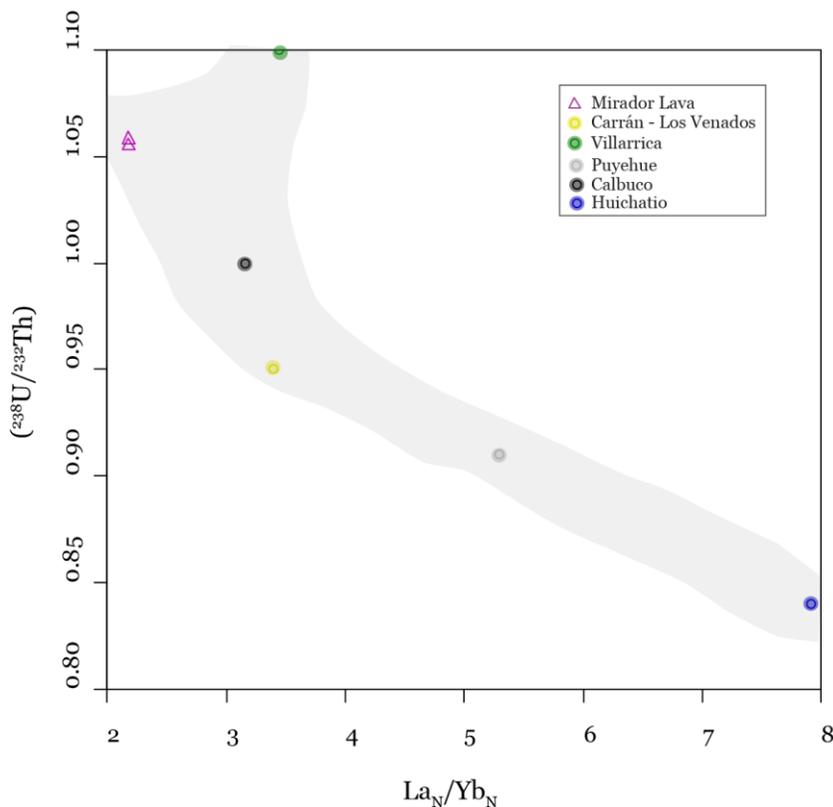


Figura 6.5: Diagrama $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ versus $(^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})$ para muestras del volcán Mirador y otros centros eruptivos de la ZVSC. Es posible observar un trend donde los altos contenidos de $(^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})$ se asocian a bajos contenidos de $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$.

Cabe destacar que las muestras seleccionadas del volcán Mirador corresponden al inicio y término de la actividad eruptiva, por lo tanto, la poca variación de $(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})$ entre ambas muestras (figura 5.32, tabla 5.4), indica que transcurrió poco tiempo desde que comenzó el desequilibrio hasta que ocurre la erupción volcánica, mostrando, a su vez, que el ascenso magmático fue rápido.

El gráfico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus ϵ_Nd (figura 5.33) indica que estamos frente a un reservorio empobrecido en elementos incompatibles, lo que podría indicar asimilación cortical escasa o nula, descartando la contaminación cortical como proceso de diferenciación en los magmas que originaron los productos de la erupción de 1979 del volcán Mirador.

La figura 6.6 muestra razones isotópicas para el volcán Mirador y para otros volcanes de la ZVS, donde también se incluyen estratovolcanes. Las muestras del volcán Mirador caen dentro de los contenidos normales que poseen las muestras de todo el GVCLV, y en general muestran mayores contenidos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que los otros CEM, más similares a las razones encontradas en el CVPCC, volcán Casablanca y Mocho-

Choshuenco. Por otro lado, las razones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se encuentran dentro del rango de los CEM, siendo estos últimos mucho más dispersos para esta razón. Esta diferencia de razones isotópicas entre CEM debe estar más asociada a características propias de la fuente, y no estar relacionada a procesos de contaminación cortical, ya que si ese fuera el caso, las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ deberían ser más altas, mientras las razones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ son más bajas, cosa que no ocurre.

Además, estudios indican que la escasa influencia de contaminación cortical parece ser una característica típica del volcanismo de la ZVS, al sur de los 35°S (Stern, 2004), no siendo una característica exclusiva en la evolución de los magmas de Carrán–Los Venados. Singer *et al.* (2008) ha obtenido conclusiones similares para la generación de basaltos y andesitas–basálticas de CVPCC.

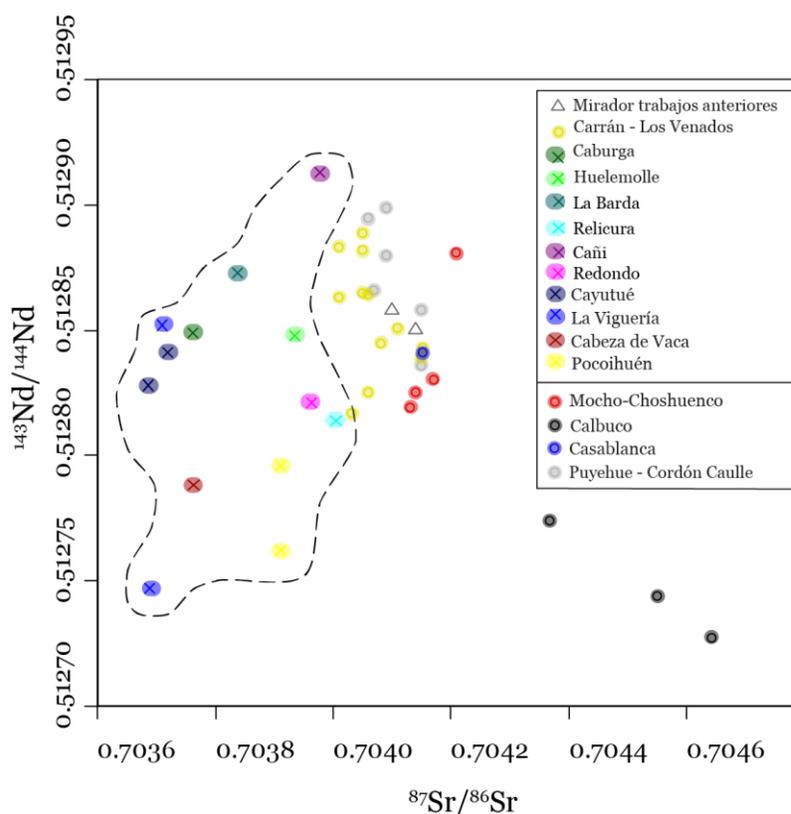


Figura 6.6: Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Se observa que las muestras del volcán Mirador poseen razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mayores a las de los otros CEM, siendo similares a las de los estratovolcanes Mocho-Choshuenco, Casablanca y Puyehue-Cordón Caulle. Las razones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se encuentran dentro del rango de las que poseen todos los otros CEM.

Todas las características químicas expuestas, evidencian una diferenciación mucho mayor en el volcán Mirador en comparación a otros CEM, lo que estaría apoyando la idea de la existencia de un reservorio magmático que estaría alimentando este volcanismo de tipo poligenético. Esto también ha sido expuesto por López-Escobar y Moreno (1981), cuyos estudios muestran que las rocas pertenecientes al GVCLV poseen características geoquímicas más similares a estratovolcanes de la ZVSC, que de CEM.

6.3. VOLCANISMO MONOGENÉTICO VERSUS POLIGENÉTICO

Un volcán de tipo monogenético es aquel que sólo ha tenido una erupción volcánica, mientras que un volcán poligenético es aquel que se construye a partir de varias actividades eruptivas. La mayor parte de las veces, un volcán monogenético no está asociado a una cámara magmática en la corteza superior, mientras que un volcán poligenético sí posee una (Fedotov, 1981; Takada, 1994a; López-Escobar *et al.*, 1995). En cuanto a la composición de los magmas, un volcán de tipo monogenético generalmente se asocia a un magma basáltico, mientras que un volcán poligenético posee magmas más bien diferenciados, alcanzando composiciones incluso dacíticas a riolíticas. Por otro lado, los volcanes de tipo monogenético habitualmente se encuentran en campos volcánicos asociados a bajos volúmenes de magma, mientras que los volcanes poligenéticos se relacionan a grandes volúmenes de magma con un conducto central estable (Nakamura, 1977; Takada 1994a; Connor *et al.*, 2000). Además, según Walker (1993) y Gudmundsson (2012), una cámara magmática cortical, parcialmente o totalmente fundida, y abastecida por una fuente de magma más profunda, es una condición necesaria para cualquier volcán poligenético activo.

El estratovolcán Los Guindos y las tres reactivaciones históricas corresponderían a casos de volcanismo de tipo poligenético en el GVCLV. El volcán Los Guindos corresponde al cono volcánico más antiguo de Carrán-Los Venados, perteneciendo al pleistoceno (a diferencia del resto de los conos que corresponden al holoceno), por lo tanto, el volcanismo poligenético del GVCLV no ocurre solamente en la actualidad, si no que desde que comenzaron las reactivaciones del volcán Los Guindos. Por otro lado, el GVCLV posee características tanto de volcanismo monogenético, como de volcanismo poligenético. Dentro de las características de volcanismo monogenético, destaca la ocurrencia de volcanismo como un campo de conos distribuidos asociados a pequeños volúmenes de magma ($\sim 0,02\text{km}^3$, según Bucchi (2015)), mientras que la química indica composiciones intermedias entre un tipo de volcanismo y otro.

Por otro lado, los volcanes de tipo estratovolcán (típicos de volcanismo poligenético) pueden ser diferenciados de los conos de escoria (típicos de volcanismo monogenético) por factores como la tasa de producción volcánica, la morfología del cono y el estilo eruptivo. La tabla 6.3 muestra estos valores para conos de escoria relativamente antiguos (volcán Parícutín y Jorullo, del campo volcánico Michoacán de México), dos volcanes compuestos jóvenes (volcán Izalco y volcán Arenal, ubicados en El Salvador y Costa Rica, respectivamente), y el volcán Cerro Negro (cono volcánico cuyos estudios muestran características tanto de cono de escorias como estratovolcán) (McKnight y Williams, 1997). Se puede observar que el volcán Mirador posee morfologías más similares a las de conos de escoria comunes y corrientes, mientras que las razones de volumen de material piroclástico/volumen total se encuentran dentro del intermedio entre un volcán compuesto y un cono de escorias. Además, la tasa eruptiva del volcán Mirador (1979) y el estilo eruptivo de tipo estromboliano, coinciden con los encontrados en estratovolcanes jóvenes y conos de escoria antiguos. El volumen total emitido del volcán Mirador no se conoce, pero sí se tiene la estimación del volumen de la última erupción volcánica, el cual es muy inferior a los volúmenes emitidos a lo largo de toda la historia eruptiva de los otros conos volcánicos. De la misma manera, es posible comparar el valor estimado de volumen total de todo Carrán-Los Venados, el cual supera en gran medida los volúmenes de los otros conos individuales. Por último, como no se

cuenta con la tasa eruptiva de la actividad del volcán Mirador, también se ha utilizado el valor del GVCLV, la cual es un poco mayor a los valores encontrados en conos de escoria antiguos e inferior a los que poseen conos compuestos jóvenes.

Al comparar el volumen emitido de la última erupción del volcán Mirador, con los de los otros centros eruptivos del GVCLV, se observa que este es relativamente similar a los encontrados en todo el GVCLV. En el caso del volcán Mirador, los productos de la erupción del año 1979 han sido estimados en $\sim 0,01\text{km}^3$ (Moreno, 1980), valor inferior al estimado para todos los conos del GVCLV ($\sim 0,02\text{km}^3$ según Bucchi *et al.*, 2015).

Tabla 6.3: Recopilación de valores de conos de escoria y volcanes compuestos (tomados de McKnight y Williams (1997), Bucchi *et al* (2015) y este estudio) (tipos de erupciones volcánicas: St: estromboliana; V: vulcaniana; Sp: semiplineana; P: plineana).

Volcán	Tasa eruptiva (kg ³ /ka)	Ancho cráter/Ancho cono	Estilo eruptivo	Volumen emitido (km ³)	Volúmen material piroclástico/volumen total	Tasa de erupción (kg/s)
Paricutín	0,12	0,31	St.	2.1	67	10-10 ⁴
Jorullo	0,12	0,25	St, V	~ 2.0	~ 60	
Izalco	8,8	0,07	St, V	2.1	~ 18	10 ³
Arenal	1,3	0,06	St, V, Sp, P	5.0	~ 20	10 ⁴ -10 ⁵⁴
Cerro Negro	1,6	0,08-0,36	St, V, Sp	0,22	77	10 ³ -10 ⁵
Mirador (1979)		0,4	St	0,01	~ 35	6,5*10 ³
GVCLV	0,24-0,53			15,9		

Existen ciertas similitudes que caracterizan una categoría de volcanismo transicional entre un cono de escorias de bajo volumen de tipo monogenético y un volcán poligenético mucho mayor, dentro de estas se incluyen su pequeño tamaño, su morfología típica de cono de escoria a pesar de su historia poligenética, magmas con un pequeño rango composicional (basaltos a andesitas-basálticas), producción de tefra y depósitos de lava, similares tasas magmáticas y valores VEI (1 a 3). Dentro de estos volcanes se tienen el volcán Anau Krakatau (Indonesia), Cerro Negro (Nicaragua), Yasur (Vanuatu) y Shanki (Barren Island) (Sheth, 2014). El volcán Mirador posee bastantes similitudes con estos centros eruptivos, la principal diferencia es que los otros han estado activos durante cientos de años, tendiendo desde 13 a 40 erupciones a lo largo de toda su historia eruptiva, mientras que los 5 cráteres del volcán Mirador evidencian sólo 4 reactivaciones volcánicas.

Principales factores que controlan el estilo de volcanismo monogenético y poligenético:

Diversos autores señalan que los campos de volcanes monogenéticos están directamente relacionados a ambientes tectónicos extensivos (Nakamura, 1977; Fedotov, 1981; Takada, 1994).

En la ZVS de los Andes, donde existe un régimen regional compresivo/transpresivo, cuyo esfuerzo principal horizontal ($\sigma_1 = \sigma_{Hm\acute{a}x}$) posee un rumbo

noreste, los campos de volcanes monogenéticos suelen estar asociados a regímenes extensivos locales, cuya distribución estaría controlada más bien por el estado de stress cortical (Lara *et al.*, 2006a; Cembrano y Lara; 2009), concordando con lo expuesto en estudios anteriores (Nakamura, 1977; Connor, 1990; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1998).

Esta distribución de volcanes monogenéticos suele estar asociada a clusters y/o alineamientos a lo largo de estructuras regionales (López-Escobar *et al.*, 1995a; Connor *et al.*, 2000), donde los diques alimentadores se generan de forma paralela al stress máximo horizontal de la corteza, generando hidrofracturamiento y/o aprovechando fracturas (Nakamura, 1977).

Antecedentes estructurales indican que al sur de los 39°S, las fracturas cuya orientación varíe entre 56° y 76°E, corresponden a estructuras de tipo extensivas, paralelas al régimen regional compresivo/transpresivo (Lara *et al.*, 2006a; Cembrano y Lara; 2009). El GVCLV, al estar emplazado sobre una franja de orientación N67°E, se encuentra dominado por un régimen tectónico local extensional, consistente con el hecho de que los campos de volcanismo monogenético se asocian predominantemente a ambientes tectónicos extensivos de la corteza. A partir de esto, diversos autores han expuesto que la interacción del régimen de stress y la arquitectura heredada de la corteza, sí es un factor que distingue entre un volcanismo de tipo monogenético y uno de tipo poligenético (Cañón-Tapia y Walker, 2004; Cembrano y Lara, 2009).

Otro factor que se ha propuesto para determinar el estilo de volcanismo es la tasa de suministro de magma, donde bajas tasas de aporte favorecen la formación de campos de volcanes monogenéticos, mientras que altas tasas de suministro de magma favorecen la producción de volcanismo de tipo poligenético (Fedotov, 1981; Takada, 1994b). En el caso de existir una baja tasa de aporte magmático, los conductos de ascenso del magma se enfriarían, provocando que el magma no pueda ascender a la superficie al momento de haber un segundo pulso magmático, haciendo que este nuevo pulso genere una nueva ruta de ascenso, favoreciendo la formación de un nuevo cono monogenético. Por otro lado, una alta tasa de aporte magmático favorecerá el calor necesario para mantener una ruta de ascenso estable, característica propia de un volcanismo poligenético.

