



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

EVOLUCIÓN GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DE He, Sr y Pb EN LAS
ROCAS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO CAVIAHUE-COPAHUE, CHILE-
ARGENTINA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO
JUAN IGNACIO SÁNCHEZ BOWEN

PROFESORA GUÍA:
EMILIE ROULLEAU

MIEMBROS DE LA COMISIÓN
FRANCISCO GUTIÉRREZ FERRER
KATJA DECKART

SANTIAGO DE CHILE

2016

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL

TITULO DE: Geólogo.

POR: Juan Ignacio Sánchez Bowen.

FECHA: 10/03/2016.

PROFESOR GUIA: Emilie Roulleau

EVOLUCIÓN GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DE He, Sr y Pb EN LAS ROCAS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO CAVIAHUE-COPAHUE, CHILE-ARGENTINA

El Complejo Volcánico Caviahue-Copahue (CVCC) se localiza en el límite entre Chile y Argentina. El CCVC se compone de un estrato-volcán Copahue dentro la caldera de Caviahue, y su actividad data de unos 4 Ma. El volcán Copahue presenta una actividad desde el Pleistoceno, y está definido por una actividad andesítica a basáltica-andesítica típica de volcán de arco. Estructuralmente, el CCVC está localizado en un campo de estrés generado por la interacción entre Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui y la zona de falla Antiñir-Copahue (Melnick et al., 2006).

La presente memoria muestra estudios geoquímicos de elementos mayores y traza e isotopos de He, Pb y Sr en la rocas de las unidades del complejo. Los resultados muestran una fuente mantélica tipo MORB cercana, notado en las altas razones de $^3\text{He}/^4\text{He}$, con una contribución de sedimentos y de la corteza oceánica de la placa de Nazca. La contribución de la corteza continental en CVCC es despreciable, que no modifica la química isotópica de los magmas.

Las rocas de Copahue muestran mayores valores de la razón de Sr y Pb comparativo a las rocas de Caviahue, lo cual se atribuye principalmente a los sedimentos subductados. La diferencia puede ser producto de diferencias en los regímenes de fusión parcial en la generación de magmas para Copahue y Caviahue. Esto está en acuerdo con el modelo de somerización del “*slab*” propuesto por Augusto et al. (2013), que además de proponer una fuente mantélicas cercana (isotopos de He), muestra la variación del ángulo del “*slab*” que provocaría cambios en la fusión. Sin embargo, estas diferencias isotópicas puede ser también producto de diferencias geoquímica en los sedimentos subductados para las rocas de Caviahue y Copahue.

Gracias a la vida, que me ha dado tanto...

Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer el financiamiento de esta memoria, una beca de investigación de Emilie Roulleau, a través del proyecto FONDECYT 11130351, y por el CEGA con el proyecto FONDAP 15090013. También a Carlos Esteban por su ayuda para obtener las autorizaciones para el muestreo.

Quiero agradecer a mi papa, por su comprensión, apoyo incondicional y financiamiento de tantos años de carrera, a mis hermanas, hermano y madre por tantos años de compañía, y a mi sobrino, que estos últimos meses, se ha ganado mi corazón.

A mi profesora guía, Emilie Roulleau, por su increíble disponibilidad, entusiasmo, ayuda y orientación de este trabajo. Como también por la amistad y buena onda.

A Nicolás Vinet, por los cortes y muestras prestadas, como también por su ayuda en los microscopios y su buena disposición.

A Francisco G. por su interés en participar de este trabajo, su ayuda, critica y orientación hacia este trabajo. También a Katja D. por su ayuda y entrega de conocimiento en los inicios de este trabajo.

A Roberto y Anisse de separación de minerales, por su compañía en tantas tardes de laboratorio, ayuda y paciencia con los olivinos. También por su buena onda, y aprendizaje en el cerro.

A los compañeros de terreno, Daniele T, los dos Carlos, Francisco y Vladimir por toda la buena onda, amistad y risas.

A todos los LC y LCH, Mauri, Paulo, Camilo S, Nico, Jota, Edu, Pati, Dieguito, Chilote, Marta, Paula Red, Mariachi, Nicoso, Fabi, Vladi, Tom, Yayer, Gonzalo, Nico L, Andrea, Loco es, Martinuqueo y Cristian por aguantarme tantos años, los paseos, los terrenos, aliños, campos 1, 2 y 3, y gran amistad.

A los cabros de la escalada, los rocabros, Jota, Nico, Tom, Dieguito, Dave, Franco, Camilo, Roberto por devolverme las energías para volver a las cosas que más me gusta en la vida.

A todos mis amores, Maida, Domi, Nacha y Anto, por tantos años de compañía, aprendizaje y cariño. Por todos los viajes y lugares conocidos, muchas gracias.

Un agradecimiento a todos los funcionarios de Geología, que mantienen con vida y en funcionamiento todo el departamento. Gracias Don Carlos, Rosita, Don Carlos Alvarado, Verito, tias del aseo, guardias, y en especial a Blanquis, por solucionar casi la totalidad de mis problemas, su disposición, paciencia y cariños tantos años.

Finalmente, agradecer a todos los que estuvieron ahí durante todos estos años, y a los que ya no está.

