

03060

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO 9

DIRECCIÓN GENERAL DE ESTUDIOS DE POSGRADO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA



EVOLUCIÓN DEL VOLCÁN COPAHUE ($37^{\circ}45'S$),
ANDES DEL SUR

Tesis

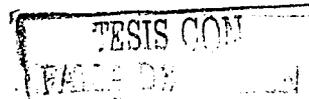
Para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta

EDMUNDO POLANCO VALENZUELA

Director de tesis: Dra. Ana Lillian Martin Del Pozzo

2003



A



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

PAGINACIÓN DISCONTINUA

*A dos incansables luchadores por los derechos de la clase trabajadora de mi país, quienes compartían un ideal común pero con estrategias diferentes....Probablemente la historia no los recordará, pero mi retina, memoria y corazón sí....
A mi papá y a mi abuelito Edmundo donde quiera que este.....*

A mis viejos: David y Ximena por todo el amor que me han dado....papá fuiste uno de los responsables directos de esta empresa.....mamá gracias por tener la paciencia de soportar a papá y aguantar la distancia de tu "bebé" todo este tiempo.....

A mis tres C: Claudia, Carolina y Camila por el amor que compartimos siendo tan diferentes pero partes de un todo.

Al Clan Polanco por el apoyo y cariño demostrado en diversos momentos y formas.....

Al "Cartel de San Isidro" por los grandes momentos que pasamos juntos.....y por estar presentes más allá del tiempo y de la distancia.....

A mi amigo Jorge quién ha sido una especie de mentor desde los inicios de mis andanzas por el mundo de la geología....y otro de los responsables directos de este proyecto.

A María Paz por el cariño y comprensión incluso en el desacuerdo...

A la Jose por compartir hermosos e intensos instantes y seguirme en mis sueños a pesar del desenlace.....

A la Anto por su intensidad en el amor pero también en el desencuentro...y por enseñarme muchas cosas, entre ellas que el amor nunca muere,.....sólo cambia de lugar.....

A todos los no nombrados que han colmado de buenos momentos, experiencia e intensidad mi vida.....sé que sabrán perdonar mi omisión.



Gracias.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a todas aquellas personas que han contribuido, de una u otra manera, en estos dos años de estadía en México, durante la realización del Posgrado en Ciencias de la Tierra del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

En primer lugar, agradezco a las instituciones que hicieron económicamente posible mis estudios de posgrado y, en particular, el desarrollo y finalización de esta tesis: al Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH), a través de la beca otorgada por la Comisión de Geofísica; Organización de Estados Americanos (OEA), a través de la beca concedida por el Programa Profesional y Académico para las Américas (LASPAU) y al Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), a través del apoyo económico del entonces Programa de Riesgo Volcánico (PRV).

A la Dra. Moyra Gardeweg y Dra. Ana Lillian Martin, sin las cuales, no habría sido posible iniciar mis estudios de posgrado. Gracias a ambas por su apoyo e importante participación que me condujo al Programa de Posgrado del Instituto de Geofísica.

Al Dr. Constantino Mpodozis, Dra. Moyra Gardeweg y Dr. Steve Sparks por su sincero apoyo, a través de cartas de recomendaciones que dieron tan buenos frutos.

A mi tutora y directora de tesis, Dra. Ana Lillian Martin, por sus comentarios ilustrativos, consejos, paciencia y apoyo dentro y fuera del ámbito académico durante mi estadía en México.

Especial agradecimiento al geólogo José Antonio Naranjo y entonces jefe del PRV del SERNAGEOMIN, quién a pesar de no haber sido el ideólogo de este proyecto, me apoyo en todas las formas posibles y sin el cual esta tesis jamás se hubiera iniciado. Gracias por facilitar la información necesaria para el desarrollo de esta tesis, análisis químicos, presupuesto y, por supuesto, seguir de cerca los avances de mi trabajo.

Al entonces Secretario y Asistente Técnica del IPGH, Ing. Carlos Carballo (QEPD) y Carolina Vasi, quienes siempre resolvieron oportunamente mis trámites. A doña Irma que siempre hizo lo imposible por tener el cheque a tiempo. Al Dr. David Novelo, entonces Presidente de la Comisión de Geofísica del IPGH, por otorgarme la beca, sin la cual mis estudios de posgrado no habrían sido posibles.

A mi asesor Andrew Elrick de LASPAU por su eficiencia, asesoría y buena disposición para responder hasta la más insignificante inquietud. A las personas responsables de la beca OEA en Chile por todas las sugerencias y comentarios que tuvieron éxito.

A las secretarías de Posgrado del Instituto de Geofísica Mónica Salgado y Aracelli Chaman, quienes siempre estuvieron dispuestas a resolver cualquier problema que se me presentara, facilitarme los incontables trámites y responder amablemente todas mis preguntas.

A los profesionales que trabajan en el área de cómputo del Instituto de Geofísica, Héctor Tecanhuey, Miguel Ángel García y, en especial, a Iván Rasilla, que siempre estuvieron dispuestos a resolver cualquier problema que se me presentara en mi limitada computadora, y en más de una ocasión este último se quedó horas extras hasta darle solución.

A las personas que trabajan en la Biblioteca y Hemeroteca de Ciencias de la Tierra, en especial, a los señores Pedro Gutiérrez, José Luis Ruiz y Antonio Sánchez, por su cordial atención, amenas conversaciones y excelente disposición siempre.

A todas las personas, profesores y alumnos, del Departamento de Vulcanología. En particular, al Dr. José Luis Macías, por sus comentarios, recomendaciones, su apoyo



incondicional (sobretudo en los momentos de flaqueza) y por tratarme como a uno más de su equipo. Inolvidables y numerosos encuentros en su casa en la Ajusco degustando rica comida acompañado siempre de un buen trago y de conversaciones de la vida y la ciencia. Gracias a ti y tu familia por hacerme sentir en casa.

Al Dr. Juan Carlos Mora por sus comentarios y recomendaciones en mi seminario de investigación que finalmente fue transformado en dos capítulos de esta tesis.

A los estudiantes del doctorado Gabriel Valdés, Renato Jiménez y José Luis Arce quienes siempre estuvieron dispuestos a ayudarme y asesorarme en las más grandes y pequeñas inquietudes.

A Isaac Abimelec que me enseñó las virtudes de los modelos de elevación.

A mis colegas Hernando Rueda y Ignacio Hernández por su sincera amistad, apoyo, momentos de esparcimiento y entretenidas conversaciones desde el inicio.

A los investigadores y profesores del Instituto de Geofísica Dr. Raúl Valenzuela, Dr. Carlos Valdés, Dra. Rosa María Prol, Dra. Lucía Capra, Dr. José Luis Macías, Dr. Juan Manuel Espíndola, Dr. Servando de la Cruz, Dr. Raymundo Martínez, Dr. Jesús Flores y Dr. Juan Carlos Mora, por compartir sus conocimientos y permitir hacer crecer los míos.

Al Director del SERNAGEOMIN Ricardo Troncoso y su gente de confianza: José Bruna, Gonzalo Aztorquiza y Rodrigo Beas; por entender y apoyar, a pesar de todo los inconvenientes, este posgrado.

A las secretarías de la Subdirección de Geología del SERNAGEOMIN, Erika Miranda y Sandra Villar, que siempre estuvieron dispuestas a colaborar a la distancia.

A Claudio Muñoz y John Fuentes de la Unidad de Sistemas de Información Geográfica del SERNAGEOMIN por su disposición para facilitar imágenes y programas necesarios para llevar a buen término mis estudios y también esta tesis.

A los geólogos y amigos Estanislao "Pirzio" Godoy y Jorge "Peluchín" Clavero del SERNAGEOMIN por las innumerables veces que les solicité información y la recibí más temprano que tarde.

A los revisores de la tesis: Dr. José Lugo, Dr. Juan Manuel Espíndola, Dra. Ana Lillian Martin, Dr. José Luis Macías y Dr. Juan Carlos Mora, quienes con sus comentarios y recomendaciones mejoraron sustancialmente el contenido de esta tesis.

A mi gran amigo Jorge Clavero, quien ha sido desde mis inicios en el mundo de las ciencias de la Tierra una especie de mentor y fue uno de los responsables de haber llegado hasta aquí.

A todas aquellas personas con la compartí durante estos dos años.

A la comunidad chilena por esos vinos tintos y piscos chilenos bajados en más de una ocasión, en especial a Oscar y Heidi que me adoptaron desde mi llegada a México. A Andrea Sellés que me recibió en su casa sin conocerme y me ayudó enormemente en los primeros y más difíciles tiempos. A Jaime Bruce, natural de Chile pero mexicano de corazón, por los intensos e incontables momentos que tuvimos oportunidad de compartir.

Al ghetto argentino, en especial, al Dr. Julio Aibar por las numerosas conversaciones "filosóficas", esas empanadas inolvidables y aquellos partidos de ajedrez que nos distraían de nuestros trabajos respectivos.

Al Ing. José Miguel Carvajal, paisano y amigo, que me asilo en su casa durante estos últimos meses. Gracias por el apoyo desinteresado y por compartir momentos de diversión y esparcimiento (ni hablar de las botellas de pisco) y esas inolvidables y amenas conversaciones de la vida y las mujeres. Gracias Rucio.

A los que olvidé y deberían estar, perdonen mi pésima memoria.

Tabla de contenido

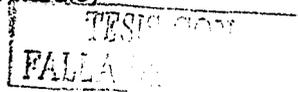
Dedicatoria	i
Agradecimientos	ii
Lista de Figuras	vii
Lista de Tablas	ix
Resumen	x

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

1.1	PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
1.2	MARCO TECTÓNICO	2
1.3	MARCO GEOLÓGICO	6
	1.3.1 Formación Cura Mallín (Eoceno-Mioceno Medio)	9
	1.3.2 Formación Trapa Trapa (Mioceno Medio-Superior)	9
	1.3.3 Formación Cola de Zorro (Plioceno-Pleistoceno inferior)	10
	1.3.4 Intrusivos Indiferenciados (Paleógeno-Neógeno)	10
1.4	ESTRUCTURA	11
1.5	VOLCÁN COPAHUE	12
1.6	TRABAJOS PREVIOS	16
1.7	OBJETIVOS	17
1.8	METODOLOGÍA	18
1.9	ALCANCES Y LIMITACIONES	18

CAPÍTULO 2 ESTRATIGRAFÍA DEL VOLCÁN COPAHUE

2.1	ANTECEDENTES	20
2.2	GEOCRONOLOGÍA POTASIO-ARGÓN	22
	2.2.1 Equipamiento	22
	2.2.2 Selección de muestras	23
	2.2.3 Resultados	23
2.3	UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	24
	2.3.1 Copahue 1 (Pleistoceno inferior-medio)	24



2.3.2 Copahue 2 (Pleistoceno medio)	26
2.3.3 Copahue 3 (Pleistoceno superior-Postglacial)	29
2.3.4 Copahue 4 (Holoceno)	29
2.3.5 Depósitos Piroclásticos Copahue (Holoceno)	30
2.3.6 Copahue 1992 (1992 d.C.)	32

CAPÍTULO 3 PETROGRAFÍA DE ROCAS SELECCIONADAS

3.1 INTRODUCCIÓN	33
3.2 COPAHUE 1	33
3.3 COPAHUE 2	35
3.4 COPAHUE 4	40
3.5 DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS COPAHUE	42
3.6 CARACTERIZACIÓN GENERAL	44
3.7 INTERPRETACIÓN	48

CAPÍTULO 4 GEOQUÍMICA

4.1 INTRODUCCIÓN	52
4.2 CLASIFICACIÓN QUÍMICA DE ROCA TOTAL	52
4.3 DIAGRAMAS DE VARIACIÓN	54
4.3.1 Elementos mayores	55
4.3.2 Elementos traza	61
4.4 DIAGRAMAS MULTIELEMENTOS	66

CAPÍTULO 5 DISCUSIÓN

5.1 EDAD	68
5.2 FORMA Y ALTURA	68
5.3 VOLUMEN Y TASA DE MAGMA	68
5.4 LA CALDERA COPAHUE	69
5.5 RELACIÓN ENTRE EL VOLCÁN COPAHUE Y ESTRUCTURAS	71
5.6 PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA	72

5.7	CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA	74
5.8	MODELO DE EVOLUCIÓN	75
5.9	PELIGROS VOLCÁNICOS	78
5.10	TRABAJOS FUTUROS	78
CAPÍTULO 6 CONCLUSIONES		
		80
REFERENCIAS		
		84
ANEXO		
		90

TESIS CON
FALLA

Lista de Figuras

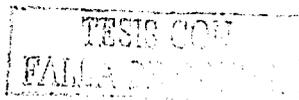
Figura 1. Mapa topográfico de América del Sur.	3
Figura 2. Distribución de los volcanes cuaternarios activos en territorio chileno.	4
Figura 3. Mapa geológico regional del área del volcán Copahue.	8
Figura 4. Mapa de ubicación del volcán Copahue.	13
Figura 5. Mapa topográfico de la cima del volcán Copahue.	14
Figura 6. Fotografía del cráter activo El Agrio.	15
Figura 7. Mapa geológico del volcán Copahue.	25
Figura 8. Columna estratigráfica generalizada del volcán Copahue.	28
Figura 9. Columnas estratigráficas seleccionadas de depósitos piroclásticos.	31
Figura 10. Sección delgada de la muestra BB93 perteneciente a la unidad Copahue 1.	35
Figura 11. Secciones delgadas pertenecientes a la unidad Copahue 2.	37
Figura 12. Muestra BB39 perteneciente a la unidad Copahue 4.	42
Figura 13. Fotografías de la muestra BB38B de la unidad Depósito Piroclástico Copahue.	43
Figura 14. Diagrama TAS de clasificación de rocas volcánicas.	53
Figura 15. Diagrama de álcalis versus sílice con límite de Irvine y Baragar (1971).	53
Figura 16. Diagrama ternario AFM con el límite de Irvine y Baragar (1971).	54
Figura 17. Diagrama la clasificación de Peccerillo y Taylor (1976) para rocas volcánicas.	54
Figura 18. Diagramas de contenido de sílice versus elementos mayores.	58
Figura 19. Diagramas de variación de #Mg versus óxidos seleccionados.	61

Figura 20. Diagramas de variación temporal.	62
Figura 21. Diagramas de Harker (1909) para elementos trazas.	64
Figura 22. Diagramas de variación del #Mg versus el contenido de Ni, Co y Cr.	65
Figura 23. Diagrama de Zr versus Y (elementos trazas incompatibles).	66
Figura 24. Diagrama multielementos normalizados con respecto al MORB.	67
Figura 25. Diagrama multielementos normalizados a la corteza continental inferior.	67
Figura 26. Diagrama de sílice versus K_2O de volcanes de la ZVSC.	73
Figura 27. Diagrama de tiempo versus el mínimo de óxidos seleccionados.	74
Figura 28. Modelo de evolución.	76

TESIS CON
FALLA DE OPINIÓN

Lista de Tablas

Tabla 1. Cuadro del marco geológico.	7
Tabla 2. Cuadro estratigráfico del volcán Copahue.	21
Tabla 3. Dataciones K-Ar.	23
Tabla 4. Edades C ¹⁴ .	30
Tabla 5. Abundancia de minerales.	33
Tabla 6. Resumen de las características petrográficas.	45 y 46
Tabla 7. Elementos mayores y trazas.	56 y 57



RESUMEN

La presente tesis propone una evolución del volcán Copahue basado en la estratigrafía de este centro eruptivo y apoyado por estudios petrográficos y geoquímicos de sus productos. De esta forma, se han definido seis unidades (Copahue 1, Copahue 2, Copahue 3, Copahue 4, Depósitos Piroclásticos Copahue y Copahue 1992) fundamentado en fotointerpretaciones, criterios morfoestructurales, 2 nuevas dataciones radiométricas, observaciones de campo y antecedentes previos.

El Copahue (37°45'S-71°10.2'W, 3001 m snm) es un estratovolcán activo de composición esencialmente andesítica y andesítica basáltica que se localiza en la Zona Volcánica Sur Central de los Andes (ZVSC: 37- 41.5° S), en el límite de las Repúblicas de Chile y Argentina. La edad del edificio volcánico es de 1.23 Ma, tiene una forma elongada en dirección NE-SW y alcanza una altura ca. 1350 m sobre el basamento. En la cima presenta al menos 4 glaciares que cubren un área de $9.3 \times 10^6 \text{ m}^2$ y 9 cráteres alineados en dirección SW-NE. El más oriental de estos corresponde al cráter activo ubicado en territorio argentino, el cual presenta una intensa actividad fumarólica y aloja en su interior un lago ácido (El Agrio) de volumen variable entre 3 y $4.5 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Desde el Pleistoceno temprano al Holoceno la actividad de este volcán ha sido esencialmente efusiva representada por las coladas de lava de composición traquiandesítica, traquiandesítica basáltica y andesítica basáltica que constituyen el edificio volcánico (unidades Copahue 1 a Copahue 4), con excepción de la actividad explosiva asociada a:

- (1) La Caldera Copahue (0.6-0.4 Ma) que dio origen a flujos piroclásticos soldados cuyos depósitos se han preservado hacia el este y flujos piroclásticos de pómez y ceniza que llegaron a más de 37 km al oeste de su fuente (unidad Copahue 2).
- (2) Seis pequeños flujos piroclásticos de ceniza (8770-2280 años AP) que se encuentran a 14 km del volcán con espesores inferiores a 1 m intercalados con dos depósitos de caída de escorias que no alcanzan los 20 cm de espesor a 12 km de su fuente (unidad Depósitos Piroclásticos Copahue).

La cronología histórica indica que durante los pasados 252 años (a partir de 1750), la actividad del volcán ha sido del tipo freática y freatomagmática representada por 12 erupciones, tres de ellas ocurridas durante la década pasada (1992-2002). La



ocurrida en 1992 generó lahares que se preservan hasta la actualidad (unidad Copahue 1992)

La petrografía de las rocas del volcán Copahue está constituida por cristales de plagioclasa, augita, enstatita, olivino y titanomagnetita. Asimismo, la coexistencia al microscopio petrográfico de cristales no zonados y no reabsorbidos, xenocristales y cristales con distintos grados de reabsorción y zonados en muestras del volcán, indican que el proceso de mezcla de magmas es el más adecuado y predominante en la evolución magmática de este centro eruptivo, a pesar de no encontrar evidencias macroscópicas.

Los elementos traza indican que el magma padre (<53.46%, <0.92% y >4.85% por peso de SiO₂, K₂O y MgO, respectivamente) de las andesitas y andesitas basálticas (53.46-60.23% por peso) de Medio a Alto K (0.84-3.07% por peso) sería de características químicas similares a la corteza o ha sido contaminado por la corteza continental, a pesar de que es relativamente delgada (ca. 35 km). Mientras que, la fuente de los productos más evolucionados sería diferente, como indica los patrones de elementos traza en los diagramas de multielementos.

La orientación SW-NE presente en la alineación de cráteres de su cima y la elongación del edificio y la Caldera Copahue, es consistente con una dirección extensional que ha favorecido un ascenso de magma relativamente rápido a través de la corteza y una residencia cortical corta, dando origen a una petrografía y geoquímica similar en las rocas del Copahue. Esto además, es consistente con una cámara magmática pequeña donde un nuevo pulso más máfico y caliente entra al sistema dando origen a procesos de mezcla de magmas, no obstante, el desequilibrio en los productos no es tan generalizado y el tipo de erupciones resultan ser esencialmente efusivas, mientras que, en ausencia de este predominaría la cristalización fraccionada como proceso de diferenciación. Las variaciones de elementos mayores seleccionados indican un comportamiento cíclico de mezcla de magmas y cristalización fraccionada en la evolución magmática.

Actualmente el volcán presenta actividad fumarólica y el lago al interior del cráter activo ha recuperado su nivel previo a la erupción del año 2000, por lo cual es necesario implementar a la brevedad, al menos, un monitoreo sistemático de agua, de manera que, sea posible prever cualquier cambio que se produzca en el sistema.

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

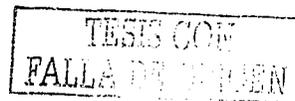
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El área del volcán activo Copahue ($37^{\circ}45'S-71^{\circ}10.8'W$, 3001 m snm) ha sido identificada como un sector de principal interés, ya que, por el lado chileno, este centro eruptivo se encuentra a unos 30 km del lugar donde se está levantando la represa Ralco (en la que se proyecta contener el mayor volumen de agua en Chile) y a 13 km de la reservación indígena Pehuenche de Trapa Trapa con alrededor de 50 familias. Por su parte, en la vertiente argentina, a sólo 9.5 km del cráter, se encuentra la localidad de Caviahue, un importante complejo turístico (baños termales, canchas de esquí, paseos al borde del cráter, etc.), el cual recibe anualmente unas 10 000 personas.

Además de lo anterior, este volcán ha tenido tres erupciones en los últimos 10 años, y aunque su explosividad ha sido baja, alcanzando un $VEI^1 \leq 2$, el último evento ocurrido entre julio y octubre de 2000 ha sido una de las mayores erupciones y más largas registradas históricamente durante los últimos 250 años para este centro eruptivo. Se inició con explosiones freatomagmáticas, y continuó con eyección de bombas incandescentes y ceniza que cubrió un área hasta 50 km de la fuente. La pluma fue detectada a 250 km al NE del cráter activo (GVN, 2000a; 2000b).

El volcán Copahue (Pleistoceno inferior-Holoceno) está ubicado en el límite de Chile y Argentina a ca. 200 y 488 km de las ciudades de Concepción y Santiago, respectivamente (Figura 2). Este centro eruptivo se edificó al este del arco volcánico cuaternario, a 300 km de la trinchera (Figura 2), en el borde SW de la Caldera elíptica

¹ Índice de Explosividad Volcánica (Newhall y Self, 1982).



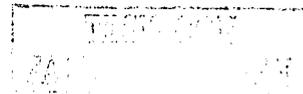
Del Agrio, de 20 por 15 km y 500 m de profundidad (Figura 4), la cual se formó en el Plioceno Tardío (Linares *et al.*, 1999) producto de un sistema de esfuerzos transtensional (Folguera y Ramos, 2000).

El reconocer y evaluar el tipo, alcance y magnitud de los fenómenos volcánicos que han ocurrido en la historia del volcán Copahue, permiten estimar su comportamiento eruptivo en el futuro y emprender políticas de prevención para disminuir los efectos de una erupción en la población e infraestructura alrededor del volcán.

Esta tesis constituye una de las primeras etapas del Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para Comunidades Andinas (MAP:GAC), en el cual participan los servicios geológicos de Argentina, Canadá y Chile, y consiste, esencialmente, en una redefinición de la estratigrafía de volcán Copahue, integrando fotointerpretación, nueva información de campo, análisis químicos y petrográficos y nuevas dataciones radiométricas; de manera que, integrando los aspectos estratigráficos, petrográficos y geoquímicos se pueda conocer mejor la historia eruptiva de este centro eruptivo.

1.2 MARCO TECTÓNICO

El arco volcánico cuaternario que se alza sobre la Cordillera de los Andes es el resultado directo de la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, no obstante, este volcanismo no es continuo, permitiendo distinguir cuatro grandes segmentos (Figura 1): la Zona Volcánica Norte (ZVN: 6° N-8° S), la Zona Volcánica Central (ZVC: 16°-28° S), la Zona Volcánica Sur (ZVS: 33°-46° S) y la Zona Volcánica Austral (ZVA: 49°-56° S).



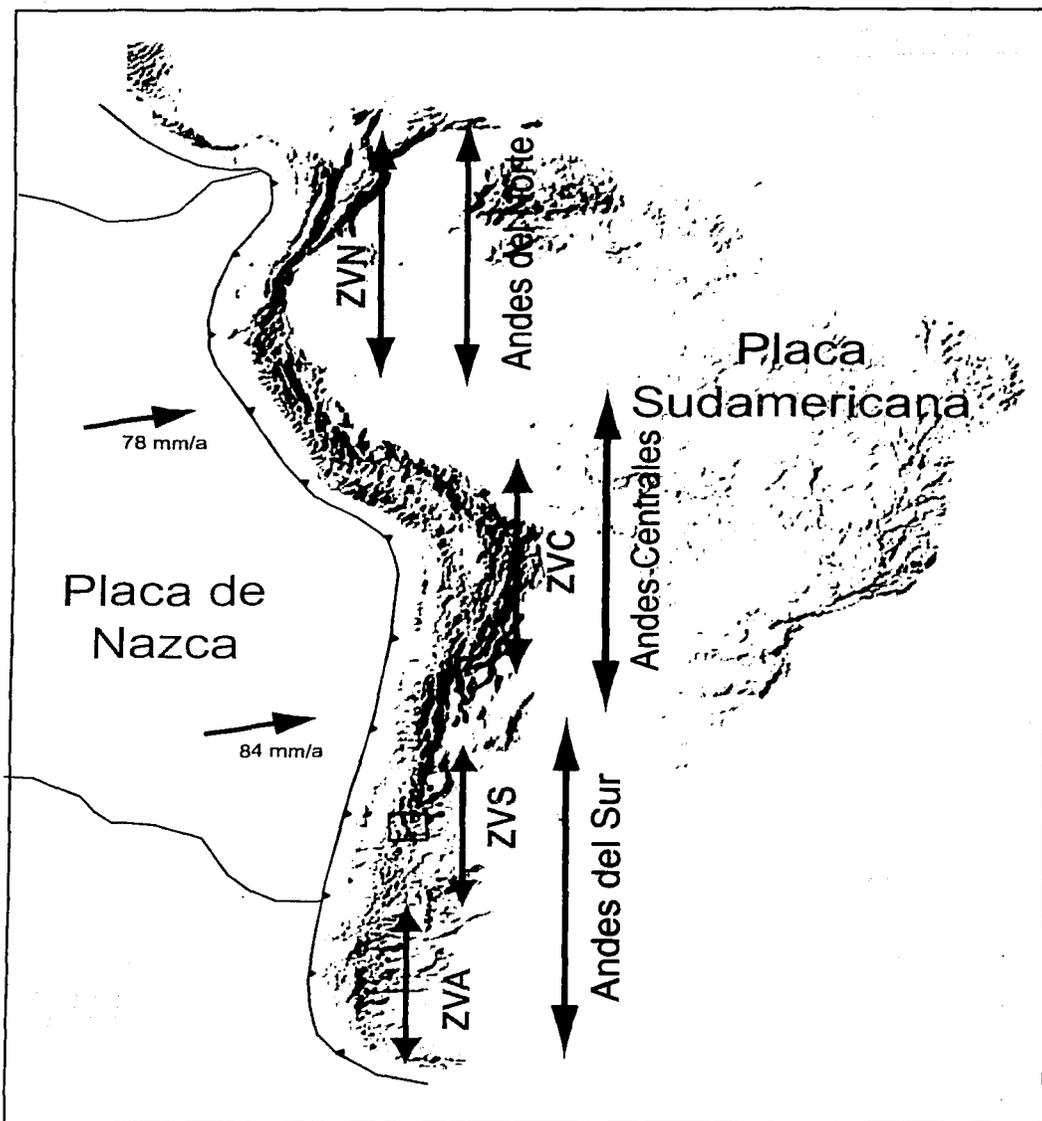


Figura 1. Mapa topográfico de América del Sur (GEOTOPO30), mostrando los tres segmentos morfológicos mayores (Andes del Norte, Centrales y del Sur) y las cuatro mayores zonas volcánicas activas: ZVN, Zona Volcánica Norte (6°N-8°S); ZVC, Zona Volcánica Central (16°- 8°S); ZVS, Zona Volcánica Sur (33°-46°S) y ZVA, Zona Volcánica Austral (49°-56°S). Las flechas de la izquierda representan las velocidades de convergencia de la Placa de Nazca según de DeMets et al. (1990). El recuadro rojo indica la zona de estudio (Figura modificada de Clavero, 2002).