No obstante, se han encontrado volúmenes de magma similares en campos de volcanes monogenéticos y volcanes poligenéticos (Connor y Conway, 2000; Piochi *et al.*, 2005), sugiriendo que el tipo de volcanismo no depende de la tasa de producción de magma, si no que del grado de interconexión de fluidos a través de conductos coalescentes durante el ascenso del magma (Cañón-Tapia y Walker, 2004).

Considerando los dos factores recién expuestos, el estilo de volcanismo estaría íntegramente determinado por la interacción entre las fracturas y el estado del stress de la corteza, y la tasa de suministro de magma (Takada, 1994b; Rodríguez, 1999; Bucchi, 2013; Bucchi *et al.*, 2015).

La Teoría de Interacción de Fracturas de Takada (1994b) explica muy bien la combinación entre estos dos factores. Esta teoría establece que una alta coalescencia de fracturas se produce cuando el magma se concentra en espacios determinados, creando rutas de ascenso estables, factor necesario para el desarrollo de un volcanismo poligenético. De esta manera, condiciones de tasas de aporte magmático relativamente

altas, junto diferenciales de stress regional relativamente bajos, favorecerán la coalescencia de fracturas, mientras que tasas de aporte de magma relativamente bajas, junto a diferenciales de stress regional relativamente alto, inhibirán la coalescencia de fracturas. Al inhibir la coalescencia de fracturas, se impide que el magma se concentre en determinados espacios y cree rutas de ascenso estables, favoreciendo el desarrollo de campos de volcanes monogenéticos.

Esta teoría concuerda muy bien con la ubicación preferente de estratovolcanes y volcanes monogenéticos a lo largo de la ZVS de los Andes. Mientras que los volcanes poligenéticos se ubican tanto en dominios extensionales como compresivos, los volcanes monogenéticos y campos de volcanismo monogenético se ubican sobre la ZFLO y franjas de orientación noreste (extensionales) (Cembrano y Lara, 2009). Esto debido que al existir bajas tasas de aporte de magma, estas pueden ascender por la ZFLO y/o llegar a zonas de deformación extensional, creando volcanismo de tipo monogenético, a diferencia de lo que ocurre si estos bajos volúmenes de magma se encuentran en un régimen de deformación compresivo, donde no podrán ascender una gran distancia, estancándose y enfriándose en la corteza, sin llevar a cabo ningún tipo de volcanismo. En el caso contrario, donde existe una alta tasa de suministro de magma, el magma ascenderá creando rutas de ascenso estables, tanto en dominios extensionales como compresivos, posibilitando la formación de cámaras magmáticas en la corteza superior, y por ende, creando volcanismo poligenético.

En el caso del volcán Mirador y el GVCLV, el régimen de stress extensivo existente corresponde a un régimen con alto stress diferencial, por ende, la posibilidad de crear rutas de ascenso estables, y posteriormente, una cámara magmática en la corteza superior, estará determinada únicamente por la tasa de suministro de magma, lo cual será discutido a continuación.

6.4. EVIDENCIAS DE UNA CÁMARA MAGMÁTICA EN LA CORTEZA SUPERIOR

Cámara magmática se define como un volumen de magma que se mantiene fundido y eruptable durante el lapso de tiempo en que se emplazan dos pulsos, donde un magma es eruptable si la fracción de cristales es menor al 40% (Annen, 2009). Para formar y mantener una cámara magmática se necesitará de una tasa mínima de adición de calor, es decir, una tasa mínima de suministro de magma (Annen, 2009).

Se han postulado modelos donde volcanes monogenéticos se desarrollan a partir de cámaras magmáticas ubicadas en la corteza superior, asociadas a un estratovolcán central (Cañón–Tapia y Walker, 2004; Pinel y Jaupart, 2004). En el caso del GVCLV, esto no podría ocurrir debido a que el único estratovolcán presente en este grupo volcánico corresponde al volcán Los Guindos, el cual no se encuentra en una posición central, si no que posee una posición más bien periférica. Además, los productos volcánicos de este centro eruptivo muestran rasgos mucho más primitivos que el volcán Mirador, descartando que este sistema volcánico esté asociado a una cámara magmática situada en la corteza superior.

El régimen extensivo del GVCLV promueve la extrusión de magma (Cañón–Tapia y Walker, 2004; Cembrano y Lara, 2009), disminuyendo la acumulación de magma en la corteza superior, y por ende, favoreciendo la ocurrencia de un volcanismo de tipo monogenético. Sin embargo, Bucchi *et al.* (2015) estimó la tasa de suministro de magma a partir de la tasa de producción volcánica para todo el GVCLV, obteniendo un valor que se encuentra en el rango de 1,2 a 2,7 km³/ka, y correspondiendo al mínimo requerido para producir y mantener un reservorio magmático de 10 km de diámetro en la corteza superior (Gelman *et al.*, 2013).

Mediante modelos numéricos de difusión en patrones de zonación en fenocristales de olivino, se ha planteado la existencia de un reservorio transciente en la corteza superior en los centros eruptivos Caburga (Morgado *et al.*, 2015, en revisión), cuya petrografía y geoquímica muestra rasgos mucho más primitivos en comparación a los que muestran los productos de la erupción del año 1979 del volcán Mirador. No obstante, este no es el único lugar en que se ha planteado la existencia de reservorios menores transcientes en la corteza superior en volcanes monogenéticos (Johnson *et al.*, 2008).

Németh (2010) propone dos hipótesis para entender el volcanismo continental de baja magnitud: 1) volcanismo de corta–vida, donde conductos verticales transportan magmas primitivos desde fuentes profundas con variables grados de cristalización (como por ejemplo el campo volcánico Auckland; Smith *et al.*, 2008); y 2) volcanismo de larga–vida, donde se forma una zona de acumulación de fundido bajo el volcán, de forma somera (el volcán Jorullo es un ejemplo de este caso; Johnson *et al.*, 2008). Debido a la diferenciación encontrada en el volcán Mirador, este se podría estar más asociado al caso 2) postulado por Németh (2010), aunque aún es muy reciente para hablar de un volcanismo de larga–vida.

Por otro lado, el GVCLV es un campo volcánico muy activo y con una alta densidad de cráteres en comparación con otros campos volcánicos (Le Corvec *et al.*, 2013a), sugiriendo el desarrollo de un volcanismo de mayor tamaño.

A partir de esto, se plantea la existencia de un reservorio magmático somero en la corteza superior, bajo la intersección de la ZFLO con la franja de orientación N67°E, que estaría asociado a las erupciones históricas del GVCLV. Este reservorio aún no habría desarrollado un conducto completamente estable para la extrusión de magma, lo que podría explicar por qué el magma ha evacuado por cráteres vecinos cercanos (Carrán y Riñinahue) a diferencia de un único cráter en un estratovolcán (Morgado *et al.*, 2015, en revisión).

Hay que tomar en cuenta que la existencia de una cámara magmática en el área de Carrán–Los Venados supone un riesgo volcánico en esta región que aún no ha sido tomado en cuenta. Se piensa que los conos de escoria están activos durante sólo una década y normalmente no poseen flujos piroclásticos u oleadas basadas asociadas a las erupciones, es decir, son erupciones de baja energía y volumen, mientras que los volcanes compuestos (típicos de volcanismo asociado a cámaras magmáticas), están activos durante cientos de años y comúnmente incluyen eventos más peligrosos, con erupciones de altos volúmenes y con comportamiento más energético (McKnight y Williams (1997)).

6.5. UN CASO PARTICULAR DENTRO DEL GVCLV

El volcán Mirador posee una ubicación preferencial dentro del GVCLV, al igual que los maares Carrán y Riñinahue. Estos se sitúan justo sobre la intersección de la ZFLO y el sistema de orientación N67°E que controla el volcanismo del GVCLV. Es importante destacar que es aquí donde ocurren las tres erupciones históricas correspondientes a las reactivaciones de centros eruptivos del GVCLV (maar Carrán el año 1907, maar Riñinahue en 1955 y el volcán Mirador en 1979 (Moreno, 1977; Moreno, 1980)).

Se ha postulado que la mayor tasa de extrusión del volcán Mirador, en comparación a otros conos monogenéticos, podría estar asociada a la cercanía con la ZFLO, la cual facilitaría el ascenso del magma desde el límite corteza–manto a la superficie, en comparación a lo que ocurre con el resto de los centros eruptivos de Carrán–Los Venados (Rodríguez, 1999). Si efectivamente la ZFLO actuara como un canal que facilite el ascenso de magma del volcán Mirador desde niveles del manto a niveles corticales más someros, se esperaría encontrar características químicas similares a las que poseen los centros periféricos Los Guindos y Media Luna, los cuales se asocian exclusivamente al sistema de fracturas de la ZFLO. Sin embargo, los productos de la erupción de 1979 del volcán Mirador, y los pertenecientes a todos los CEM del GVCLV ubicados en la franja N67°E, muestran firmas petrográficas y geoquímicas que evidencian una mayor evolución y diferenciación magmática.

La morfología del volcán Mirador también es un factor relevante. El hecho de que el edificio volcánico se construya a partir de 5 conos de piroclastos, indica que este volcán podría corresponder al inicio de una estructura volcánica de mayor tamaño, más del tipo estratovolcán, típica de un volcanismo poligenético. En este caso, se podría inferir la presencia de una ruta de ascenso más o menos estable en esta zona de intersección de fallas, aunque aún no sería 100% estable debido a que en las otras dos erupciones históricas el magma ascendió por otros conductos, evacuando por los maares Carrán y Riñinahue.

A partir de esto, la intersección entre la ZFLO y la franja de orientación N67°E podría corresponder más bien a una zona donde se está acumulando magma y se está llevando a cabo la formación de una cámara magmática transciente en este sistema volcánico, en vez de corresponder a una zona que facilite el ascenso de magma desde niveles profundos de la corteza.

6.6. SISTEMA MAGMÁTICO DEL VOLCÁN MIRADOR

Para campos de volcanes monogenéticos, se ha planteado un modelo de sistema volcánico donde pequeños pulsos de magma ascienden desde el manto superior o la base de la corteza a través de diques, sin formar rutas de ascenso estables ni cámaras magmáticas en la corteza superior (Takada, 1994; Cañón–Tapia y Walker, 2004). Sin embargo, los antecedentes postulados hasta ahora indican que el volcanismo actual del GVCLV, más específicamente en la intersección de la ZFLO y la franja de orientación N67°E, donde se ubican el centro eruptivo Mirador y los maares Carrán y Riñinahue,

corresponde a un volcanismo de tipo poligenético, con la probable existencia de una cámara magmática transciente en la corteza superior.

Sabemos que la estructura más relevante de la zona de estudio corresponde a la ZFLO, que posiblemente se extiende de forma vertical hasta la base de la corteza o manto (Cembrano *et al.*, 1996; Folguera *et al.*, 2002; Rosenau *et al.*, 2006), mientras que es probable que las estructuras dentro de la franja de orientación N67°E afecten principalmente a la corteza superior (Bucchi *et al.*, 2015). En este caso, la ZFLO sería la responsable del ascenso de magma en forma de diques desde un reservorio en el manto o corteza inferior, hasta que estos son capturados por las estructuras de orientación N67°E, en el caso de los magmas de Carrán–Los Venados, mientras que los magmas de los centros periféricos ascienden por la ZFLO directamente desde el manto superior o corteza inferior hasta la superficie (figura 6.7). Esto es coherente con el hecho que los centros eruptivos de Carrán–Los Venados se encuentren alienados en la dirección N67°E y sean más diferenciados que los magmas de los centros periféricos.

Las características petrográficas y geoquímicas del volcán Mirador son consistentes con una evolución magmática marcada por el estancamiento cortical profundo, lo que impulsaría la cristalización inicial de plagioclasas y olivinos más primitivos.

Hildreth y Moorbath (1988) proponen que el límite corteza–manto constituye una barrera reológica que facilita el almacenamiento de magma proveniente del manto astenosférico, por lo tanto, es muy probable que la cámara magmática profunda se sitúe en esta zona (aproximadamente a 38km de profundidad en esta latitud de los Andes (Folguera *et al.*, 2007)) (figura 6.7).

Diversos estudios indican similitudes petrográficas y geoquímicas en basaltos y andesitas–basálticas del GVCLV y el CVPCC, sugiriendo que ambos sistemas volcánicos tienen una fuente astenosférica similar, donde ocurrirían los procesos iniciales de diferenciación (Lara *et al.*, 2006a; Bucchi *et al.*, 2015). Las principales diferencias en los estilos de volcanismo se producirían por los diferentes caminos de ascenso dentro de la corteza superior. En el caso del volcanismo poligenético del CVPCC, el sistema está controlado por la ZFLO y una falla de rumbo noroeste (Falla Río Iculpe), lo que da lugar a un régimen de deformación compresivo, donde se produce un estancamiento y magmas más diferenciados, junto con la generación de rutas de ascenso estables. Mientras que los materiales emitidos por el GVCLV son más primitivos (aunque más diferenciados que un CEM común y corriente de la ZVS), consistentes con un ascenso más rápido a la largo de fracturas de tensión (Lara *et al.*, 2006a).

El hecho de que los CEM del GVCLV pertenecientes a la franja de rumbo N67°E estén más diferenciados que los centros Los Guindos y Media Luna, sugiere que parte de la diferenciación se produce durante el ascenso de magma en la corteza superior. Al ascender los magmas por la ZFLO, llega un punto en que son atrapados por las estructuras N67°E, acumulándose en una zona donde se está desarrollando la cámara magmática transciente en la corteza superior, para dar lugar a una mayor diferenciación magmática, donde aún se lleva a cabo el fraccionamiento (figura 6.7).

El ascenso de magma a la superficie ocurre de manera rápida, donde se generan los pequeños microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, y óxidos de Fe y Ti, que forman parte de la masa fundamental intergranular.

Evidencias geoquímicas presentadas en este estudio y corroborado por los estudios de Rodríguez (1999), Bucchi (2013) y Bucchi *et al.* (2015), indican que la diferenciación del magma del volcán Mirador y del GVCLV en su ruta hacia la superficie, ocurriría principalmente por la cristalización fraccionada de olivino y clinopiroxeno.

A diferencia de lo que aquí se expone, varios autores afirman que el sistema magmático del GVCLV aún corresponde a un volcanismo de tipo monogenético. Bucchi *et al.* (2015) plantean que el futuro escenario del GVCLV, sólo estaría determinado por la tasa de suministro de magma, debido a que es razonable pensar que el régimen tectónico se mantendrá constante (asumiendo la escala de sistemas volcánicos ($\sim 10^5$ ka)), donde Carrán–Los Venados podría evolucionar a un sistema poligenético si la tasa de suministro de magma aumentara o fuera mayor a la estimada (López-Escobar *et al.*, 1995b; Bucchi *et al.*, 2015).

Analizando las erupciones históricas y el resto de los conos del GVCVL, se desprende que ni la química ni los volúmenes magmáticos emitidos han variado de forma significativa a lo largo del tiempo, descartando una evolución en cuanto a la diferenciación de los magmas o en cuanto a tasas eruptivas, sugiriendo que los procesos magmáticos que ocurren actualmente (y diferencian los magmas), probablemente son los mismos que existían cuando se formaron los conos de los grupos volcánicos Los Venados y Carrán. Por lo tanto, si se propone que actualmente existe una cámara magmática en la corteza superior, esta también debería haber existido en el pasado. Lo que sí ha variado es la ubicación de los centros eruptivos. Inicialmente se generaron los centros eruptivos Los Venados, posteriormente los centros del área Carrán, y por último, las 3 erupciones históricas. Una posible explicación para esto es la migración de los reservorios magmáticos someros transcientes, desde bajo el área de los centros eruptivos Los Venados, para seguir hacia el área de Carrán, y por último ubicarse bajo la intersección de los sistemas de falla, donde se ubica el volcán Mirador (figura 6.7).