Tabla de contenido

1	Introducción.....	7
1.1	Formulación del problema	7
1.2	Hipótesis de trabajo.....	8
1.3	Objetivos	8
1.3.1	Objetivos generales	8
1.3.2	Objetivos específicos.....	8
1.4	Ubicación y acceso al área.....	9
1.5	Metodología general de trabajo	11
2	Marco geológico.....	12
2.1	Marco geológico regional	12
2.1.1	Estructuras regionales del CVCC	13
2.2	Geología Local	15
2.2.1	Secuencia vulcanoestratigráfica	15
2.2.2	Estructuras locales.....	21
2.2.3	Evolución paleo tectónica de CVCC.....	25
2.3	Geocronología.....	26
2.4	Actividad geotermal e hidrotermal	26
2.4.1	Volcán Copahue.....	26
2.4.2	Manifestaciones termales.....	26
3	Metodología	28
3.1.1	Trabajo de terreno.....	29
3.1.2	Trabajo de laboratorio	29
3.1.3	Trabajo de gabinete	37
4	Resultados	37
4.1	Química total de roca.....	38
4.1.1	Química de elementos mayores.....	38
4.1.2	Química de elementos traza	42
4.2	Isotopos de He.....	44
4.3	Isotopos de Pb	46
4.4	Isotopos de Sr	47
5	Discusión	48

5.1	Características geoquímicas de las rocas de CVCC	48
5.2	Influencia de la contaminación cortical en las rocas de CVCC	51
5.3	Variaciones en los isotopos de He entre olivino y piroxeno co-genéticos y los fluidos hidrotermales	55
5.4	Origen de la fuente magmática	58
5.5	Contexto tectónico	65
6	Conclusiones	68
7	Bibliografía.....	69
8	Anexos	79
8.1	Petrografía	79

Índice de figuras

Figura 1.1.	Mapa de la ubicación de la zona de estudio.....	9
Figura 1.2.	Mapa de las vías de acceso a la zona de estudio por Chile.	10
Figura 1.3.	Mapa de las vías de acceso a la zona de estudio por Argentina..	11
Figura 2.1.	Mapa regional que muestra la ubicación de las estructuras regionales en que se desarrolla el CVCC.	14
Figura 2.2.	Columna estratigráfica.	16
Figura 2.3.	Mapa geológico con la ubicación de las muestras.....	23
Figura 2.4.	Mapa estructural del CVCC.	24
Figura 2.5.	Evolución estructural del CVCC.	25
Figura 2.6.	Zona geotermal Las Maquinas.....	27
Figura 2.7.	Zona geotermal Las Maquinitas.	28
Figura 3.1.	Izq: Ampolla contenedora de las muestra. Der: Tubo de cobre contenedor de muestra.	32
Figura 3.2.	Muestreo de fumarola, mostrando los elementos usados.	34
Figura 3.3.	Muestreo en piscina burbujeante mostrando los elementos usados	35
Figura 4.1.	Diagrama TAS de Middlemost 1994.	39
Figura 4.2.	Diagrama de clasificación de Pecerrillo y Taylor 1976.....	40
Figura 4.3.	Diagrama spider normalizado a N-MORB de Sun y McDonough (1989).	42
Figura 4.4.	Diagrama de tierras raras normalizado a condrito de Nakamura (1974).	43
Figura 4.5.	Variación de la razón $^3\text{He}/^4\text{He}$ en función de la unidad geologica de CCVC.	45

Figura 4.6. Variación de la razón de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en función de la unidad geológica de CCVC.....	46
Figura 4.7. Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	47
Figura 4.8. Variación de la razón de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en función de la unidad geológica de CVCC.....	48
Figura 5.1. Diagrama U/Nb vs Ce/Pb.....	50
Figura 5.2. Diagrama K/Rb vs Rb.....	51
Figura 5.3. Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs K/Rb.	53
Figura 5.4. Anomalía de Bouguer y variación de la razón de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para la ZVS.	55
Figura 5.5. Variación de la razón Rc/Ra con respecto a la latitud y distribución para algunos centros volcánicos entre $\sim 36^\circ$ - 42° S.	56
Figura 5.6. Diagrama $^3\text{He}/^4\text{He}$ vs Nb/U.....	59
Figura 5.7. Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus la razón de Ba/La.	60
Figura 5.8. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus la razón de Ba/La.....	61
Figura 5.9. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	62
Figura 5.10. Diagrama Ba/Th vs Th..	63
Figura 5.11. Diagrama Ba/La vs La/Yb.	64
Figura 5.12. Modelo de profundización del "slab" de Augusto et al., 2013. ..	66
Figura 5.13. Hipótesis de la colisión del plateau Mocha y generación de deformación compresiva transtensional en la zona.....	67
Figura 8.1. Corte transparente a nicols cruzados de la muestra NV 21.	80
Figura 8.2. Corte transparente a nicols cruzados de la muestra NV25.	80
Figura 8.3. Corte transparente a nicols cruzados de la muestra NV26.	81
Figura 8.4. Corte transparente a nicols cruzados de la muestra NV30.	82
Figura 8.5. Corte transparente a nicols cruzados de la muestra PM.	82
Figura 8.6. Corte transparente a nicols cruzados de la muestra SE 2014....	83
Figura 8.7. Corte transparente a nicols cruzados de la muestra Cola de Zorro.	83
Figura 8.8. Corte transparente a nicols cruzados de la muestra COP-SG-2.	84

Índice de tablas

Tabla 4-1. Química de roca total para las muestras de CCVC.....	41
Tabla 4-2. Datos isotópicos de He de las rocas y manifestaciones termales del CVCC.	44
Tabla 4-3. Datos isotópicos de las rocas del CVCC.	44
Tabla 8-1. Base de datos usados de Varekamp et al. (2006).	85
Tabla 8-2. Base de datos de la literatura. a: Killian y Behrmann, (2006), b: Othman et al., (1889), c: Rehkamper & Hofmann, (1997), d: Sturn et al. (1999), e: Hart et al. (1999), f: Klein, (2004).	89