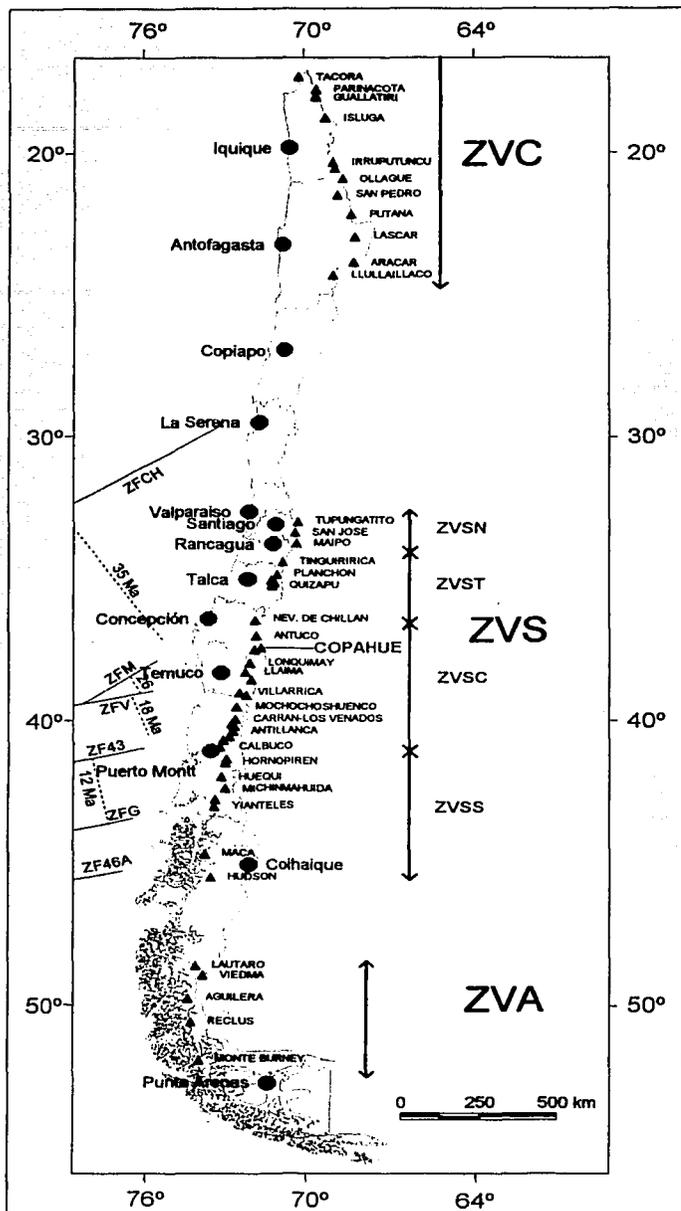


Figura 2. Distribución de los volcanes cuaternarios activos en territorio chileno, mostrando los principales segmentos volcánicos (ZVC: Zona Volcánica Central, ZVS: Zona Volcánica Sur y ZVA: Zona Volcánica Austral), la subdivisión de la ZVS (ZVSN: Zona Volcánica Sur Norte, ZVSC: Zona Volcánica Sur Central, ZVST: Zona Volcánica Sur Transicional y ZVSS: Zona Volcánica Sur Sur) y las principales estructuras de la Placa de Nazca en la ZVS (López-Escobar *et al.* (1995) y Tomney *et al.* (1991); ZFCH: Zona de Fractura Challenger, ZFM: Zona de Fractura Mocha, ZFV: Zona de Fractura Valdivia, ZF43: Zona de Fractura de los 43°S, ZFG: Zona de Fractura Guafo y ZF46A: Zona de Fractura de los 46°S). En triángulos de color negro los volcanes y en círculos color rojo las capitales regionales de Chile.

El Copahue se ubica en la ZVS (Figura 2), la cual alcanza cerca de 1400 km de longitud y presenta comúnmente estratovolcanes basálticos. Estudios recientes indican que 34 volcanes pertenecientes a este segmento han presentado algún tipo actividad volcánica explosiva en los últimos 15 000 años (Naranjo *et al.*, 2002). Asimismo, a lo largo de la ZVS, se han podido distinguir, de acuerdo a la petrografía de los productos volcánicos (principalmente coladas de lava), cuatro provincias o subzonas (Figura 2): 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). Estos segmentos se han correlacionado con variaciones en la geometría de subducción, tasa de erosión tectónica, subducción de sedimentos, edad de las placas y el espesor de la corteza continental (Stern y Skewes, 1995), distancia fosa-arco volcánico y ancho del arco volcánico (Folguera y Ramos, 2002) y fluctuaciones de rasgos morfoestructurales mayores (López-Escobar *et al.*, 1995). La ZVSN está dominada por andesitas y dacitas con minerales ferromagnesinos hidratados. La ZVST presenta basaltos a riolitas con un predominio de andesitas y dacitas de piroxeno±anfíbola ±biotita. Por su parte, la ZVSC presenta basaltos a riolitas con un predominio de basaltos y andesitas basálticas, y las dacitas y riolitas subordinadas tienen clinopiroxeno +ortopiroxeno±olivino-Fe. Finalmente, la ZVSS presenta dos tipos de basaltos, andesitas y dacitas normales y mezcladas, escasas riolitas y los miembros intermedios a evolucionados exhiben anfíbola y biotita.

El volcán Copahue pertenece a la ZVSC, la cual se caracteriza porque el arco volcánico cuaternario presenta una anchura promedio de 80 km, la distancia entre el eje del arco y la trinchera es de 270 km. El basamento de los volcanes cuaternarios es

esencialmente cenozoico y la Placa de Nazca disminuye a edades de 26 y 18 Ma² (Figura 2, Herron 1981; Stern *et al.*, 1990). El espesor de la corteza continental se adelgaza a 35 km (Hildreth y Moorbath, 1988). Finalmente, el borde norte de ZVSC coincide con la prolongación de la Zona de Fractura Mocha, mientras que hacia el sur, entre los 39° y 46.5°S el ángulo de convergencia de la Placa de Nazca es levemente oblicuo (N79°), lo cual da origen a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO: Hervé, 1976, 1984; Hervé y Thiele, 1987; Cembrano y Lavenu, 1997), un sistema de falla transcurrente de dirección N-S con movimiento predominantemente dextral durante el cuaternario y que controlaría el emplazamiento de los volcanes de este periodo (López-Escobar *et al.*, 1995).

1.3 MARCO GEOLÓGICO

El volcán Copahue se ha construido sobre un basamento constituido de rocas volcanoclásticas y sedimentarias del Eoceno a Mioceno Medio y por una secuencia volcánica del Mioceno Medio a Superior, la cual es cubierta discordantemente por rocas volcánicas del Plioceno-Pleistoceno inferior. También, se reconocen algunas rocas intrusivas del Paleógeno al Neógeno. Los diferentes autores que han levantado la geología de la región y zonas alrededor del Copahue han agrupado a las secuencias de acuerdo con su criterio de distinta forma (Tabla 1). En este trabajo se ha seguido, esencialmente, el esquema de Niemeyer y Muñoz (1983) que ha respetado la continuidad de las formaciones a escala regional.

2 Millones de años.



Tabla 1. Cuadro del marco geológico (Modificada de Folguera y Ramos, 2000).

Ma	Epoca		González y Vergara (1962)	Niemeyer y Muñoz (1983)	Moreno <i>et al.</i> (1984) y Thiele <i>et al.</i> (1987)	Pesce (1989)	Emparán <i>et al.</i> (1992) y Suárez y Emparán (1997)	
0.01	Plioceno	Superior	Formación Cola de Zorro	Formación Cola de Zorro	Secuencias del Pleistoceno	Formación Riscos Bayos	Formación Malleco	
1.8								Secuencias Volcánicas del Plio-Pleistoceno
3.6								Formación Hualcupén
5.3	Mioceno	Superior	Formación Trapa Trapa		Formación Trapa Trapa		Formación Cura Mallín	
11.2		Medio	Formación Malla Malla	Formación Cura Mallín { Miembro Malla Malla Miembro Río Queuco	Formación Cura Mallín { Miembro Malla Malla Miembro Río Queuco			
16.4		Inferior	Formación Cura Mallín					
23.8								
54.8								

TESIS COM
 FALTA DE

1.3.1 Formación Cura Mallín (Eoceno-Mioceno Medio)

Definida inicialmente por González y Vergara en 1962, fue redefinida por Niemeyer y Muñoz (1983) ampliando su rango estratigráfico al incluir la Formación Malla Malla de González y Vergara (1962). De esta manera, la unidad se dividió en dos miembros concordantes: el inferior, predominantemente volcanoclástico (Miembro Río Queuco), y el superior, mayoritariamente sedimentario (Miembro Malla Malla). Esta unidad se expone en el área de estudio como una franja aproximadamente NW-SE (Figura 3). No se conoce su base y su techo es concordante y discordante con rocas de las Formaciones Trapa Trapa y Cola de Zorro, respectivamente. Su espesor máximo es mayor que 1,500 m y se le asigna al Eoceno-Mioceno Medio sobre la base de fósiles del Miembro Malla Malla y dataciones K-Ar realizadas en rocas del Miembro Río Queuco (Drake, 1976).

1.3.2 Formación Trapa Trapa (Mioceno Medio-Superior)

Esta formación, definida por Niemeyer y Muñoz (1983), está constituida por aglomerados volcánicos, lavas porfídicas y conglomerados. Sus lavas son de composición andesítica, andesítica basáltica y escasamente basáltica y dacítica (Muñoz y Niemeyer, 1984). En el área de estudio aflora como una franja longitudinal en la parte central del área (Figura 3). Cubre concordantemente a rocas de la Formación Cura Mallín pero en el área del Volcán Callaqui y en el sector de Lolco (Figura 3) se reconoce una relación de discordancia entre ambas formaciones (Thiele *et al.*, 1987). También infrayace en discordancia angular a rocas de la Formación Cola de Zorro (Niemeyer y Muñoz, 1983). Su espesor reconocido es mayor a 1,000 m y se le asigna al Mioceno

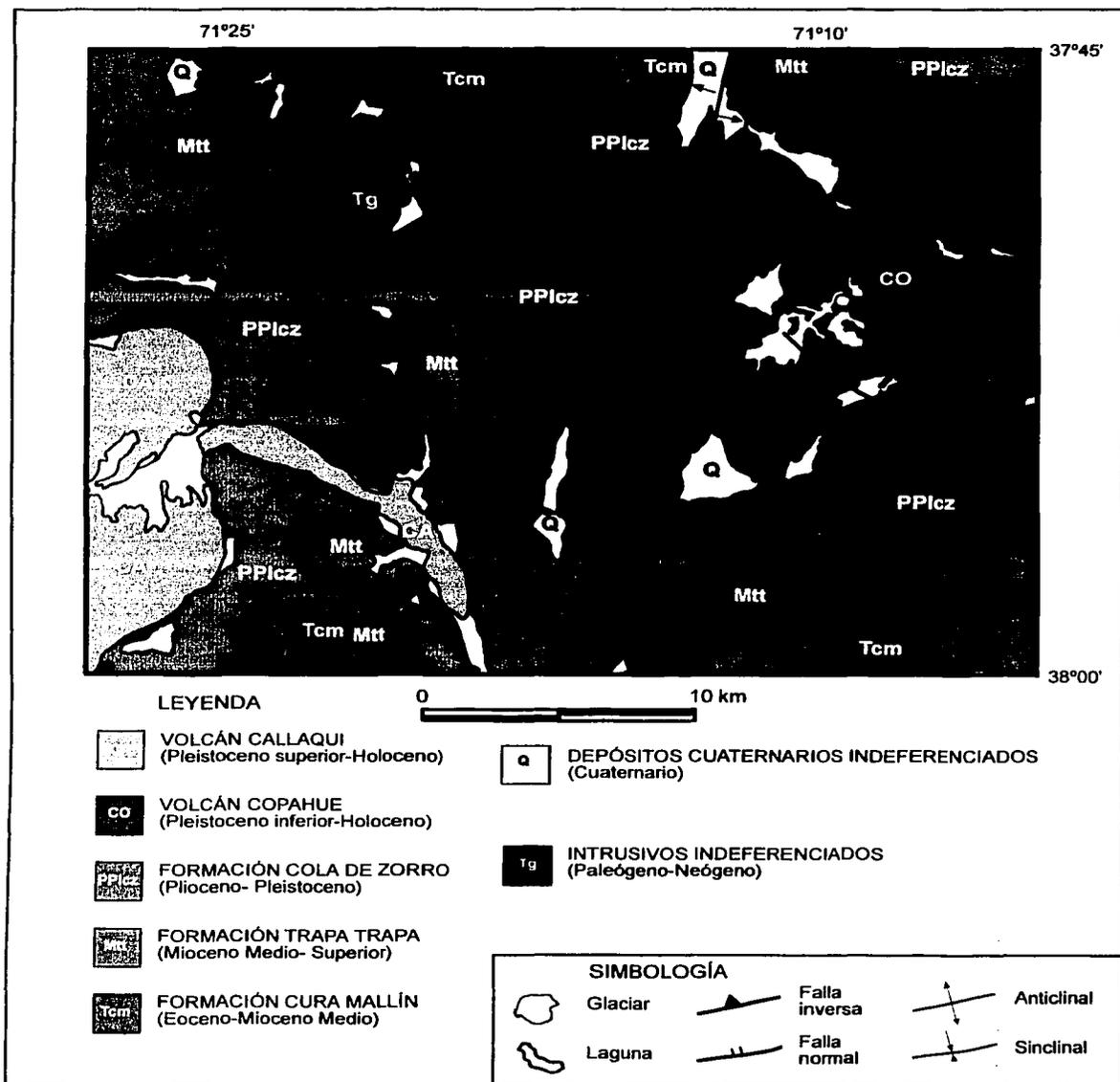


Figura 3. Mapa geológico regional del área del volcán Copahue (Modificado de Polanco, 1998).

Medio-Superior sobre la base de correlaciones estratigráficas y dataciones K-Ar (Muñoz y Niemeyer, 1984).

1.3.3 Formación Cola de Zorro (Plioceno-Pleistoceno inferior)

Definida por González y Vergara (1962) como una secuencia volcánica de composición basáltica a andesítica (Moreno y Lahsen, 1986), de gran extensión areal y disposición horizontal a subhorizontal. Aflora ampliamente en la Cordillera y en el sector este de la Depresión Central, formando dos franjas de orientación N-S (Figura 3). Está asociada a distintos centros eruptivos con distintos grados de denudación (Moreno *et al.*, 1984; Thiele *et al.*, 1987). Se depositó en discordancia angular sobre rocas de las Formaciones Cura Mallín y Trapa Trapa, y es cubierta, discordantemente, por rocas de varios centros eruptivos cuaternarios. Su espesor es superior a 1,900 m y se le asigna al Plioceno-Pleistoceno inferior con base en correlaciones litoestratigráficas, antecedentes tectónicos (González y Vergara, 1962; Vergara y Muñoz, 1982) y numerosas dataciones radiométricas (Drake, 1976; Vergara y Munizaga, 1974; Munizaga y Hervé, 1979; Gardeweg, 1981; López-Escobar *et al.*, 1981; Moreno *et al.*, 1984; Moreno y Lahsen, 1985; Thiele *et al.*, 1987; Linares *et al.*, 1999).

1.3.4 Intrusivos Indiferenciados (Paleógeno-Neógeno)

Son algunos stocks y cuerpos intrusivos menores que se distribuyen escasamente y hacia el sector centro del sector de estudio (Figura 3). Incluye rocas dioríticas, granodioríticas y pórfidos andesíticos y dacíticos. La ausencia de dataciones radiométricas sólo permiten asignarlas indiferenciadamente al Paleógeno-Neógeno con



la base en sus relaciones de contacto, ya que intrusionan a rocas pertenecientes a las Formaciones de Cura Mallín y Trapa Trapa.

1.4 ESTRUCTURA

Los trabajos de geología regional de Emparán *et al.* (1992) y Suárez y Emparán (1997) reconocen, a lo menos, dos dominios estructurales principales en el área de estudio (Figura 3). El primero constituido por rocas miocenas (Formaciones Cura Mallín y Trapa Trapa), las cuales muestran un plegamiento suave con ejes orientados preferentemente N-S (Figura 3), planos axiales verticales a subverticales y la mayor parte de los anticlinales tienen su eje con vergencia al este, acompañados ocasionalmente por fallas inversas de pequeña magnitud (Niemeyer y Muñoz, 1983). Estas estructuras fueron producidas por una reactivación hacia el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano del régimen compresivo cretácico (Mpodozis y Ramos, 1989; De la Cruz y Suárez, 1997; Suárez y Emparán, 1997). Finalmente, el segundo dominio está constituido por estratos subhorizontales de la Formación Cola de Zorro (Niemeyer y Muñoz, 1983) caracterizada por fallas con dirección N-S y NNE (Figura 3), asociadas a la ZFLO y al sistema de falla Biobío-Aluminé (Muñoz y Stern, 1988), respectivamente. Este último corresponde al límite occidental del bloque alzado Copahue-Pino Hachado (Suárez y Emparán, 1997).

Por su parte, durante el Cuaternario un régimen tectónico transpresional debido al movimiento predominantemente transcurrente dextral de la ZFLO, habría imperado entre los 39° y 46.5° S (Cembrano y Moreno, 1994; López *et al.*, 1995), donde se reconocen a lo largo de todo este segmento las direcciones N120-130° y N50-70°, a través de los alineamientos de estratovolcanes, conos de escoria maares y conos parásitos de este periodo. En este esquema, la orientación NW-SE es compresional, mientras que, la NE-SW es extensional.

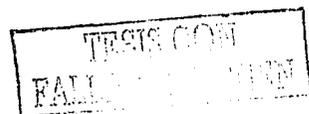
En el área del volcán Copahue se reconocen persistentemente los lineamientos N30º, N60-90º, N110º y N140º por medio de fallas, escarpes, depresiones estructurales y alineación de cráteres (Folguera y Ramos, 2000), que son consistentes con el esquema anterior, aunque también podrían ser el resultado de un sistema de esfuerzos local donde el bloque Copahue-Pino Hachado sería una partición con movimiento sinistral en el mismo régimen tectónico transpresional.

1.5 EL VOLCÁN COPAHUE

La actividad volcánica relacionada con el volcán Copahue comenzó con la formación de la Caldera del Agrio hace 2 Ma (Linares *et al.*, 1999), depositando ignimbritas hacia territorio argentino (Pesce, 1989). Posteriormente, a partir del Pleistoceno inferior (1.23 Ma: Linares *et al.*, 1999), comenzó la construcción del actual volcán Copahue en su borde SW (Thiele *et al.*, 1987).

El Copahue (37º45'S-71º10.8'W, 3001 m snm, Figura 4) es un estratovolcán predominantemente andesítico de composición andesítica basáltica a riolítica que presenta flancos suaves hacia el lado argentino, aparentando una morfología típica de un volcán de escudo mientras que hacia el lado chileno tiene flancos abruptos, convirtiéndolo en un volcán de difícil acceso. En su cima presenta tres glaciares que abarcan un área total de $9.3 \times 10^6 \text{ m}^2$ y nueve cráteres alineados en dirección N60ºE (Figura 5). El más oriental, ubicado en territorio argentino, es el cráter activo (2800 m snm, Figuras 5 y 6), con 500 m de diámetro y 80 m de profundidad y sobre el borde oriental presenta una hendidura a 2750 m snm.

Además el cráter, almacenaba, previo al ciclo eruptivo de julio a octubre de 2000, un lago ácido de $3-4.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ de volumen, con temperatura y pH variables de 21-54 °C y 0.18-0.30, respectivamente (Varekamp *et al.*, 2001).



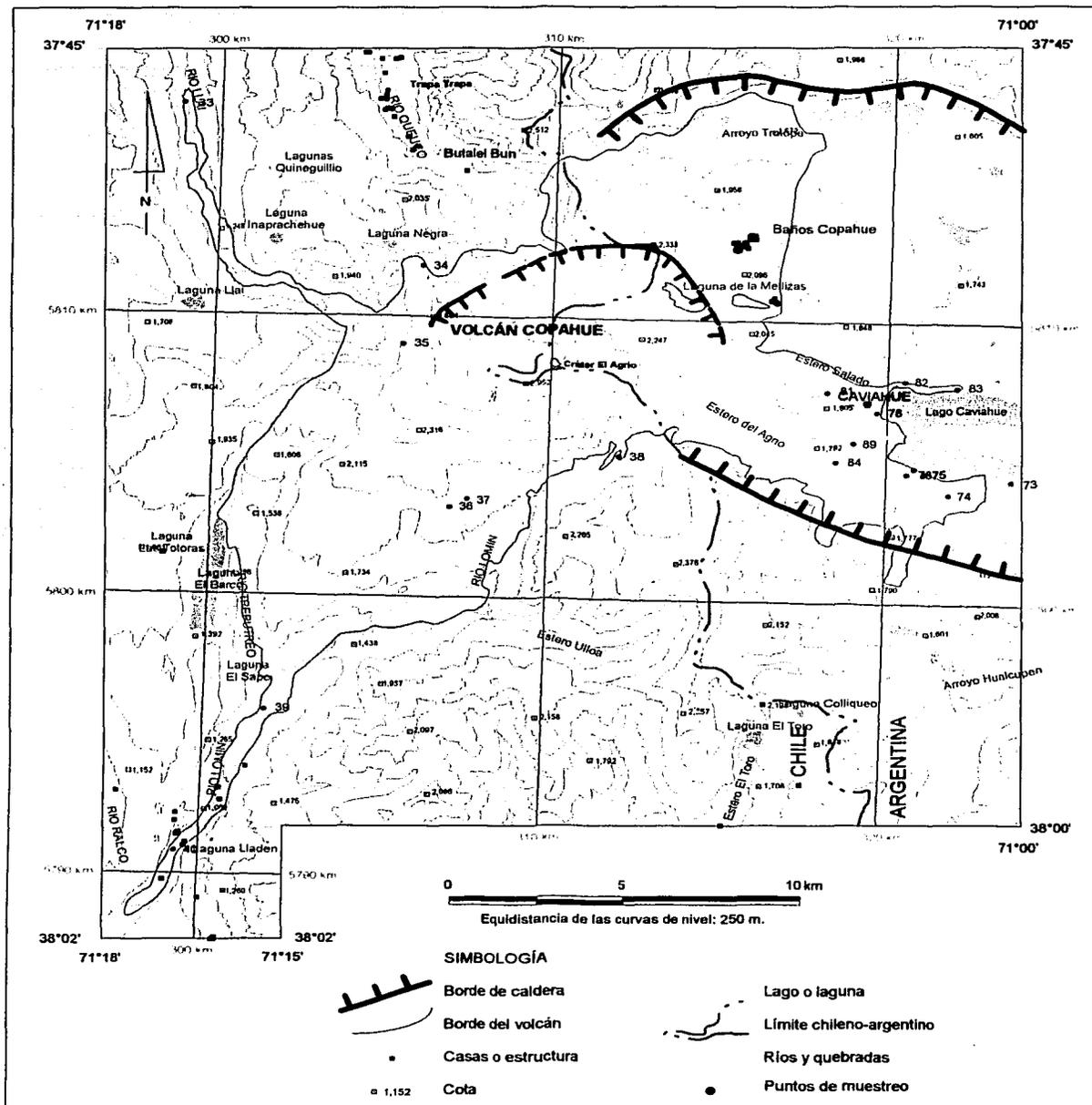


Figura 4. Mapa de ubicación del volcán Copahue indicando los poblados cercanos, el borde de la caldera del Agrío, la ubicación del cráter activo El Agrío y el borde del volcán. En línea segmentada color rojo se muestra el límite entre Chile y Argentina.

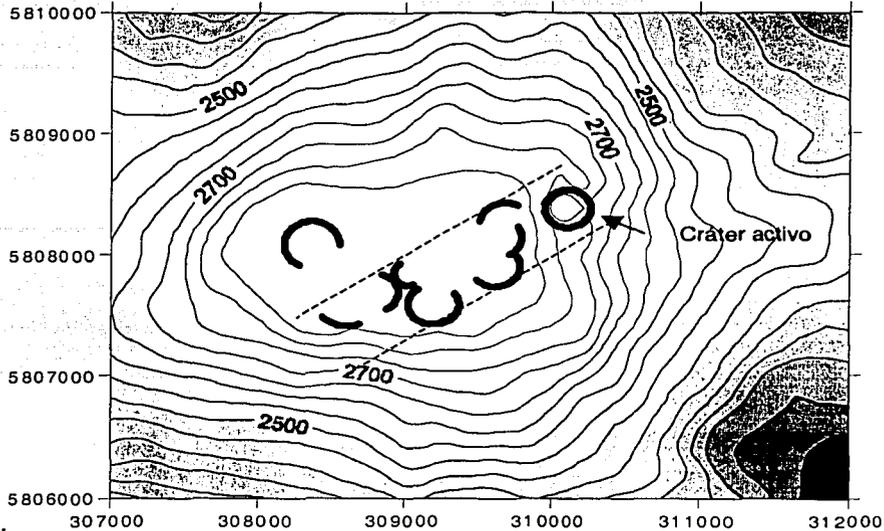


Figura 5. Mapa topográfico de la cima del volcán Copahue mostrando la distribución y alineación de los remanentes de cráteres más antiguos y del cráter activo. La distancia entre las marcas es de 1 km.

Por su parte, la actividad explosiva del Holoceno ha quedado registrada por, al menos, seis depósitos piroclásticos de edades entre 8.770 y 2.280 años AP³ (Polanco, 1998; Polanco *et al.*, 2000), los cuales se distribuyeron, probablemente, de forma radial pero se han preservado, especialmente, en el interior de la Caldera Del Agrio.