Una segunda opción consiste en que la cámara magmática somera sea la misma para los centros eruptivos Los Venados, Carrán, y las tres erupciones históricas, y que sólo haya migrado la ruta de ascenso.

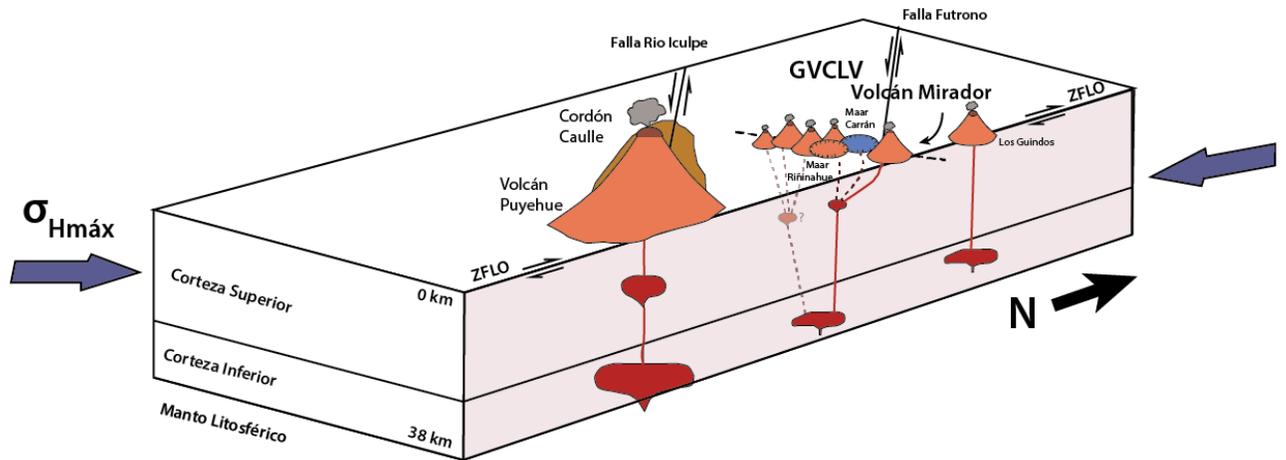


Figura 6.7: Modelo magmático para el volcán Mirador y las otras dos erupciones históricas. Este se compone por una cámara magmática en el límite corteza-manto y un reservorio magmático transciente en la corteza superior que produce una mayor diferenciación. También se observa el sistema que posee el estratovolcán Los Guindos.

CAPÍTULO 7

CONCLUSIONES

1. Las rocas del volcán Mirador son basaltos y andesitas-basálticas. Las texturas de zonación y reabsorción presentes en cristales de plagioclasa y olivino indican un mayor desequilibrio en sus magmas, en comparación con otros conos monogenéticos de la ZVSC. Además, los mayores contenidos de SiO_2 , y menores concentraciones de MgO , Ni , Cr y Co , en comparación con otros CEM pertenecientes a la ZVSC, indican una mayor evolución y un mayor grado de diferenciación en los magmas que originaron las muestras del volcán Mirador.
2. Las muestras del volcán Mirador son muy homogéneas en cuanto su composición, tanto lavas como bombas y bloques. Además, químicamente son muy similares a las encontradas en los otros conos pertenecientes al GVCLV (a excepción de los centros periféricos Los Guindos y Media Luna), descartando una evolución en cuanto a la diferenciación química en este volcán y en el GVCLV.
3. Los bajos contenidos de Ni , Cr y Co sugieren fraccionamiento de olivino, clinopiroxeno y magnetita, coherente con lo observado en la petrografía, donde el olivino se encuentra presente como microfenocristal y el clinopiroxeno y magnetita se encuentran como pequeños cristales presentes en la masa fundamental.
4. Los magmas del volcán Mirador se originan por la fusión parcial del manto astenosférico a partir de una lherzolita de espinela, debido a la influencia de fluidos provenientes de la deshidratación de la placa oceánica subductada.
5. El volcán Mirador posee una gran influencia de fluidos (altas razones La/Yb y razones isotópicas de U), indicando un alto grado de fusión parcial, más similar a los encontrados en otros volcanes poligenéticos de la ZVSC. Este alto grado de fusión parcial debería estar asociado a menores valores de SiO_2 , cosa que no ocurre, debido a la existencia de una cámara magmática que diferencia en mayor medida los magmas.
6. La morfología del volcán Mirador también es un factor relevante. El hecho de que el edificio volcánico se construya a partir de 5 conos de piroclastos, indica que este volcán podría corresponder al inicio de una estructura volcánica de mayor tamaño, más del tipo estratovolcán, típica de un volcanismo poligenético. En este caso, se tendría una única ruta de ascenso estable formada a partir de la unificación de varias rutas de ascenso inestables.
7. Esta intersección del sistema $\text{N}67^\circ\text{E}$ y la ZFLO, corresponde a una zona altamente fracturada, lo que tendería a indicar que existe un ascenso magmático facilitado por la gran cantidad de fracturas. Si esto efectivamente fuera cierto, la química del magma mostraría magmas más primitivos y más afines a los encontrados en los centros periféricos (los cuales sí indican un ascenso facilitado por las estructuras, en este caso, sólo la ZFLO), que no ocurre en este caso. Indicando que la zona

altamente fracturada, en vez de generar una mayor cantidad de rutas estables, podría estar generando una trampa que acumule magma en la corteza superior, generando de esta manera un reservorio magmático somero.

8. Inicialmente el magma asciende hasta el límite corteza–manto (aproximadamente a los 35 km de profundidad), donde pierde sus características primitivas y comienza a diferenciarse en un primer reservorio magmático profundo. Posteriormente, asciende a través de diques que utilizan como ruta estable la ZFLO, hasta que son capturados por las fracturas de la franja N67°E, donde se encuentran con un reservorio somero transciente que permitiría una mayor diferenciación magmática, alcanzando composiciones andesítico–basálticas. Finalmente, el ascenso de magma a la superficie ocurre de manera rápida, donde se generan los pequeños microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, y óxidos de Fe y Ti, que forman parte de la masa fundamental intergranular.
9. La existencia de un reservorio magmático transciente en la corteza superior, estaría evidenciando un volcanismo de tipo poligenético en el volcán Mirador y el GVCLV.

BIBLIOGRAFÍA

Alaniz-Alvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., & Ferrari, L. 1998. Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt. *Geology*, 26(7), 591-594.

Allégre, C.J., & Condomines, M. 1982. Basalt genesis and mantle structure studied through Th-isotopic geochemistry. *Nature*, Vol. 28, p. 395-406.

Annen, C. 2009. From plutons to magma chambers: thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(3), 409-416.

Angermann, D., Klotz, J., & Reigber, C. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3), 329-334.

Bucchi, F. 2013. Factores forzantes del Volcanismo Monogenético en el Grupo Volcánico Carrán-Los Venados. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 74 pp. Santiago.

Bucchi, F., Lara, L., Gutiérrez, F. 2015. The Carrán-Los Venados Volcanic Field and its Relationship with Coeval and Nearby Polygenetic Volcanism in an Intra-arc Setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Campos, A., Moreno, H., Muñoz, J., Antinao J.L., Clayton, K., Martin, M. 1998. Área Futrono-Lago Ranco, región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y minería, Mapas Geológicos No.8, escala 1:1000000. Santiago.

Cañón-Tapia, E., & Walker, G.P.L. 2004. Global aspects of volcanism: the perspectives of “plate tectonics” and “volcanic systems”. *Earth-Science Reviews*, 66(1), 163-182.

Cembrano, J., & Hervé, F. 1993. The Liquine Ofqui Fault Zone: A major Cenozoic strike slip duplex in the southern Andes. *Second ISAG, Oxford (UK)*, 21-23/9/1993.

Cembrano, J., Hervé, F., & Lavenue, A. 1996. The Liquine Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259(1), 55-66.

Cembrano, J., & Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*, 471(1), 96-113.

Condomines, M., Hemond, C., & Allégre, C. J. 1988. U Th Ra radioactive disequilibria and magmatic processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(3), 243-262.

Condomines, M., Gauthier, P.J., & Sigmarsson, O. 2003. Timescales of magma chamber processes and dating of young volcanic rocks. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 52(1), 125-174.

Connor, C.B. 1990. Cinder cone clustering in the TransMexican Volcanic Belt: implications for structural and petrologic models. *J. Geophys. Res.*,95(19), 395-19.

Connor, C.B., & Conway, F.M. 2000. Basaltic volcanic fields. *Encyclopedia of volcanoes*, 331-343.

Covacevich, V. 1996. Muestras paleontológicas en el Terciario marino de la costa sur del lago Ranco (p. 4). Informe interno, Servicio Nacional de Geología y Minería.

Fedotov, S.A. 1981. Magma rates in feeding conduits of different volcanic centres. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 9(4), 379-394.

Folguera, A., Ramos, V.A., & Melnick, D. 2002. Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36-39 S) en los últimos 30 millones de años. *Revista geológica de Chile*, 29(2), 227-240.

Folguera, A., Introcaso, A., Giménez, M., Ruiz, F., Martínez, P., Tunstall, C., & Ramos, V.A. 2007. Crustal attenuation in the Southern Andean retroarc (38–39 30' S) determined from tectonic and gravimetric studies: The Lonco-Luán asthenospheric anomaly. *Tectonophysics*, 439(1), 129-147.

Gelman, S., Gutiérrez, F., Bachmann, O. 2013. On the longevity of large upper crustal silicic magma reservoirs.

Gerlach, D.C., Frey, F.A., Moreno-Roa, H., y López-Escobar, L. 1988. Recent Volcanism in the Puyehue-Cordon Caulle Region, Southern Andes, Chile (40,5° S): Petrogenesis of Evolved Lavas. *Journal of Petrology*, 29(2), 333-382.

Harker A. 1909. A natural history of igneous rocks. Methuen. London.

Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., & Mitchell, S.F. 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48(12), 2341-2357.

Hervé, F., & Thiele, R. 1987. Estado de conocimiento de las megafallas en Chile y su significado tectónico. *Universidad de Chile, Comunicaciones*, 38, 67-91.

Hickey, R.L., Frey, F.A., Gerlach, D.C., & Lopez-Escobar, L. 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34–41 S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 91(B6), 5963-5983.

Hickey-Vargas, R., Roa, H.M., Escobar, L.L., & Frey, F.A. 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanin volcanic chain (39.5 S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103(3), 361-386.

Hickey-Vargas, R., Sun, M., López-Escobar, L., Moreno-Roa, H., Reagan, M.K., Morris, J.D., & Ryan, J.G. 2002. Multiple subduction components in the mantle wedge: evidence from eruptive centers in the Central Southern volcanic zone, Chile. *Geology*, 30(3), 199-202.

Hildreth, W., & Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to mineralogy and petrology*, 98(4), 455-489.

Hooper, D.M. & Sheridan, M.F. 1998. Computer-simulation models of scoria cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 83(3), 241-267.

Irvine, T., & Baragar, W. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.

Jicha, B.R., Singer, B.S., Beard, B.L., Johnson, C.M., Moreno-Roa, H., & Naranjo, J. A. 2007. Rapid magma ascent and generation of ^{230}Th excesses in the lower crust at Puyehue–Cordón Caulle, Southern Volcanic Zone, Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 255(1), 229-242.

Johnson, E.R., Wallace, P.J., Cashman, K.V., Granados, H.D., & Kent, A.J. 2008. Magmatic volatile contents and degassing-induced crystallization at Volcán Jorullo, Mexico: implications for melt evolution and the plumbing systems of monogenetic volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 269(3), 478-487.

Klein, E.M. 2004. Geochemistry of the Ingeous Oceanic Crust. In: *Treatise on Geochemistry*. Holland, H.D. and Turekian, K.K. (Editors), Elsevier, Amsterdam. 3: 433-463.

Lara, L., Lavenu, A., Cembrano, J., & Rodríguez, C. 2006a. Structural controls of volcanism in transversal chains: resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle–Puyehue area (40.5 S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(1), 70-86.

Lavenu, A., & Cembrano, J. 1999. Compression-and transpression-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, 21(12), 1669-1691.

Le Corvec, N., Spörli, K.B., Rowland, J., & Lindsay, J. 2013a. Spatial distribution and alignments of volcanic centers: clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth-Science Reviews*, 124, 96-114.

Lopez-Escobar, L., Frey, F.A., & Vergara, M. 1977. Andesites and high-alumina basalts from the central-south Chile High Andes: geochemical evidence bearing on their petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63(3), 199-228.

López-Escobar, L., & Moreno, H. 1981. Erupción de 1979 del Volcán Mirador, Andes del Sur 41°21'S: Características geoquímicas de las lavas y xenolitos graníticos. *Revista Geológica de Chile*, N°13-14, p. 17-33.

López-Escobar, L., Cembrano, J., & Moreno, H. 1995a. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46 S). *Andean Geology*, 22(2), 219-234.

López-Escobar, L., Parada, M.A., Hickey-Vargas, R., Frey, F.A., Kempton, P.D., & Moreno, H. 1995b. Calbuco volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui fault zone, Chile (41-42 S): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(4), 345-361.

McGee, L.E., Beier, C., Smith, I.E., & Turner, S.P. 2011. Dynamics of melting beneath a small-scale basaltic system: a U-Th-Ra study from Rangitoto volcano, Auckland volcanic field, New Zealand. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(3), 547-563.

McGee, L.E., Smith, I. E., Millet, M.A., Handley, H.K., & Lindsay, J.M. 2013. Asthenospheric control of melting processes in a monogenetic basaltic system: a case study of the Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Journal of Petrology*, egt043.

McMillan, N.J., Harmon, R.S., Moorbath, S., Lopez-Escobar, L., & Strong, D. F. 1989. Crustal sources involved in continental arc magmatism: A case study of volcan Mocho-Choshuenco, southern Chile. *Geology*, 17(12), 1152-1156.

McKnight, S. B., & Williams, S. N. 1997. Old cinder cone or young composite volcano?: The nature of Cerro Negro, Nicaragua. *Geology*, 25(4), 339-342.

Mena, R. 2015. Geoquímica, Desarrollo y Cronología de los Centros Eruptivos Menores de Cayutué Situados sobre la Traza de la Falla Liquiñe-Ofqui, entre S41°10' y S41°20', X Región de Los Lagos. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 158 pp.

Middlemost, E.A. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3), 215-224.

Moreno, H. 1977. Geología del Área volcánica Puyehue Carrán en los Andes del Sur de Chile. Memoria de Título. Departamento de Geología, Universidad de Chile. 181 pp. 78469217.

Moreno, H. 1980. La erupción del Volcán Mirador en Abril-Mayo de 1979, Lago Ranco-Riñinahue, Andes del Sur. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones N°28, p, 1-23.

Moreno, H., y Parada, M.A. 1976. Esquema geológico de la cordillera de los Andes, entre los paralelos 39 00'y 41 30'S. In Congreso Geológico Chileno (Vol. 1, No. 1).

Morgado, E., Parada, M.A., Contreras, C., Castruccio, A., Gutiérrez, F., McGee, L.E. 2015. Contrasting records from mantle to Surface of Holocene lavas of two nearby arc volcanis complex: Caburga-Huelemolle Small Eruptive Centers and Villarrica Volcano, Southern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Morgado, E., Parada, M.A., Morgan, D.J., Gutiérrez, F., Castruccio, A., Contreras, C. 2015 (en revisión). Transient Shallow Reservoirs beneath Monogenetic Volcanoes: Constraints from Magma Residence of Caburga Cones in the Andean Southern Volcanic Zone.

Murong, S. 2001. Geochemical Variation among Small Eruptive Centers in the Central SVZ of the Andes: An Evaluation of Subduction, Mantle and Crustal Influences. Memoria de Título, Florida International University.

Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochemical and Cosmochemical. Acta*, Vol. 38, p. 757-775.

Nakamura, K. 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2(1), 1-16.

Németh, K. 2010. Monogenetic volcanic fields: origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. *Geological Society of America Special Papers*, 470, 43-66.

Parada, M. 1975. Estudio geológico de los alrededores de los lagos Calafquén, Panguipulli y Riñihue. Provincia de Valdivia. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 106 p., 3 mapas.