1 Introducción

1.1 Formulación del problema

La Zona Volcánica Sur (ZVS) cuenta con al menos sesenta edificios volcánicos con actividad histórica conocido en Chile y en Argentina. La zona comprendida entre los 36° y 39°S se considera como una zona de transición morfo-tectónico de primer orden, entre los Andes centrales y los Andes Patagónicos (Melnick, 2006). Esta región presenta una corteza moderadamente engrosada de aproximadamente 45 km, y se caracteriza por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana a una tasa de 80mm/año (Somoza, 1998) y con un ángulo de 30° (Bohm et al., 2002; Lüth et al., 2003). El volcanismo activo de la ZVS se desarrolla a lo largo de la cordillera de los Andes controlado espacialmente por el Sistema de fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO) de orientación NNE, y un sistema de fallas de rumbo dextral de intra-arco asociadas a anisotropías de segundo orden de orientación NE-SO extensionales y NO-SE compresionales (Cembrano, 2002).

En la Cordillera de los Andes, en el límite de Chile-Argentina en la latitud 37°51´S, se encuentra el Complejo Volcánico Caviahue-Copahue (CVCC). El CCVC se compone del estrato-volcán Copahue y de la caldera de Caviahue. La caldera Caviahue corresponde a una depresión de forma rectangular. El Volcán Copahue, ubicado dentro de la caldera Caviahue, tiene una actividad desde el Pleistoceno, y está definido por productos andesíticos a basálticos-andesítica, típica de volcán de arco. La actividad reciente del volcán está asociado con varias zonas geotermales al Nor-Este. Estructuralmente, el CCVC está localizado en un campo de estrés generado por la interacción entre SFLO y la zona de falla Antiñir-Copahue (Melnick et al., 2006).

Varekamp et al. (2006) han propuesto que las rocas y los fluidos geotermales de la serie Copahue son geoquímicamente e isotópicamente distintas que las rocas de la serie de Caviahue. Presenta información isotópica que indica que rocas pertenecientes al CVCC muestra isotópicamente una componente cortical en su fuente magmática, indicando que estas pueden ser la contribución de los sedimentos subductados por la placa y por asimilación cortical. La diferencia entre ambas rocas puede ser producto del cambio entre el volcanismo de Caviahue al volcanismo de Copahue; una contribución de sedimentos para la secuencia de Copahue versus flujo de volátiles induciendo fusión parcial para la serie de Caviahue.

Con el propósito de aportar nuevos antecedentes geoquímicos y entender de mejor manera el origen del volcanismo del CVCC y las diferencias que se han propuesto, se plantea un estudio sobre la geoquímica e isotopía del volcanismo reciente y pasado del CCVC. El estudio se basa principalmente en la geoquímica de roca total y de isotopos de He, Sr y Pb en las distintas unidades volcano-estratigráfica del CVCC.

1.2 Hipótesis de trabajo

Las rocas volcánicas del CCVC presentan una variación geoquímica y isotópica desde la formación de la caldera Caviahue hasta los 2 Ma, y desde la formación del volcán Copahue hasta la actividad actual volcánica y geotermal de la zona.

Esta variación es producto del aporte de las diferentes fuentes que están involucrados en la evolución del magma, fuente mantélica, de sedimentos pelágicos subductados, corteza continental y corteza oceánica. Las diferencias entre la asimilación cortical y los sedimentos subductados generan las diferencias en la signatura geoquímica de las rocas de la caldera Caviahue y del volcán Copahue.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivos generales

El objetivo principal de esta memoria es realizar una caracterización geoquímica e isotópica de las unidades vulcano estratigráficas y de los fluidos geotermales del Complejo Volcánico de Copahue-Caviahue (CCVC). Con los resultados se pretende determinar el origen profundo de este volcanismo y su evolución con el tiempo.

1.3.2 Objetivos específicos

- Clasificar petrológicamente las rocas del complejo.
- Determinar los procesos petrogenéticos que tienen las rocas por medio de elementos traza.

- Determinar los aportes corticales/mantélicos/sedimentos en la génesis y evolución de las rocas haciendo uso de isotopos de Sr, Pb y Helio en el tiempo para el complejo.
- Elaborar un modelo simple de evolución de CCVC

1.4 Ubicación y acceso al área

El área de estudio corresponde al Complejo Volcánico Copahue-Caviahue. Este complejo se ubicado en la frontera de la Provincia de Neuquén, Argentina y la Región del Biobío, Chile. El área tiene una extensión de aproximadamente 20x15 kilómetros. El volcán Copahue, situado dentro del complejo, está ubicado específicamente en las coordenadas (37°45.35" S, 71°11" O) (ver Figura 1.1).