Desde el territorio chileno, el volcán muestra una notable condición de aislamiento, en cambio, en el sector argentino presenta condiciones privilegiadas de acceso. Así, se han desarrollado los importantes centros turísticos de Baños de Copahue y Caviahue ubicados a 7 y 9.5 km al NE y este del cráter, respectivamente (Figura 4), mientras que, en el lado chileno las localidades más cercanas son el poblado

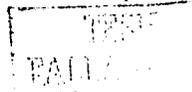
³ Antes del presente (1950 d.C.).

Pehuenche de Trapa Trapa y la avanzada de la policía fronteriza Butal Bun, a 13 y 8 km al NW del cráter, respectivamente (Figura 4).



Figura 6. Fotografía del cráter activo El Agrio tomada desde el este en un sobrevuelo en helicóptero durante una campaña de trabajo de campo realizada en marzo de 1997 (gentileza de J.A. Naranjo, Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile).

Los antecedentes históricos del Copahue señalan explosiones freáticas o freatomagmáticas ocurridas en los años 1750, 1759, 1867, 1937, 1944, 1960, 1961, 1992, 1993, 1994 y 1995 (Klohn, 1946; Moreno, 1992; Delpino y Bermúdez, 1993; Petit-Breuilh, 1996; Martini *et al.*, 1997). La erupción de 1961 consistió en, por lo menos, dos explosiones freáticas. Entre julio y agosto de 1992 hubo varias explosiones freáticas y freatomagmáticas, expulsión de piroclastos a más de 20 km del cráter, generación de lahares que recorrieron una distancia de 4.5 km hacia el este, intensa actividad microsísmica y emanaciones de gases. En 1995 ocurrieron varias explosiones freáticas (Petit-Breuilh, 1996; Martini *et al.*, 1997). Finalmente, en el 2000 ocurrió la erupción histórica de más larga duración y de mayor magnitud en los últimos 250 años de este centro eruptivo, tal actividad se extendió por cuatro meses (entre julio y octubre) y

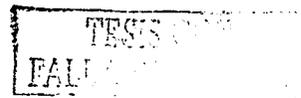


alcanzó un $VEI \leq 2$. La columna eruptiva logró una altura máxima de 3-5 km y la ceniza emitida corresponde a fragmentos angulosos y subangulosos de vidrio de composición andesítica (56-57% de sílice, 0.3-0.5 mm de diámetro) que se dispersó principalmente hacia al NNE (GVN, 2000a; 2000b).

De acuerdo a estudios recientes efectuados en el volcán Copahue (Delpino y Bermúdez, 1994; Naranjo *et al.*, 2000), existen diversos peligros asociados a este centro eruptivo, entre los que se incluyen flujos piroclásticos, caída de ceniza, lavas y lahares. Sin embargo, la presencia de un lago ácido en su cráter activo, constituye uno de los factores de mayor amenaza, principalmente por la generación de lahares.

1.6 TRABAJOS PREVIOS

Numerosos autores han realizado estudios geológicos y volcanológicos que incluyen el área del volcán Copahue. Entre ellos destacan Groeber y Corti (1920), quienes realizaron el primer bosquejo geológico del volcán y el análisis de sus aguas termales. Casi tres décadas después, Klohn (1946) realizó un estudio de la geología y procesos magmáticos en el área del volcán. En 1983, Niemeyer y Muñoz realizaron la geología regional escala 1:250.000, cuya parte sur incluye al Copahue. Posteriormente, Thiele *et al.* (1987), efectuaron un mapeo más detallado, escala 1:100.000, que incluye el área de este volcán. Luego, Pesce (1989), propuso una estratigrafía evolutiva del Copahue. Por su parte, Muñoz *et al.* (1989) realizaron un estudio del volcanismo plioceno-cuaternario fechando con el método K-Ar rocas pertenecientes al Copahue. Simultáneamente, Rabassa *et al.* (1989) realizaron estudios de la geología y geomorfología de los alrededores del volcán. Bermúdez (1992) describió el impacto ambiental de la erupción de 1992, mientras que, Moreno (1992) efectuó una síntesis sobre los antecedentes volcanológicos de los volcanes del Alto Biobío, en particular del



Copahue. Por su parte, Emparán *et al.* (1992) publicaron la Hoja Curacutín a escala 1:250.000, que incluye en su parte norte la zona del volcán Copahue. Más tarde, Delpino y Bermúdez (1993) realizaron una interpretación evolutiva y describieron las evidencias de la erupción de 1992. Con posterioridad, Moreno y Naranjo (1995) efectuaron una evaluación de los peligros volcánicos y su impacto ambiental en el marco de un proyecto asociado a la presa Ralco y que incluye a los volcanes Callaqui y Copahue por el norte y Tolguaca y Lonquimay por el sur. Al año siguiente, Mas *et al.* (1996) publicaron un estudio de las zonas de alteración hidrotermal asociadas a las manifestaciones geotérmicas activas del volcán y Petit-Breuilh (1996) la más reciente compilación de los antecedentes de la actividad volcánica del Copahue. Ramos y Folguera (1999) presentaron una interpretación de la evolución tectónica de la zona y Linares *et al.* (1999) obtuvieron nuevas y sistemáticas dataciones K-Ar de las secuencias volcánicas de la caldera del Agrio definidas previamente por Pesce (1989) y de las etapas iniciales del volcán Copahue (edades K-Ar, en roca total: entre 1.23 ± 0.09 a 0.76 ± 0.07 Ma). Finalmente, Naranjo *et al.* (2000) publicaron un mapa de peligros a escala 1:100.000 que incluye al volcán Copahue, mientras que, Folguera y Ramos (2000) publicaron un estudio de detalle del control estructural del área del Copahue.

1.7 OBJETIVOS

El objetivo principal de este trabajo es contribuir al conocimiento volcanológico de un importante centro eruptivo chileno-argentino. En particular, proponer una estratigrafía que permita explicar la evolución del volcán Copahue, así como, explicar las variaciones químicas y petrográficas de los productos de este volcán sobre la base de los limitados datos disponibles, y como dichas variaciones se correlacionan con el resto de los centros eruptivos de la parte central de la Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVSC).

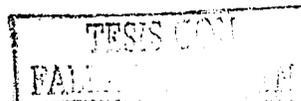
1.8 METODOLOGÍA

La metodología utilizada en el presente estudio es la siguiente:

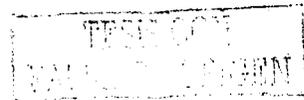
- Revisar, compilar y sintetizar toda la bibliografía disponible del área de estudio, lo cual incluye estudios geológicos, tectónicos, geoquímicos y volcanológicos. En particular, compilar una base de datos de la geoquímica publicada de los volcanes de la ZVSC.
- Realizar la interpretación de fotos aéreas a escala 1:50,000 disponibles.
- Definir las distintas unidades que constituyen el edificio volcánico.
- Muestrear y seleccionar las distintas unidades definidas para secciones delgadas y análisis químicos de elementos mayores y trazas.
- Realizar análisis químicos de elementos mayores y trazas de las muestras seleccionadas.
- Efectuar, describir e interpretar secciones delgadas de las muestras seleccionadas del volcán Copahue.
- Reinterpretar las columnas estratigráficas de sus depósitos piroclásticos holocenos.
- Seleccionar y datar muestras mediante el método K-Ar.
- Procesar los resultados químicos
- Proponer un modelo evolutivo para este centro eruptivo.

1.9 ALCANCES Y LIMITACIONES

El soporte de este trabajo se encuentra en el reconocimiento de las distintas unidades que componen este centro eruptivo, por medio de la fotointerpretación y las



observaciones de campo, tomando como antecedente el esquema propuesto por Thiele *et al.* (1987), e incorporando los datos que se han obtenido en la Caldera del Agrio. Varias circunstancias limitaron la obtención de información. En primer lugar, está la inaccesibilidad del terreno que se presenta desde el lado chileno, así como las condiciones climáticas adversas. El hecho de que se trate de un volcán limítrofe agregó dificultades en el muestreo y elevó los costos de operación. Estos dos elementos limitaron el número de nuevas muestras analizadas, condición que se superó con la incorporación de datos publicados e inéditos pertenecientes al Programa de Riesgo Volcánico del Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile.



CAPÍTULO 2 ESTRATIGRAFÍA DEL VOLCÁN COPAHUE

2.1 ANTECEDENTES

El primer trabajo estratigráfico del volcán Copahue fue realizado por Klohn (1946), quién por carecer de edades absolutas estimó que dicho centro eruptivo tuvo actividad a partir del Plioceno. Este autor realizó una clasificación muy amplia de sus productos, separándolos en basaltos glaciales y traquitas postglaciales (Tabla 2). Por su parte, Niemeyer y Muñoz (1983), siguiendo este esquema, clasificaron las rocas del Copahue en tres unidades, pre, inter y postglacial (Tabla 2). La unidad preglacial consiste de derrames de lava que constituyen el cuerpo principal del edificio volcánico, mientras que la unidad interglacial corresponde a coladas de lava presentes en el valle del río Queuco; finalmente, la unidad postglacial está constituida por piroclastos (ceniza y lapilli) en su cumbre y derrames de lava andesíticas que descienden por sus flancos SW (valle del río Lomín) y norte (Nacientes de las Lagunas Las Mellizas). Posteriormente, Thiele *et al.* (1987) realizaron un mapeo geológico escala 1: 100 000 del Volcán Copahue, separando la estratigrafía del volcán en cuatro unidades asignadas a un periodo entre el Pleistoceno inferior y el Holoceno (Tabla 2). Este último estudio es uno de los más completos del Copahue e incluye análisis químicos de elementos mayores, descripciones petrográficas y dos dataciones radiométricas K-Ar en roca total (0.600 ± 0.144 y 0.404 ± 0.024 Ma) pertenecientes a las dos unidades más antiguas de este centro eruptivo. Es importante mencionar que en sus trabajos Niemeyer y Muñoz (1983) y Thiele *et al.* (1987) sólo incluyen el estudio de la parte chilena del volcán. Por su parte, Pesce (1989) dividió a las rocas del Copahue en dos unidades asignadas al Pleistoceno-Holoceno (Tabla 2): el Centro Efusivo Copahue y el

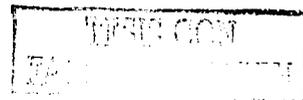


Tabla 2. Cuadro estratigráfico del volcán Copahue. Las edades de épocas glaciales según Clapperton (1993).

Ma	Época	Periodos Glaciales	Klohn (1946)	Niemeyer y Muñoz (1983)	Thiele <i>et al.</i> (1987)	Pesce (1989)	Delpino y Bermúdez (1993)	
0.010	Holoceno	Postglacial	Traquitas	Piroclastos y coladas de lava	Copahue 4 Delgados niveles de caída de piroclastos y coladas de lava andesítico basálticas y andesíticas	Centro Efusivo Copahue Andesitas basálticas y andesitas	Etapa Eruptiva Copahue IV	
0.014								
0.032	Pleistoceno superior	Glacial	Basaltos	Coladas de lavas	Copahue 3 Secuencia de coladas de lava andesítico basálticas		Domo riolítico	Etapa Eruptiva Copahue III Coladas de lavas andesítico basálticas
0.035								
0.070		Glacial Temprano						
0.80								
0.125	Pleistoceno medio	Interglacial		Coladas de lavas que constituyen el edificio principal	Copahue 2 Coladas de lava andesítico basálticas y andesíticas 0.404±0.024 Ma (K-Ar, en roca total)		Etapa Eruptiva Copahue II	
0.750								
1.0	Pleistoceno inferior	Glacial			Copahue 1 Coladas de lava andesítico basálticas y andesíticas 0.600±0.144 Ma (K-Ar, en roca total)			
1.2								
1.8	Plioceno Superior						Etapa Eruptiva Copahue I	
3.6								

18

MEMORIO

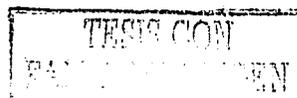
Domo, constituidas por andesitas basálticas y andesitas potásicas que forman el edificio volcánico y un cuerpo extrusivo riolítico localizado en el flanco sur, respectivamente. Más tarde, Delpino y Bermúdez (1993) propusieron una evolución del volcán Copahue con base en las rocas reconocidas sólo en el sector argentino. De esta forma, dividieron la actividad de este centro eruptivo en cuatro épocas eruptivas desde el Plioceno Inferior hasta el Holoceno, incluyendo en la primera de estas etapas la formación de la caldera del Agrio. Finalmente, Linares *et al.* (1999) realizaron dataciones K-Ar sistemáticas de la Caldera del Agrio, con base en la estratigrafía propuesta por Pesce (1989), e incluyen edades de 0.90 ± 0.07 y 1.10 ± 0.09 Ma para el domo y 6 edades que fluctúan entre 1.23 ± 0.09 y 0.76 ± 0.07 Ma para el edificio volcánico.

2.2 GEOCROLOGÍA POTASIO-ARGÓN

En el presente trabajo se obtuvieron dos edades absolutas (Tabla 3) mediante el método de K-Ar en roca total de muestras pertenecientes al volcán Copahue. Estas dataciones fueron realizadas en la sección de Geocronología del Laboratorio de Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile).

2.2.1 Equipamiento

El instrumental de la sección de Geocronología para el método de K-Ar consiste de dos líneas de extracción de argón tipo batch, un espectrómetro automatizado MS-10 de 180° sector y campo magnético fijo y un espectrómetro de masa tipo Reynolds de vidrio Pyrex de 60°, equipado con un detector tipo multiplicador de electrones anexo a una línea de extracción en línea.



2.2.2 Selección de muestras

La selección de las muestras se realizó en dos etapas. La primera ocurrida en el trabajo de campo donde se procuró que las muestras de interés estratigráfico fueran lo más frescas posible. La segunda en el laboratorio donde se revisó cuidadosamente la sección delgada para evaluar la factibilidad de datación. Ambas muestras presentaban escasas vesículas y ningún tipo de alteración. La carencia de minerales ricos en K (biotita, hornblenda, etc.), usualmente utilizados para la datación por este método, sólo permitió la datación en roca total. En el caso de la muestra BB-76A se procuró utilizar el vidrio, de forma que la edad obtenida representara el evento de formación del flujo piroclástico soldado.

2.2.3 Resultados

Los resultados de las dataciones no fueron del todo satisfactorios debido a la magnitud de los errores. La cantidad de argón radiogénico que tienen las muestras (Tabla 3) están fuera del límite de confiabilidad del espectrómetro (Pérez de Arce, comunicación escrita). No obstante, las edades obtenidas sirven de referencia y es posible correlacionarlas con las edades obtenidas por Thiele *et al.* (1987).

Tabla 3. Dataciones K-Ar realizadas a rocas pertenecientes a las unidades más antiguas del volcán Copahue.

No. de Muestra	Coordenadas		Material	% K	⁴⁰ Ar rad (nl/g)	% ⁴⁰ Ar	Edad (Ma)
	UTM N	UTM W					
BB-76A	5804500	320700	Roca Total	2.249	0.034	92	0.4±0.3
BB-93	5805700	319000	Roca Total	1.232	0.029	84	0.6±0.4

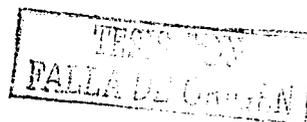


2.3 UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

La estratigrafía del volcán Copahue (Figuras 7 y 8) ha sido elaborada con base en criterios morfoestructurales, 5 dataciones radiométricas K-Ar (2 nuevas; 2 de Thiele *et al.*, 1987 y 1 de Linares *et al.*, 1999), 4 edades de ^{14}C (Polanco, 1998), observaciones de campo y antecedentes de trabajos anteriores. En general, se sigue la estratigrafía propuesta por Thiele *et al.* (1987) incorporándole dos nuevas unidades, además de incluir aquellas rocas reconocidas en el sector argentino (Figura 7).

2.3.1 Copahue 1 (Pleistoceno inferior-medio)

La unidad Copahue 1 corresponde a una secuencia de derrames de lava andesíticas y andesítico basálticas (53-60% SiO_2) que construyeron gran parte de los flancos NE, NW, E y SW del edificio volcánico (Figura 7). Esta unidad abarca un área de 67 km^2 y está intensamente afectada por la erosión glacial (Thiele *et al.*, 1987; Moreno, 1992). En el flanco SW se ha estimado un espesor expuesto de 350 m para esta secuencia (Figura 8). Se depositó en discordancia de erosión sobre rocas de las Formaciones Trapa-Trapa y Cura-Mallín, y subyace a rocas de la unidad Copahue 2. Existen dos dataciones K-Ar en roca total pertenecientes al techo de esta unidad de edades concordantes de 0.600 ± 0.144 y 0.6 ± 0.4 Ma (Thiele *et al.*, 1987 y este trabajo, respectivamente; Tabla 3), además de, la edad máxima de 1.23 ± 0.09 Ma obtenida para este centro eruptivo (Linares *et al.*, 1999), lo cual permite asignar la unidad Copahue 1 al Pleistoceno inferior a medio.



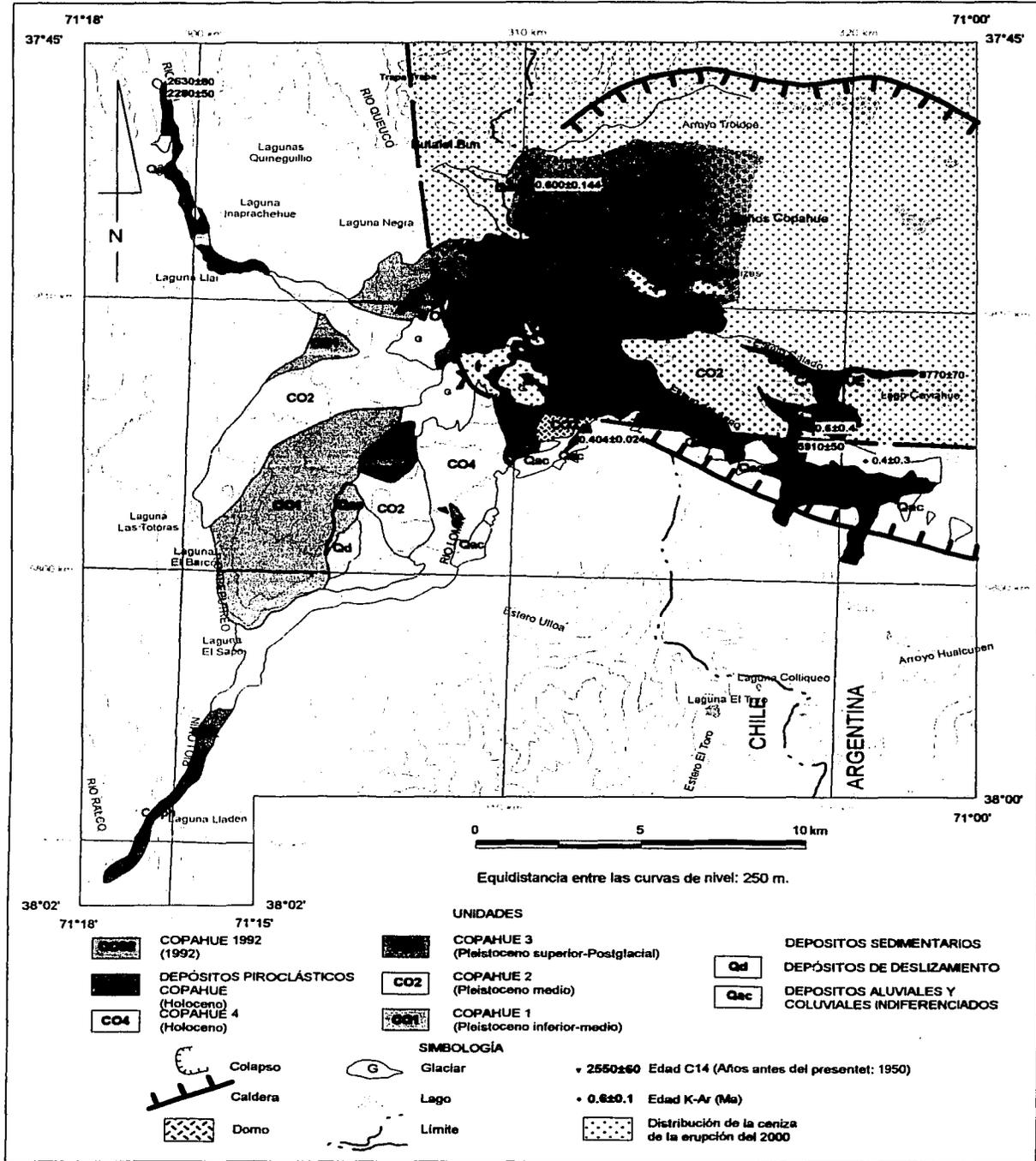


Figura 1. Mapa geológico del volcán Copahue.

La unidad Copahue 1 agrupa a rocas emitidas durante ca. 630 mil años, pero debido a la erosión intensa y repetida que ha afectado a las rocas más antiguas, así como a la ausencia de dataciones sistemáticas de este centro eruptivo, no fue posible distinguir estratigráficamente en más de una unidad estos productos.

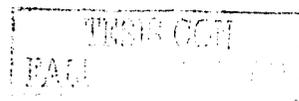
Finalmente, en esta unidad se reconoció la parte norte de una estructura de caldera elíptica (Caldera Copahue) con un diámetro mínimo y máximo de 6.5 km y 8.5 km, respectivamente. La caldera tiene un área de 173.6 km² con una orientación del eje mayor de ca. N62°E y su centro coincide con la parte norte del borde exterior del cráter activo. Esta estructura ya había sido reconocida previamente por Pesce (1989), quién la supuso de forma circular y la señaló como un gran cráter de explosión.

2.3.2 Copahue 2 (Pleistoceno medio)

La unidad Copahue 2 (Figura 7) esta constituida por secuencias de coladas de lavas andesíticas y andesítico basálticas (55 y 60% SiO₂), un domo riolítico (74-75% SiO₂), flujos de pómez y ceniza (73% SiO₂) y flujos piroclásticos soldados, que cubren en totalidad un área de 45 km². Los derrames de lava se encuentran en los flancos oeste, este y suroeste del volcán. En este último sector se ha estimado que el espesor de las lavas alcanza ca. 200 m (Figura 8). Por su parte, el domo se ubica en el flanco sureste del edificio volcánico (Figura 7). Los flujos de pómez y ceniza son de color blanco, soportados por matriz y sin gradación aparente, encontrándose a más de 37 km al oeste de su fuente donde presentan un espesor expuesto de 12 m. Los flujos soldados, por otro lado, presentan fracturamiento columnar y superficialmente arreglos poligonales que indican un enfriamiento rápido (Cas y Wright, 1987), distribuyéndose en el interior de la caldera Del Agrio, al este del volcán hasta unos 7.5 km. Esta unidad se

distribuye en los valles glaciarios excavados en la unidad Copahue 1, principalmente en los valles de la Laguna El Barco y de los ríos Lomín, Llai y Queuco, hacia el SW, sur, NW y norte, respectivamente. La unidad Copahue 2 se apoya discordantemente sobre rocas de la unidad Copahue 1 y subyace a rocas pertenecientes a la Unidad Copahue 3. Se han realizado dos dataciones K-Ar en roca total del domo y flujo piroclástico soldado, las cuales entregaron edades concordantes de 0.404 ± 0.024 y 0.4 ± 0.3 Ma (Thiele *et al.*, 1987 y este trabajo, respectivamente; Tabla 3), lo que permite asignar a esta unidad al Pleistoceno medio.

Las intensas erosiones glacial y fluvial, han probablemente removido el depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza más cerca de su fuente. Aun así, la correlación química entre las pómez ($73\% \text{SiO}_2$) de este depósito y el domo es satisfactoria y, por lo tanto, permite asignarlas a la misma unidad. De esta forma, la unidad Copahue 2 incluye los materiales resultantes de la formación de la caldera elíptica, cuya edad esta acotada por la edad mínima de la unidad Copahue 1 y la edad del domo, es decir, entre 0.600 ± 0.144 y 0.404 ± 0.024 Ma (Thiele *et al.*, 1987). Esta última edad, es concordante con la de 0.4 ± 0.3 Ma obtenida en este trabajo en el flujo piroclástico soldado, lo cual permite circunscribir todo el volcanismo más evolucionado a un gran evento explosivo que dio origen a la caldera. A pesar de lo anterior, la carencia de dataciones y relaciones de contacto imposibilitan separar las rocas más evolucionadas de los derrames de lava de similar grado de erosión, obligando de esta forma, a asignar la unidad Copahue 2 al Pleistoceno medio.



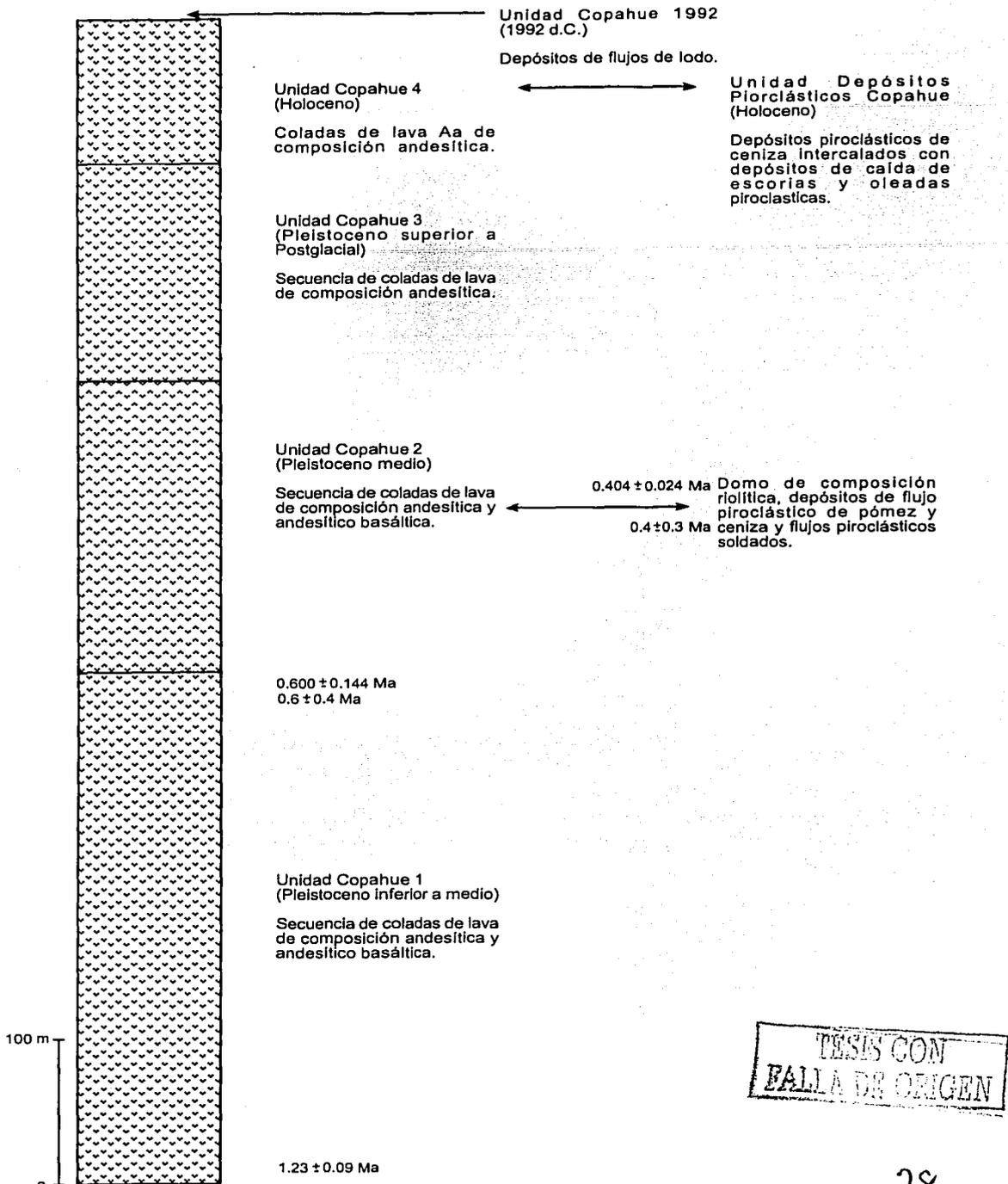


Figura 8. Columna estratigráfica generalizada del volcán Copahue.