Peccerillo, R. y Taylor S. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 58 p. 65-81.

Pinel, V., & Jaupart, C. 2004. Magma storage and horizontal dyke injection beneath a volcanic edifice. *Earth and Planetary Science Letters*, 221(1), 245-262.

Piochi, M., Bruno, P.P., & De Astis, G. 2005. Relative roles of rifting tectonics and magma ascent processes: Inferences from geophysical, structural, volcanological, and geochemical data for the Neapolitan volcanic region (southern Italy). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(7).

Rodríguez, C., 1999. Geoquímica del Grupo Carrán – Los Venados, Andes del Sur (40,3° S). Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 133 pp. Santiago.

Rollinson HR. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation, Longman, UK. 352 pp. Co-published by John Wiley and Sons. Inc the USA. ISBN 582 0 67014.

Rosenau, M., Melnick, D., & Echtler, H. 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38 S and 42 S latitude. *Tectonics*, 25(4).

Sepúlveda, F., Lahsen, A., Bonvalot, S., Cembrano, J., Alvarado, A., & Letelier, P. 2005. Morpho-structural evolution of the Cordón Caulle geothermal region, Southern Volcanic Zone, Chile: Insights from gravity and 40 Ar/39 Ar dating. *Journal of Volcanology and geothermal Research*, 148(1), 165-189.

Sheth, H. 2014. What drives centuries-long polygenetic scoria cone activity at Barren Island volcano?. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 289, 64-80.

Singer, B.S., Jicha, B.R., Harper, M.A., Naranjo, J.A., Lara, L.E., & Moreno-Roa, H. 2008. Eruptive history, geochronology, and magmatic evolution of the Puyehue-Cordón Caulle volcanic complex, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 120(5-6), 599-618.

Sigmarsson, O., Condomines, M., Morris, J.D., Harmon, R.S. 1991. Uranium and ¹⁰Be enrichments by fluids in Andean arc magmas. *Nature*, Vol. 346, p. 163-165.

Smid, E., Lindsay, J., y Jolly, G. 2009. A Review of Statistical Methods Used to Assess Probabilistic Hazard in Monogenetic Basaltic Fields. IESE Tech Report 1-2009.04.

Smith, I.E.M., Blake, S., Wilson, C.J.N., & Houghton, B.F. 2008. Deep-seated fractionation during the rise of a small-volume basalt magma batch: Crater Hill, Auckland, New Zealand. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155(4), 511-527.

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

Takada, A. 1994a. The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 99(B7), 13563-13573.

Takada, A. 1994b. Development of a subvolcanic structure by the interaction of liquid-filled cracks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 61(3), 207-224.

Thompson, R. N. 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18(1), 49-107.

Tormey, D.R. 1989. Geology and geochemistry of the active Azufre-Planchón-Peteroa volcanic center (35°15'S, Southern Andes): Implications for cordilleran arc magmatism. Ph. D. Thesis. Massachusetts Institute of Technology. 331 p.

Tormey, D. R., Hickey-Vargas, R., Frey, F. A., & López-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 Papers*, 265, 57-78.

White, W.M. 2013. *Geochemistry*. John Wiley & Sons. Capítulo 7 y 8.

ANEXOS

ANEXO A: UBICACIÓN DE LAS MUESTRAS

Tabla A.1: Ubicación de las muestras de este estudio.

Muestra	Tipo de roca	Coordenadas	
		UTM X	UTM Y
VM15-1	Lava	750360	5527535
VM15-1B	Lava	750130	5527610
VM15-3B	Tefra	750010	5527737
VM15-3	Lava	750010	5527737
VM15-4	Lava	749903	5527732
VM15-5	Lava	749863	5527755
VM15-6	Lava	749863	5527755
VM15-7	Tefra	749798	5527797
VM15-8	Lava	749745	5527986
VM15-9	Tefra	749764	5528019
VM15-10	Tefra	749666	5528008
VM15-11	Tefra	749736	5528042
VM15-12	Tefra	749744	5528067
VM15-13	Lava	750345	5528087
VM15- B1	Tefra	749771	5528091
VM15- B2	Tefra	749771	5528091

ANEXO B: ESTUDIO PETROGRÁFICO

Tabla B.1: Descripción petrográfica de la muestra VM15-1B

MUESTRA N°	VM15-1B
TIPO	Lava
PROCEDENCIA	Volcán Mirador
UBICACIÓN (Coordenadas UTM)	0750130, 5527610
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Andesita basáltica de olivino

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

Roca con textura microporfírica dada por microfenocristales de plagioclasa y olivino de tamaño fino (<2 mm) insertos en una matriz microcristalina. La roca presenta vesículas alargadas orientadas de hasta 4 mm de largo, otorgando una textura vesicular. La superficie presenta tonalidades rojizas debido a oxidación.

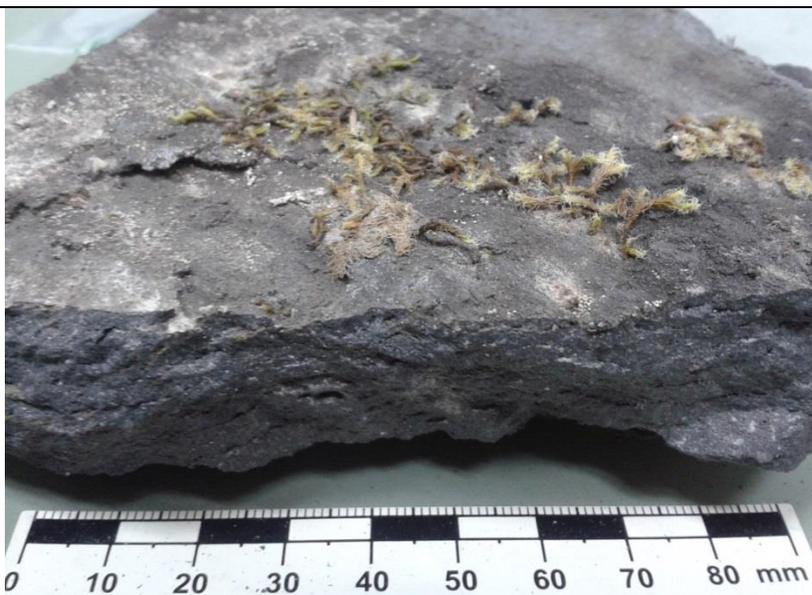


Figura 1: Imagen a muestra de mano de VM15-1B, en la cual se observan las texturas microporfírica y vesiculada de la roca, dada por los fenocristales de plagioclasa y vesículas, respectivamente.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS

Roca con textura microporfírica dada por microfenocristales (29 % del total) de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno, siendo el primero el más abundante. Los cristales de plagioclasa se encuentran orientados de acuerdo a la dirección de flujo, otorgando una textura traquítica a la roca. Localmente presenta textura subofítica, debido a cristales de clinopiroxeno que rodean parcialmente cristales de plagioclasa. Algunos cristales de olivino y clinopiroxeno poseen bordes de reacción. La matriz es holocristalina y se compone de microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y opacos. La roca también presenta textura vesicular, dada por vesículas de hasta 4 mm de tamaño. La matriz se encuentra levemente oxidada.

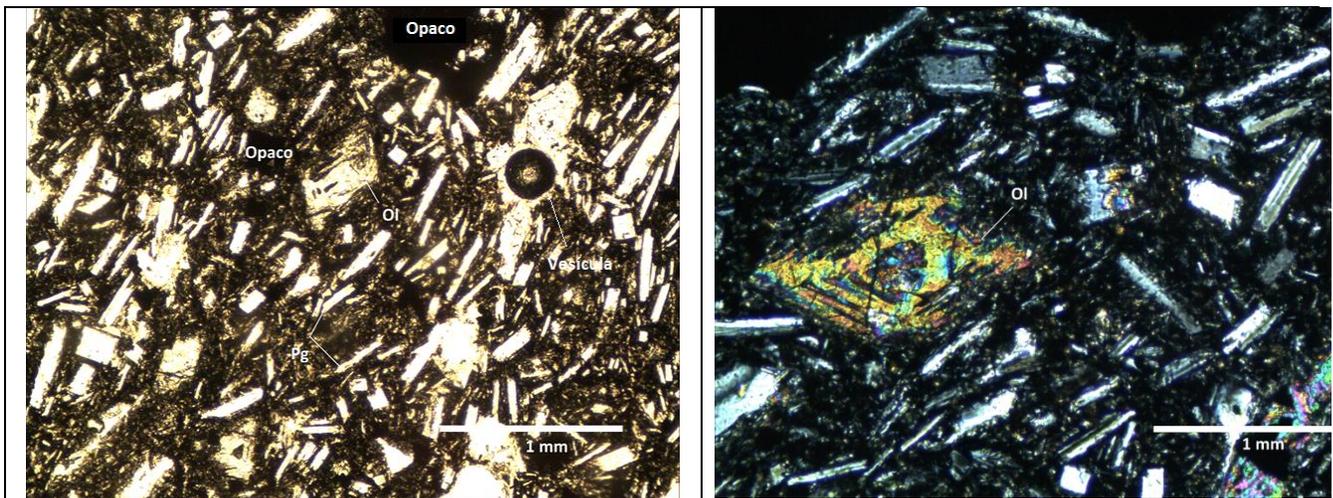


Figura 2: **a)** Imagen a nicoles paralelos donde se observa la textura microporfirica y traquítica de la roca dada por los fenocristales de plagioclasa. También se observan vesículas y minerales opacos. Aumento 5X. **b)** Imagen a nicoles cruzados donde se observa la textura microporfirica de la roca dada por los cristales de plagioclasa y olivino. También se puede observar un cristal de olivino con borde de reacción. Aumento 5X.

MICROFENOCRISTALES (29 % del total)

Mineral	% Volumen	Modo de Ocurrencia
Plagioclasa	93	Se presenta como cristales euhedrales a subhedrales tabulares de hasta 0,6 mm de largo. Presenta macla Carlsbad y periclina. Además, otorga textura microporfirica y traquítica a la roca, debido a orientación de cristales. Algunos cristales se encuentran
Olivino	3	Cristales subhedrales a anhedrales de hasta 0,5 mm de tamaño. Presenta bordes de reacción.
Clinopiroxeno	3	Se encuentra como cristales anhedrales de hasta 0,4 mm de tamaño. Algunos se encuentran rodeando cristales de plagioclasa como textura subofítica. Presenta bordes de reacción.
Ortopiroxeno	1	Cristales anhedrales de hasta 0,1 mm de tamaño.

MASA FUNDAMENTAL (64 % del total)

Agregado microcristalino de plagioclasas, clinopiroxeno, y opacos.

MINERALES OPACOS (2 % del total)

Como fenocristales de hasta 0,5 mm y en masa fundamental.

ESTRUCTURAS (5 % del total)

Vesículas de hasta 4 mm de tamaño, otorgando textura vesiculada a la roca.

NOTA: Los porcentajes reportados son estimaciones realizadas de la preparación delgada por lo que no reflejan el total de la muestra.

Tabla B.2: Descripción petrográfica de la muestra VM15-3.

MUESTRA N°	VM15-3
TIPO	Lava
PROCEDENCIA	Volcán Mirador
UBICACIÓN (Coordenadas UTM)	0750010, 5527737
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Andesita basáltica de olivino

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

Roca con textura microporfírica dada por cristales de plagioclasa y olivino de tamaño fino (<2 mm) insertos en una matriz microcristalina. La roca presenta abundantes vesículas de hasta 5 mm de tamaño, las cuales otorgan una textura vesiculada. La superficie muestra tonalidades rojizas debido a oxidación.



Figura 3: Imágen de la muestra de mano VM15-3, en la cual se observan las texturas microporfírica y vesiculada de la roca, dada por los cristales de plagioclasa y las vesículas, respectivamente.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS

Roca con textura microporfírica dada por microfenocristales (24 % de volumen total) de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno, de hasta 0,6 mm de tamaño, siendo la plagioclasa la más abundante. Los cristales de plagioclasa se encuentran orientados de acuerdo a la dirección de flujo, otorgando una textura traquítica a la roca. Además, algunos cristales de plagioclasa presentan textura subofítica debido a estar parcialmente rodeados por cristales de clinopiroxenos. Algunos cristales de piroxenos presentan texturas de desequilibrio (bordes de reacción). La masa fundamental se compone de pequeños cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y opacos, alcanzando un 55 % de volumen total de roca. La roca también presenta vesículas de hasta 5 mm de tamaño que alcanzan un 18 % de volumen total, otorgando una textura vesicular.

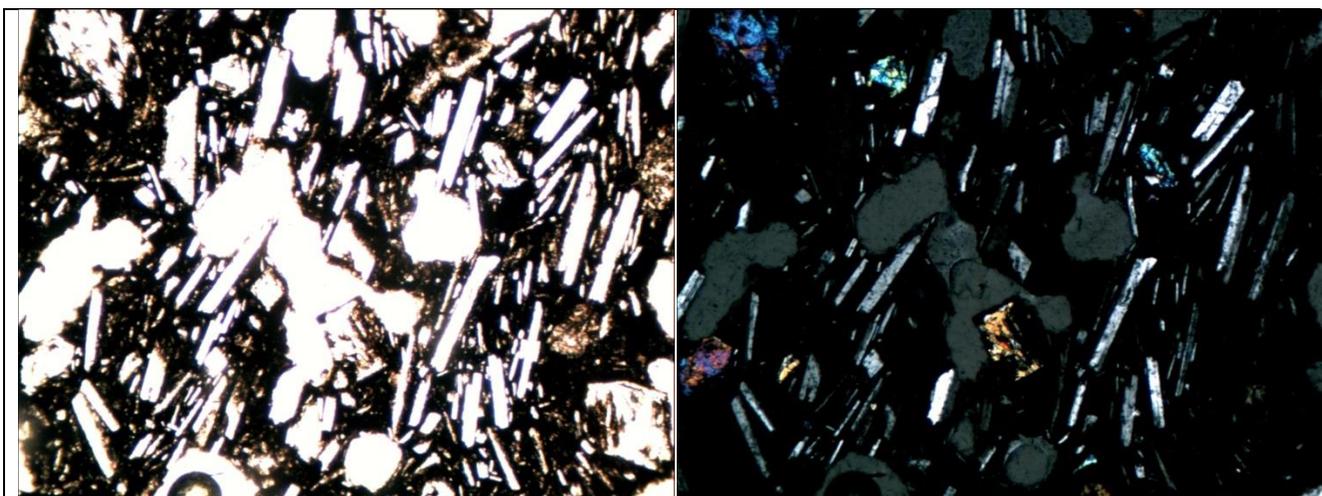


Figura 4: a) Imagen a nicoles paralelos donde se observa la textura microporfírica y traquítica de la roca dada por los cristales tabulares de plagioclasa. También se observa la abundancia de vesículas. Aumento 5X. b) Imagen a nicoles cruzados donde se observa la textura microporfírica y traquítica de la roca dada por los cristales tabulares de plagioclasa y cristales de olivino. También se observan vesículas. Aumento 5X.

FENOCRISTALES (24 % del total)

Mineral	% Volumen	Modo de Ocurrencia
Plagioclasa	87	Se presenta como cristales euhedrales a subhedrales tabulares de hasta 0,6 mm de tamaño. La mayoría presenta macla Carlsbad y orientación, otorgando textura traquítica a la roca. Algunos poseen textura subofítica debido a que se encuentran parcialmente rodeados por cristales de clinopiroxeno.
Olivino	6	Se encuentran como cristales anhedrales y subhedrales de hasta 0,5 mm de tamaño.
Clinopiroxeno	5	Cristales subhedrales de hasta 0,2 mm de tamaño.
Ortopiroxeno	2	Cristales anhedrales de hasta 0,1 mm de tamaño. Algunos presentan bordes de reacción.

MASA FUNDAMENTAL (55 % del total)

Se encuentra como un agregado de cristales finos de plagioclasas, clinopiroxeno y óxidos de Fe y Ti.

MINERALES OPACOS (3% del total)

Se encuentra en masa fundamental junto a plagioclasas, clinopiroxeno y vidrio.

ESTRUCTURAS (18% del total)

Vesículas de hasta 1 mm de tamaño, otorgando textura vesicular a la roca.