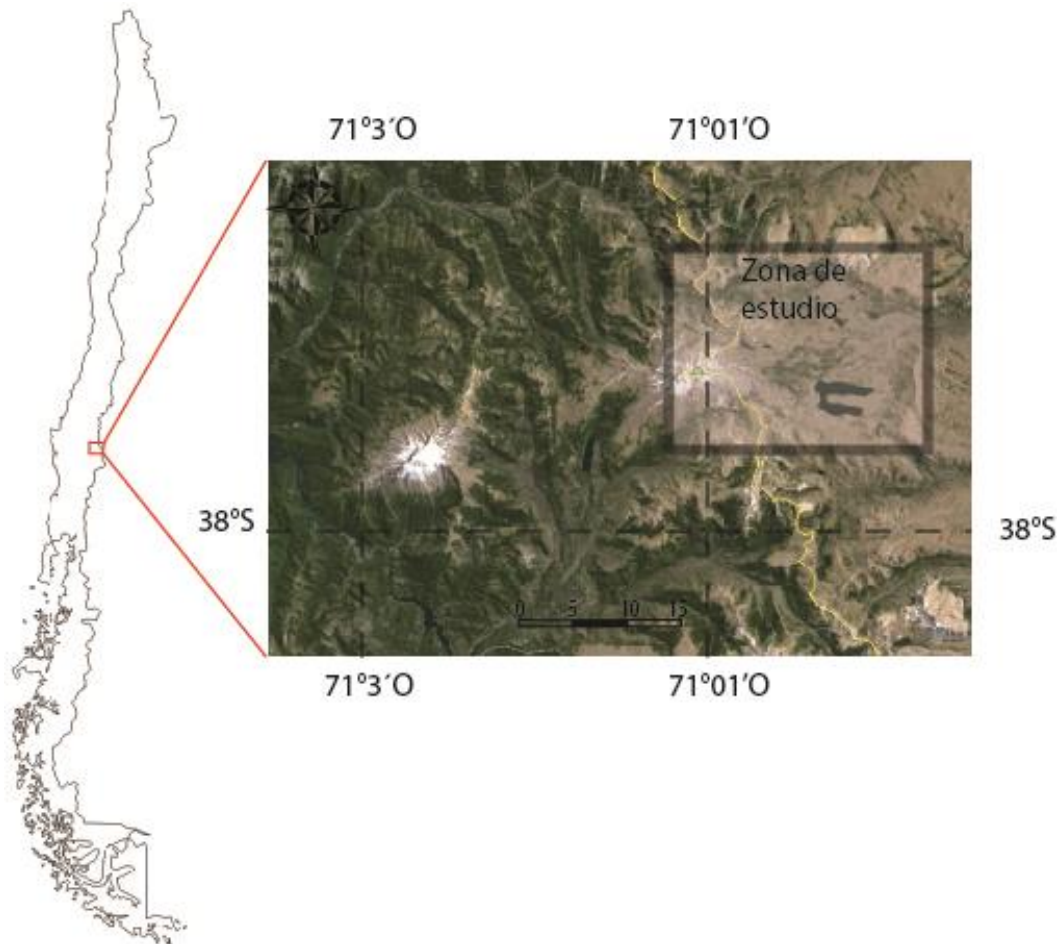


Figura 1.1. Mapa de la ubicación de la zona de estudio

Es posible acceder al área de estudio desde el norte de Chile haciendo uso de la ruta 5 hasta Los Ángeles. En Los Ángeles tomar el Cruce Longitudinal (Los Ángeles)-Santa Bárbara-Ralco (ruta Q-61) hasta Ralco. Desde Ralco se continúa en misma dirección por la ruta Q-689 bordeando el río Biobío hasta pasado el Lago Ralco, que se toma dirección hacia Casas de Guallalí, y luego hacia Laguna El Barco. En Laguna El Barco, el acceso al volcán se hace a través de caminos/senderos sin nombre pasando por asentamiento mapuches. El acceso desde el sur de Chile por la ruta 5 hasta Mulchén. Desde Mulchén tomar la ruta Q-75 hasta Quilaco, lugar que conecta con la ruta Q-61-R, por medio de la ruta Q-71, y se sigue de la misma manera mencionada anteriormente (ver Figura 1.2).