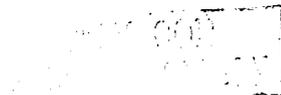
2.3.3 Copahue 3 (Pleistoceno superior-Postglacial)

La unidad Copahue 3 (Figura 7) corresponde a una secuencia de coladas de lavas andesíticas (56-58% SiO₂) de ca. 150 m de espesor (Figura 8), regular a bien preservadas, y en menor proporción, brechas volcánicas de origen lahárico. Esta unidad es reconocida en los flancos norte, este y sur del edificio (Figura 7), abarcando un área de 33 km². Se deposita discordantemente sobre rocas de la unidad Copahue 2 y subyace a rocas de la unidad Copahue 4 y depósitos morrénicos. Según correlaciones con glaciaciones se le asigna al Pleistoceno superior-Postglacial (Thiele *et al.*, 1987).

En rocas pertenecientes a la unidad Copahue 3 se ha identificado una pequeña estructura de colapso hacia el NE del edificio, lamentablemente, en las fotos aéreas e imágenes satelitales disponibles, no ha sido posible reconocer los depósitos asociados a este evento. Sin embargo, por la edad asignada a la unidad Copahue 3, es muy probable que este colapso haya ocurrido durante el Holoceno.

2.3.4 Copahue 4 (Holoceno)

La unidad Copahue 4 (Figura 7) está constituida por coladas de lavas aa bien preservadas, de composición andesítica (56-57% SiO₂) y espesor expuesto de 100 m (Figura 8). Comúnmente tiene texturas porfirítica y vesicular y superficialmente rugosa. Estas coladas se extendieron en el flanco sur-suroeste del edificio volcánico, hasta 11 km por el valle del río Lomín (Figura 7) y tienen un área de 18 km². La unidad se apoya sobre rocas de la unidad Copahue 3 y subyace a depósitos morrénicos neoglaciales. Se



le asigna al Holoceno sobre la base de correlaciones con glaciaciones de edad conocida.

2.3.5 Depósitos Piroclásticos Copahue (Holoceno)

La unidad denominada Depósitos Piroclásticos Copahue (Figura 7) incluye por lo menos seis depósitos de flujos piroclásticos cineríticos de espesores inferiores a 2 m, soportados por matriz y con intercalaciones de depósitos de caída de lapilli y ceniza de escorias de espesores inferiores a 20 cm a ca. 12 km del cráter activo y depósitos de oleada piroclástica (Figura 9). Esta unidad se preserva principalmente en el interior de la Caldera Del Agrio y en el valle del río Llai (Figura 7), alcanzando un área cercana a los 22 km². Se realizaron cuatro dataciones mediante ¹⁴C en carbón contenido en los depósitos de flujo piroclástico de esta unidad, obteniéndose edades entre 8.770±70 y 2.280±50 años AP (Figura 9 y Tabla 4; Polanco, 1998; Polanco *et al.*, 2000), lo que permite asignarla al Holoceno.

Tabla 4. Edades ¹⁴C obtenidas por Polanco (1998), a partir de carbón y turba incorporado en depósitos piroclásticos pertenecientes a la unidad Depósitos Piroclásticos Copahue. (*) Edades convencionales.

Código Muestra	UTM N (km)	UTM W (km)	Localidad	Tipo de Material	Tipo de Análisis	Edad* (años AP)
BB-33B	5817.5	298.9	Valle del río Llai	carbón	estándar	2.280±50
BB-33A	5817.5	298.9	Valle del río Llai	carbón	estándar	2.630±80
BB-89	5805.0	318.5	Al sur de Laguna del Agrio	carbón	AMS	5.910±50
BB-84A	5807.7	322.1	Laguna del Agrio	turba	estándar	8.770±70

La similitud de los depósitos de ceniza de distintos niveles estratigráficos, la ausencia de niveles con características distintivas (niveles guía) y la escasez de depósitos de caída en las distintas columnas estratigráficas levantadas, sólo permiten su discriminación mediante las edades de radiocarbono obtenidas (Figura 7).



31

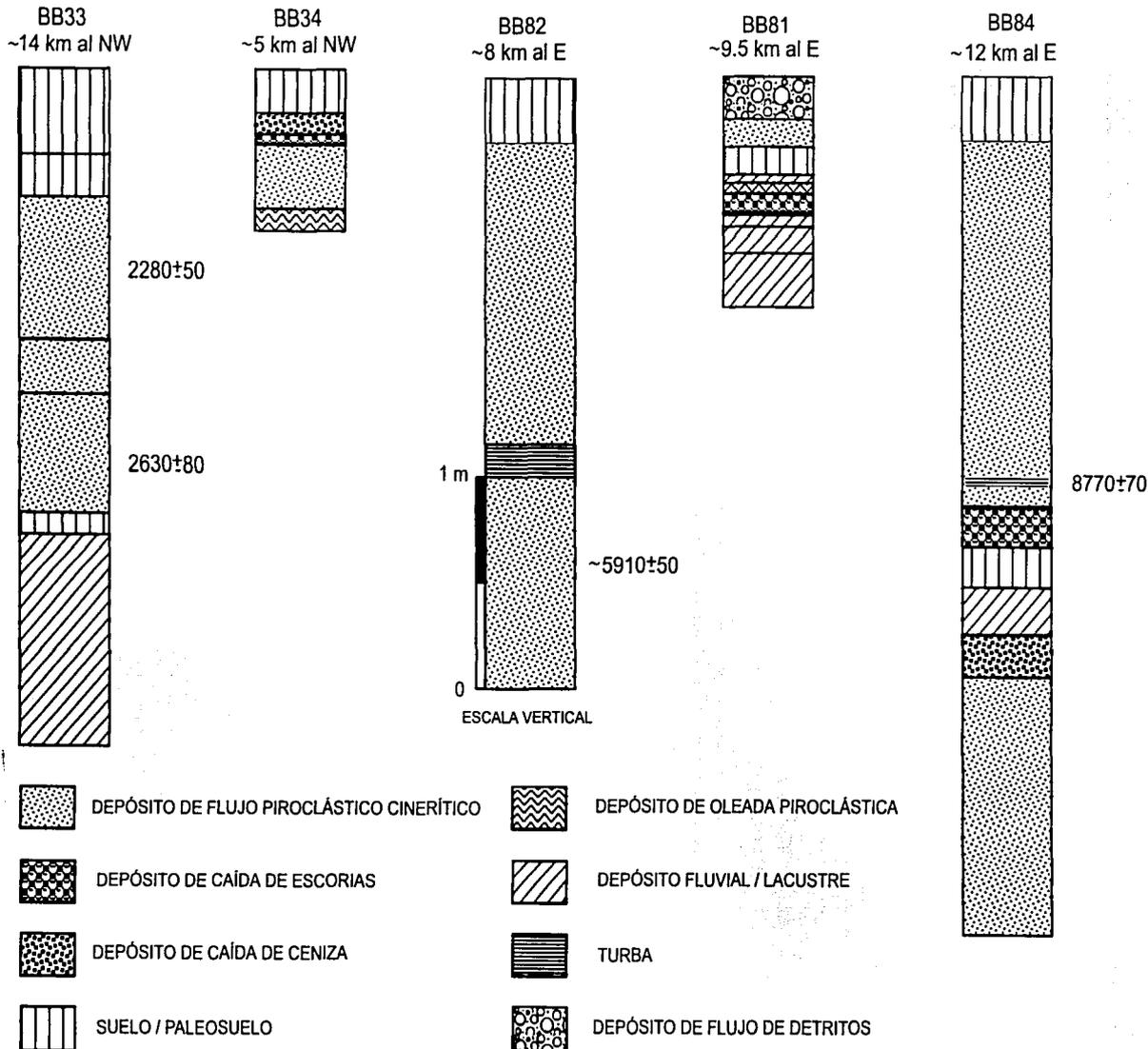


Figura 9. Columnas estratigráficas seleccionadas de los depósitos piroclásticos pertenecientes a la unidad Depósitos Piroclásticos Copahue. Todas las distancias están referidas al cráter activo.

2.3.6 Copahue 1992 (1992 d.C.)

La unidad Copahue 1992 (Figura 7) corresponde a delgados niveles clásticos finos de color blanco grisáceo, soportados por matriz y sin gradación, que cubren un área de 2 km². Estos depósitos fueron originados a partir de lahares diluidos e hiperconcentrados que se depositaron principalmente hacia el este del cráter activo, recorriendo ca. 4 km por el estero Del Agrío (Figura 7), durante la erupción de julio de 1992.

CAPÍTULO 3 PETROGRAFÍA DE ROCAS SELECCIONADAS

3.1 INTRODUCCIÓN

A continuación se describen 8 secciones delgadas seleccionadas de muestras pertenecientes a las distintas unidades del volcán Copahue, las cuales fueron realizadas en el Taller de Cortes del Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile. Siete de estas muestras corresponden a rocas (coladas de lava, domo y flujo piroclástico soldado) y sólo una a una escoria seleccionada de un depósito piroclástico de caída. Asimismo, se realizó el análisis modal con conteo de 1000 puntos en cada una de las secciones delgadas para determinar la abundancia de los minerales presentes (Tabla 5).

Tabla 5. Abundancia de minerales de las secciones delgadas pertenecientes al volcán Copahue. Mtz: matriz, Plg: plagioclasa, Px: piroxeno, Ol: olivino, Bt: biotita, Hb: hornblenda, Ox: óxidos de Fe-Ti, Qz: cuarzo, Sph: esfena, Ap: apatito, Ves: vesículas, tr: traza, CO1: Copahue 1, CO2: Copahue 2, CO4: Copahue 4 y COph: Depósitos Piroclásticos Copahue.

Muestra	Unidad	Mtz (%)	Plg (%)	Px (%)	Ol (%)	Bt (%)	Hb (%)	Ox (%)	Qz (%)	Sph (%)	Ap (%)	Ves (%)
BB93	CO1	61.1	29.2	3.1	1.9			0.4				4.3
BB38D	CO2	83.2	9.5	0.6		0.3	tr	0.3	3.5	tr	tr	2.6
BB76A	CO2	86.1	10	2.3	tr			0.7			tr	0.9
BB76B	CO2	82.1	12.3	2.1	tr			1.3	tr		tr	2.2
BB35	CO2	49.6	14.5	3.6	0.3			0.7			tr	31.3
BB37	CO4	52.7	21.5	3.3	2.3			0.8				19.4
BB39	CO4	55.7	16.9	1.5	2.3			0.2			tr	23.4
BB38B	COph	32.8	2.9	0.4				0.3				63.6

3.2 COPAHUE 1

La muestra BB93 pertenece a una colada de lava de composición andesítica basáltica asignada a la unidad Copahue 1. Macroscópicamente es de color gris oscuro, compacta y escasamente vesiculada con algunos cristales de plagioclasa y de minerales máficos inmersos en una matriz afanítica (textura porfírica). Al microscopio petrográfico la

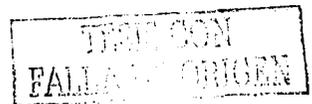
muestra es hipohialina constituida de vidrio y cristales (Figura 10). Los cristales se encuentran en forma individual y formando glomeropórfidos (Figura 10) y glomerocristales, predominando estos últimos. El tamaño de los cristales varía de microfenocristales a megafenocristales rodeados por una matriz (61.1% vol.) constituida por microlitos y vidrio. Estas características le dan a la roca una textura seriada y porfírica. Los cristales presentes son plagioclasa (29.2% vol.), piroxeno (3.1% vol.) y olivino (1.9% vol.) como asociación mineral y óxidos de Fe-Ti (0.4% vol.) como mineral accesorio (Tabla 5).

La plagioclasa (3.325-0.075 mm) es la fase mineral predominante (Tabla 5) e incolora (Figura 10), comúnmente se presenta de forma subhedral con macla de Carlsbad y albita-Carlsbad (Figura 10). Algunos cristales tienen la forma tabular característica o se presentan en fragmentos de cristales de forma triangular, presentando zonación oscilatoria e inversa, ansas de reabsorción e inclusiones de piroxeno y vidrio. La abundancia de estas últimas le otorga una textura de tamiz.

El piroxeno (1.15-0.125 mm) ocurre esencialmente como clinopiroxeno color café claro y forma anhedral (Figura 10). Ocasionalmente se reconoce el clivaje en las dos direcciones (Figura 10b), presentando macla simple y múltiple e inclusiones de óxido de Fe-Ti. Algunas veces aparece formando aglomerados cristalinos de piroxeno >> óxidos de Fe-Ti y piroxeno >> plagioclasa.

El olivino (>0.5-0.075 mm) es incoloro o con una leve tonalidad amarillenta y, usualmente, se presenta en cristales subhedrales y anhedrales, de formas poligonales a subredondeadas. Algunas veces aparece con textura coronítica y formando aglomerados cristalinos de olivino >> plagioclasa >> óxidos de Fe-Ti.

Los óxidos de Fe-Ti ocurren con formas subhedrales a anhedrales constituyendo parte de aglomerados o como cristales aislados.



La matriz esta constituida por vidrio color café oscuro y microlitos de las mismas fases minerales que los cristales. La roca presenta muy escasas vesículas (4.3% vol.; Tabla 5).

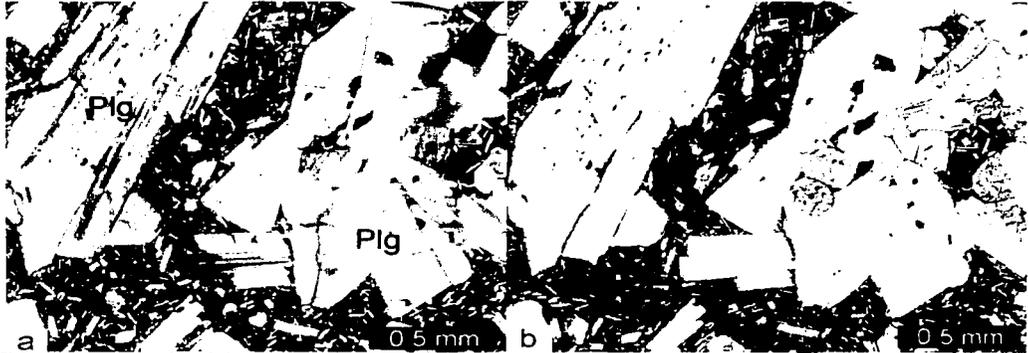


Figura 10. Sección delgada de la muestra BB93 perteneciente a la unidad Copahue 1. (a) Nícoles cruzados. (b) Nícoles paralelos. Al lado izquierdo de las fotografías se observa un fenocristal de plagioclasa (Plg) maclado con inclusiones de vidrio. Al lado derecho se reconoce un aglomerado de cristales de plagioclasa y clinopiroxeno (Cpx). También es posible distinguir el zonamiento en algunas plagioclasas.

3.3 COPAHUE 2

Esta unidad está constituida por una colada de lava andesítica porfírica, un domo riolítico (Figuras 11a-b y 11c-d, respectivamente) y un flujo piroclástico soldado.

La muestra BB35 perteneciente a la colada de lava asignada a la unidad Copahue 2 es, en muestra de mano, de color gris oscuro, compacta y medianamente vesiculada, presenta cristales de plagioclasa y minerales máficos inmersos en una matriz afanítica, lo que le otorga una textura porfírica. Al microscopio petrográfico, la lava es hipohialina constituida por vidrio y cristales. Los cristales están aislados o formando escasos aglomerados cristalinos (textura glomeroporfírica). El tamaño de los cristales varía de microfenocristales a megafenocristales rodeados por matriz (49.6% vol.), otorgándole una textura seriada y porfírica. Los cristales corresponden a

plagioclasa (14.5% vol.) y piroxeno (3.6% vol.) como asociación mineral y óxidos de Fe-Ti (0.7% vol.) y olivino (0.3% vol.) como minerales accesorios (Tabla 5).

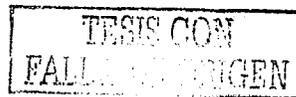
La plagioclasa (0.15-2.725 mm), la fase mineral más abundante (Tabla 5), es incolora (Figura 11b), y comúnmente tiene forma subhedral y macla de Carlsbad y albita-Carlsbad. Algunas veces, aparece de forma tabular característica (Figura 11b) o en fragmentos de cristales de formas triangulares, con zonación inversa y oscilatoria, ansas de reabsorción e inclusiones de vidrio, lo que le otorga una textura celular (Figura 11) y de tamiz. Trazas de apatito y los óxidos de Fe-Ti aparecen incluidos en algunos cristales de plagioclasa.

El piroxeno (0.2-1.2 mm) ocurre esencialmente como clinopiroxeno de color café claro (Figura 11b) y de formas euhedral y subhedral. En las formas alargadas se reconoce el clivaje en una dirección (Figura 11b), mientras que, en las rómbicas se reconoce en las dos direcciones. Algunos cristales presentan formas anhedrales y presenta macla simple y múltiple, ansas de reabsorción e inclusiones de apatito y óxidos de Fe-Ti.

Los óxidos de Fe-Ti (0.05-0.7 mm), minerales opacos, ocurren como cristales euhedrales y subhedrales aislados o formando parte de aglomerados cristalinos.

El olivino (0.35-0.8 mm) es una fase mineral escasa que aparece de color café amarillento a incoloro con fractura interna curva típica (Figura 11b) y de forma subhedral. Ocasionalmente presenta bordes de reacción, zonación normal (Figura 11a) e inclusiones de vidrio, óxidos de Fe-Ti y plagioclasa.

Los aglomerados cristalinos corresponden a plagioclasa >> piroxeno >> óxidos de Fe-Ti y piroxeno >> olivino >> óxidos de Fe-Ti.



La matriz está constituida por vidrio color café oscuro (Figura 11b) y microlitos de plagioclasa acicular y óxidos de Fe-Ti ocasionalmente con textura pseudotraquítica y abundantes vesículas (31.3% vol.; Tabla 5; Figura 11b).

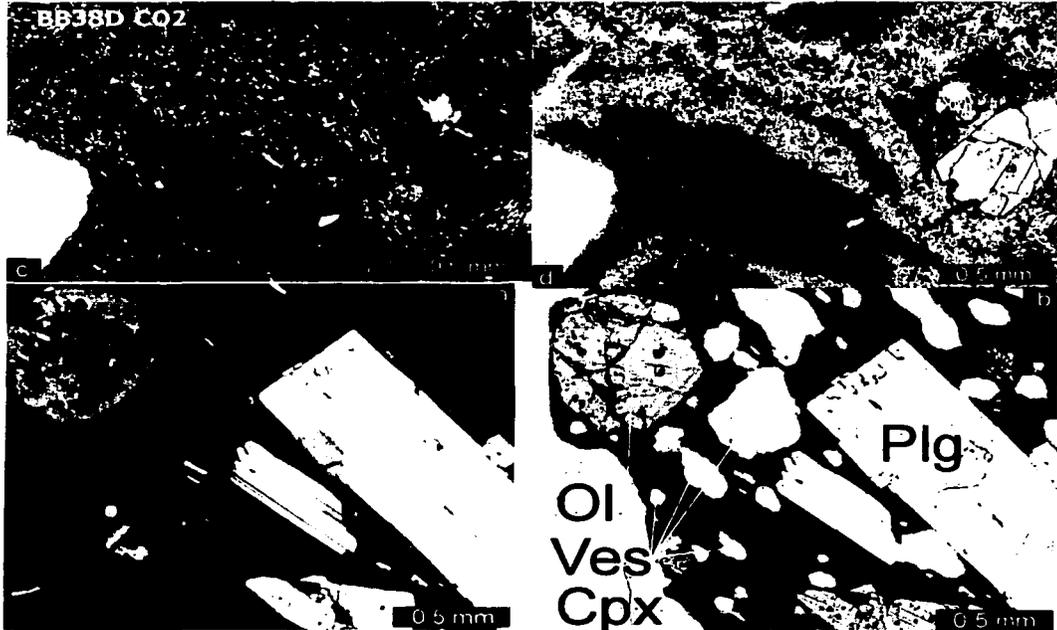


Figura 11. Secciones delgadas pertenecientes a la unidad Copahue 2. (a) y (b) Muestra BB35 en nicóles cruzados y paralelos, respectivamente. En el borde superior izquierdo se observa un singular fenocristal de olivino (Ol) con zonamiento normal y fractura curva típica, en el borde superior derecho una plagioclasa (Plg) con textura de reabsorción ("boxy celular") al lado de un fenocristal euhedral de otra familia del mismo mineral y en la parte inferior un clinopiroxeno (Cpx) de forma triangular. También destacan, la gran cantidad de vesículas (Ves) de diferentes tamaños y formas. (c) y (d) Muestra BB38D del domo en nicóles cruzados y paralelos, respectivamente. Detalle de la matriz con textura bandeada y con recristalización de cuarzo secundario en el extremo superior.

La muestra BB38D perteneciente al domo de la unidad Copahue 2 tiene macroscópicamente color rosado y es escasamente vesiculada y frágil con escasos cristales de plagioclasa y minerales máficos inmersos en una matriz afanítica (textura porfírica) con estructura bandeada que refleja variaciones en el grado de cristalinidad y vesicularidad que ocurren por el estrechamiento, cizalle y atenuación durante el flujo

(Cas y Wright, 1987). Microscópicamente es hipohialina con escasos cristales y una abundante matriz de vidrio (83.2% vol.). Los cristales se presentan en forma aislada y, ocasionalmente, formando glomeropórfidos, con un tamaño variable entre microfenocristales y megafenocristales. Los cristales corresponden a plagioclasa (9.5% vol.), piroxeno (0.6% vol.), biotita (0.3% vol.) y óxidos de Fe-Ti (0.3% vol.) y trazas de hornblenda, esfena y apatito (Tabla 5).

La plagioclasa (0.03-2 mm), la fase mineral más abundante presente en el domo (Tabla 5), es incolora (Figura 11d) y ocurre comúnmente como cristales subhedrales con macla de Carlsbad y albita-Carlsbad. También se presenta de forma tabular característica y como fragmentos de cristales de formas triangulares y rómbicas. Algunos cristales tienen zonación normal, ansas de reabsorción e inclusiones de vidrio, apatito y piroxeno.

El piroxeno (0.07-2.325 mm) es esencialmente clinopiroxeno de color café claro y formas euahedral y subahedral. Algunos cristales presentan ansas de reabsorción e inclusiones de plagioclasa, óxidos de Fe-Ti y apatito.

La biotita (0.425-0.85 mm) de color café oscuro y pleocroísmo color café, ocurre como cristales anhedrales y subhedrales de formas alargadas y fibrosas con bordes oxidados. Ocasionalmente son esqueléticos y tienen ansas de reabsorción e inclusiones de óxidos de Fe-Ti y piroxeno.

Los óxidos de Fe-Ti (0.05-0.33 mm) aparecen en formas anhedrales a anhedrales como inclusión en cristales de plagioclasa y piroxeno, formando parte de aglomerados cristalinos y escasamente como cristales aislado inmersos en la matriz.

La hornblenda (0.15-0.94 mm), con un pleocroísmo verdoso característico, está como cristales anhedrales a subhedrales, de formas redondeadas a rómbicas con

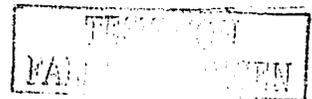
borde oxidado. Mientras que, la esfena (0.28 mm), incoloro y fuertemente birrefringente, ocurre de forma subhedral y alargada.

Ocasionalmente, hay glomero cristales y glomeropórfidos de plagioclasa >> óxidos de Fe-Ti, plagioclasa >> hornblenda, piroxeno >> óxidos de Fe-Ti y óxidos de Fe-Ti >> plagioclasa >> piroxeno.

La matriz está constituida de vidrio café claro, oscuro e incoloro (Figura 11d) y escasos microlitos de plagioclasa fibrosos y óxidos de Fe-Ti con textura bandeada (Figuras 11c-d) y muy escasas vesículas (2.6% vol.). Además, presenta vetillas orientadas de cuarzo amorfo (3.5% vol.; 0.05-0.12 mm; Figuras 11c-d).

Las muestras BB76A y BB76B corresponden a la parte maciza y foliada del flujo piroclástico soldado de color gris oscuro, nulo a escasamente vesiculado y aspecto vítreo en muestra de mano (vitrófiro: Cas y Wright, 1987) que tiene escasos cristales de plagioclasa y minerales máficos inmersos en una matriz vítrea afanítica. Al microscopio petrográfico es hipohialina con escasos cristales rodeados por una abundante matriz de vidrio y microlitos (82.1-86.1% vol.). Los cristales presentan un tamaño variable entre microfenocristales y megafenocristales (textura seriada) de plagioclasa (10-12.3% vol.), piroxeno (2.1-2.3% vol.) y óxidos de Fe-Ti (0.7-1.3% vol.) y trazas de olivino y cuarzo (Tabla 5).

La plagioclasa (0.15-2.975 mm) es el mineral más abundante en el vitrófiro (Tabla 5), es incolora y ocurre comúnmente como cristales fracturados de formas euhedral y subhedral, con macla de Carlsbad y albita-Carlsbad. Algunos tienen formas tabular y fibrosa o aparecen en fragmentos de cristales de forma triangular, con zonación normal, inversa y oscilatoria, borde oxidado, ansas de reabsorción e inclusiones de óxidos de Fe-Ti, apatito y vidrio. Estas últimas le otorgan una textura de tamiz cuando son abundantes en el cristal de plagioclasa.