NOTA: Los porcentajes reportados son estimaciones realizadas de la preparación delgada por lo que no reflejan el total de la muestra.

Tabla B.3: Descripción petrográfica de la muestra VM15-4.

MUESTRA N°	VM15-4
TIPO	Lava
PROCEDENCIA	Volcán Mirador
UBICACIÓN (Coordenadas UTM)	0749903, 5527732
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Andesita basáltica de olivino

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

Roca con textura microporfírica dada por fenocristales de plagioclasa y olivino de tamaño fino (<2 mm) insertos en una matriz microcristalina. La roca presenta vesículas de hasta 6 mm de tamaño, las cuales otorgan una textura vesiculada. La superficie presenta tonalidades rojizas debido a oxidación.



Figura 5: Foto de la muestra de mano VM15-4, en la cual se observan las texturas microporfírica y vesiculada de la roca, dada por los fenocristales de plagioclasa y vesículas, respectivamente.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS

Roca con textura microporfírica dada por microfenocristales (35 % de volumen total) de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno de hasta 0,8 mm de tamaño, siendo la plagioclasa la más abundante. Los cristales de plagioclasa se encuentran orientados de acuerdo a la dirección de flujo, otorgando una textura traquítica a la roca. Algunos cristales poseen texturas de desequilibrio, bordes de reacción en cristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno, y textura sieve (reabsorción) en plagioclasas. La masa fundamental se compone de pequeños cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y opacos, alcanzando un 57 % de volumen total de roca. La roca también presenta vesículas de hasta 6 mm de tamaño que alcanzan un 6 % de volumen total, otorgando una textura vesicular.

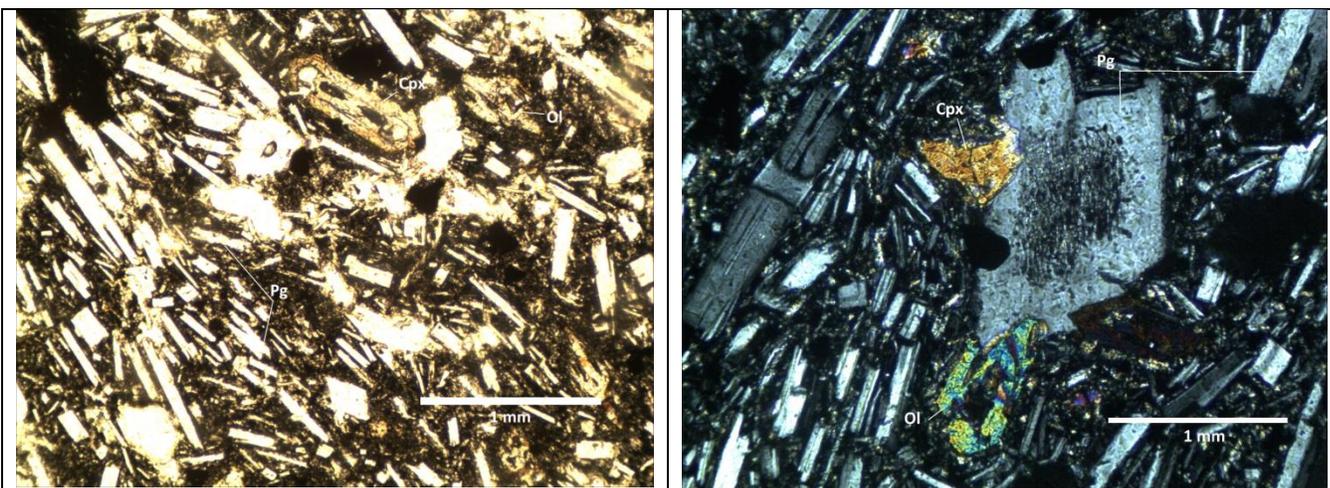


Figura 6: **a)** Imagen a nicoles paralelos donde se observa la textura microporfírica y traquítica de la roca dada por los microfenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. Aumento 5X. **b)** Imagen a nicoles cruzados donde se observa la textura microporfírica y traquítica de la roca dada por los cristales tabulares de plagioclasa y olivino. También se observan vesículas y un cristal de plagioclasa con textura sieve. Aumento 5X.

FENOCRISTALES (35 % del total)

Mineral	% Volumen	Modo de Ocurrencia
Plagioclasa	95	Se presenta como cristales euhedrales a subhedrales tabulares de hasta 0,8 mm de largo. Presenta macla Carlsbad y periclina. La orientación de los cristales otorga textura traquítica a la roca. Algunos cristales poseen textura subofítica debido a que están parcialmente rodeados por clinopiroxenos. Otros poseen textura sieve debido a reabsorción.
Olivino	2	Se encuentran como cristales anhedrales a subhedrales de hasta 0,2 mm de tamaño. Presenta bordes de reacción.
Clinopiroxeno	2	Cristales anhedrales de hasta 0,4 mm de tamaño. Presenta bordes de reacción.
Ortopiroxeno	1	Cristales anhedrales de hasta 0,4 mm de tamaño. Presenta bordes de reacción.

MASA FUNDAMENTAL (57 % del total)

Agregado microcristalino de plagioclasas, clinopiroxeno y óxidos de Fe y Ti.

MINERALES OPACOS (2 % del total)

Se encuentran como fenocristales (con tamaños de hasta 0,2 mm) y en masa fundamental.

ESTRUCTURAS (6 % del total)

Vesículas de hasta 6 mm de tamaño que le entregan textura vesiculada a la roca.

NOTA: Los porcentajes reportados son estimaciones realizadas de la preparación delgada por lo que no reflejan el total de la muestra.

Tabla B.4: Descripción petrográfica de la muestra VM15-6.

MUESTRA N°	VM15-6
TIPO	Lava
PROCEDENCIA	Volcán Mirador
UBICACIÓN (Coordenadas UTM)	0749863, 5527755
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Basalto de olivino

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

Roca con textura microporfírica dada por cristales de plagioclasa y olivino de tamaño fino (<2 mm) insertos en una matriz microcristalina. Además, presenta abundantes vesículas de hasta 0,5 mm de tamaño, otorgándole una textura vesiculada a la roca. La superficie presenta tonalidades rojizas debido a oxidación.



Figura 7: Foto de la muestra de mano VM15-6, en la cual se observan las texturas microporfírica y vesiculada, dada por los cristales de plagioclasa y las vesículas respectivamente. La escala se encuentra en mm.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS

Roca con textura microporfírica dada por microfenocristales (13 %) de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno, siendo el primero el más abundante. Los cristales de plagioclasa se encuentran orientados de acuerdo a la dirección de flujo, otorgando una textura traquítica a la roca. Los cristales de olivino y clinopiroxeno poseen bordes de reacción. La matriz está compuesta por vidrio y pequeños cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y opacos. La roca también presenta textura vesicular, dada por vesículas de hasta 0,5 mm de tamaño que alcanzan un 2 % de volumen total de roca.

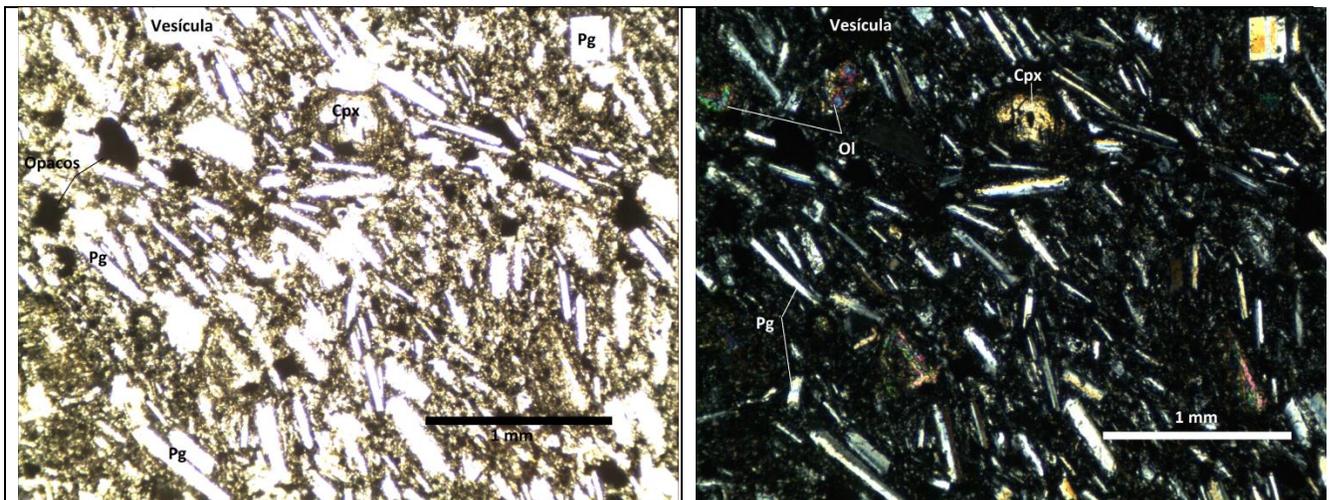


Figura 8: a) Imagen a nicoles paralelos donde se observa la textura microporfírica y traquítica de la roca dada por los cristales tabulares de plagioclasa. También se observan las vesículas y presencia de minerales opacos, además de un cristal de clinopiroxeno. Aumento 5X. b) Imagen a nicoles cruzados donde se observa la textura microporfírica y traquítica de la roca dada por los microcristales tabulares de plagioclasa. También se observa una vesícula y microfenocristales de olivino y clinopiroxeno con bordes de reacción. Aumento 5X.

FENOCRISTALES (12 % del total)

Mineral	% Volumen	Modo de Ocurrencia
Plagioclasa	93	Se presentan como cristales tabulares euhedrales a subhedrales de hasta 0,8 mm. Presentan maclas Carlsbad y periclina. Se encuentran orientadas otorgándole una textura traquítica a la roca. Algunos cristales forman cúmulos los cristales de olivino.
Olivino	3	Cristales anhedrales a subhedrales que alcanzan los 0,3 mm de tamaño. Presentan bordes de reacción. Algunos cristales forman cúmulos.
Clinopiroxeno	3	Cristales anhedrales de hasta 0,8 mm de tamaño. Presenta bordes de reacción.
Ortopiroxeno	1	Cristales anhedrales de hasta 0,2 mm de tamaño.

MASA FUNDAMENTAL (77 % del total)

Se encuentra como un agregado microcristalino de plagioclasas, clinopiroxeno y óxidos de Fe y Ti.

MINERALES OPACOS (8 % del total)

Se presentan como fenocristales de hasta 0,2 mm y también en la masa fundamental.

ESTRUCTURAS (2 % del total)

Vesículas de hasta 0,5 mm de tamaño, otorgándole una textura vesiculada a la roca.

NOTA: Los porcentajes reportados son estimaciones realizadas de la preparación delgada por lo que no reflejan el total de la muestra.

Tabla B.5: Descripción petrográfica de la muestra VM15-8.

MUESTRA N°	VM15-8
TIPO	Lava
PROCEDENCIA	Volcán Mirador
UBICACIÓN (Coordenadas UTM)	0749863, 5527755
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Basalto de olivino

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

Roca con textura microporfírica dada por fenocristales de plagioclasa y olivino de tamaño fino (<2 mm) insertos en una matriz microcristalina. También posee vesículas de hasta 1 mm de tamaño, las cuales otorgan una textura vesiculada. La superficie presenta tonalidades rojizas debido a oxidación.



Figura 9: Foto de la muestra de mano VM15-8, en la cual se observan las texturas microporfírica y vesiculada de la roca, dada por los fenocristales de plagioclasa y vesículas, respectivamente.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS

Roca con textura microporfírica dada por fenocristales (11 % de volumen total) de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y de hasta 1 mm de tamaño, siendo la plagioclasa la más abundante. Los cristales de plagioclasa se encuentran orientados de acuerdo a la dirección de flujo, otorgando una textura traquítica a la roca. Además, los cristales de olivino presentan bordes de reacción. La masa fundamental se compone de vidrio y pequeños cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y opacos, alcanzando un 76 % de volumen total de roca. La roca también posee vesículas de hasta 1 mm de tamaño que alcanzan un 10 % de volumen total, otorgando una textura vesicular.

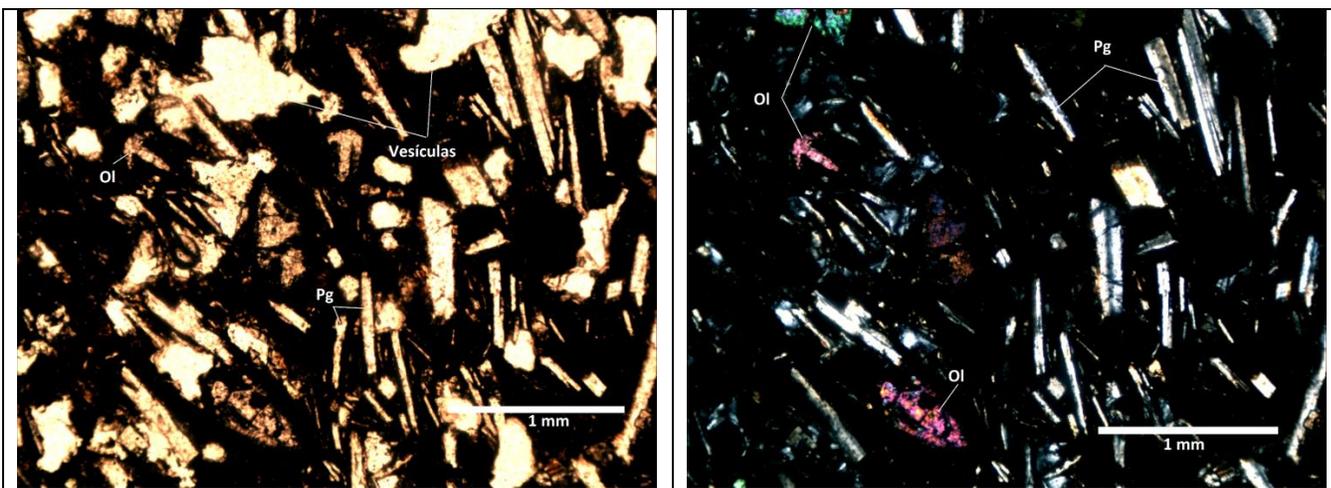


Figura 10: a) Imagen a nicoles paralelos donde se observa la textura microporfírica y traquítica de la roca dada por los microfenocristales orientados de plagioclasa. También se observan vesículas y cristales de olivino. Aumento 5X. **b)** Imagen a nicoles cruzados donde se observa la textura microporfírica y traquítica de la roca dada por los cristales tabulares de plagioclasa. También se observan cristales de olivino. Aumento 5X.

FENOCRISTALES (11 % del total)

Mineral	% Volumen	Modo de Ocurrencia
Plagioclasa	90	Se presenta como cristales euhedrales a subhedrales tabulares de hasta 1 mm. Presenta macla Carlsbad y periclina. Otorgan textura traquítica y microporfírica a la roca.
Olivino	8	Se encuentra como cristales subhedrales a anhedrales de hasta 0,4 mm de tamaño. Presenta bordes de reacción.
Clinopiroxeno	2	Cristales subhedrales a anhedrales de hasta 0,1 mm de tamaño.

MASA FUNDAMENTAL (76 % del total)

Agregado microcristalino de plagioclasas, clinopiroxeno y vidrio.

MINERALES OPACOS (3 % del total)

Se encuentran como fenocristales de hasta 0,1 mm de tamaño y en masa fundamental.

ESTRUCTURAS (10 % del total)

Vesículas de hasta 1 mm de tamaño, otorgando textura vesiculada a la roca.

NOTA: Los porcentajes reportados son estimaciones realizadas de la preparación delgada por lo que no reflejan el total de la muestra.

Tabla B.6: Descripción petrográfica de la muestra VM15-9.

MUESTRA N°	VM15-9
TIPO	Tefra
PROCEDENCIA	Volcán Mirador
UBICACIÓN (Coordenadas UTM)	0749715, 5527997
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Andesita basáltica de olivino

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

Roca con textura microporfírica dada por fenocristales de plagioclasa y olivino de tamaño fino (<2 mm) insertos en una masa fundamental. La roca presenta abundantes vesículas orientadas de hasta 8 mm de tamaño, otorgando una textura vesiculada y señalando la dirección de flujo. Superficialmente, muestra tonalidades rojizas debido a oxidación.