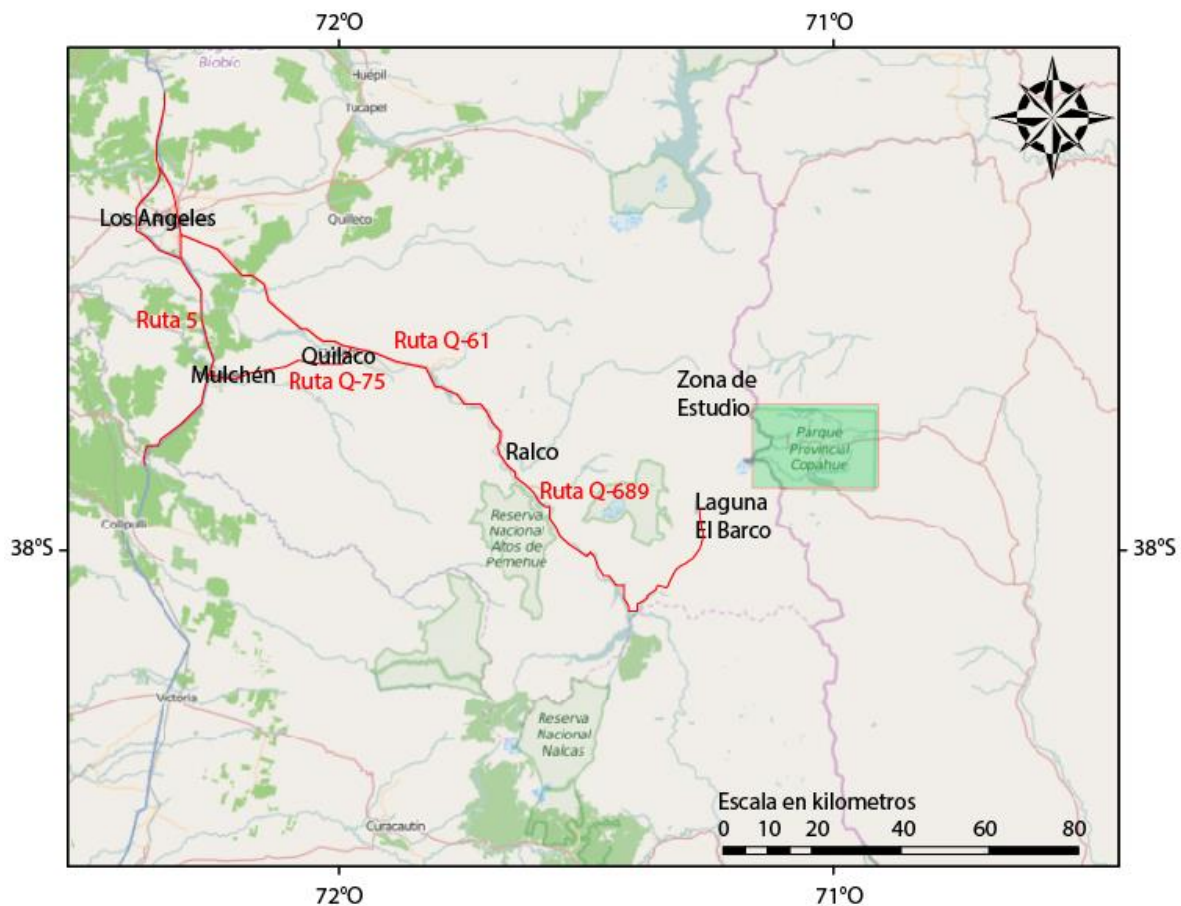


Figura 1.2. Mapa de las vías de acceso a la zona de estudio por Chile.

El acceso por Argentina desde Chile (ver Figura 1.3), saliendo de la ruta 5 por Victoria en dirección hacia Curacautín por la ruta 181. Seguir por esta misma ruta hasta llegar al paso fronterizo Pino Hachado. Continuar por Argentina por

la ruta 242 hasta la intercepción con la ruta 21, donde se toma dirección norte hasta la intercepción con la ruta 26. Es conveniente seguir por la ruta 26 hasta Caviahue, que es este lugar se intercepta con la ruta 27, la cual llega hasta Copahue. En todos los casos para llegar al volcán mismo, es usando senderos caminando. Todo se encuentra señalado.

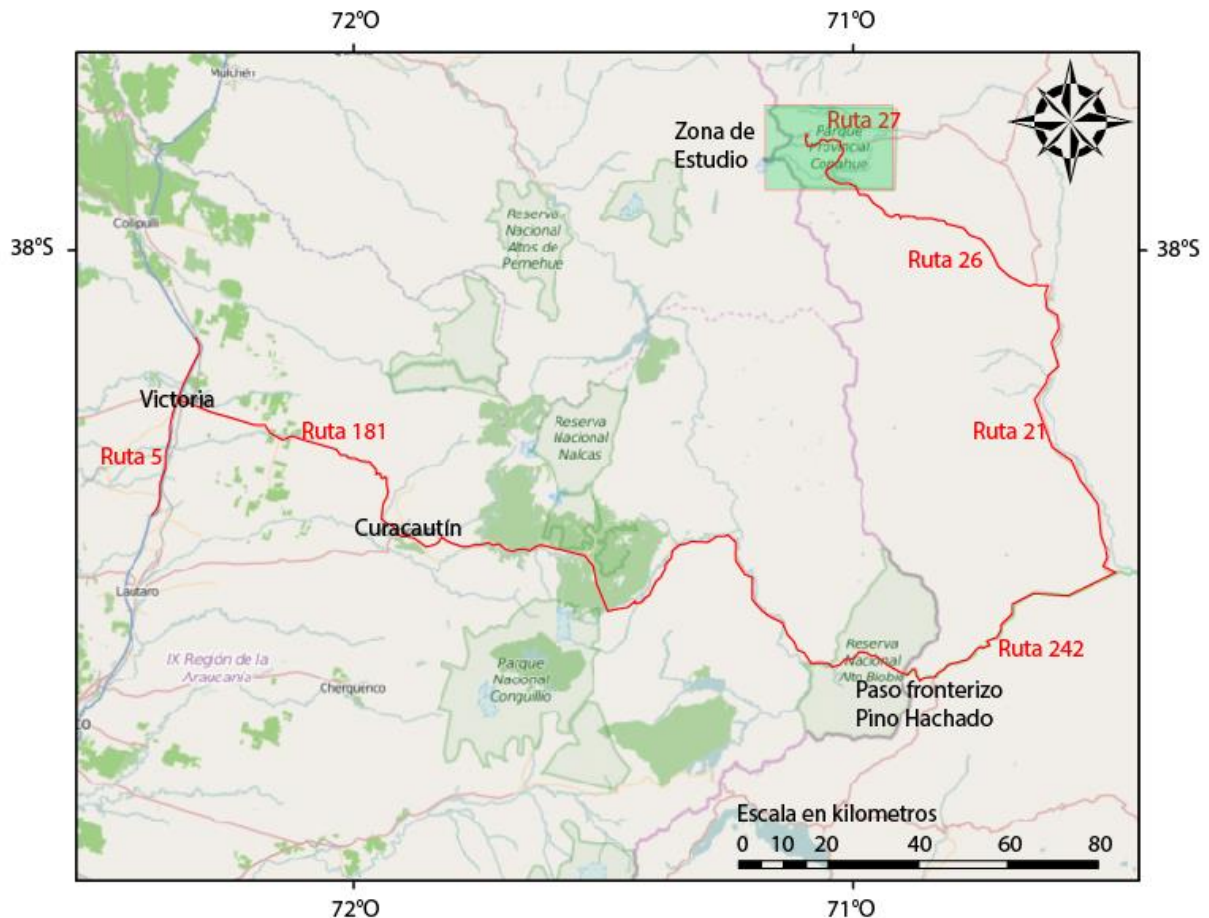


Figura 1.3. Mapa de las vías de acceso a la zona de estudio por Argentina..