El piroxeno (0.15-0.825 mm) ocurre principalmente como clinopiroxeno de color café claro, que se presenta como cristales fracturados de formas subhedral y anhedral. Ocasionalmente existen cristales con macla simple y múltiple, ansas de reabsorción e inclusiones de óxidos de Fe-Ti y apatito.

Los óxidos de Fe-Ti (0.03-0.475 mm) ocurren como cristales anhedrales a euhedrales formando parte de aglomerados cristalinos, incluidos dentro de cristales de plagioclasa y piroxeno y, escasamente, como cristales aislados.

El olivino, incoloro a café amarillento y fuertemente birrefringente, aparece como fenocristales (0.275-0.475 mm) anhedrales de forma redondeada y algunos de ellos con ansas de reabsorción, mientras que el cuarzo es incoloro, amorfo (<0.04 mm) y forma vetillas.

Son comunes los aglomerados cristalinos de plagioclasa (textura glomerocristalina) y de plagioclasa >> piroxeno >> óxidos de Fe-Ti y, ocasionalmente, de piroxeno >> óxidos de Fe-Ti (textura glomeroporfírica).

La matriz está constituida por vidrio de color café claro a café rosado y microlitos de plagioclasa de formas tabular, fibrosa y acicular, piroxeno y óxidos de Fe-Ti que presentan una textura bandeada (vitróforo foliado) y muy escasas vesículas (0.9-2.2% vol.).

3.4 COPAHUE 4

Las muestras BB37 y BB39 pertenecen a una colada de lava andesítica basáltica de la unidad Copahue 4 que en muestra de mano es de color negro, compacta, con vesículas y cristales de plagioclasa y minerales máficos inmersos en una matriz afanítica, es decir, tiene una textura porfírica. Al microscopio petrográfico la roca es hipohialina, esta constituida por abundantes cristales rodeados de una matriz de vidrio (52.7-55.7%

vol.). Los cristales presentan un tamaño variable entre microfenocristales y megafenocristales (textura seriada), constituidos por plagioclasa (16.9-21.5% vol.), piroxeno (1.5-3.3% vol.) y olivino (2.3% vol.) como asociación mineral y óxidos de Fe-Ti (0.2-0.8% vol.) como mineral accesorio (Tabla 5).

La plagioclasa (0.15-3.15 mm), el mineral más abundante en las rocas de la unidad Copahue 4 (Tabla 5), es incolora y ocurre comúnmente en forma subhedral con macla de Carlsbad y albita-Carlsbad. Algunos presentan la forma tabular característica o están en fragmentos de cristales de forma triangular. Tienen zonación normal, inversa y oscilatoria e inclusiones de olivino, óxidos de Fe-Ti, piroxeno y de vidrio (Figuras 12a-b), la que en ocasiones le otorga una textura de tamiz. Además, aparece un singular megacristal (6 mm) de plagioclasa euhedral totalmente fresco que difiere del resto de los cristales de plagioclasa presentes en la roca, por lo que puede identificarse como un xenocristal.

El piroxeno (0.15-1.5 mm) ocurre esencialmente como fenocristales de clinopiroxeno de color café claro y con clivaje en la dirección de las formas alargadas (Figura 12b). Las formas de los cristales son subhedral y anhedral y, ocasionalmente, tienen maclas simple y múltiple, ansas de reabsorción e inclusiones de óxidos de Fe-Ti (Figuras 12a-b).

El olivino (0.075-0.875 mm), color amarillo claro a incoloro, es esencialmente euhedral y subhedral, de formas poligonales a redondeados (Figuras 12a y 12b). En ocasiones, tienen ansas de reabsorción, bordes de reacción (piroxeno) y oxidación e inclusiones de óxidos de Fe-Ti y vidrio.

Los óxidos de Fe-Ti (0.05-0.36 mm) ocurren como cristales euhedrales a anhedrales aislados o formando parte de aglomerados cristalinos.

La muestra presenta algunos glomerocristales y glomeropórfidos de piroxeno >> óxidos de Fe-Ti >> plagioclasa, piroxeno >> olivino, piroxeno >> olivino >> óxidos de Fe-Ti, olivino, olivino >> plagioclasa y olivino >> plagioclasa >> piroxeno.

La matriz es de vidrio de color café oscuro y microlitos de plagioclasa tabulares, olivino, piroxeno y óxidos de Fe-Ti (Figura 12b) y escasas vesículas (19.4-23.4% vol., Figura 12b).



Figura 12. Muestra BB39 perteneciente a la unidad Copahue 4 a nicoles cruzados (a) y paralelos (b). Se observan fenocristales de plagioclasa (Plg) de forma tabular y con inclusiones de vidrio (textura de tamiz) en el extremo superior, un clinopiroxeno (Cpx) subhedral con bordes reabsorbidos e inclusiones de óxidos de Fe-Ti y cristales de olivino poligonales a subredondeados, inmersos en una matriz de vidrio color café oscuro con textura intersertal y vesículas (Ves) con bordes irregulares.

3.5 DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS COPAHUE

La muestra BB38B corresponde a una escoria tamaño lapilli, de color negro, altamente vesiculada y de textura afanítica seleccionada de un depósito piroclástico de caída de escorias perteneciente a la unidad Depósitos Piroclásticos Copahue. Microscópicamente, la muestra es holohialina con escasos cristales en una matriz de vidrio (32.8% vol.). Los cristales varían de microfenocristales a megafenocristales de plagioclasa (2.9% vol.), piroxeno (0.4% vol.) y óxidos de Fe-Ti (0.3% vol.).

Los cristales de plagioclasa (0.1-1.75 mm), la fase mineral más abundante en esta muestra (Tabla 5), son incoloros, comúnmente subhedral con macla de Carlsbad

y albíta-Carlsbad, esqueléticos y aparecen fracturados. Algunos tienen forma tabular, zonación normal, ansas de reabsorción e inclusiones de vidrio (Figuras 13a y 13b). Dependiendo de la abundancia de estas últimas en los cristales de plagioclasa puede presentar textura de tamiz.

El piroxeno ocurre esencialmente como clinopiroxeno (>0.525-0.06 mm) de color café claro (Figuras 13a y 13b) y forma subhedral. Algunos cristales presentan macla simple, formas de "aleta de pez" (Figuras 13a y 13b) y ansas de reabsorción.

Los óxidos de Fe-Ti ocurren como microfenocristales (0.1-0.15 mm) euhedrales y subhedrales aislados y formando parte de aglomerados cristalinos.

Los cristales también aparecen formando glomeropórfidos de plagioclasa >> piroxeno, plagioclasa >> piroxeno >> óxidos de Fe-Ti y piroxeno >> plagioclasa >> óxidos de Fe-Ti.

La matriz esta constituida de abundante vidrio café amarillento y escasos microlitos de plagioclasa acicular y abundantes vesículas (63.6% vol.; Figura 13b).

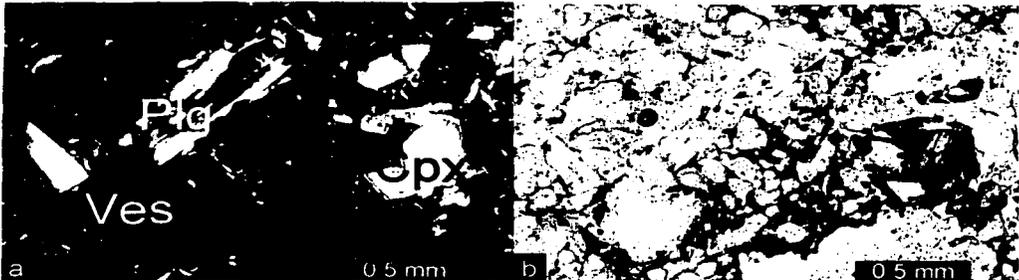


Figura 13. (a) y (b) Fotografías de la muestra BB38B de la unidad Depósitos Piroclásticos Copahue a nícoles cruzados y paralelos, respectivamente. Se reconocen una escasa matriz vítrea color café claro, limitada por abundantes vesículas (Ves) de diversos tamaños y formas, aunque predominan las subredondeadas. Fenocristales de clinopiroxeno (Cpx) con bordes de reacción y forma de "aleta de pez" y cristales aislados de plagioclasas (Plg) y fragmentos de cristales de plagioclasa. El cristal de plagioclasa zonado presenta abundantes inclusiones de vidrio, otorgándole una textura de tamiz.

3.6 CARACTERIZACIÓN GENERAL

El análisis petrográfico de las muestras del volcán Copahue ha permitido identificar una asociación mineral común a todas las coladas de lava pertenecientes a las unidades Copahue 1 a Copahue 4, la cual está constituida por cristales de plagioclasa (14.5-29.2% vol.), piroxeno (1.5-3.6% vol.) y olivino (0.3-2.3% vol.) y óxidos de Fe-Ti (0.2-0.8% vol.) como mineral accesorio (Tabla 5). El grado de cristalinidad típico de estas rocas es holohialina y las texturas frecuentes corresponden a seriada y glomeroporfirítica con cristales subhedrales y anhedrales predominantes (Tabla 6). Las inclusiones frecuentes corresponden a vidrio, apatito y óxidos de Fe-Ti, aunque este último también ocurre comúnmente en la matriz o formando parte de aglomerados cristalinos.

Lo anterior indica la similitud petrográfica de las coladas de lava del volcán Copahue. No obstante, la vesicularidad es bastante variable, entre 4.3 y 31.3% vol., lo cual parece responder a un sesgo del muestreo, más que a condiciones propias de las coladas.

Por otro lado, las muestras del flujo piroclástico soldado de la unidad Copahue 2 presentan la misma mineralogía (a excepción de tener sólo trazas de olivino) y características que las coladas de lava, pero con mayor volumen de matriz y menor vesicularidad (82.1-86.1 y 0.9-2.2% vol., respectivamente). Estas características reflejan de los mecanismos de origen, transporte, depositación y enfriamiento de estos flujos (Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987).

De la misma forma, el fragmento de escoria de la unidad Depósitos Piroclásticos Copahue también tiene la misma asociación mineral que el resto de las muestras, excepto por la ausencia total de olivino (Tabla 5), pero presenta un bajo contenido de cristales y alta vesicularidad (63.6 y 3.9% vol., respectivamente), lo que evidencia un

Tabla 6. Resumen de las características petrográficas de las muestras pertenecientes al volcán Copahue. Minerales y unidades con la misma simbología de la Tabla 5. Mxs: minerales, M: megafenocristales (> 0.5 mm), F: fenocristales (0.3-0.5 mm), m: microfenocristales (0.03-0.3 mm), E: euhedral, S: Subhedral, A: anhedral, N: normal, I: inversa y O: oscilatoria.

Muestra	Unidad	Grado de Cristalinidad	Cristales										Roca				
			Mxs	Tamaño			Forma			Zonación			Inclusiones	Texturas	Aglomerados cristalinos	Texturas	
				M	F	m	E	S	A	N	I	O					
BB93	CO1	hipohialina	Plg	X	X	X				X	X		Px, vidrio	ansas, sieve	Plg	glomerocristalina seriada glomeroporfirítica	
			Px	X	X	X		X					Ox		Px-Ox		
			Ol	X	X			X	X					coronítica			Px-Plg
			Ox			X		X	X								Ol-Plg-Ox
BB35	CO2	hipohialina	Plg	X	X	X				X	X		vidrio, Ap, Ox	ansas, sieve, celular	Plg-Px-Ox	porfirítica glomerocristalina seriada glomeroporfirítica	
			Px	X	X	X	X	X					Ap, Ox	ansas	Px-Ol-Ox		
			Ox	X	X	X	X	X									
			Ol	X	X			X		X			vidrio, Ox, Plg	coronítica			
BB38B	CO2	hipohialina	Plg	X	X	X							vidrio, Ap, Px	ansas	Plg	porfirítica glomerocristalina glomeroporfirítica	
			Px	X		X	X	X					Plg, Ox, Ap	ansas	Plg-Ox		
			Bt	X	X			X	X				Ox, Px	borde ox	Plg-Hb		
			Ox		X	X		X	X					ansas	Px-Ox		
			Hb	X		X		X	X					borde ox	Ox-Plg-Px		
			Sph		X		X										
BB76A	CO2	hipohialina	Plg	X	X				X	X	X		Px, Ox, Ap, vidrio	ansas borde ox sieve	Plg Plg-Px-Ox	glomerocristalina seriada porfirítica glomeroporfirítica	
			Px		X	X		X	X				Ap	ansas	Px-Ox		
			Ox			X	X	X	X								
			Ol		X	X		X						ansas			
BB76B	CO2	hipohialina	Plg	X		X	X		X	X	X		vidrio, Px, Ox, Ap	ansas sieve borde ox	Plg Plg-Px-Ox	glomerocristalina glomeroporfirítica seriada porfirítica	
			Px	X		X		X	X				Ox, Ap	ansas			
			Ox		X	X		X	X	X							
			Ol		X			X		X			Ox	ansas			

45

TESIS CON
 FALLA EN ORIGEN

Tabla 6. Continuación.

BB37	CO4	hipohialina	Plg	X X X	X	X X X	vidrio, OI, Px, Ox	ansas celular	Plg	porfirítica seriada glomerocristalina glomeroporfirítica
			Px	X X	X X		OI	ansas	Px-Ox-Plg	
			OI	X X X	X X		Ox, Plg	ansas coronítica	OI	
			Ox	X X	X				OI-Plg-Px	
BB39	CO4	hipohialina	Plg	X X X	X	X X X	vidrio, px	ansas celular	Plg	porfirítica seriada glomerocristalina glomeroporfirítica
			OI	X X X	X X X		Ox, vidrio, Ap	ansas coronítica	Px-OI-Ox	
			Px	X X X	X X		Ox, Plg, OI	ansas		
			Ox	X X						
BB38B	COph	holohialina	Plg	X X X	X	X	vidrio	ansas sieve	Plg-Px	glomeroporfirítica
			Px	X X	X			ansas	Plg-Px-Ox	
			Ox	X X	X X				Px-Plg-Ox	

46

NO SE PUEDE
REPRODUCIR
CON
SIN

alto contenido de burbujas de gas y su origen explosivo (Cas y Wright, 1987), así como, la matriz constituida casi exclusivamente por vidrio indican un enfriamiento rápido (Cox *et al.*, 1984).

Por su parte, el domo de la unidad Copahue 2 es la única muestra de roca que esta constituida por plagioclasa y trazas de piroxeno, biotita, óxidos de Fe-Ti, hornblenda y esfena (Tabla 5). La biotita es un mineral que ocurre en las etapas tardías de cristalización y, frecuentemente, sólo en los miembros más evolucionados de series calco-alcalinas de Alto K (Wilson, 1989). La ocurrencia de hornblenda en las series volcánicas calco-alcalinas de la ZVS es poco común, pero cuando aparece esta reabsorbida y asociada a esfena (Wilson, 1989), como ocurre en este caso. Por su parte, la oxidación presente en la biotita y hornblenda es reflejo de la inestabilidad a bajas presiones y puede estar relacionado con procesos hidrotermales (Wilson, 1989) u oxidación durante la extrusión (Nixon, 1988). Finalmente, la evidencia de procesos hidrotermales en el domo está reforzada por la recristalización de cuarzo en vetillas. La reabsorción de estas mismas fases minerales puede estar conectada a etapas tardías de pérdidas de volátiles (Cox *et al.*, 1984).

Es común en las muestras del volcán la ocurrencia de cristales de plagioclasa zonados (normal, inversa y oscilatoria) y parcialmente reabsorvidos (ansas, textura de tamiz e inclusiones de vidrio). La textura celular en estos cristales esta sólo restringida a las unidades Copahue 2 y Copahue 4. En esta última unidad aparece un xenocristal de plagioclasa. Asimismo, la ocurrencia de escasos cristales de olivino de forma anhedral y con bordes reabsorvidos (Tabla 6) podría también corresponderían a xenocristales.

Por otro lado, el fracturamiento de cristales en las muestras de la escoria y el flujo piroclástico soldado (Depósitos Piroclásticos Copahue y Copahue 2,



respectivamente), se correlaciona con el tipo violento de erupción (Cas y Wright, 1987), y por lo tanto, corresponde a un mecanismo posterior a los procesos magmáticos.

Finalmente, las características microscópicas observadas permiten aseverar que el clinopiroxeno presente en las muestras analizadas corresponde a la augita (es incolora, sin pleocroismo y extinción oblicua), mientras que el ortopiroxeno correspondería a la enstatita (extinción paralela y un tenue pleocroismo rosado claro a verdoso). Asimismo, los óxidos de Fe-Ti encontrados en todas las muestras del Copahue, probablemente correspondan a titanomagnetita.

3.7 INTERPRETACIÓN

La variedad de texturas presentes en las muestras de las unidades del volcán Copahue (Tabla 6), indican la dinámica de los procesos petrogenéticos que han afectado a estas rocas. De esta forma, es posible reconocer variaciones en la tasa de nucleación o diferentes estados de enfriamiento, procesos de cristalización fraccionada y mezcla de magmas y mecanismos de gravedad, flotación y convección en el interior de la cámara magmática, dependiendo del tipo de textura reconocida.

La textura seriada, presente en las unidades Copahue 1 a la Copahue 4 (Tabla 6), refleja variaciones en la tasa de nucleación o diferentes estados de enfriamiento (Hibbard, 1995) y se presenta en aquellos minerales que se dan en las primeras etapas de cristalización (plagioclasa y piroxeno, principalmente).

Los aglomerados cristalinos, comunes en todas las rocas del Copahue (Tabla 6), pueden ser producto del proceso de cristalización fraccionada, el cual es gobernado fuertemente por la temperatura; de tal forma, puede ocurrir que cristales de las primeras y últimas etapas de cristalización se concentren con relación al líquido silicato (Jackson, 1967; Irvine 1979; 1982; McCallun *et al.*, 1980). Además, las fuerzas de gravedad y



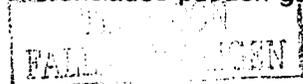
flotación contribuyen a dichas acumulaciones, de manera que los cristales más densos que el líquido circundante (olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno) tienden a ir hacia el fondo, mientras que, los menos densos (plagioclasa) tienden a subir. Por último, el proceso de convección también genera segregación de cristales con respecto al fundido silicatado. En este proceso el material más denso y frío baja (acción de la gravedad) y se desplaza a sitios de mayor temperatura y composición más básica; simultáneamente el espacio libre es ocupado por material menos denso y más caliente que sube (por flotación) generando de esta forma flujo diferencial de cristales y fundido, resultando en concentraciones locales de cristales (Hibbard, 1995).

La textura celular en cristales de plagioclasa, presente en las unidades Copahue 2 y Copahue 4, puede resultar de una alta tasa de crecimiento y baja tasa de nucleación ("boxy celular": Lofgren, 1974; 1980). El proceso de mezcla de magmas es ideal para la formación de esta textura, y también para las de disolución parcial (Hibbard 1995), común en todas las rocas de este centro eruptivo, en donde el magma más máfico (de mayor temperatura) disolvería parcialmente a las plagioclasas más sódicas del magma más diferenciado (Tsuchiyama, 1985). Alternativamente también puede indicar que el magma experimentó una súbita caída en la presión confinante en un sistema relativamente seco y por tanto un ascenso rápido, pero los efectos del agua no deberían ser relevantes en la muestra observada (Hibbard, 1995), no obstante, la ocurrencia de augita y enstatita pueden reflejar altas fugacidades de agua durante la cristalización (Wilson, 1989) aunque en la zona del volcán Copahue existe un sistema de fallas activo que podría favorecer un ascenso relativamente rápido del magma.

La ocurrencia de cristales zonados es testimonio de una falta de reacción homogénea durante la cristalización y refleja cambios en la composición y estructura cristalina, pero también de forma y tamaño del cristal (Hibbard, 1995). En las

plagioclasas la zonación normal (incremento en el contenido de Ca hacia el centro) es una respuesta a la disminución de la temperatura del líquido silicatado, mientras que la zonación inversa se debe al incremento en la temperatura. El zonamiento de cristales de plagioclasa es causado principalmente por el crecimiento en condiciones de desequilibrio y cambios en la composición del líquido silicatado (Loomis, 1981). Ambos factores pueden ser generados mediante el proceso de convección dentro de la cámara magmática obteniendo de esta forma plagioclasas con zonamiento oscilatorio (Loomis, 1981). Sin embargo, la coexistencia de cristales de plagioclasas zonados y no zonados y con diferentes grados de disolución y cristales de otras fases minerales disueltos parcialmente no pueden ser explicada únicamente por mecanismos de convección en un sistema cerrado (Castro, 1999). Las plagioclasas no zonadas (cálcicas) pueden formarse en situaciones donde existe aporte de material fundido fresco durante su crecimiento más que por reacción con fundido silicatado en un sistema cerrado (Hibbard, 1995).

Debido a lo anterior, el proceso de mezcla de magmas resulta ser más adecuado para explicar la existencia de una mayor cantidad de texturas de desequilibrio presentes en las unidades del volcán Copahue, y por lo tanto correspondería a un proceso predominante en las rocas de este centro eruptivo. A pesar de ello, no se ha encontrado evidencia alguna (xenolitos, pómez bandeadas, piroclastos de diferente composición en un mismo depósito), que indique algún tipo de mezcla magmática. Sin embargo, varios investigadores (Kouchi y Sunagawa, 1985; Blake y Ivey, 1986) han obtenido, experimentalmente, en pocas horas un fundido híbrido de composición andesítica como resultado de la mezcla entre un líquido de composición basáltica y otro de composición dacítica, quedando registrados sólo rasgos microscópicos de esta mezcla. Asimismo, pulsos sucesivos de magmas básicos en magmas más diferenciados pueden generar



un magma homogéneo y procesos de cristalización fraccionada y asimilación (Tsukui, 1985; Robin *et al.*, 1991).



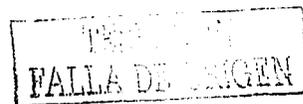
CAPÍTULO 4 GEOQUÍMICA

4.1 INTRODUCCIÓN

En este estudio se realizaron análisis de 13 rocas pertenecientes a las distintas unidades del volcán Copahue en el Laboratorio del Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile). Los análisis químicos de roca total de elementos mayores en óxidos y elementos traza (Tabla 7) fueron realizados mediante los métodos de Espectrometría de Absorción Atómica e ICP-AES (Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry), respectivamente. El error para el primero es inferior a 0.5%, mientras que, para el segundo es menor al 3%, aunque depende de cada elemento (límites de detección para elementos traza en Anexo). Se incluyeron además, 12 análisis de elementos mayores de trabajos anteriores (Thiele *et al.*, 1987; Pesce, 1989; Polanco, 1998).

4.2 CLASIFICACIÓN QUÍMICA DE ROCA TOTAL

Las rocas del volcán Copahue analizadas son, en el diagrama TAS (sílice y álcalis totales; Le Maitre *et al.*, 1989), de composición andesítica basáltica, traquiandesítica basáltica, traquiandesítica y riolítica (Figura 14). De acuerdo al diagrama de álcalis versus sílice y límite de Irvine y Baragar (1971), las muestras caen en el campo subcalcalino (Figura 15), mientras que, en el diagrama ternario AFM (A: álcalis, F: $\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0.8998 \times \text{Fe}_2\text{O}_3$ y M: MgO, expresados en % por peso) y límite de Irvine y Baragar (1971), las rocas corresponden a la serie calco-alkalina (Figuras 16), típica de márgenes activos. Asimismo, en el diagrama de sílice versus K_2O de Peccerillo y Taylor (1976) y límites de Gill (1981), las rocas presentan contenidos de Medio a Alto K (Figura 17).



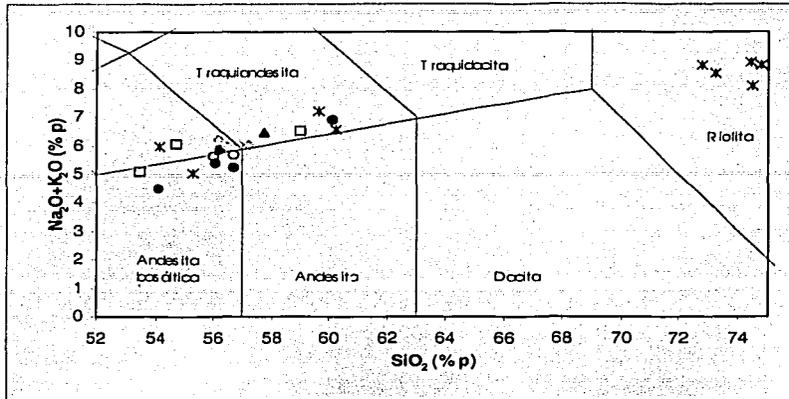


Figura 14. Diagrama TAS de clasificación de rocas volcánicas (Le Maitre *et al.*, 1989) para las unidades del volcán Copahue. Rocas en condiciones libres de volátiles. Los símbolos utilizados corresponden a: ● Copahue 1, ✱ Copahue 2, ▲ Copahue 3, ○ Copahue 4, □ Depósitos Piroclásticos Copahue, ○ muestras de piroclastos de la erupción del 2000 y % p: porcentaje por peso.

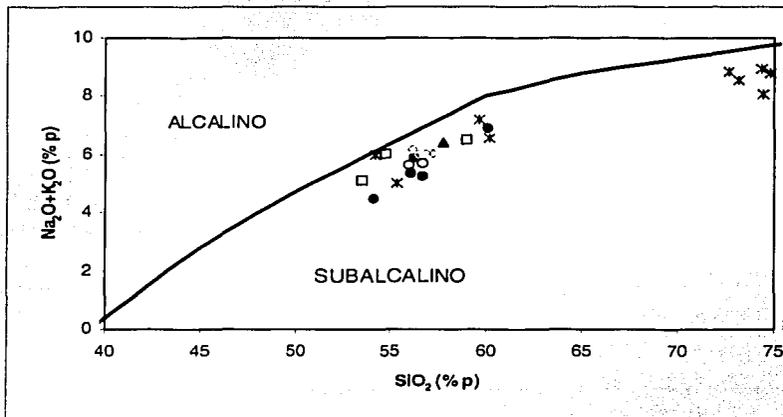


Figura 15. Diagrama de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) versus sílice para las rocas del volcán Copahue con el límite de Irvine y Baragar (1971) para separar los campos alcalino y subalcalino. Los símbolos y condiciones idénticas a la Figura 12.

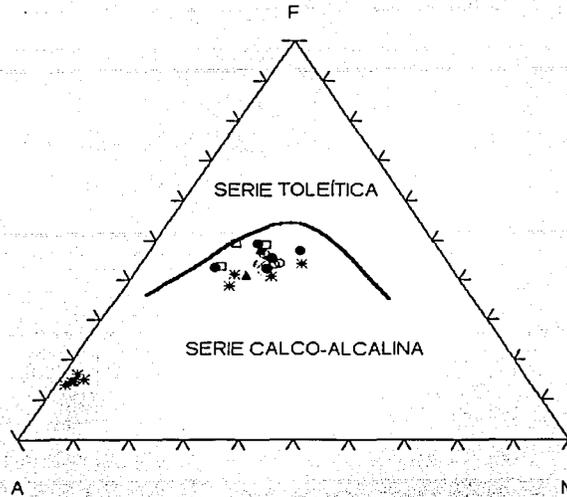


Figura 16. Diagrama ternario AFM (A: álcalis, F: $FeO^* = FeO + 0.8998 \times Fe_2O_3$ y M: MgO), con el límite de Irvine y Baragar (1971) para separar las series toleítica y calco-alkalina. Los símbolos y condiciones idénticas a la Figura 12.