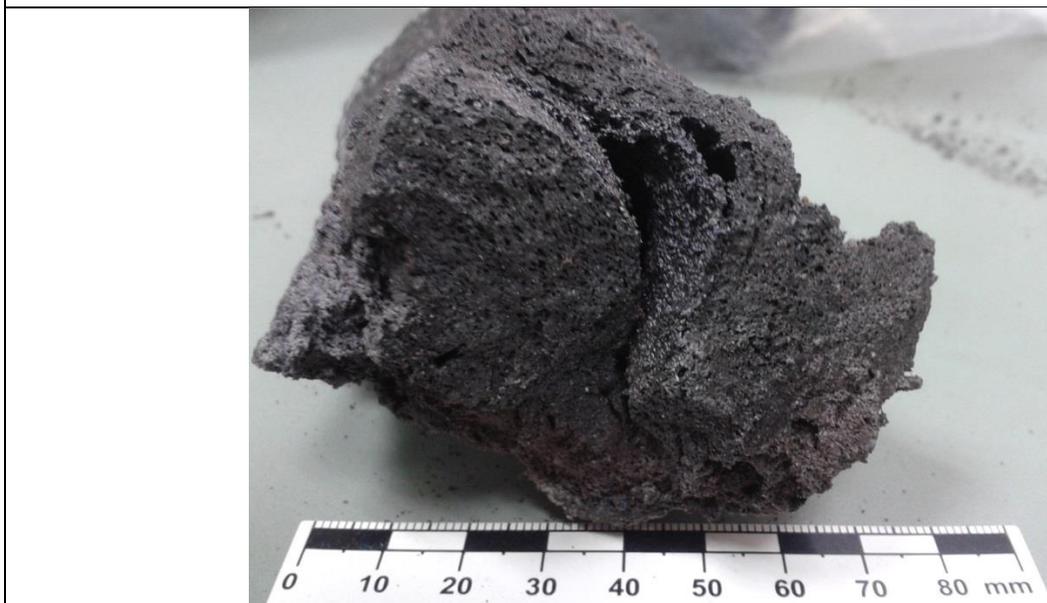


Figura 11: Foto de la muestra de mano VM15-9, en la cual se observan las texturas microporfírica y vesiculada de la roca, dada por los cristales de plagioclasa y las vesículas respectivamente. También se observa la orientación de

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS

Roca con textura microporfírica dada por fenocristales (10 % de volumen total) de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno de hasta 0,5 mm de tamaño, siendo la plagioclasa la más abundante. Los cristales de plagioclasa se encuentran orientados de acuerdo a la dirección de flujo, otorgando una textura traquítica a la roca, además, algunos presentan textura sieve producto de reabsorción. La masa fundamental está compuesta por vidrio y pequeños cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y opacos, alcanzando un 70 % de volumen total. La roca también presenta vesículas que alcanzan un 15% de volumen total y otorgan una textura vesicular.

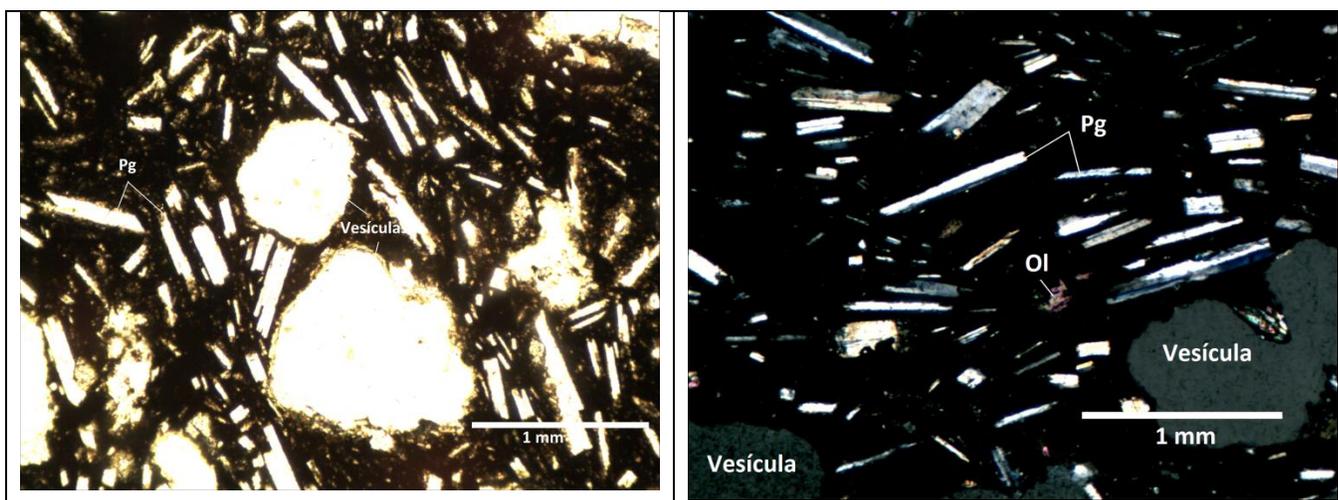


Figura 12: a) Imagen a nicoles paralelos donde se observa la textura microporfírica y traquítica de la roca dada por los cristales tabulares de plagioclasa. También se observan las vesículas de gran tamaño. Aumento 5X. **b)** Imagen a nicoles cruzados donde se observa la textura microporfírica y traquítica de la roca dada por los cristales tabulares de plagioclasa. También se observan vesículas y pequeños cristales de olivino. Aumento 5X.

FENOCRISTALES (10 % del total)

Mineral	% Volumen	Modo de Ocurrencia
Plagioclasa	93	Se presenta como cristales euhedrales a subhedrales tabulares de hasta 0,5 mm de tamaño. Presentan maclas Carlsbad y periclina. Se encuentran orientadas otorgando textura traquítica a la roca. Algunos cristales presentan textura sieve debido a reabsorción.
Olivino	4	Se encuentran como cristales subhedrales a anhedrales de hasta 0,2 mm de tamaño.
Clinopiroxeno	2	Cristales anhedrales de hasta 0,1 mm de tamaño.
Ortopiroxeno	1	Cristales anhedrales de hasta 0,2 mm de tamaño.

MASA FUNDAMENTAL (70 % del total)

Se encuentra como un agregado microcristalino de plagioclasas, clinopiroxeno y vidrio.

MINERALES OPACOS (5 % del total)

Se encuentra como fenocristales de hasta 0,5 mm de tamaño, dentro de cristales de plagioclasa y como masa

ESTRUCTURAS (15 % del total)

Vesículas de hasta 2 mm de tamaño otorgando textura vesiculada a la roca.

NOTA: Los porcentajes reportados son estimaciones realizadas de la preparación delgada por lo que no reflejan el total de la muestra.

Tabla B.7: Descripción petrográfica de la muestra VM15-12.

MUESTRA N°	VM15-12
TIPO	Tefra
PROCEDENCIA	Volcán Mirador
UBICACIÓN (Coordenadas UTM)	0749744, 5528067
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Basalto de olivino

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

Roca con textura microporfírica dada por fenocristales de plagioclasa y olivino de tamaño fino (<2 mm) insertos en una masa fundamental. La roca presenta capas que se caracterizan por poseer diferentes tamaños de vesículas, siendo estos de 0,1 hasta 2 mm, otorgándole una textura vesiculada a la roca. Superficialmente, la roca muestra tonalidades rojizas debido a oxidación.



Figura 13: Foto de la muestra de mano VM15-12, en la cual se observan las texturas microporfírica y vesiculada de la roca, dada por los cristales de plagioclasa y las vesículas respectivamente.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS

Roca con textura microporfírica dada por fenocristales (20 % de volumen total) de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno de hasta 0,5 mm de tamaño, siendo la plagioclasa la más abundante. Los cristales de plagioclasa se encuentran orientados de acuerdo a la dirección de flujo, otorgando una textura traquítica a la roca, además, se observa localmente textura glomeroporfírica, subofítica y sieve en cristales de olivino y plagioclasa. La matriz (58 % de volumen total) está compuesta por vidrio junto a pequeños cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y opacos. La roca también posee textura vesicular, presentando una alta densidad de vesículas de hasta 2 mm de tamaño, alcanzando un 20 % de volumen total de roca.

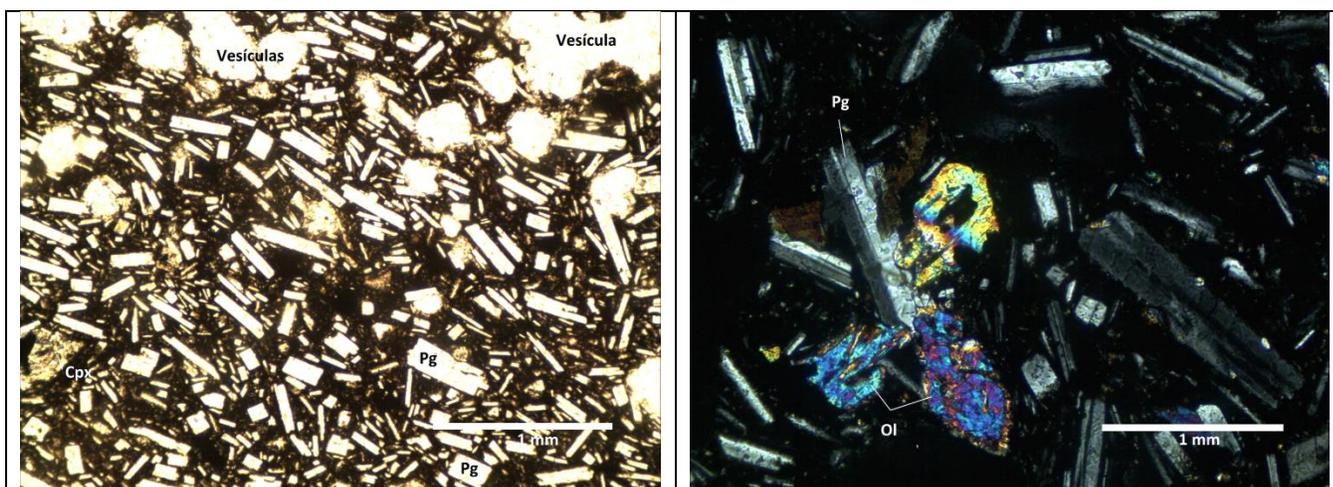


Figura 14: **a)** Imagen a nicoles paralelos donde se observa la textura microporfírica y traquítica de la roca dada por los cristales tabulares de plagioclasa. También se observan vesículas y cristales de clinopiroxeno. Aumento 5X. **b)** Imagen a nicoles cruzados donde se observa textura glomeroporfírica entre cristales de plagioclasa y olivino. Aumento 5X.

FENOCRISTALES (20 % del total)

Mineral	% Volumen	Modo de Ocurrencia
Plagioclasa	91	Se presenta como cristales euhedrales a subhedrales tabulares de hasta 0,5 mm de tamaño. Poseen maclas Carlsbad y periclina. Se encuentran orientadas otorgando textura traquítica a la roca. Algunos cristales se encuentran parcialmente rodeados por clinopiroxenos, presentando textura subofítica, otros presentan textura sieve debido a reabsorción.
Olivino	4	Cristales anhedrales de hasta 0,15 mm de tamaño. Algunos cristales presentan textura coronítica.
Clinopiroxeno	4	Cristales anhedrales de hasta 0,1 mm de tamaño.
Ortopiroxeno	1	Cristales anhedrales de hasta 0,15 mm de tamaño.

MASA FUNDAMENTAL (58 % del total)

Se encuentra como un agregado de cristales finos de plagioclasas, clinopiroxeno y vidrio. Levemente oxidada.

MINERALES OPACOS (2% del total)

Se presentan como fenocristales de hasta 0,2 mm y también en la masa fundamental.

ESTRUCTURAS (20% del total)

Vesículas de hasta 1 mm de tamaño, otorgándole una textura vesiculada a la roca.

NOTA: Los porcentajes reportados son estimaciones realizadas de la preparación delgada por lo que no reflejan el total de la muestra.

Tabla B.8: Descripción petrográfica de la muestra VM15-13.

MUESTRA N°	VM15-13
TIPO	Lava
PROCEDENCIA	Volcán Mirador
UBICACIÓN (Coordenadas UTM)	0750345, 5528087
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Andesita bsáltica de olivino

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

Roca con textura microporfírica dada por fenocristales de plagioclasa de tamaño fino (<2mm) insertos en una masa fundamental. La roca presenta vesículas de hasta 4 mm de tamaño, las cuales otorgan una textura vesiculada a la roca.



Figura 15: Foto de la muestra de mano VM15-13, en la cual se observan las texturas microporfírica y vesiculada de la roca, dada por los fenocristales de plagioclasa y vesículas respectivamente.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS

Roca con textura microporfírica dada por fenocristales (7 % de volumen total) de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno de hasta 1 mm de tamaño, siendo la plagioclasa la más abundante. Los cristales de plagioclasa se encuentran orientados de acuerdo a la dirección de flujo, otorgando una textura traquítica a la roca. Además, se observan bordes de reacción en cristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno. La masa fundamental se compone de vidrio y pequeños cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y opacos, alcanzando un 70 % de volumen total de roca. La roca también presenta vesículas de hasta 4 mm de tamaño que alcanzan un 20 % de volumen total, otorgando una textura vesicular.

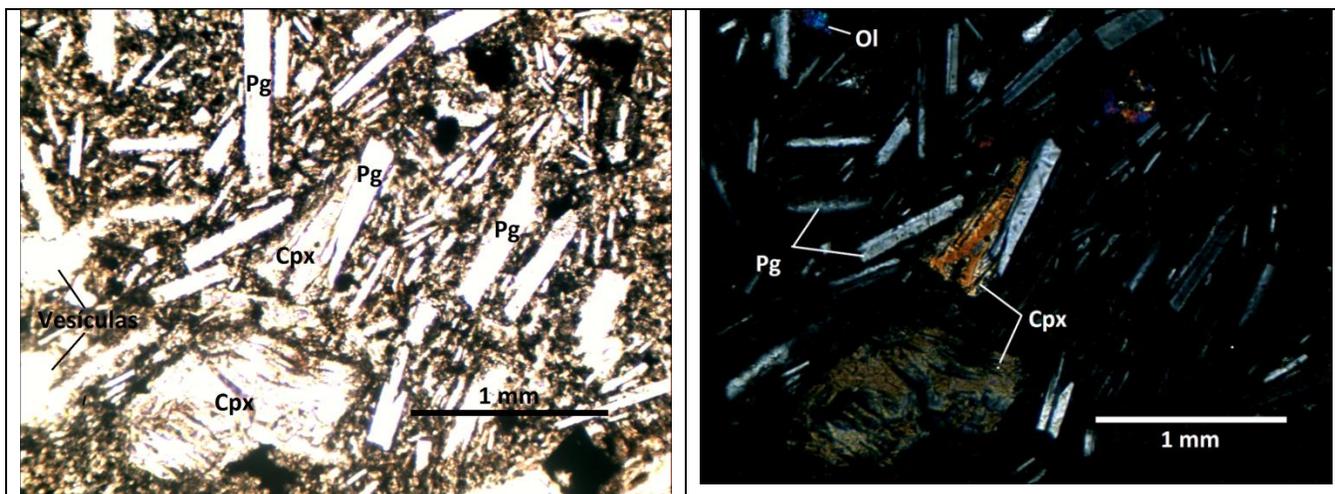


Figura 16: a) Imagen a nicoles paralelos donde se observa la textura microporfírica y traquítica de la roca dada por los fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno. También se observan vesículas y minerales opacos. Aumento 5X. **b)** Imagen a nicoles cruzados donde se observa la textura microporfírica y traquítica de la roca dada por los cristales tabulares de plagioclasa. También se observan microfenocristales de clinopiroxeno y pequeños cristales de olivino. Aumento 5X.