1.5 Metodología general de trabajo

La metodología usada para cumplir los objetivos propuestos se inició con una revisión bibliográfica de la zona de estudio, abarcando estudios geológicos y geoquímicos publicados en revistas científicas.

Posterior a la revisión bibliográfica, se realizó una campaña de terreno en Enero 2014 y en Enero de 2015. El objetivo de las campañas de terreno fue la

recolección muestras de rocas y fluidos geotermales del Complejo Caviahue-Copahue.

Se analizaron las muestras de rocas petrológicamente en cortes transparentes. Además, se analiza la química de roca total en Actalabs, Estados Unidos (fluorescencia de rayos X), los isótopos de Sr y Pb en el laboratorio GEOTOP, de la universidad de Quebec, Canadá (espectrómetro de masas Triton). El análisis de isótopos de He en las muestras se realizó sobre separado mineral de olivinos y piroxenos con un espectrómetro de masas Helix, como también para los fluidos geotermales en la Universidad de Tokio, Japón.

Los datos obtenidos se analizaron con el propósito de responder a nuestros objetivos, comparando estos con la base de datos publicada en la literatura. Se clasificó las rocas petrográficamente y en función a la química de roca. Se utiliza la química isotópica como trazador de fuentes

Finalmente, los resultados se discuten en base a los antecedentes geológicos-estructurales de la zona, para terminar con una conclusión.

2 Marco geológico

2.1 Marco geológico regional

El Complejo Volcánico Caviahue-Copahue (CVCC) morfológicamente es conocido como Caldera el Agrio o Caviahue, y está ubicado en la Cordillera de los Andes en la provincia de Neuquén, Argentina, limitado al este por el límite Chile-Argentina, en las coordenadas 37,9°S-71,2°W. El CVCC en la Cordillera de Los Andes está en la transición entre Los Andes Centrales y Los Andes patagónicos septentrionales según la división propuesta por (Gansser, 1973; Mpodozis y Ramos, 1989; Dewey y Lamb, 1992; Kley et al., 1999). Los Andes centrales están caracterizados por tener una deformación Pliocena-Cuaternaria hacia el ante país, generando altas tasas de acostamiento, mientras que Los Andes Australes septentrionales no presencian una deformación Pliocena, y una deformación cuaternaria centrada en el intra-arco a los largo del sistema de fallas Liquiñe-Ofqui (Dewey y Lamb, 1992).

Una clasificación en función de la signaturas geoquímica y petrológica a lo largo de la Cordillera de los Andes, ubica a este complejo en la Zona Volcánica Sur (33°-46°S), caracterizada por emisiones cuaternarias predominantemente basálticas a andesíticas (Hildreth y Moorbath, 1988).

El CVCC se desarrolla en un contexto tectónico convergente de placas, donde la placa de Nazca subduce bajo la placa Sudamericana, con una tasa de convergencia de 80 mm/año (Somoza, 1998). Esta región presenta una corteza moderadamente engrosada de aproximadamente 45 km y subduce bajo la placa de Nazca con un ángulo aproximado de 30° (Bohm et al., 2002; Lüth et al., 2003).

2.1.1 Estructuras regionales del CVCC

El complejo Copahue-Caviahue está limitado a una serie de estructuras, resumidas en la Figura 2.1, las cuales se describen a continuación.

2.1.1.1 *Sistema de fallas Liquiñe-Ofqui (LOFZ)*

El LOFZ corresponde a la estructura de mayor orden del área de estudio, y corresponde a un sistema de fallas dextral de intra arco, con una extensión de 1200 kilómetros de largo. Este sistema acomoda parte de la componente oblicua de la subducción, y está activa desde al menos el Plioceno (Herve, 1976; Herve, 1994; Cembrano et al, 1996, 2000, 2002.; Lavenu y Cembrano, 1999; Rosenau, 2004; Rosenau et al., 2006). El sistema de fallas mencionado puede separarse en tres segmentos en función del estilo de deformación y la cinemática a lo largo de ella. El segmento sur, que comprende en (47°30´ - 42° S), ha sido descrito como transpresivo (Lavenu y Cembrano et al, 1999). El segmento central (39°-42°S) está caracterizado por una corrimiento de rumbo que provoca la deformación (Lavenu y Cembrano, 1999; Cembrano et al., 2000; Rosenau, 2004). El segmento norte (39°-37°50´S) muestra una deformación transtensional, que está caracterizado por un ensanchamiento del sistema, formación de estructuras de graben y una estructura de cola de caballo (Melnick, 2000; Folguera et al, 2001; Melnick y Folguera, 2001; Potente y Reuther, 2001; Potente, 2003; Rosenau, 2004; Rosenau et al., 2006). La Zona Volcánica Sur, a partir de los 38°, está fuertemente controlada desde el Cuaternario por este sistema de fallas (Herve, 1994; López-Escobar et al, 1995; Lavenu y Cembrano, 1999; Rosenau, 2004). Al sur de los 38°S, se encuentra el Complejo Copahue-Caviahue, este sistema se curva hacia el este, y se descompone en una serie de fallas NNW a NE transtensionales y

extensionales formando un arreglo con geometría de cola de caballo (Melnick et al 2006).

2.1.1.2 Lineamiento volcánico Callaqui-Copahue-Mandolengüe (CCM)

Este lineamiento volcánico se localiza en la parte central de la tendencia de fallas NE, ubicadas en la figura 4 en el área de color grisáceo oscuro marcada con la sigla "CCM". Se extiende por cerca de 90 kilómetros, y corresponde al lineamiento volcánico Plioceno-Cuaternario más largo de la Zona Volcánica Sur. Este lineamiento se compone del volcán activo Callaqui, del Complejo Copahue-Caviahue, el centro volcánico Trolón y la Cordillera Mandolengüe.