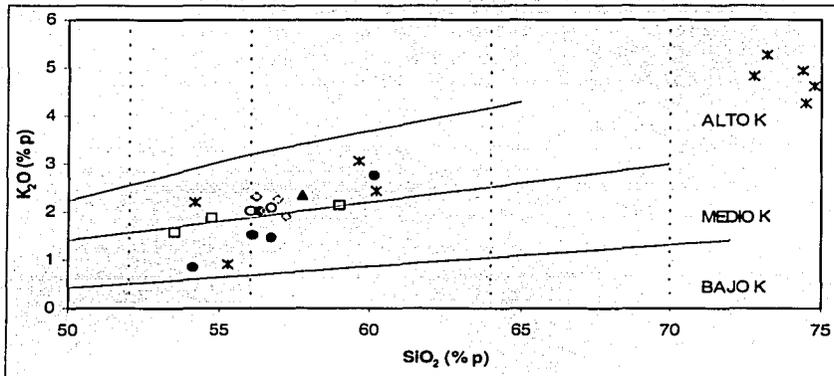


Figura 17. Diagrama la clasificación de Peccerillo y Taylor (1976) para rocas volcánicas. Los límites de Gill (1981) discriminan las series de Bajo, Medio y Alto K. Los símbolos y condiciones idénticas a la Figura 12.

4.3 DIAGRAMAS DE VIARIACIÓN

Las tendencias lineales con pequeñas dispersiones de los diagramas de variación sugieren que las rocas son cogenéticas y pueden interpretarse como resultado de

procesos de cristalización o fusión parcial. Asimismo, buenas correlaciones lineales en los diagramas de variación de Harker (1909), sugieren que los productos más evolucionados se han formado a partir de la cristalización de olivino, plagioclasa, piroxeno y magnetita desde magmas parentales basálticos (Wilson, 1989).

4.3.1 Elementos Mayores

Las muestras analizadas presentan contenidos de sílice en dos campos, de 53 a 60% y 71 a 74% en peso, mientras que, el contenido de alúmina varía entre 13-14% y 16-18% en peso (Tabla 7).

En los diagramas de variación de Harker (1909) de sílice versus óxidos (Figura 18), es posible reconocer que los contenidos de Al_2O_3 , FeO^* ($\text{FeO} + 0.8998 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$) y CaO disminuyen a medida que aumenta el contenido de sílice, es decir, tienen una correlación negativa con respecto al sílice, mientras que, el contenido de K_2O tiene una correlación positiva con respecto al sílice. Por su parte, el Na_2O tiende a un leve incremento hasta el 60% en peso de SiO_2 y los valores más diferenciados son similares a los más básicos. A pesar que el contenido de MgO presenta una mayor dispersión que el resto de elementos, en particular en los valores más básicos, es posible distinguir una tendencia general a decrecer a medida que aumenta el sílice. Finalmente, en los contenidos Ti_2O y P_2O_5 no se logra reconocer una tendencia clara, sin embargo, ambos elementos tienen los contenidos más bajos en los valores más evolucionados. Los valores del Ti_2O varían entre 0.20-0.25% y 1.10-1.56% por peso, mientras que los del P_2O_5 oscilan entre 0.03-0.08% y 0.23-0.40% por peso (Tabla 7).

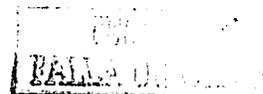
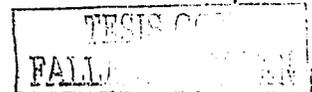


Tabla 7. Elementos mayores y traza de las unidades del volcán Copahué. Las referencias utilizadas corresponden a 1: Thiele *et al.* (1987), 2: Pesce (1989) y 3: Polanco (1998). El resto de las muestras son datos de este trabajo. Ppc: pérdida por calcinación (medición de los volátiles).

Muestra	CP6A	CP5B	CP3	CP1	BB93	BB36	160386-5	BB35	CP2	051294-1	BB38C	160386-1	14	BB38D
Unidad	CO1	CO1	CO1	CO1	CO1	CO2	CO2	CO2	CO2	CO2	CO2	CO2	CO2	CO2
Litología	lava	lava	lava	lava	lava	lava	Lava	lava	lava	pómez	domo	domo	domo	domo
SiO ₂	53.31	55.75	55.83	59.59	55.18	53.76	54.74	58.95	59.64	70.90	72.38	73.89	73.74	74.01
Al ₂ O ₃	18.27	17.87	17.83	16.98	17.11	16.79	16.84	16.16	16.58	13.83	13.29	14.00	13.36	13.31
TiO ₂	1.16	1.56	1.17	1.39	1.10	1.25	1.20	1.18	1.18	0.20	0.21	0.25	0.24	0.24
Fe ₂ O ₃	3.46	2.68	3.00	1.86	2.60	3.15	2.14	2.47	2.58	0.69	1.08	0.68	0.96	0.97
FeO	5.14	5.85	4.79	5.22	5.04	5.56	6.34	4.21	4.36	0.94	0.58	0.99	0.55	0.68
MnO	0.13	0.13	0.12	0.12	0.14	8.54	0.13	0.12	0.11	0.08	2.88	0.04	0.07	0.04
MgO	4.78	3.15	3.83	2.27	4.04	4.15	5.40	3.17	2.94	0.44	0.28	0.24	0.16	0.23
CaO	7.95	7.08	6.81	4.60	7.10	0.15	7.05	5.42	5.12	1.48	0.06	1.09	0.90	1.13
Na ₂ O	3.60	3.83	3.73	4.11	3.77	3.74	4.08	4.06	4.09	3.17	4.01	3.79	4.14	3.94
K ₂ O	0.83	1.52	1.44	2.75	1.99	2.20	0.91	3.04	2.42	5.11	4.79	4.22	4.55	4.93
P ₂ O ₅	0.27	0.33	0.23	0.40	0.27	0.29	0.38	0.27	0.26	0.06	0.05	0.05	0.03	0.08
C										0.08				
S					0.02			0.04						
CO ₂														
H ₂ O*					1.47	0.36		0.45		2.64	0.13		0.25	0.28
Ppc	0.93	0.68	0.90	0.59			0.63		0.55			0.55		
SUMA	99.83	100.43	99.68	99.88	99.83	99.95	99.84	99.55	99.83	99.60	99.74	99.79	98.95	99.84
Cu					57	53		20		9	8			6
Pb					15	13		20		22	25			24
Ni					18	24		20						3
Co					22	25		17			3			2
Rb					48	55		80		139	125			140
Zn					81	80		78		33	29			29
Cr					55	54		44		10				
V					190	181		134		15	14			13
Sc					23	22		19		2	4			3
Y					26	28		32		14	13			15
Ce					52	59		32			39			15
Nb					9	8		25		7	7			9
Zr					197	223		261		176	160			164
La					22	28		32			22			23
Nd					32	34		44			13			18
Sr					482	486		476		156	143			143
Ba					474	488		568		689	716			713
Referencia	1	1	1	1			1		1			1	3	

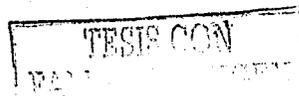
En la figura 18, la variación en el contenido del MgO en función del sílice, sugiere el fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno, mientras que, las variaciones de FeO* y CaO podrían ser el resultado del fraccionamiento de plagioclasa/piroxeno. El apatito, mineral presente como traza en todas las unidades, estaría controlado por las



variaciones del P_2O_5 , no obstante, no es clara su tendencia con respecto al sílice. Similarmente ocurre con el contenido de Ti_2O que controlaría la aparición de magnetita.

Continuación de la Tabla 7.

Muestra	190386-1	BB39	190386-8	BB37	150386-3	BB77B	BB34A	BB38B	190800-1A	010900-1
Unidad	CO3	CO4	CO4	CO4	CO4	COph	Coph	COph	CO2000	CO2000
Litología	lava	lava	lava	lava	lava	ceniza	Escoria	escoria	ceniza	Ceniza
SiO ₂	56.77	55.56	55.83	56.33	56.61	51.84	53.56	57.73	55.59	56.04
Al ₂ O ₃	17.67	17.21	17.83	16.75	16.68	19.19	17.78	17.11	16.84	16.52
TiO ₂	1.31	1.22	1.28	1.18	1.21	1.11	1.37	1.33	1.18	1.20
Fe ₂ O ₃	1.72	1.93	1.39	2.59	2.28	5.78	3.63	2.21	2.01	2.12
FeO	5.37	5.74	6.27	4.90	5.79	2.75	4.89	4.70	6.25	5.88
MnO	0.14	0.13	0.13	0.13	0.13	8.22	8.19	0.13	0.14	0.14
MgO	3.45	4.14	3.70	4.46	3.77	3.31	2.45	2.30	4.61	4.31
CaO	5.36	6.79	6.32	6.71	6.39	0.15	0.15	5.90	7.06	7.01
Na ₂ O	4.04	3.83	3.91	3.73	4.11	3.43	4.09	4.28	3.57	3.57
K ₂ O	2.30	2.31	2.02	2.25	1.88	1.54	1.84	2.11	2.02	2.06
P ₂ O ₅	0.37	0.31	0.36	0.28	0.36	0.23	0.30	0.27	0.22	0.26
C		0.09						0.39		
S		0.01		0.05					0.08	0.19
CO ₂								0.13		
H ₂ O*		0.46		0.17		2.14	1.65	1.22	0.28	0.40
ppc	1.40		0.94		0.51					
SUMA	99.90	99.72	99.98	99.54	99.72	99.69	99.90	99.82	99.85	99.70
Cu		41		43		38	81	77		
Pb		13		14		11	16	17		
Ni		23		34		16		3		
Co		22		22		22	16	12		
Rb		60		60		36	45	53		
Zn		92		82		76	90	95		
Cr		50		88		49	6	23		
V		177		181		130	193	199		
Sc		21		21		23	24	23		
Y		30		28		28	29	34		
Ce		30		28		47	49	55		
Nb		10		9		7	5	7		
Zr		220		211		162	194	199		
La		26		27		24	21	23		
Nd		40		39		28	31	38		
Sr		477		497		538	504	500		
Ba		467		455		441	406	435		
Referencia	1		1		1			3		



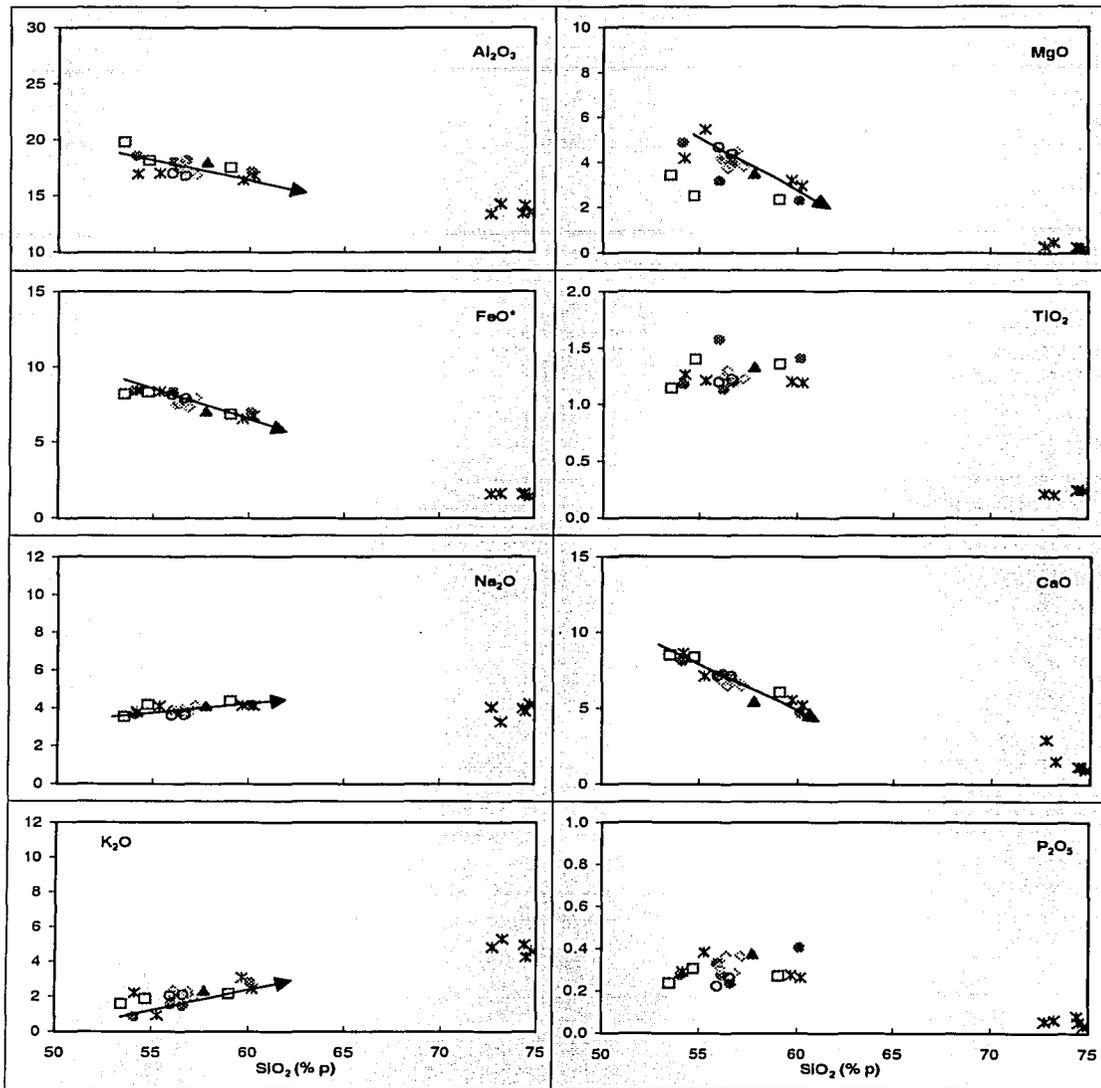


Figura 18. Diagramas de variación de Harker (1909) de sílice versus elementos mayores (% en peso) para las unidades del volcán Copahue. Los símbolos y condiciones idénticas a la figura 12.

Dado lo anterior, también se realizaron los diagramas de variación del número de magnesio ($\#Mg=100[MgO/(MgO+FeO+Fe_2O_3)]$) versus los contenidos de MgO , TiO_2 y P_2O_5 (Figura 19). En estos diagramas los magmas basálticos tienen $\#Mg$ más altos, mientras que los más evolucionados presentan $\#Mg$ más bajos. Esto indica que a medida que cristalizan los minerales máficos el $\#Mg$ disminuye en el líquido residual, mientras que la concentración de elementos incompatibles se incrementa.

En la figura 19, sólo el MgO muestra una correlación positiva con respecto al $\#Mg$, mientras que los contenidos de Ti_2O y P_2O_5 muestran gran dispersión, al igual que en la figura 16. No obstante, se puede reconocer valores constantes del $\#Mg$ cercano a 33 para las unidades Copahue 1-Copahue 3, Copahue 2-Copahue 2 y Copahue 2-Copahue 4, las cuales pueden ser interpretadas como diferentes grados de fusión parcial para una misma fuente, y teóricamente, se puede determinar el magma parental que habría dado origen a las rocas pertenecientes a estas unidades.

Por otro lado, en los diagramas temporales (Figura 20) es posible reconocer, en términos generales, tres características principales a saber: la similitud en las variaciones temporales entre algunos elementos químicos (Ti_2O y P_2O_5 , por ejemplo), la ausencia de fluctuaciones importantes de dichas variaciones, es decir, la mayoría de los valores de las unidades se encuentran dentro de un pequeño intervalo que depende de cada elemento. Así por ejemplo, la mayor parte de las unidades tienen un contenido de CaO entre un 6 y 8% por peso, mientras que, el MnO está entre un 0.10 y 0.15% por peso. Finalmente, esta cierta homogeneidad es siempre quebrada por los valores máximo o mínimos de las rocas más diferenciadas pertenecientes a la unidad Copahue 2. De esta forma, los contenidos de Al_2O_3 , FeO , CaO , Ti_2O , P_2O_5 , MnO , MgO y Na_2O presentan los valores más bajos, mientras que, el SiO_2 y el K_2O presentan los valores máximos.

Las variaciones de contenido de elementos mayores entre la unidad Copahue 1 y las rocas más evolucionados de la unidad Copahue 2 (Figura 20) pueden ser interpretadas como producto de procesos de cristalización fraccionada, ya que existe un periodo de alrededor de 200 mil años de reposo en el cual se podrían haber generado las riolitas de la unidad Copahue 2, a partir del fraccionamiento de andesitas de la unidad Copahue 1; sin embargo, la ausencia de dacitas hacen pensar que estas rocas más diferenciadas (domo y pómez) podrían estar asociadas a un magma diferente del que dio origen al resto de las rocas del volcán Copahue.

A pesar de la poca variación de los productos intermedios a básicos de este centro eruptivo, valores bajos en el contenido de sílice junto con valores altos en el contenido de MgO y CaO (Figura 20), indicarían nuevos pulsos de magma en el sistema, lo cual además favorecería el proceso de mezcla de magmas en la cámara magmática. Este patrón de variación es reconocido en las unidades Copahue1, Copahue 2, Copahue 4 e incluso en piroclastos emitidos en la erupción del 2000. Asimismo, variaciones crecientes en el contenido de sílice y decrecientes en MgO, FeO* y CaO, pueden indicar procesos de cristalización fraccionada, como es el caso de las unidades Copahue 1, Copahue 2, Copahue 4, Depósitos Piroclásticos Copahue y Copahue 2000. Esto indica que ambos procesos han sido recurrentes en la evolución de este volcán.

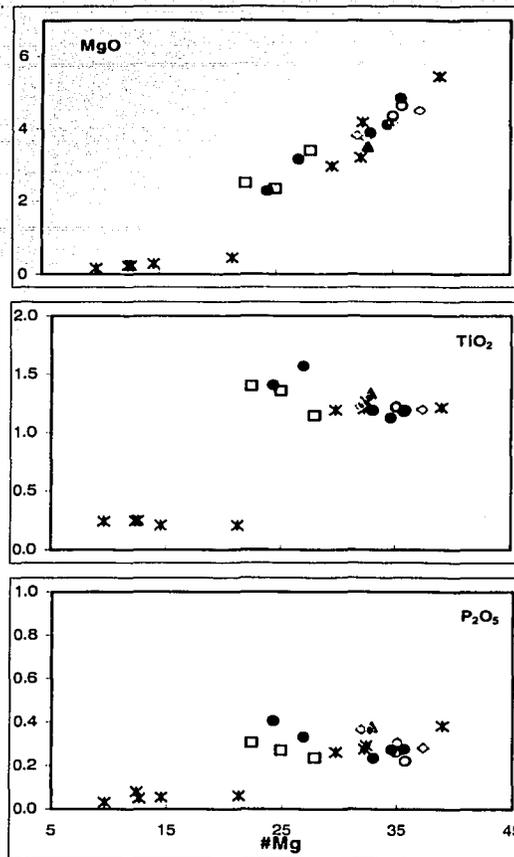


Figura 19. Diagramas de variación de #Mg ($100[\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)]$) versus óxidos seleccionados (MgO , TiO_2 y P_2O_5) para las unidades del volcán Copahué. Símbolos y condiciones idénticas a la Figura 12.

4.3.2 Elementos traza

Los elementos traza analizados en este trabajo corresponden al Pb, Ni, Co, Rb, Zn, Cr, V, Sc, Y, Ba, Sr, Nb, Zr, La, Nd y Ce (Tabla 7).

62

TESIS COM
FALTA...

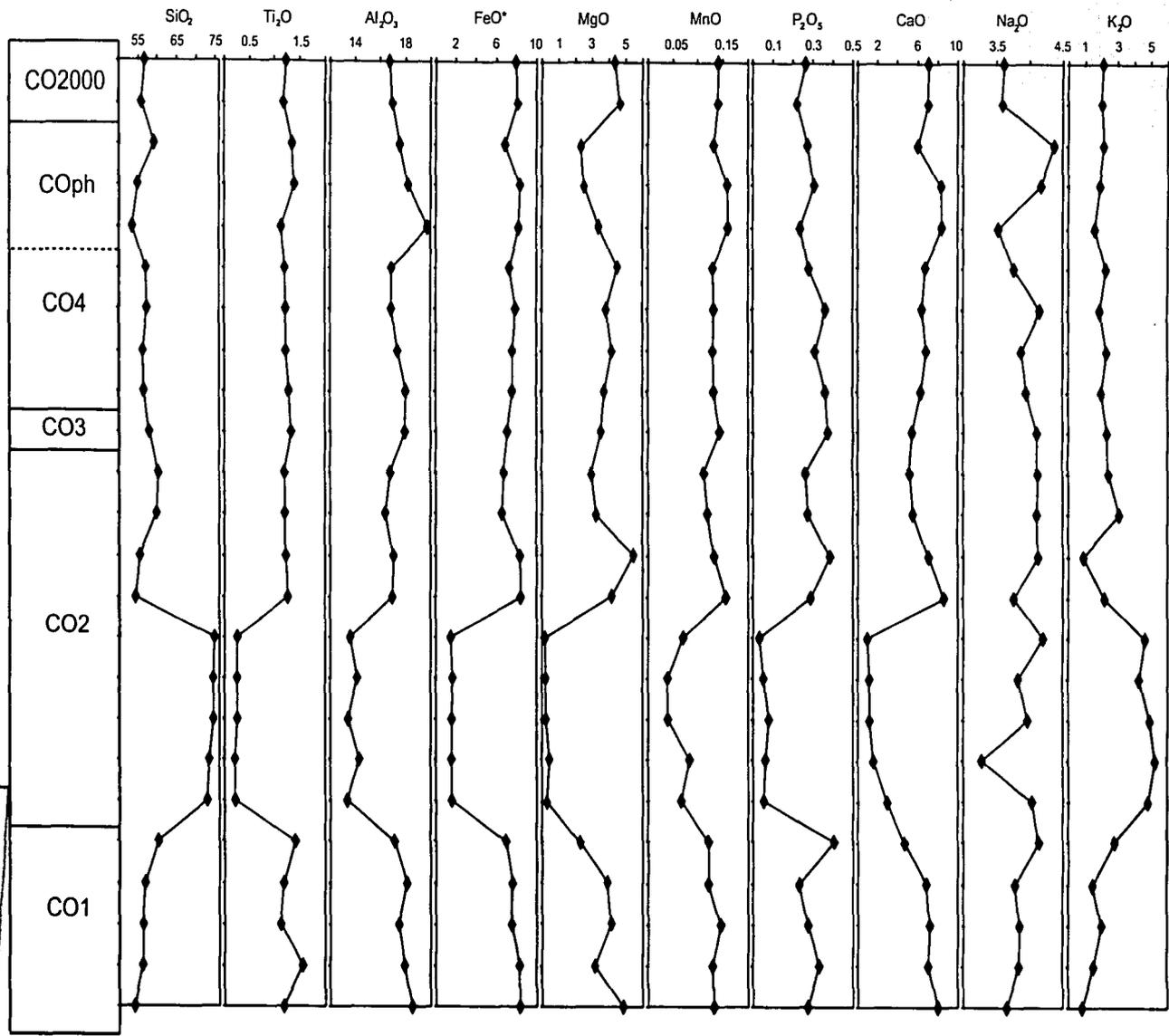


Figura 20. Diagrama de variación temporal para los elementos mayores del volcán Copahue. El espesor es proporcional al número de muestras de cada unidad.

En los diagramas de variación de Harker (1909) para elementos traza seleccionados (Figura 21) se puede observar que el contenido de Sr disminuye con el aumento de sílice, mientras que, el Rb tiene una correlación positiva con respecto al sílice. El contenido de Ba también tiene un comportamiento similar pero con un mayor grado de dispersión. Por su parte, los contenidos de Nb, Y y Zr tienen una tendencia de crecimiento hasta *ca.* 60% en peso de SiO_2 , mientras los productos más diferenciados tienen valores similares y aún más bajos a los básicos (Nb e Y y Zr, respectivamente). Asimismo, el contenido de La prácticamente no varía con el aumento de sílice. Finalmente, la dispersión en el contenido de V con respecto al sílice no permite reconocer tendencia alguna.

En la figura 21, la variación del contenido de Sr resulta ser consistente con el fraccionamiento de la plagioclasa. Mientras que el aumento en el contenido de Y, seguidos por valores más bajos en las rocas más evolucionadas podría reflejar el fraccionamiento de apatito y esfena, respectivamente. Finalmente, el circón controlaría la presencia de Zr, el cual no fue observado en ninguna de las unidades, y los valores inusualmente más bajos que en las rocas evolucionadas, al igual que el caso anterior, indicarían el fraccionamiento de esfena (Wilson, 1989).

En los diagramas de variación del #Mg versus el contenido de Ni, Co y Cr (Figura 22), se pueden observar tendencias cercanamente lineales. Las variaciones de Ni y Co pueden indicar el fraccionamiento de olivino, mientras que la de Cr sugiere el fraccionamiento de clinopiroxeno.