FENOCRISTALES (7 % del total)

Mineral	% Volumen	Modo de Ocurrencia
Plagioclasa	90	Se presenta como cristales subhedrales a euhedrales tabulares de hasta 0,2 mm de tamaño. Presentan macla carlsbad y orientación, otorgando textura traquítica a la roca.
Clinopiroxeno	2	Se encuentran como cristales anhedrales de hasta 1 mm de tamaño. Presenta bordes de reacción.
Olivino	1	Cristales anhedrales de hasta 0,1 mm de tamaño.
Ortopiroxeno	1	Cristales anhedrales de hasta 0,1 mm de tamaño. Presenta bordes de reacción.

MASA FUNDAMENTAL (70 % del total)

Agregado microcristalino de plagioclasas, clinopiroxeno y vidrio. Presenta oxidación.

MINERALES OPACOS (3 % del total)

Se encuentran inmersos en matriz y como fenocristales.

ESTRUCTURAS (20 % del total)

Vesículas de hasta 4 mm de tamaño. Le otorgan textura vesiculada a la roca.

NOTA: Los porcentajes reportados son estimaciones realizadas de la preparación delgada por lo que no reflejan el total de la muestra.

ANEXO C: ANÁLISIS GEOQUÍMICO

Tabla C.1: Datos geoquímicos del volcán Mirador de este estudio.

Muestra			VM15- B1	VM15- B2	VM15- 1	VM15- 1B	VM15- 3	VM15- 3B	VM15- 4	VM15- 5
Analito	Unidad	Límite de detección	Tefra	Tefra	Lava	Lava	Lava	Tefra	Lava	Lava
SiO ₂	%	0,01	53,44	52,96	53,47	52,42	52,58	52,82	54,27	52,73
Al ₂ O ₃	%	0,01	17,68	17,96	17,78	19,41	18,73	18,83	17,89	18,69
Fe ₂ O ₃ (T)	%	0,01	10,64	10,84	10,64	11,65	11,43	11,63	10,71	11,74
MnO	%	0,001	0,187	0,187	0,185	0,197	0,197	0,199	0,186	0,191
MgO	%	0,01	4,08	4,15	3,84	3,97	4,1	4,12	4,1	3,88
CaO	%	0,01	8,23	8,25	8,02	8,17	8,19	8,22	8,22	8,07
Na ₂ O	%	0,01	3,8	3,77	3,8	3,68	3,7	3,78	3,7	3,8
K ₂ O	%	0,01	0,51	0,53	0,54	0,5	0,5	0,5	0,5	0,54
TiO ₂	%	0,001	1,175	1,16	1,135	1,315	1,227	1,243	1,194	1,248
P ₂ O ₅	%	0,01	0,18	0,18	0,16	0,19	0,17	0,16	0,17	0,19
LOI	%		-0,6	-0,36	-0,31	-0,52	-0,4	-0,62	-0,26	-0,3
Total	%	0,01	99,32	99,62	99,27	101	100,4	100,9	100,7	100,8
Sc	ppm	1	27	27	25	27	27	27	27	27
Be	ppm	1	1	1	1	1	1	1	1	1
V	ppm	5	288	287	264	282	279	289	291	286
Ba	ppm	3	188	198	207	236	202	202	188	211
Sr	ppm	2	491	486	483	522	517	522	495	490
Y	ppm	2	18	21	19	20	22	22	20	23
Zr	ppm	4	63	64	71	68	65	65	64	67
Cr	ppm	20	30	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	ppm	1	28	33	33	27	32	28	29	28
Ni	ppm	20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20

Tabla C.1: Datos geoquímicos del volcán Mirador de este estudio (continuación).

Muestra			VM15- B1	VM15- B2	VM15- 1	VM15- 1B	VM15- 3	VM15- 3B	VM15- 4	VM15- 5
Analito	Unidad	Límite de detección	Tefra	Tefra	Lava	Lava	Lava	Tefra	Lava	Lava
Cu	ppm	10	60	80	80	60	80	60	40	60
Zn	ppm	30	80	80	80	80	80	80	80	80
Ga	ppm	1	18	18	17	17	18	17	18	18
Ge	ppm	1	1	1	1	1	1	1	1	1
As	ppm	5	< 5	5	5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	ppm	2	8	8	8	7	8	8	8	8
Nb	ppm	1	1	< 1	1	3	1	1	< 1	< 1
Mo	ppm	2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	ppm	0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
In	ppm	0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Sn	ppm	1	< 1	3	5	< 1	3	< 1	1	< 1
Sb	ppm	0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Cs	ppm	0,5	0,9	0,9	1	0,8	1	0,9	0,9	0,9
La	ppm	0,1	7	7,8	8	7,6	7,9	7,6	6,9	7,6
Ce	ppm	0,1	17,2	19	19,6	17,7	19,5	18	17,1	18,2
Pr	ppm	0,05	2,55	2,78	2,82	2,56	2,81	2,61	2,47	2,63
Nd	ppm	0,1	11,7	13,2	13,3	12,3	13	12,5	12,2	13
Sm	ppm	0,1	3,5	3,5	3,7	3,4	3,7	3,5	3,5	3,5
Eu	ppm	0,05	1,23	1,32	1,29	1,19	1,3	1,23	1,22	1,31
Gd	ppm	0,1	3,8	4,1	4	3,7	3,9	3,8	3,8	3,9
Tb	ppm	0,1	0,6	0,7	0,7	0,6	0,7	0,7	0,7	0,6
Dy	ppm	0,1	3,8	4,1	3,9	3,7	3,9	3,8	3,9	4
Ho	ppm	0,1	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
Er	ppm	0,1	2,3	2,3	2,3	2,2	2,3	2,3	2,2	2,3
Tm	ppm	0,05	0,33	0,35	0,34	0,32	0,35	0,34	0,33	0,34

Tabla C.1: Datos geoquímicos del volcán Mirador de este estudio (continuación).

Muestra			VM15- B1	VM15- B2	VM15- 1	VM15- 1B	VM15- 3	VM15- 3B	VM15- 4	VM15- 5
Analito	Unidad	Límite de detección	Tefra	Tefra	Lava	Lava	Lava	Tefra	Lava	Lava
Yb	ppm	0,1	2,3	2,3	2,3	2,2	2,3	2,3	2,2	2,3
Lu	ppm	0,04	0,37	0,37	0,38	0,36	0,37	0,38	0,37	0,38
Hf	ppm	0,2	1,5	1,5	1,5	1,3	1,5	1,4	1,4	1,5
Ta	ppm	0,1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
W	ppm	1	< 1	2	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	2
Tl	ppm	0,1	< 0.1	< 0.1	0,3	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Pb	ppm	5	5	5	10	< 5	< 5	< 5	< 5	5
Bi	ppm	0,4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4
Th	ppm	0,1	0,6	0,7	0,8	0,9	0,8	0,8	0,6	0,9
U	ppm	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2

Tabla C.1: Datos geoquímicos del volcán Mirador de este estudio (continuación).

Muestra			VM15- 6	VM15- 7	VM15- 8	VM15- 9	VM15- 10	VM15- 11	VM15- 12	VM15- 13
Analito	Unidad	Límite de detección	Lava	Tefra	Lava	Lava	Tefra	Tefra	Tefra	Lava
SiO₂	%	0,01	51,8	51,89	51,28	52,86	53,05	50,89	51,69	52,5
Al₂O₃	%	0,01	18,46	18,34	18,95	18,36	18,13	18,65	19,09	18,88
Fe₂O₃(T)	%	0,01	11,59	11,42	11,96	11,29	11,21	11,62	11,96	11,63
MnO	%	0,001	0,184	0,183	0,191	0,183	0,181	0,187	0,187	0,187
MgO	%	0,01	3,88	3,88	3,9	4,22	4,22	3,93	3,83	3,74
CaO	%	0,01	7,97	8,03	8,04	8,27	8,26	8,06	8	7,9
Na₂O	%	0,01	3,76	3,79	3,88	3,82	3,84	3,87	3,79	3,9
K₂O	%	0,01	0,51	0,52	0,54	0,52	0,53	0,53	0,52	0,55
TiO₂	%	0,001	1,258	1,199	1,281	1,181	1,171	1,238	1,269	1,224
P₂O₅	%	0,01	0,17	0,17	0,15	0,17	0,17	0,16	0,18	0,16
LOI	%		-0,31	-0,42	-0,12	-0,57	-0,33	-0,55	-0,42	-0,53
Total	%	0,01	99,27	99	100,1	100,3	100,4	98,6	100,1	100,1
Sc	ppm	1	27	28	27	28	27	28	28	25
Be	ppm	1	1	1	1	< 1	< 1	1	1	1
V	ppm	5	280	285	282	290	291	287	282	268
Ba	ppm	3	219	203	193	193	189	205	192	197
Sr	ppm	2	479	470	491	470	469	479	488	480
Y	ppm	2	22	18	21	21	20	19	20	22
Zr	ppm	4	63	63	64	63	63	65	64	70
Cr	ppm	20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	ppm	1	29	31	30	30	30	33	29	28
Ni	ppm	20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20

Tabla C.1: Datos geoquímicos del volcán Mirador de este estudio (continuación).

Muestra			VM15- 6	VM15- 7	VM15- 8	VM15- 9	VM15- 10	VM15- 11	VM15- 12	VM15- 13
Analito	Unidad	Límite de detección	Lava	Tefra	Lava	Lava	Tefra	Tefra	Tefra	Lava
Cu	ppm	10	60	70	70	70	60	80	70	60
Zn	ppm	30	90	80	80	90	80	80	80	90
Ga	ppm	1	18	18	18	18	18	18	18	19
Ge	ppm	1	1	1	1	1	1	1	1	1
As	ppm	5	< 5	< 5	5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	ppm	2	8	8	8	8	8	8	8	9
Nb	ppm	1	2	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Mo	ppm	2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	ppm	0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
In	ppm	0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Sn	ppm	1	< 1	2	1	1	1	4	< 1	< 1
Sb	ppm	0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Cs	ppm	0,5	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,9	0,9
La	ppm	0,1	7,5	7,6	7,5	7,5	7,3	7,3	7,2	7,7
Ce	ppm	0,1	17,9	17,8	18,2	18	17,5	17,6	17,3	18,5
Pr	ppm	0,05	2,58	2,61	2,62	2,61	2,52	2,52	2,53	2,63
Nd	ppm	0,1	12,1	12,6	12,7	12,4	12,2	12,2	12,1	12,8
Sm	ppm	0,1	3,4	3,4	3,5	3,5	3,6	3,5	3,3	3,6
Eu	ppm	0,05	1,25	1,25	1,25	1,29	1,23	1,23	1,24	1,29
Gd	ppm	0,1	3,9	3,7	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8
Tb	ppm	0,1	0,7	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
Dy	ppm	0,1	3,9	4	4	3,9	3,8	3,9	3,9	3,9
Ho	ppm	0,1	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
Er	ppm	0,1	2,3	2,3	2,3	2,3	2,3	2,3	2,4	2,4
Tm	ppm	0,05	0,34	0,33	0,35	0,35	0,34	0,35	0,35	0,36

Tabla C.1: Datos geoquímicos del volcán Mirador de este estudio (continuación).

Muestra			VM15- 6	VM15- 7	VM15- 8	VM15- 9	VM15- 10	VM15- 11	VM15- 12	VM15- 13
Analito	Unidad	Límite de detección	Lava	Tefra	Lava	Lava	Tefra	Tefra	Tefra	Lava
Yb	ppm	0,1	2,2	2,3	2,3	2,3	2,2	2,3	2,3	2,4
Lu	ppm	0,04	0,37	0,38	0,36	0,37	0,38	0,37	0,37	0,38
Hf	ppm	0,2	1,4	1,4	1,4	1,5	1,4	1,4	1,5	1,5
Ta	ppm	0,1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
W	ppm	1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Tl	ppm	0,1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Pb	ppm	5	< 5	5	5	< 5	< 5	< 5	< 5	5
Bi	ppm	0,4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4
Th	ppm	0,1	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6	0,7	0,7	0,6
U	ppm	0,1	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2

ANEXO D: ANÁLISIS GEOQUÍMICO TRABAJOS ANTERIORES (VOLCÁN MIRADOR)

Tabla D.1: Datos geoquímicos del volcán Mirador de estudios anteriores.

Fuente	López-Escobar <i>et al</i> (1995b)	López-Escobar <i>et al</i> (1995b)	Rodríguez (1999)	Rodríguez (1999)	López-Escobar y Moreno (1981)			
Muestra	120679-02	260479-03	180295-01	180295-02	126791	22479-3	26479-3	30479-5
SiO₂	52,73	53,56	52,75	52,56	52,42	53,34	53,56	53,35
Al₂O₃	18,05	17,93	17,63	17,95	17,97	18,32	17,93	17,65
Fe₂O_{3t}	11,64	11,19	11,36	11,12	11,77	11,22	11,18	11,56
MnO	0,18	0,19	0,15	0,14	0,18	0,19	0,19	0,19
MgO	4,57	4,29	4,37	4,39	4,56	4,32	4,29	4,43
CaO	8,42	8,5	8,22	8,21	8,21	8,43	8,5	8,62
Na₂O	3,93	3,88	4	4,09	3,98	3,82	3,88	3,81
K₂O	0,47	0,51	0,55	0,51	0,47	0,5	0,51	0,48
TiO₂	1,21	1,17	1,2	1,07	1,19	1,17	1,17	1,2
P₂O₅	0,19	0,18	0,21	0,22	0,17	0,19	0,18	0,18
Sc	27	27	27	21	32,2			
V	241	224	279	212				
Ba	185	192	173	179				
Sr	478	478	474	479				
Y			21	18				
Zr	72	78	79	72				
Cr	5	3	72	53	6			
Co	30	30	35	36	28,1			
Ni	7	4	4	4	60			
Cu			70	54				
Zn	95	96	91	90				
Rb	9,8	8,5	8	7,92				
Nb	1,6	1,8		1,92				
Cs	1	1		0,71				
La	7,1	6,9	7	6,63	7			
Ce	18,1	17,2	17	16,1	16,8			
Pr				2,39				
Nd	10,8	11,7	12	11,4	12			
Sm	3,4	3	3,22	3,06	3,48			
Eu	1,2	1,3	1,15	1	1,1			
Gd			3,44	3,61				

Tabla D.1: Datos geoquímicos del volcán Mirador de estudios anteriores (continuación).

Fuente	López-Escobar <i>et al</i> (1995b)	López-Escobar <i>et al</i> (1995b)	Rodríguez (1999)	Rodríguez (1999)	López-Escobar y Moreno (1981)			
Muestra	120679-02	260479-03	180295-01	180295-02	126791	22479-3	26479-3	30479-5
Gd			3,44	3,61				
Tb	0,6	0,7		0,566				
Dy			3,09	3,52				
Ho			0,78	0,744				
Er			2,24	2,06				
Yb	2,2	2,2	2,2	2,06	2,4			
Lu	0,3	0,4	0,34	0,327	0,42			
Hf	1,9	1,7		2,1	1,9			
Ta	0,1	0,1		0,106	0,12			
Pb			5	5,55				
Th	0,6	0,7		0,44	1,4			
U				0,175				

ANEXO E: ANÁLISIS QUÍMICOS TRABAJOS ANTERIORES (OTROS CENTROS ERUPTIVOS).

Tabla E.1: Datos geoquímicos de Carrán-Los Venados.