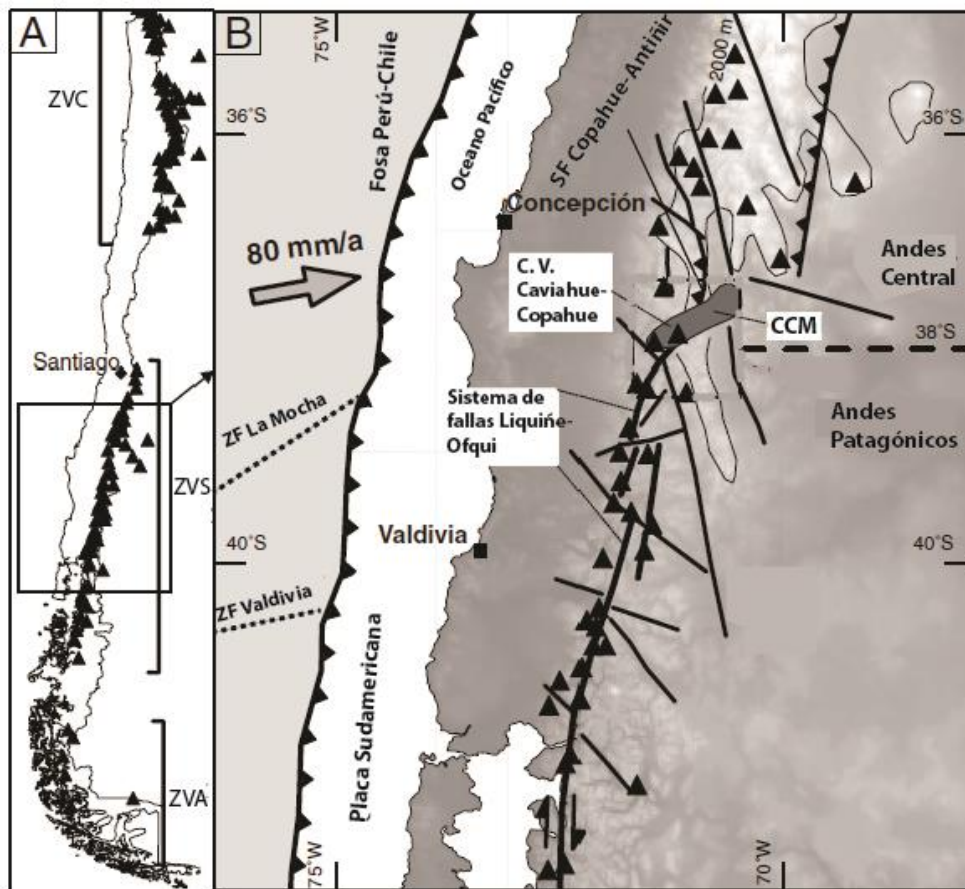


Figura 2.1. Mapa regional que muestra la ubicación de las estructuras regionales en que se desarrolla el CVCC. Mapa modificado de Melnick et al. (2006).

2.1.1.3 Sistema de fallas Copahue-Antiñir.

El Sistema de fallas Copahue-Antiñir, inmediatamente al norte del Lineamiento Callaqui-Copahue-Mandolengüe, se desarrolla en el trasarco Argentino a lo largo de la Cordillera de los Andes (Ramos y Folguera, 1999; Folguera et al., 2004). Este sistema dextral compresivo pliega y falla la secuencia de rocas volcánicas que se intercalada con depósitos fluviales y aluviales, los cuales pueden ser correlacionados con la formación Cola de Zorro en Chile (Melnick et al., 2006). Este sistema se extiende desde los 37°50' S por 90 kilómetros hacia el norte, y consiste en fallas inversas imbricadas de alto ángulo y pliegues (Melnick et al., 2006). Foguera et al (2004) propone que este sistema está activo.

2.2 Geología Local

El CVCC forma parte del lineamiento volcánico Callaqui-Copahue-Mandolegüe de orientación N60°E. El CVCC presenta una actividad desde el Pleistoceno, y la secuencia volcánica perteneciente al edificio volcánico Copahue comenzó a formarse hace aproximadamente 1.2 millones de años (Linares et al., 1999). El volcán Copahue en su cima llega a los 2977 metros sobre el nivel del mar, y corresponde a un estratovolcán poligenético activo elongado con dirección N40°E de aproximadamente 8 x 22 kilómetros en su base (Polanco, 2003). Este edificio volcánico se encuentra en el borde oeste de la Caldera Caviahue. Posee 9 cráteres en la cima con orientación NE, siendo el ubicado más al este, el más activo actualmente (Augusto et al., 2013). El volcán Copahue presenta una historia eruptiva muy activa, que cuenta al menos de 12 erupciones en los últimos 250 años de baja magnitud freáticas y freato magmáticas (Martini et al., 1997; Naranjo y Polanco, 2004). A demás se tiene registro de actividad del volcán durante Julio y Agosto de 1992, septiembre 1995 y julio-octubre del 2000 (Delpino y Bermúdez, 1993 y 2002), sin contar la reciente actividad del año 2014.

2.2.1 Secuencia vulcanoestratigráfica

Secuencia vulcanoestratigráfica del CVCC presentada en este trabajo se basa en los estudios realizados por Pesce (1989), Melnick et al (2006) Muñoz y Stern, (1988) y Linares et al (1999). Esta secuencia de base a techo parte con la Formación Hualcupen, secuencia volcánica Las Mellizas, Ignimbritas Riscos Bayos, Flujos de lava de Trolope, secuencia volcánica Copahue, Domo Pucón

Mahuida y Cerro Bayo, tal como se observa en la Figura 2.2. La distribución de estas se presenta en un mapa geológico (ver Figura 2.3).