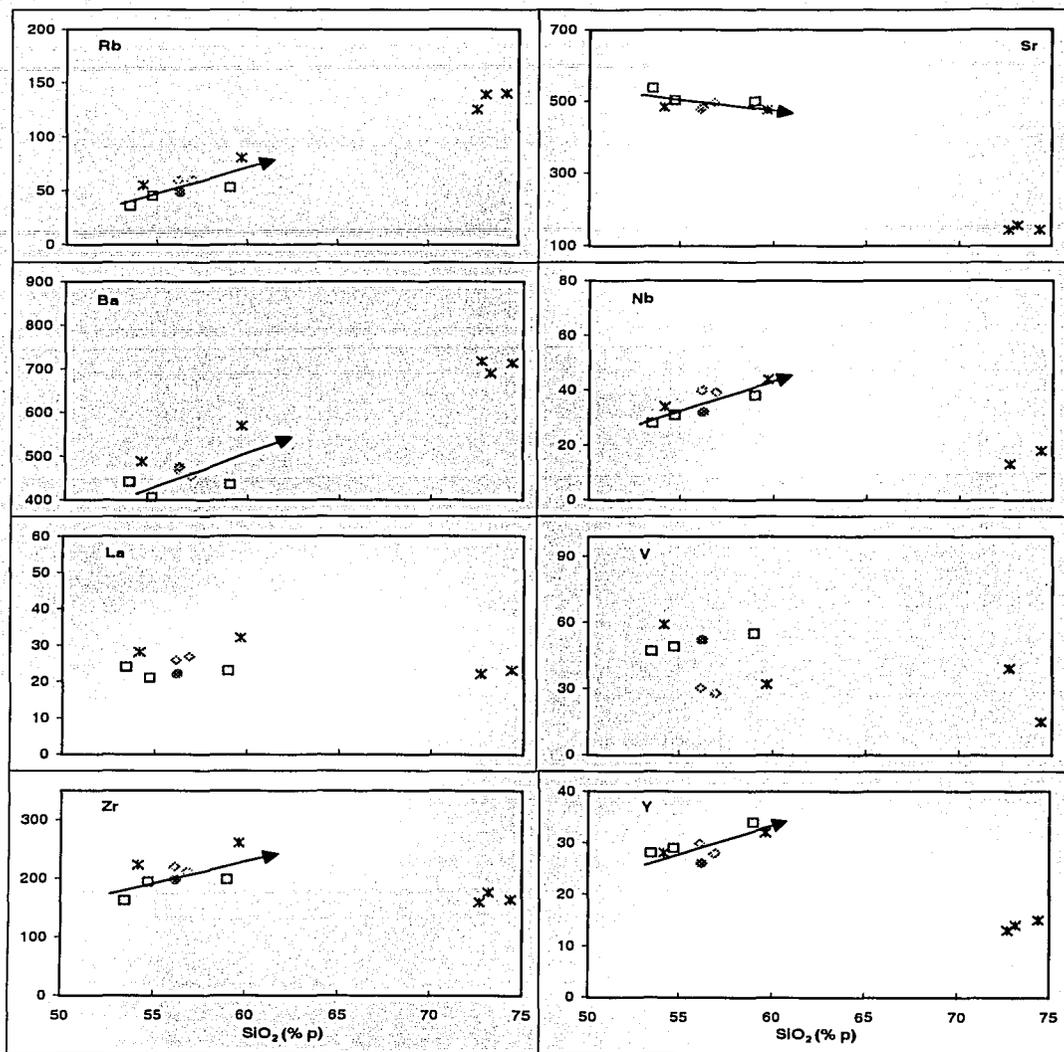


Figura 21. Diagramas de variación de Harker (1909) de sílice versus elementos trazas seleccionados (concentraciones en ppm). Los símbolos y condiciones idénticas a la figura 12.

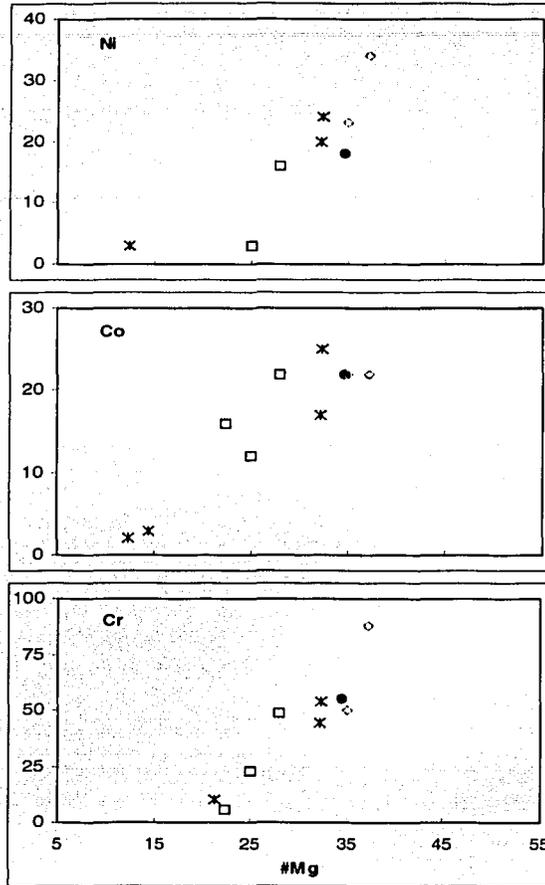


Figura 22. Diagramas de variación del #Mg versus el contenido de Ni, Co y Cr (metales transicionales) en ppm, para rocas de las unidades del volcán Copahue. Símbolos y condiciones idénticas a la Figura 12.

Finalmente, en el diagrama de elementos incompatibles (Figura 23) es posible reconocer que las muestras más diferenciadas (domo y pómez de la unidad Copahue 2) constituyen al parecer un grupo diferente, ya que presentan una razón de Y/Zr inferior al resto de las muestras del Copahue. Asimismo, la razón entre ambos elementos incompatibles varía entre 0.12 y 0.18 en el resto de muestras de este centro eruptivo, lo

que estaría indicando la existencia de otro mecanismo de diferenciación, además de la cristalización fraccionada.

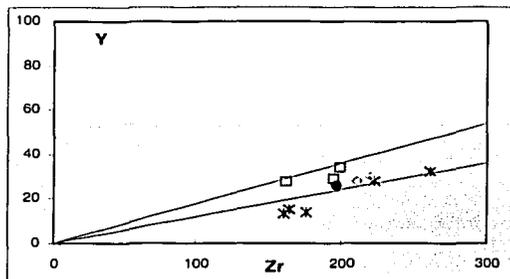
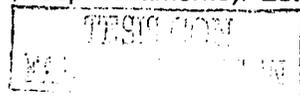


Figura 23. Diagrama de Zr versus Y (elementos traza incompatibles) de las rocas del volcán Copahue.

4.4 DIAGRAMAS MULTIELEMENTOS

En el diagrama multielementos normalizados al MORB (Mid-Oceanic Ridge Basalts; Figura 24), las muestras analizadas presentan un patrón similar, con un enriquecimiento en los elementos móviles (Sr, K, Rb y Ba) y una tendencia al empobrecimiento en el resto de elementos incompatibles caracterizado por anomalías positivas de Ce, Zr e Y y negativas de Nb, P y Ti. Este patrón ha sido interpretado como característico de lavas de ambiente de subducción (Pearce, 1983). No obstante, las muestras del domo (BB38C y BB38D) tienen valores más altos de elementos móviles y más bajos de P, Ti e Y, lo cual podría indicar una fuente magmática distinta al resto de las muestras.

Por otra parte, en el diagrama de multielementos normalizados con respecto a la corteza continental inferior (Figura 25), la mayoría de las muestras presentan valores cercanos a la unidad para casi todos los elementos, excepto el Rb e Y, este último cercano a 1 al normalizar con respecto al MORB (Figura 24). Sin embargo, al comparar las razones de K/Rb y Ba/Rb de las rocas del volcán Copahue (147-183 y 5-12, respectivamente) con las de la corteza inferior y superior (Rudnick, 2000), resultan ser más cercanas a los valores de la corteza superior (219 y 5, respectivamente). Esto



puede ser interpretado como una evidencia de contaminación cortical, aunque también es posible que el magma padre que originó a estas rocas haya estado enriquecido en estos elementos.

Además, al igual que en la figura anterior, el domo presenta valores más altos en los elementos móviles y más bajos en Sr, Nd, P, Ti e Y, lo cual indicaría una fuente de magma distinta que para el resto de rocas del volcán Copahue.

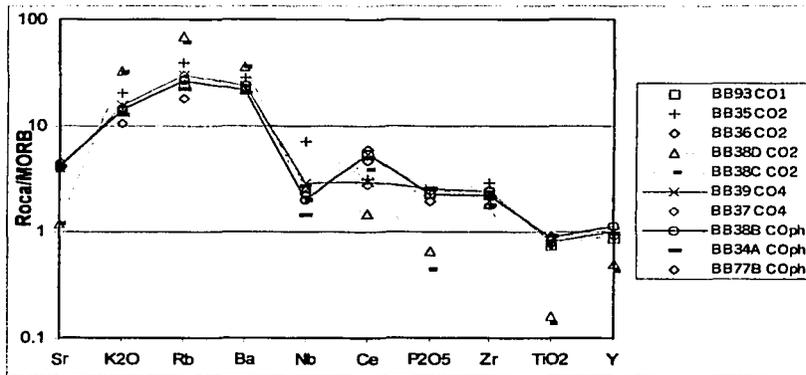


Figura 24. Diagrama multielementos normalizados con respecto al MORB (Pearce, 1983) para muestras seleccionadas del volcán Copahue.

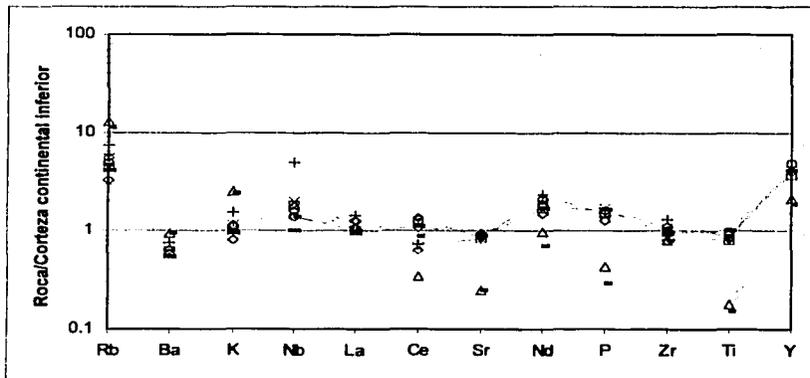


Figura 25. Diagrama multielementos normalizados a la corteza continental inferior (valores de Weaver y Tarney, 1980) para las rocas pertenecientes a las unidades del volcán Copahue.

CAPÍTULO 5 DISCUSIÓN

5.1 EDAD

El inicio de la actividad eruptiva del volcán Copahue es evidentemente posterior a la edad de formación de la Caldera del Agrío que corresponde a 2.05 ± 0.05 Ma (K-Ar en biotita, Linares *et al.*, 1999). Estos autores indican una edad de 1.0 ± 0.1 Ma como edad representativa del comienzo de la actividad del Copahue, considerando un valor promedio de las edades obtenidas en rocas de distintas alturas del edificio volcánico, por ello, la edad máxima de 1.23 ± 0.09 Ma obtenida por estos autores, indicaría realmente el inicio de la actividad volcánica de este centro eruptivo y, por lo tanto, la edad máxima de la unidad Copahue 1 (Pleistoceno inferior).

5.2 FORMA Y ALTURA

El levantamiento geológico del volcán Copahue, ha permitido reconocer, por primera vez, la forma elongada en la dirección $N40^{\circ}E$ de este centro eruptivo, con un diámetro mayor ca. 23 km y un diámetro mínimo de ca. 8 km. Asimismo, se ha podido obtener la altura del edificio volcánico sobre el basamento, misma que varía entre 1100 y 1850 m y presenta una altura promedio de 1350 m.

5.3 VOLUMEN Y TASA DE MAGMA

Para estimar el volumen del volcán Copahue se utilizó un modelo geográfico de elevación del área alrededor del volcán con curvas de nivel cada 50 m georeferenciadas. Con ellas se realizó un modelo de elevación mediante el método de "kriging" utilizando el software comercial Surfer8 para PC. Una vez obtenido el modelo, se estimó el volumen del edificio volcánico, obteniéndose un valor de 375 km^3 . Esta



cifra debe considerarse como límite inferior, debido a que resulta imposible determinar el volumen de los depósitos piroclásticos que han sido removidos por la fuerte e intensa erosión glacial que ha afectado la zona que incluye al volcán Copahue.

Para la estimación de la tasa de magma emitido, se utilizó el volumen estimado (375 km^3) y la edad absoluta más antigua obtenida para este volcán (1.23 Ma; Linares *et al.*, 1999). De esta forma, se obtiene una tasa eruptiva de $0.03 \text{ km}^3/\text{siglo}$, la cual es relativamente baja si se compara, por ejemplo, con $0.25 \text{ km}^3/\text{siglo}$ obtenida para el volcán Lonquimay (Naranjo *et al.*, en edición), un centro eruptivo de edad holocena que se encuentra a ca. 50 km al SW del Copahue y que también pertenece a la ZVSC (Figura 2). Esto puede reflejar la ausencia de una cámara magmática grande asociada al volcán Copahue.

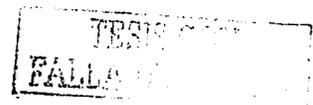
5.4 LA CALDERA COPAHUE

La Caldera Copahue corresponde a una estructura elíptica de tamaño medio (Lipman, 1997), elongada en la dirección $N62^\circ E$, que ha sido reconocida en rocas pertenecientes a la unidad Copahue 1 y tiene un diámetro mayor y menor de 8.5 y 6.5 km, respectivamente. La edad de formación de esta estructura está comprendida entre $0.600 \pm 0.144 \text{ Ma}$, la edad mínima de la unidad Copahue 1, y $0.404 \pm 0.024 \text{ Ma}$, edad obtenida en el domo ubicado al sureste del cráter activo. La secuencia de eventos que dieron origen a esta caldera no está clara, debido a la ausencia de dataciones de los depósitos asociados y de relaciones de contacto. No obstante, es probable que el primer evento corresponda a la emisión hacia el SW de flujos piroclásticos de pómez y ceniza, los cuales se encausaron por los valles del ríos Lomín y Biobío, recorriendo una distancia de ca. 50 km. Lamentablemente, la intensa erosión glacial y también fluvial, no han permitido encontrar este depósito más cerca de su fuente, aún así, la correlación

química de pómez pertenecientes a este depósito con el domo es satisfactoria. Quizás, sincrónicamente con la formación de los flujos hacia el SW, o tiempo después, se formaron pequeños flujos piroclásticos soldados que se depositaron hacia el este, al interior de la Caldera Del Agrio, recorriendo una distancia de 7.5 km. Es posible que este depósito corresponda a la parte basal de una unidad de enfriamiento (Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987) donde el resto de la secuencia parcialmente a no soldada haya sido totalmente erosionada. En estas rocas se obtuvo una edad de referencia de 0.4 ± 0.3 Ma que puede ser considerada concordante con la edad del domo. Finalmente, la extrusión del domo ocurre en el borde sur de la caldera.

Es necesario mencionar que en la Caldera Copahue sólo se han reconocido dos de las tres fases presentes, usualmente, en la evolución de una caldera: fase pliniana representada por depósitos de caída de pómez, fase de flujos piroclásticos representados por ignimbritas y oleadas piroclásticas y fase efusiva representada por lava (Cas y Wright, 1987). En este caso esta ausente la fase pliniana representada por depósitos piroclásticos de caída de pómez.

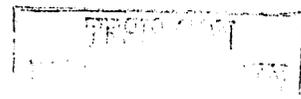
Se ha realizado una estimación del volumen del flujo piroclástico de pómez y ceniza asociado a la caldera, aunque se cuenta con datos de un afloramiento encontrado a más de 39 km del cráter activo actual. Si suponemos que la paleohidrografía no era muy diferente a su configuración actual, que la depositación ocurre a partir del cambio de pendiente hacia una más suave (a los 1150 m snm) y que los flujos fueron canalizados a través de los valles, se obtienen valores entre 0.2 y 4.5 km³. Este intervalo parece ser bastante moderado, si se compara con el de 2.4 a 77 km³ obtenido para la Caldera Amealco de ca. 11 km de diámetro, cuyos flujos se han reconocido a más de 45 km de su fuente (Aguirre-Díaz, 1996). No obstante, según las



estimaciones de calderas de Cas y Wright (1987) y el diámetro de la Caldera Copahue (6.5 km por 8.5 km), el volumen de material debería ser inferior a 10 km³.

5.5 RELACIÓN ENTRE EL VOLCÁN COPAHUE Y ESTRUCTURAS

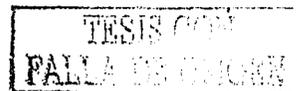
La Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), un lineamiento N-S con movimiento predominante dextral parece controlar el emplazamiento de los volcanes durante el Cuaternario (López-Escobar *et al.*, 1995). El volcán Copahue, ubicado en el extremo norte de la ZFLO, parece no escapar a esta hipótesis. La alineación de cráteres en su cima (N60°E), la elongación del edificio volcánico (N40°E) y la orientación de la caldera elíptica Copahue (N62°E), son consistentes con la orientación extensional NW-SE en la ZFLO, la cual facilitaría un ascenso relativamente rápido a través de la corteza y un corto tiempo de residencia cortical generando productos volcánicos básicos a intermedios (Cembrano y Moreno, 1994; López-Escobar *et al.*, 1995). Además, el volcán Copahue está relacionado temporal (Linares *et al.*, 1999) y espacialmente (Folguera y Ramos, 2000) con los centros eruptivos Callaqui (Chile) y Cerro Trolón (Argentina), los cuales forman una destacada alineación de orientación N60°E. No obstante, la estructura de colapso de probable edad holocena reconocida en el flanco NW del edificio no se puede explicar bajo este esquema. Esto indica que el colapso no tiene una clara relación con la tectónica regional y, puede estar relacionado a estructuras locales, como es el lineamiento Callaqui-Copahue que constituiría un sistema de falla transcurrente (Folguera y Ramos, 2000), o bien, a un evento volcánico.



5.6 PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

A pesar de la similitud de los productos del volcán Copahue representados, esencialmente, por andesitas y andesitas basálticas constituidas por plagioclasa, augita, enstatita, olivino y titanomagnetita, los procesos magmáticos que dieron origen a estas erupciones son variados y, parecen ser el resultado de la conjunción de varios de ellos. De esta forma, las texturas reconocidas en las secciones delgadas analizadas (texturas seriada, glomeroporfírica y glomerocristalina, reabsorción y zonamiento de cristales, xenocristales), indican variaciones en la tasa de nucleación o enfriamiento, la presencia de mecanismos de gravedad, flotación y convección en la cámara magmática y procesos de cristalización fraccionada y mezcla de magmas, siendo este último el más adecuado para desarrollar mayor cantidad de texturas, y por lo tanto, predominante en la evolución del magma que dio origen a las rocas del Copahue.

Por otro lado, los diagramas de variación de elementos mayores (MgO, FeO*, CaO) y traza (Sr, Ni, Co, Cr) son consistentes con el fraccionamiento de algunas fases minerales como olivino, plagioclasa y clinopiroxeno. Las variaciones del contenido de los elementos mayores en los diagramas temporales pueden ser explicadas por una secuencia de procesos de mezcla de magmas y cristalización fraccionada. Asimismo, las variaciones en las razones de elementos incompatibles no pueden ser explicadas sólo por procesos de cristalización fraccionada. Por otro lado, en el diagrama de multielementos normalizados a la corteza continental inferior, los elementos móviles como el Sr, Ba y K e inmóviles como el La, Ce Zr y Ti tienen valores cercanos a la unidad, lo que indica procesos de contaminación cortical o que la fuente magmática es enriquecida en estos elementos. Esto concuerda con razones de K/Rb y Ba/Rb similares a las de la corteza superior.



El magma padre o fuente magmática que habría dado origen a las rocas del volcán Copahue debería tener contenidos de sílice y K_2O inferiores a 53.46% y 0.92% por peso, respectivamente. Mientras que, el contenido de MgO debería ser mayor que 4.85% por peso.

Las variaciones del diagrama de multielementos normalizados al MORB de las rocas del Copahue es característico de lavas de ambiente de subducción (Pearce, 1983). La coexistencia de augita y enstatita indicaría que el magma padre tuvo importantes aportes de agua, provenientes de los sedimentos (y minerales hidratados contenidos en estos) de la placa subductada, lo cual coincide con la interpretación en otros volcanes de la ZVSC (López-Escobar *et al.*, 1977; Hickey *et al.*, 1986; Hickey-Vargas *et al.*, 1989). Asimismo, valores relativamente más altos en el contenido de K_2O en comparación con otros volcanes de la ZVSC, son consistente con su posición más al este del arco volcánico (Figura 26).

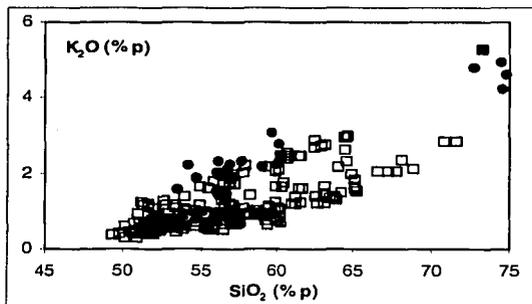


Figura 26. Diagrama de sílice versus K_2O de muestras del volcán Copahue (círculos llenos) y 16 volcanes de la ZVSC: Antuco, Callaqui, Lonquimay, Tolguaca, Llaima, Villarrica, Cerro Redondo, Caburga, Huillico, Quetrupillán, Lanín, Puyehue-Cordón Caulle, Osorno, Calbuco, Cayutué, La Viguera y Rollizos (cuadrados). Condiciones libre de volátiles.

Por último, la singularidad de la petrografía del domo, así como patrones diferentes al resto de rocas del Copahue en los diagramas multielementos y de elementos incompatibles sugieren una fuente magmática distinta a las que dieron

origen a las rocas de este centro eruptivo, lo cual concuerda con lo postulado anteriormente por Pesce (1989).

5.7 CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA

Debido a que las variaciones máximas de óxidos de Mn, Na, Ti y P son inferiores al 1%, y por lo tanto, caen en el error analítico, sumado a la ausencia de análisis sistemáticos de elementos traza, sólo hacen posible caracterizar a las rocas del volcán Copahue a través del contenido de SiO_2 , MgO , FeO^* , CaO , K_2O y Al_2O_5 . De esta forma por ejemplo, las rocas tienen contenidos de sílice, MgO , K_2O y Al_2O_5 entre 53.46-60.23%, 2.29-5.45%, 0.84-3.07% y 16.35-19.79% por peso, respectivamente, reflejando también una similitud química de los productos de este centro eruptivo. De estos elementos mayores, los que mejor representan una "evolución" en el tiempo de este centro eruptivo corresponden al MgO y Al_2O_5 (Figura 27).

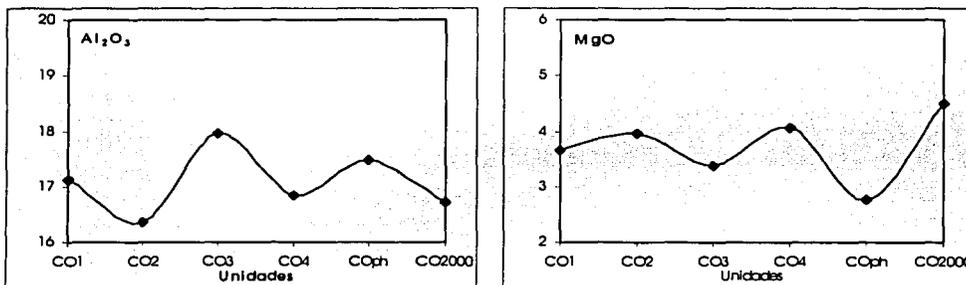


Figura 27. Diagrama de tiempo (unidades) versus el mínimo valor de óxidos seleccionados (MgO y Al_2O_5) del volcán Copahue.

En la figura 27 valores altos y bajos en el contenido de MgO y Al_2O_5 , respectivamente, indicarían pulsos de nuevo magma al sistema, y en consecuencia procesos de mezcla de magma, mientras que, un comportamiento opuesto reflejaría procesos de cristalización fraccionada. De esta forma, las unidades Copahue 2 y

Copahue 4 corresponderían al primer caso, lo cual es consistente con la petrografía encontrada en muestras pertenecientes a estas unidades. A pesar que el proceso de mezcla de magma ha sido propuesto como detonante de erupciones explosivas (Sparks *et al.*, 1977; Robin *et al.*, 1983; Naranjo *et al.*, 1993; Clavero, 1996), la composición de los nuevos pulsos del Copahue no es muy diferente a la composición existente en la cámara magmática, lo cual indicaría a su vez, que la temperatura de los pulsos no sería tan distinta a la del sistema, y por lo tanto, el desequilibrio en los productos no es tan generalizado y el tipo de erupciones resulta ser esencialmente efusivo.

5.8 MODELO DE EVOLUCION

La estratigrafía del volcán Copahue, apoyado por la petrografía y geoquímica de sus rocas, ha permitido elaborar un modelo evolutivo de este centro eruptivo (Figura 28):

Entre 1.23 y 0.6 Ma la actividad habría sido esencialmente efusiva representada por extensas coladas de lava de composición andesítica y andesítica basáltica (unidad Copahue 1), probablemente acompañadas de explosiones estrombolianas como en el caso de las observadas durante el periodo eruptivo de 1988-1990 del volcán Lonquimay (Naranjo *et al.*, 1991). Estos productos habrían configurado un edificio escasamente superior a su tamaño actual. Por su parte, en la cámara magmática poco profunda y pequeña habrían dominado los procesos de convección y cristalización fraccionada.