Fuente	Centro Eruptivo	Muestra	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
Bucchi (2013)	Riñinahue FB	FB170812-1	52,58	11,74	4,1	3,83	0,55
	Pocura	FB101012-1	53,27	11,27	3,8	3,77	0,64
	Cerro Gris	FB091012-1	51,39	11,72	4,62	3,57	0,47
	Quirrasco	FB091012-2	56,21	9,66	2,88	4,31	0,76
	Quirrasco	FB091012-3	54,93	10,56	3	4,22	0,72
	Pichicura	FB091012-5	55,67	10	3,08	4,17	0,74
	Jaramillo	FB091012-6	51,52	12,09	4,44	3,68	0,47
	Ribera lago ranco	FB091012-7	51,13	13,4	4,42	3,6	0,85
	base maar carran	LL131112-1	53,43	10,58	3,81	4,06	0,62
	Los Venados II	LL141112-1	51,5	11,16	4,82	3,5	0,54
	Los Venados II	LL141112-3	50,91	11,51	4,44	3,48	0,18
	Los Venados II	LL141112-4	51,82	11,34	4,44	3,59	0,17
	Carran III	FB141112-5	51,23	11,53	4,51	3,63	0,18
	Carran III	FB141112-8	51,43	11,18	4,84	3,28	0,15
	Carran III	FB141112-10	50,42	10,79	5,75	2,85	0,16
	Media Luna	FB151112-1	51,4	9,95	6,83	3,17	0,34
	Carran III	FB151112-3	51,88	11,58	4,25	3,66	0,19
Rodríguez (1999) y Murong (2001)	Salto del diablo CR	CR080295-2	51,15	13,36	4,36	4	0,99
	Carran I	CR120295-1	51,8	12,58	4,49	3,81	0,73
	Carran I	CR200295-1	51,34	12,82	4,49	3,79	1,18
	Pichicura	CR070295-3	50,52	10,47	5,65	3,47	0,26
	Puchura	CR090295-2	50,61	10,19	5,27	3,53	0,23
	Carran II	CR180295-3	49,86	10,84	5,08	3,86	0,27
	Carran III	CR180295-5	50,64	11	5,08	3,69	0,24
	Chascon sur	CR170295-1	51,19	11,34	4,74	3,71	0,2
	Venados II	CR040295-3	51,76	11,37	4,48	3,96	0,29
	Chascon sur bomba	CR170295-2	51,19	11,34	4,74	3,71	0,2
	Riñinahue CR	CR261194-5	52,03	11,23	4,19	4,03	0,21
	Quene	CR060295-3	52,38	10,71	4,5	3,67	0,25
	Jaramillo CR	CR261194-4	52,41	11,32	4,3	4,02	0,16
	maar Carran	CR220295-1K	53,11	11,08	4,21	4,02	0,17
	Chascon sur	CR170295-3	53,13	10,46	3,81	4,18	0,31
	El Cielito	CR050295-3	53,24	11,13	4,08	4,05	0,18
	Aserradero alto CR	CR070295-4	54,65	9,78	3,06	4,55	0,34
	Quilicura	CR150295-42	55	10	3,59	4,19	0,27
	Colorado	CR090295-5	57,46	9,26	3,03	4,41	0,3
	Los Guindos I	CR180295-6	50,81	9,63	7,55	3,23	0,42
Los Guindos III	CR180295-8	52,56	11,12	4,39	4,09	0,22	
Media Luna	CR160295-1	52,07	9,18	6,69	3,13	0,39	

Tabla E.2: Datos geoquímicos de Caburga y Huelemolle (A: tomados de Morgado *et al.*, 2015), Cayutué (B: tomado de Mena, 2015) y La Viguera (C: tomado de López-Escobar *et al.*, 1995).

Centro Eruptivo	Muestra	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Ba	Cr	Co	Ni	La	Yb
Caburga (A)	Cab1-1	50.3	9,57	6.8	3.3	0.75	266				14.4	1.7
Caburga (A)	Cab1-2	49.9	9,42	6.71	3.22	0.68	263				16.3	1.9
Caburga (A)	Cab2-1	50.2	9,65	6.33	3.34	0.82	285				17.7	1.9
Caburga (A)	Cab2-2	51.31	10,13	7.45	3.33	0.75	270				14.4	1.7
Caburga (A)	Cab3-1	50.8	9,78	7.06	3.37	0.8	280				17.6	1.9
Huelemolle (A)	Huel-1	49.9	9,88	5.66	3.17	0.82	305				22.7	2.3
Huelemolle (A)	Huel-3	50.9	10,13	5.67	3.23	0.83	315				23.1	2.2
Huelemolle (A)	Huel-4	51.77	10,18	4.6	3.56	0.93	343				23.1	2.4
Huelemolle (A)	Huel-6	50.12	9,74	4.74	3.33	0.83	314				22.6	2.2
Cayutué (B)	210814-004	50,7	9,1	6,5	2,67	0,67	197		28,1	51,8	10,1	2,11
Cayutué (B)	210814-003	51,79	8,88	7,13	2,92	0,69	171		29,6	54,1	9,1	1,83
Cayutué (B)	210814-005	51,95	8,79	7,09	2,78	0,71	188		28,9	40,5	9,4	1,63
Cayutué (B)	200814-013	51,82	8,8	7,03	2,83	0,71	188		29,6	38,9	9,8	1,8
Cayutué (B)	210814-002	51,14	10	6,73	2,81	0,7	173		27,9	60,2	8,9	1,6
Cayutué (B)	210814-006	50,8	9,11	7,19	2,75	0,67	162		28,9	60,9	9,1	1,57
Cayutué (B)	210814-007	51,45	9	7,44	2,78	0,69	152		26,2	55,5	9,2	1,47
Cayutué (B)	200814-005	48,8	9,81	7,37	2,45	0,55	150		30,4	57,1	8,9	1,63
Cayutué (B)	200814-006	51,42	8,76	7,11	2,69	0,7	174		30,2	49,7	9,5	1,67
Cayutué (B)	200814-007	51,93	8,9	7,3	2,84	0,72	182		30,8	53,1	9,3	1,82
Cayutué (B)	200814-008	51,51	8,77	7,27	2,91	0,7	183		30,7	61	9,6	1,83
Cayutué (B)	200814-009	51	9,22	7,82	2,64	0,66	168		31,4	63	8,8	1,64
Cayutué (B)	200814-012	53,9	9,05	3,42	3,31	0,61	149		16	3,9	7	2,26
La Viguera (C)	040476-01	50,6	10,81	7,33	2,86	0,62	190	200	37	53	9,2	1,7
La Viguera (C)	151284-04	51,54	8,93	7,47	2,8	0,67	188	177		78	9	1,63

Tabla E.3: Datos geoquímicos de Puyehue-Cordón Caulle.

Fuente	Muestra	SiO₂	Al₂O₃	Fe₂O₃	MgO	CaO	Na₂O	K₂O
Gerlach et al., 1988	I-B1	51,61	17,65	10,26	5,23	9,87	2,89	0,62
	I-BA1	53,73	14,79	12,14	3,47	7,30	3,84	1,04
	I-BA2	54,32	16,16	10,39	4,18	8,66	3,34	0,83
	I-BA3	54,31	16,28	10,48	4,20	8,65	3,60	0,77
	I-BA4	54,73	15,66	10,52	4,26	8,48	3,40	0,89
	I-BA5	55,02	15,20	10,78	4,31	8,16	3,44	1,16
	I-A1	56,46	14,85	11,22	3,26	6,81	3,89	1,30
	I-A3	56,59	15,11	10,52	3,09	6,92	4,14	1,18
	I-A4	56,80	16,06	8,77	3,65	7,73	3,61	1,15
	I-A5	56,82	15,68	9,76	3,12	6,81	4,09	1,21
	I-A7	59,75	15,50	8,75	2,29	5,64	4,36	1,64
	I-A8	60,51	15,85	8,58	2,12	5,40	4,41	1,64
	I-D1	64,05	15,65	6,57	1,31	4,03	4,91	2,19
	I-D2	64,57	14,58	7,20	1,37	3,82	4,68	2,33
	I-D3	64,65	14,79	6,90	1,54	4,08	4,41	2,64
	I-R1	71,65	13,92	4,09	0,04	1,71	5,25	2,85
	II-B1	48,39	14,64	10,78	14,32	8,55	2,19	0,31
	II-B2	50,30	18,88	9,56	5,91	10,59	2,95	0,44
	II-B3	50,45	18,94	9,48	5,91	10,53	2,90	0,42
	II-B6	50,90	17,88	9,21	6,92	9,95	2,85	0,56
	II-B7	50,91	16,49	9,02	9,52	10,36	2,46	0,49
	II-B8	50,94	18,12	9,19	6,78	10,08	2,86	0,55
	II-B10	51,22	16,57	8,93	9,40	10,34	2,38	0,49
	II-B11	51,23	18,32	8,97	5,89	9,94	2,82	0,58
	II-B12	51,39	20,30	7,69	4,74	11,14	2,70	0,47
	II-B13	51,58	18,36	9,24	5,97	10,06	2,69	0,67
	II-B15	51,83	18,29	9,19	6,00	10,03	3,02	0,65
	II-B16	51,84	18,13	8,65	5,80	10,05	2,95	0,59
	II-BA1	52,14	20,95	7,59	4,48	11,67	2,30	0,33
	II-BA2	52,19	16,29	10,69	5,52	8,97	3,19	0,84
	II-BA3	52,44	16,41	10,72	5,63	8,97	3,08	0,85
	II-BA4	52,84	16,40	10,73	5,49	8,97	3,12	0,86
	II-BA5	52,99	18,24	8,53	5,81	10,19	2,61	0,58
	II-BA6	54,19	17,29	8,17	5,94	9,40	2,92	0,83
	II-D1	63,84	14,85	7,22	1,59	4,19	4,30	2,23
	II-D2	64,25	15,07	6,18	1,68	4,17	4,66	2,28
II-D3	66,51	14,41	5,80	1,04	3,24	4,70	2,59	
III-D1	67,82	14,33	5,71	0,46	2,56	5,17	2,54	
III-D2	67,90	14,53	5,84	0,45	2,62	5,16	2,50	
III-D3	68,45	14,64	4,97	0,89	2,85	5,05	2,51	

Fuente	Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Gerlach <i>et al.</i> , 1988	III-D4	68,77	14,43	4,92	0,66	2,57	5,12	2,58
	III-R1	70,16	14,14	4,47	0,44	2,12	5,09	2,75
	III-R2	70,46	13,92	4,73	0,28	2,02	5,27	2,75
	IV-A1	57,86	15,33	9,21	2,79	5,98	4,15	1,45
	IV-A2	58,11	15,46	9,69	2,56	5,94	4,24	1,45
	IV-A3	58,71	15,71	7,83	4,31	6,81	3,74	1,53
	IV-A4	62,80	15,57	6,74	2,20	5,10	4,37	2,12
	IV-D1	66,13	14,36	6,14	0,91	3,22	5,22	2,29
	IV-D2	66,69	14,42	6,21	0,97	3,26	5,27	2,25
	CIV-R1	71,33	13,96	4,32	0,14	1,74	5,06	2,82
	CIV-R2	71,06	13,81	4,42	0,15	1,77	5,09	2,81
	CIV-R3	71,41	13,96	4,26	0,15	1,75	5,12	2,84
	CIV-R4	70,97	13,82	4,48	0,15	1,80	5,04	2,82
	CV-D1	68,55	14,32	4,90	0,62	2,52	4,95	2,59
	CV-D2	68,96	14,34	4,92	0,60	2,55	5,15	2,62
	CV-D3	69,30	14,48	4,80	0,57	2,43	5,06	2,62
	CV-D4	68,71	14,26	4,69	0,70	2,40	5,26	2,61
	CVI-D1	69,73	14,18	4,59	0,50	2,24	5,01	2,73
	CVI-D2	69,92	14,11	4,48	0,48	2,15	5,13	2,75
	CVI-D3	69,52	14,18	4,46	0,46	2,19	5,50	2,77
CVI-D4	69,83	14,20	4,53	0,46	2,23	5,09	2,72	
CVI-R1	70,01	14,06	4,34	0,43	2,05	4,99	2,80	
CVI-D5	69,62	14,13	4,43	0,45	2,15	5,05	2,75	
CVI-D6	69,00	14,07	4,50	0,64	2,25	5,40	2,68	

Tabla E.4: Datos geoquímicos de Auckland Volcanic Field (AVF)

Fuente	Centro eruptivo	Muestra	Ba	La	Yb
Mc Gee <i>et al.</i> , 2013	Rangitoto	Ra-AN-85	112	13,8	1,57
		Ra-AN-75/Rang63	114	14,2	1,65
		Ra-AN-77/Rang66	92,3	11,2	1,64
		Ra-AN-53a/Rang43	206	26,2	1,54
		Ra-AN-60/Rang50	188	24,1	2,00
	Mr. Wellington	AVF-907	230	27,4	1,42
		AVF-908	232	27,1	1,44
		AVF-923	234	28,3	1,47
		AVF-924	262	34,8	1,37
		AVF-921	226	27,4	1,57

ANEXO F: ANÁLISIS ISOTÓPICOS

Tabla F.1: Datos se la serie de desequilibrio de U.

Fuente	Centro Eruptivo	Muestra	(²³⁸ U/ ²³² Th)	(²³⁰ Th/ ²³² Th)
Tormey et al., 1991	Carrán	160283-01	0,95	0,91
	Huichatio	111275-09	0,84	0,88
	Villarrica	260186-01	1,1	0,97
	Calbuco	030282-02	1	0,86
	Puyehue	070282-02	0,91	0,82
Este estudio	Mirador	VM15- 8	1,058	0,823
	Mirador	VM15- 9	1,055	0,825
Jicha et al., 2007	Mirador	PU0532	0,947	0,818
	Osorno	OS0202	0,921	0,724
	Riñinahue	PU0306	0,994	0,851
	Carrán	PU0533	0,959	0,851
Hickey-Vargas et al., 2012	Villarrica	210181-1	1,16	0,77
	San jorge	140194-1	1,27	0,76
	Caburga	150194-1	0,86	0,94
	La Barda	150194-6	0,85	0,89
	Huelemolle	110194-3	0,82	0,87
	C. Redondo	140194-9	0,92	0,92
	Huililco	240394-6A	0,94	0,87

Tabla F.2: Datos isotópicos de Sr y Nd.

Fuente	Centro eruptivo	Muestra	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd
Morgado et al., 2015	Caburgua	Cab1-2	0,703762	0,512849
	Huelemolle	Huel-1	0,703935	0,512848
	La Barda	Barda1-2	0,703837	0,512873
	Relicura	Rel1-2	0,704005	0,512814
	Cañi	Cañi-5	0,703978	0,512913
	Redondo	Red-5	0,703963	0,512821
Bucchi, 2013	Riñinahue FB	FB170812-1	0,704081	0,512845
	Jaramillo	FB091012-6	0,704152	0,512843
Murong, 2001	Media Luna	CR160295-1	0,70405	0,512889
	Carrán I	CR120295-1	0,70406	0,512825
	Los Guindos III	CR180295-8	0,70403	0,512817
	Salto del Diablo	CR080295-2	0,70406	0,512864
	Chasón Sur bomba	CR170295-2	0,70405	0,512865
	Pichicura	CR070295-3	0,70411	0,512851
	Carrán II	CR180295-3	0,70415	0,512839

Tabla F.2: Datos isotópicos de Sr y Nd (continuación).

Fuente	Centro eruptivo	Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
Murong, 2001	Chascon sur	CR170295-1	0,70401	0,512883
Rodríguez, 1999	Riñinahue	CR261194-5	0,70405	0,512882
	Riñinahue	CR261194-5b	0,70401	0,512863
	Mirador	CR180295-1b	0,70414	0,51285
	Mirador	CR180295-1	0,7041	0,512858
López-Escobar et al., 1995b	Casablanca	280281-05	0,70415	0,512842
	Pocoihuen	160185-03	0,703912	0,512762
López-Escobar et al., 1995a	Pocoihuén	VC-42-2	0,703912	0,512796
	Cabeza de Vaca	PC-127-2	0,703763	0,512788
	Calbuco	3282-5	0,704551	0,512744
	Calbuco	3282-4	0,704644	0,512727
	Calbuco	3282-2	0,704369	0,512774
	Cayutué	21282-1	0,70372	0,512841
	Cayutué	PC-132	0,703686	0,512828
	La Viguera	AC-86-2	0,703689	0,512747
Gerlach et al., 1988	Puyehue-Cordón Caulle	CVI-D1	0,70406	0,512895
		CVI-D2	0,70409	0,51288
		CVI-D3	0,70407	0,512866
		CIV-R1	0,70409	0,51288
		CIV-R2	0,70409	0,512899
		CV-D1	0,70415	0,512836
		CV-D2	0,70415	0,512858
McMillan et al., 1989	Mocho-Choshuenco	15-7L	0,70417	0,51283
		22-4H	0,70414	0,512825
		01-2H	0,70413	0,512819
		26-2H	0,70421	0,512881