Entre 0.6 y 0.4 Ma (unidad Copahue 2) existen dos comportamientos diferentes y al parecer sólo relacionados espacialmente. Por una parte, se habría originado la Caldera Copahue, favorecida por la ocurrencia de fallas normarles, una cámara magmática poco profunda y la entrada de remanentes de material más diferenciado asociado a la Caldera del Agrio (2 Ma; Linares *et al.*, 1999), lo cual es consistente con la interpretación de mediciones actuales de resistividad obtenidas entre 9 y 20 km bajo

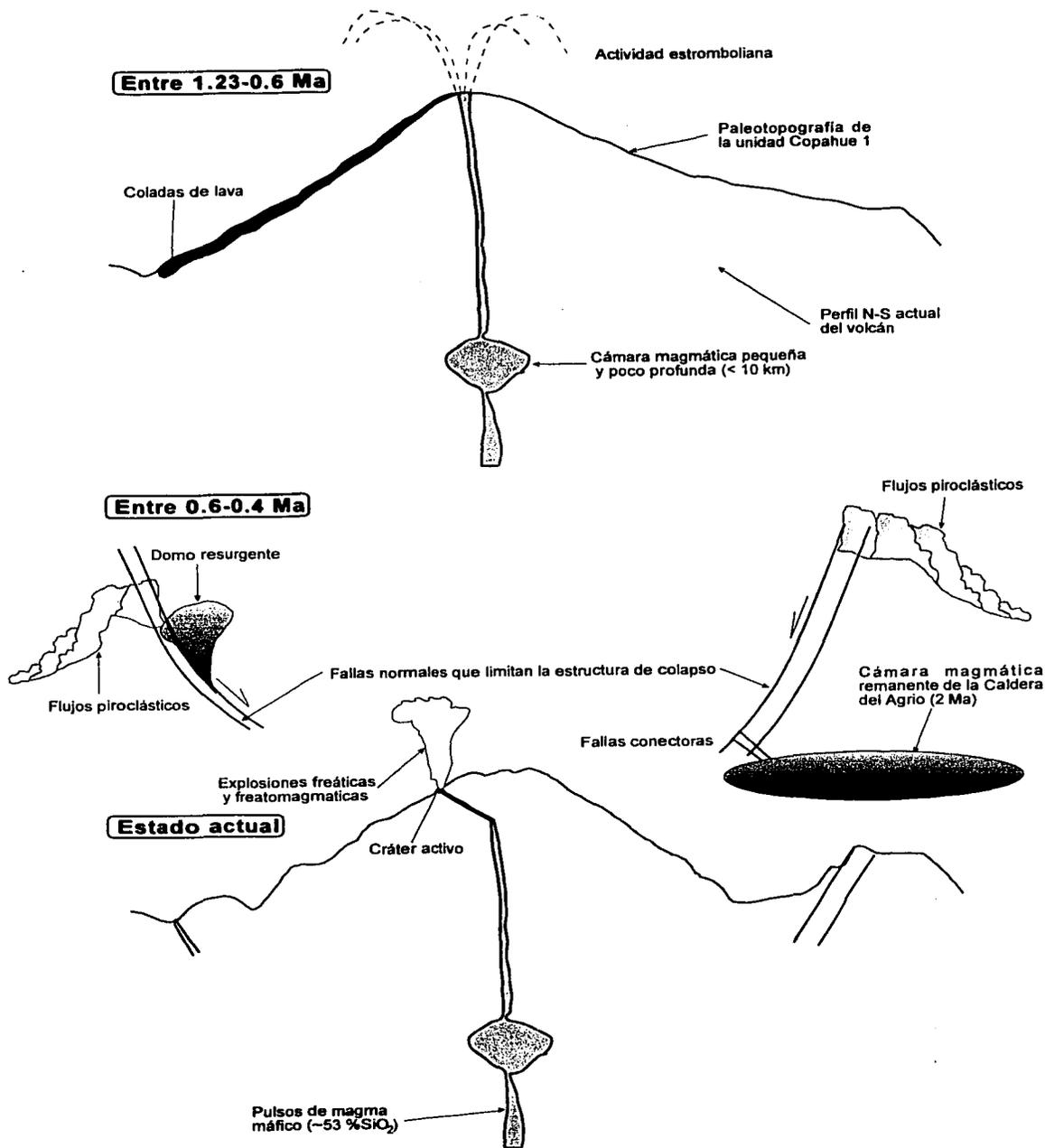


Figura 28. Modelo de evolución del volcán Copahue. En el fondo se coloca el perfil actual del volcán Copahue para comparación.

el Lago Caviahue (Mamaní *et al.*, 2000). Por otro lado, se habrían generado nuevos pulsos de magma de composición máfica (~53% por peso de SiO₂) que habrían dado origen a coladas de lavas que comenzaron a construir el nuevo edificio volcánico.

Posteriormente, durante el Pleistoceno medio hasta el Holoceno, la actividad ha sido esencialmente efusiva representada por coladas de lavas esencialmente andesíticas que dieron origen al actual edificio (unidades Copahue 3 y Copahue 4) y habrían sido producidas por alternancia de procesos de cristalización fraccionada y mezcla de magmas.

Durante el Holoceno también se originaron pequeños y escasos flujos piroclásticos que probablemente se distribuyeron de forma radial (unidad Depósitos Piroclásticos Copahue). Además, de un pequeño colapso hacia NE cuyo origen es desconocido.

La cronología histórica señala que en los últimos 252 años las erupciones ocurridas en este volcán han sido exclusivamente freatomagmáticas y freáticas, originadas por la interacción de agua-magma (Lago del Agrio, glaciares y nieve). Esta interacción generó en la erupción de 1992 lahares que recorrieron una distancia de ca. 4 km hacia el este de su fuente preservándose su depósito hasta la actualidad (unidad Copahue 1992).

La última erupción, ocurrida entre julio y octubre del 2000, se inicia al igual que las anteriores, sin embargo al poco tiempo pasa a una etapa magmática (GVN, 2000a; 2000b), lo cual reforzaría la idea de entrada de un nuevo pulso (Figura 27).



5.9 PELIGROS VOLCÁNICOS

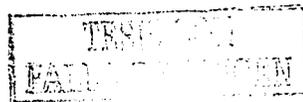
La actividad fumarólica actual y las erupciones recientes (tres en los últimos 11 años) indican que el volcán sigue activo. Dado su comportamiento anterior es probable que el volcán no tenga erupciones grandes ($IEV > 2$) y que sólo ocurran erupciones freáticas y freatomagmáticas. De esta forma, es de esperar haya caída de ceniza en los poblados cercanos a este centro eruptivo, lo cual dependerá de los vientos predominantes y la altura de la columna eruptiva. No obstante, la presencia de glaciares en la cima y un lago ácido al interior del cráter activo, permiten afirmar que uno de los mayores y recurrentes peligros asociados al volcán Copahue corresponde a la generación de lahares, como ya ocurrió durante la erupción del 1992 (Moreno, 1992).

Por otro lado, la existencia de una estructura de colapso pequeña de edad Holocena, así como, procesos de disolución química (Varekamp *et al.*, 2001) y una zona tectónicamente activa, indican la necesidad de evaluar la posibilidad de la ocurrencia de un fenómeno de esta naturaleza en la actualidad.

5.10 ESTUDIOS FUTUROS

El presente trabajo es, sin duda alguna, el punto de partida para una serie de estudios futuros que permitirán precisar las edades de las distintas unidades e identificar más detalladamente los tipos de procesos petrogenéticos que han afectado a las rocas del volcán Copahue.

En el primer caso, es necesario realizar dataciones mediante el método Ar-Ar hacia la base y techo de las unidades Copahue 1 a Copahue 4. En particular, dataciones sistemáticas de los componentes de la unidad Copahue 2 posibilitaran su separación en, al menos, dos unidades. Asimismo, mayores edades ^{14}C en la unidad



Depósitos Piroclásticos Copahue probablemente permitan hacer correlaciones entre los depósitos piroclásticos de ceniza y, de esta forma, lograr un mayor control estratigráfico.

En el segundo caso, se puede abordar de distintas formas o por el conjunto de ellas: realizar un muestreo y análisis de elementos mayores y traza sistemático de la columna estratigráfica generalizada de este centro eruptivo, análisis de microsonda de las fases minerales seleccionadas y estudios de isótopos de estroncio y azufre.

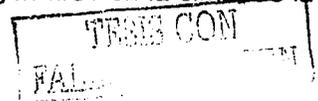
Además, es necesario tener más puntos de control del depósito de flujo de pómez y ceniza asignado a la unidad Copahue, así como, realizar estudios de las variaciones horizontales y verticales del depósito (química, granulometría, estructuras, etc.).

CAPÍTULO 6 CONCLUSIONES

El volcán Copahue se localiza en la Zona Volcánica Sur Central de los Andes del Sur, es un estratovolcán activo que se forma hace ca. 1.23 Ma. El volumen de material emitido en este periodo corresponde a ca. 375 km³ y, por lo tanto, tiene una tasa eruptiva de 0.03 km³/siglo. El edificio volcánico es de forma elongada en dirección NE-SW y alcanza una altura promedio de 1350 m sobre el basamento.

Desde el Pleistoceno temprano al Holoceno su actividad a sido esencialmente efusiva y monótona, representada por secuencias potentes (350-100 m) de coladas de lava de composición traquiandesítica, traquiandesítica basáltica y andesítica basáltica (unidades Copahue 1 a Copahue 4), asociadas a una cámara magmática de pequeñas dimensiones y poco profunda. Este comportamiento cambió en dos periodos específicos: entre 0.6-0.4 Ma y entre 8770-2280 años AP. El primero está relacionado con el desarrollo una estructura elíptica de tamaño medio (Caldera Copahue, 6.5 km por 8.5 km), asociada con remanentes de la cámara magmática de una caldera de 2 Ma (Caldera Del Agrio). La Caldera Copahue dio origen a flujos piroclásticos de pómez y ceniza (< 10 km³) a más de 37 km al oeste de su fuente, flujos piroclásticos soldados hacia el este y la extrusión de un domo resurgente en el extremo sur de su borde (unidad Copahue 2). El segundo, por su parte, esta constituido por 6 pequeños flujos piroclásticos de ceniza (< 2 m) y oleadas piroclásticas intercaladas por dos depósitos de caída de escorias de ceniza y lapilli de espesores inferiores a 20 cm a unos 12 km del cráter activo (unidad Depósitos Piroclásticos Copahue).

La cronología histórica indica que durante los últimos 252 años las erupciones cambiaron a un estilo freático y freatomagmático resultado de la interacción del lago ácido El Agrio ubicado en el interior del cráter activo, de los glaciares en la cima de la



nieve usualmente presente durante todo el año con pequeños pulsos de magma que ascienden desde la cámara magmática. Esta interacción generó en la erupción de 1992 lahares que recorrieron una distancia de ca. 4 km hacia el este de su fuente preservándose su depósito hasta la actualidad (unidad Copahue 1992).

La asociación mineral de las rocas del volcán Copahue está constituida por cristales de plagioclasa, augita, enstatita, olivino y titanomagnetita. Asimismo, el análisis petrográfico ha permitido reconocer la coexistencia de xenocristales, cristales no reabsorbidos y no zonados con cristales con grados variables de reabsorción y zonados, lo que indica que el proceso de mezcla de magmas es el más adecuado y predominante en la evolución magmática de este centro eruptivo, a pesar de no encontrar evidencias macroscópicas. La coexistencia de las fases minerales de augita y enstatita sugieren, además, una incorporación importante de agua al magma que dio origen a estas rocas.

Este centro eruptivo se ubica en la parte norte de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), cuya orientación NW-SE es extensional y se correlaciona con la alineación de remanentes de cráteres y del cráter activo en la cima del Copahue y la elongación del edificio volcánico y la Caldera Copahue (entre N40-62°). Esta dirección extensional ha permitido un ascenso de magma relativamente rápido a través de la corteza y una residencia cortical corta, dando origen a los productos básicos a intermedios. Sin embargo, la pequeña estructura de colapso en el flanco NE del Copahue es consistente con esfuerzos locales como la alineación de los volcanes Callaqui y Copahue (SW-NE), o tal vez, puede estar relacionado con un evento volcánico.

El análisis de la química de elementos mayores indica que las rocas de este centro eruptivo son andesitas y andesitas basálticas (53.46-60.23% por peso) de Medio



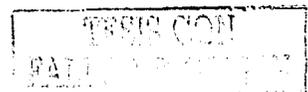
a Alto K (0.84-3.07% por peso) reflejando su posición al este del arco volcánico actual y que la evolución magmática presenta un comportamiento cíclico de cristalización fraccionada seguida por mezcla de magma. Esta última habría estado presente en la última erupción del año 2000.

La similitud petrográfica y composicional de las muestras de rocas del Copahue son consistentes con un corto tiempo de residencia cortical y una cámara magmática de pequeñas dimensiones donde un nuevo pulso más máfico y caliente entra al sistema dando origen a procesos de mezcla de magmas, sin embargo, el desequilibrio en los productos no es tan generalizado y el tipo de erupciones resultan ser esencialmente efusivas, mientras que, en ausencia de este predominaría la cristalización fraccionada como proceso de diferenciación. Además, el magma padre (<53.46%, <0.92% y >4.85% por peso de SiO₂, K₂O y MgO, respectivamente) sería similar a valores de la corteza o habría sufrido procesos de contaminación cortical, a pesar de que existe una corteza continental relativamente delgada (ca. 35 km), como indica la química de elementos trazas. Además, los contenidos de elementos trazas sugieren una fuente diferente para los productos de composición más diferenciada presentes en este volcán.

La presencia de un lago ácido al interior del cráter activo y glaciares en la cima, sugieren que la generación de lahares es uno de los mayores y recurrentes peligros asociados al volcán Copahue. Sin embargo, la existencia de una estructura de colapso Holocena e intensos procesos de disolución del edificio volcánico, sumado a que el volcán se encuentra en una zona tectónicamente activa, hacen necesario evaluar la posibilidad de ocurrencia de este tipo de fenómenos.

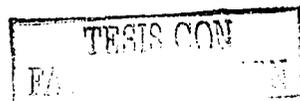
En la actualidad el volcán presenta actividad fumarólica y el lago al interior del cráter activo ha recuperado su nivel previo a la erupción del año 2000, por lo cual es

necesario implementar a la brevedad, al menos, un monitoreo sistemático de aguas, de manera que sea posible prever cualquier cambio que se produzca en el sistema.



REFERENCIAS

- Aguirre-Díaz G., 1996. Volcanic stratigraphy of the Amealco Caldera and vicinity, Central Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13(1):10-51.
- Blake S., Ivey G.N., 1986. Magma-mixing, the dynamics of withdrawal from stratified reservoirs. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 27, 153-178.
- Cas R.A.F., Wright J.V. 1987. Volcanic successions: Modern, ancient. A geological approach to processes, products and successions. Chapman, Hall, London. 528 p.
- Castro R., 1999. Historia eruptiva reciente del volcán La Malinche. Tesis de Maestría (Inédito), Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, 129 p.
- Cembrano J., Moreno H., 1994. Geometría, naturaleza contraste del volcanismo Cuaternario entre los 38° S, 46° S: ¿dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente? 7° Congreso Geológico Chileno, Concepción, Resúmenes en extenso, 1, 240-244.
- Cembrano J., Lavenu A., 1997. Coeval Transpressional and Transtensional magmatic arc tectonic in the Southern Andes. 8° Congreso Geológico de Chile, Antofagasta, Resúmenes en extenso, 3, 1613-1616.
- Clavero J., 1996. Ignimbritas andesítico-basálticas postglaciales del volcán Villarrica, Andes del Sur (39°25' S). Tesis de Maestría (Inédito), Departamento de Geología, Universidad de Chile, 112 p.
- Clavero J., 2002. Evolution of Parinacota volcano and Taapaca Volcanic Complex, Central Andes of Northern Chile. Unpublished PhD thesis, University of Bristol, UK, 233 p.
- Clapperton C., 1993. Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier. 779 p.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J., 1984. The interpretation of Igneous Rocks. George Allen and Unwin (Publishers), 450 p.
- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S., 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101(2):425-478.
- De la Cruz R., Suárez M., 1997. El Jurásico de la cuenca de Neuquén en Lonquimay, Chile: Formación Nacientes del Biobío (38-39° S). *Revista Geológica de Chile*, 24(1):3-24.
- Delpino D., Bermúdez A., 1993. La actividad del volcán Copahue durante 1992. Erupción con emisión de azufre piroclástico. Provincia de Neuquén-Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino, Mendoza, Resúmenes en extenso, 4, 292-301.
- Delpino D., Bermúdez A., 1994. Volcanismo Post-Glacial en el volcán Copahue (37°45'S) sector argentino. Peligros potenciales asociados. 7° Congreso Geológico Chileno, Concepción, Resúmenes en extenso, 260-264.
- Drake R., 1976. The cronology of Cenozoic igneous and tectonics events in the Central Chilean Andes. O. González (Ed.), *Proc. Sym. Andean Antart. Volcanol. Probl.*, Santiago, 670-697.



- Emparán C., Suárez M., Muñoz J., 1992. Hoja Curacautín. Carta Geológica de Chile, 71, 1:250.000. Servicio Nacional de Geología, Minería.
- Fisher R.V., Schmincke H.U., 1984. Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 472 p.
- Folguera A., Ramos V., 2000. Control estructural del volcán Copahue (38°S-71°O): implicancias tectónicas para el arco volcánico cuaternario (36°-39°). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53(3):229-244.
- Folguera A., Ramos V.A., 2002. Partición de la deformación durante el Neógeno en los Andes Patagónicos Septentrionales (37°-46°S). Revista de la Sociedad Geológica de España, 15(1-2):81-93.
- Gardeweg M., 1981. El volcanismo cenozoico superior del área del Nevado de Longaví: una zona de transición en los Andes de Chile Central. 8º Congreso Geológico Argentino, San Luis, Resúmenes en extenso, 3, 221-240.
- González O., Vergara M., 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35º y 38º latitud sur. Instituto de Geología, Universidad de Chile, Publicaciones, 24, 119 p.
- Gill J.B., 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin-Heidelberg, Springer-Verlag, 390 p.
- GVN, 2000a. Bulletin of the Global Volcanism Network. Volcanic Activity Reports, 25(6):10-14.
- GVN, 2000b. Bulletin of the Global Volcanism Network. Volcanic Activity Reports, 25(9):1-3.
- Harker A., 1909. The Natural History of Igneous Rocks. Hafner Publ. Co., New York, 384 p.
- Herron E.M., 1981. Chile margin near 38°S: Evidence for a genetic relationship between continental, marine geologic features or a case of curious coincidence. Mem. Geological Society of America, 154, 755-760.
- Hervé M., 1976. Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: Antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). 1º Congreso Geológico Chileno, Santiago, Resúmenes en extenso, 1, B35-B56.
- Hervé M., 1984. La zona de falla Liquiñe-Ofqui en Liquiñe. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones, 34, 101-105.
- Hervé F., Thiele R., 1987. Estado de conocimiento de las megafallas en Chile y su significado tectónico. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones, 38, 67-91.
- Hibbard M.J., 1995. Petrography to Petrogenesis. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 587 p.
- Hickey R.L., Frey F.A., Gerlach D.C., 1986. Multiple source for basaltic arc rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes (34-41°S): trace element, isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, continental crust. Journal of Geophysical Research, 91(B6):5963-5983.

Hickey-Vargas R., Moreno H., López-Escobar L., Frey F., 1989. Geochemical variations in Andean basaltic, 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, 361-386.

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.

Irvine T.N., 1979. Rocks whose composition is determined by crystal accumulation and sorting. In: *Evolution of Igneous Rocks, Fiftieth Anniversary Perspectives*, Yoder H.S., Jr. (ed.), Princeton, NJ, Princeton University Press, 245-306.

Irvine T.N., 1982. Terminology for layered intrusions. *Journal of Petrology*, 23, 127-162.

Irvine T., Baragar W., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-543.

Jackson E.D., 1967. Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dyke, Bushveld intrusives. In: *Ultramafic and Related Rocks*, Wyllie P.J. (ed.), New York, Wiley, 20-38.

Klohn C.G., 1946. El volcán Copahue. Estudio sobre la geología y de los procesos magmáticos de la zona de este volcán. *Memorial Técnico, Ejército de Chile*, 14(57):417-431.

Kouchi A., Sunagawa I., 1985. A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, 17-23.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford. 193 p.

Linares E., Ostera H., Mas L., 1999. Cronología potasio-argón del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue, Provincia de Neuquen. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(3):240-247.

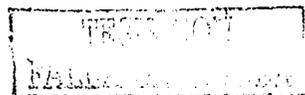
Lofgren G., 1974. An experimental study of plagioclase crystal morphology: Isothermal crystallization. *American Journal of Science*, 274, 243-273.

Lofgren G., 1980. Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. In: *Physics of Magmatic Processes*, Hargraves R.B. (ed.), Princeton, NJ, Princeton University Press, 487-551.

Loomis T.P., 1981. An investigation of disequilibrium growth processes of plagioclase in the system anorthite-albite-water by methods of numerical simulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76, 196-205.

López-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, 199-228.

López L., Vergara M., Frey F.A., 1981. Petrology and geochemistry of the Antuco volcano lavas: a basaltic volcano of southern Andes (37°25' S). *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 11, 329-352.



López-Escobar L., Cembrano J., Moreno H., 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile*, 22, 219-234.

Mamaní M.J., Borzotta E., Venencia J.E., Maidana A., Moyano C.E., Castiglione B., 2000. Electric structure of the Copahue Volcano (Neuquen Province, Argentina), from magnetotelluric soundings: 1D and 2D modellings. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 147-156.

Martini M., Bermúdez A., Delpino D., Giannini L., 1997. The thermal manifestations of Copahue volcano area. Neuquén, Argentina. 8º Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Resúmenes en extenso, 1, 352-356.

McCallun I.S., Raedeke L.D., Mathez E.A., 1980. Investigations of the Stillwater Complex. Part I. Stratigraphy and structure of the banded zone. *American Journal of Science*, 280A, 59-87.

Moreno H., 1992. Estudio preliminar del Riesgo Volcánico del área de Ralco (Inédito). Empresa de Ingeniería INGENDESA. 118 p.

Moreno H., Thiele R., Lahsen A., Varela J., López L., 1984. Estudio del Volcán Callaqui: Geología, Riesgo Volcánico (Inédito). Empresa Nacional de Electricidad S.A.-Departamento de Geología, Geofísica, Universidad de Chile. 175 p.

Moreno H., Lahsen A., 1987. El volcán Callaqui: ejemplo de un volcanismo fisural en los Andes del Sur (Chile, 38° L.S.). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42(1-2):1-8.

Mpodozis C., Ramos V., 1989. The Andes of Chile, Argentina. En Erickson G.E., Cañas M.T., Reinemund J.D. (Eds.). *Geology of the Andes, its relation to hydrocarbon, mineral resources*. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Earth Science Series 11, 59-90.

Munizaga F., Hervé F., 1979. Informe geocronológico del área de Coihueco (Ñuble)-Lonquimay (Malleco). Informe de reconocimiento geológico de la región Andina al este de la ciudad de Concepción (Informe inédito). Fase 1 (IIG-MMAJ), 281 p.

Muñoz J., Niemeyer H., 1984. Petrología de la Formación Trapa-Trapa, consideraciones acerca del volcanismo Mioceno entre los 36º y 39º Lat. S (Cordillera Principal). *Revista Geológica de Chile*, 23, 53-67.

Muñoz J., Stern C.R., 1988. The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38º-39º S. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2):147-161.

Naranjo J.A., Moreno H., Emparán C., Murphy M., 1993. Volcanismo explosivo reciente en la caldera del volcán Sollipulli, Andes del Sur (39°S). *Revista Geológica de Chile*, 20(2):167-191.

Naranjo J.A., Moreno H., Polanco E., Young S., 2000. Mapa de peligros de los volcanes del Alto Biobío, Regiones del Biobío y de la Araucanía. Escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología, Minería. Documentos de Trabajo, 15.

Naranjo J.A., Polanco E., Moreno H., Lara L., Stern C.R., 2002. Mappable Holocene Tephra-Fall Deposits of Southern, Austral Andes Volcanic Zones (33-54°S): Eruption Recurrence. Abstract, Mt. Pelée 1902-2002 Meeting, Explosive Volcanism in Subduction Zones, Saint Pierre, Martinique.

Naranjo J.A., Polanco E., Young S.R., Moreno H. (en edición). Frequent Holocene explosive activity at Lonquimay volcano, Southern Andes (38°22'S). *Bulletin of Volcanology*.

Newhall C.G., Self S., 1982. The Volcanic Explosivity Index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal Geophysical Research*, 87, 1231-1238.

Niemeyer H., Muñoz J., 1983. Hoja Laguna de la Laja, Región del Biobío. *Carta Geológica de Chile*, 57, Escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología, Minería.

Pearce J.A., 1983. The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In C.J. Hawkesworth, M.J. Norry (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich, Shiva, 230-249.

Peccerillo A., Taylor S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions Mineral and Petrology*, 58, 63-81.

Pesce A., 1989. Evolución volcano-tectónica del complejo efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4), 307-327.

Petit-Breuilh M.E., 1996. Cronología eruptiva histórica de los volcanes Planchón-Peteroa, Copahue, Andes del Sur. Proyecto de Riesgo Volcánico (Inédito). Servicio Nacional de Geología, Minería, 45 p.

Polanco E., 1998. Volcanismo Explosivo Postglacial de la Cuenca del Alto Biobío, Andes del Sur (37°45'-38°30'S). Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 104 p.

Polanco E., Naranjo J.A., Young S., Moreno H., 2000. Volcanismo Explosivo Holoceno en la Cuenca del Alto Biobío, Andes del Sur (37°45'-38°30' S). 9º Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Resúmenes en extenso, 2, 59-61.

Robin C., Cantagrel J.M., Vincent P., 1983. Les nuées ardentes de type Saint-Vicent, épisodes remarquables de l'évolution récente du Pico de Orizaba (Mexique). *Bulletin Société Géologique de France* (7), 25(5):727-736.

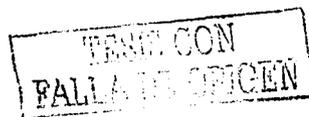
Robin C., Camus G., Gourgaud A., 1991. Eruptive and magmatic cycles at Fuego de Colima volcano (Mexico). *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 45, 209-225.

Rudnick R., 2000. Geochemical Earth Reference Model (GERM). <http://www.earthref.org/germ>.

Sparks R., Sigurdsson H., Wilson L., 1977. Magma mixing: mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, 267, 315-318.

Stern C., Skewes M.A., 1995. Miocene to present evolution at the northern end of the Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile. *Revista Geológica de Chile*, 22(2):261-272.

Stern C.R., Frey F.A., Futa K., Zartman R.E., Peng Z., Kyser T.K., 1990. Trace-element and Sr, Nd, Pb and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian plateau lavas of southern-most South America. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 104(3):294-308.



Suárez M., Emparán C., 1997. Hoja Curacautín, Región de La Araucanía, del Biobío. Carta Geológica de Chile, 71, Escala 1: 250.000, Servicio Nacional de Geología, Minería.

Thiele R., Lahsen A., Moreno H., Varela J., Vergara M., Munizaga F., 1987. Estudio Geológico Regional a Escala 1:100.000 de la hoya superior, curso medio del río Biobío (Inédito). Empresa Nacional de Electricidad-Departamento de Geología, Geofísica, Universidad de Chile, 304 p.

Tsuchiyama A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in andesites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 89, 1-16.

Tsukui M., 1985. Temporal variation in chemical composition of phenocryst and magmatic temperature at Daisen volcano, southwest Japan. Journal of Volcanology Geothermal Research, 26, 317-336.

Varekamp J.C., Ouimette A.P., Herman S.W., Bermúdez A., Delpino D., 2001. Hydrothermal element fluxes from Copahue, Argentina: A "beehive" volcano in turmoil. Geology, 29(11):1059-1062.

Vergara M., Munizaga F., 1974. Age, Evolution of the Upper Cenozoic Andesitic Volcanism in Central South Chile. Geological Society of American Bulletin, 85, 603-606.

Vergara M., Muñoz J., 1982. La Formación Cola de Zorro en la Alta Cordillera Andina Chilena (36°-39° Lat. S), sus características petrográficas, petrológicas: una revisión. Revista Geológica de Chile, 17, 31-46.

Weaver B.L., Tarney J., 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. Nature, 310, 575-577.

Wilson M., 1989. Igneous Petrogenesis. Chapman & Hall, 466 p.



ANEXO

ELEMENTOS TRAZAS Y LÍMITE DE DETECCIÓN EN PARTES POR MILLÓN (ppm)

Cu	(2)	V	(5)
Zn	(2)	Ba	(5)
Nb	(5)	Co	(2)
La	(10)	Sc	(2)
Pb	(4)	Y	(5)
Cr	(5)	Rb	(2)
Sr	(5)	Zr	(5)
Nd	(10)	Ce	(10)
Ni	(2)		