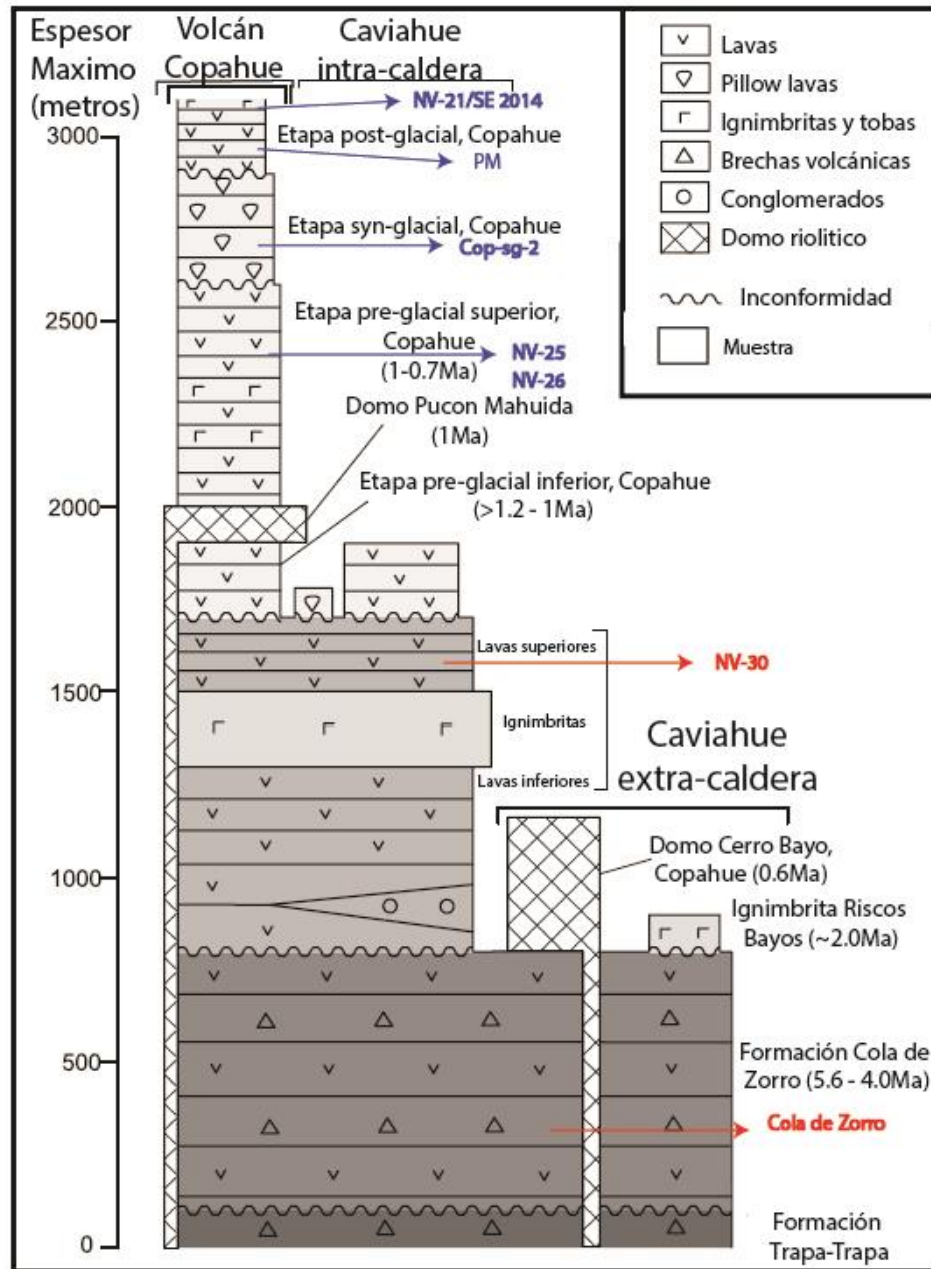


Figura 2.2. Columna estratigráfica. Modificado de Melnick et al. (2006) Las muestras de rocas de este estudio están agregado en la unidad geológica al cual corresponde, siendo con azul las correspondiente a la serie de Copahue y en rojo la serie de Caviahue.

2.2.1.1 Formación Cola de Zorro

Esta formación es definida originalmente por González y Vergara (1962), sin embargo como definición local, se reconoce como la formación Hualcupen (Pesce, 1989) siendo equivalente a la formación Cola de Zorro. Esta formación está dispuesta sub-horizontalmente compuesta por lavas basálticas a andesíticas, aglomerados, brechas volcánicas e intercalaciones menores de rocas sedimentarias. Sus afloramientos se extienden en la Cordillera Principal entre los 36° y 39°S, y sus edades K–Ar para esta unidad han dado un rango de 5 a 1 Ma (Vergara y Muñoz, 1982; Niemeyer y Muñoz, 1983; Suárez y Emparán, 1997; Linares et al., 1999).

Esta unidad corresponde al basamento de la caldera Caviahue, y sobre yace a todas las unidades Oligocenas a miocenas por una discordancia angular (Melnick et al., 2006). Se propone un régimen tectónico extensional durante la deposición de esta formación, de la cual se identifican variaciones en el espesor, fallamiento normal y basculamiento de bloques dentro de la secuencia (Folguera et al., 2003).

Para la caldera Caviahue se ha datado que fue depositada entre los 5.67 ± 0.14 y 4.00 ± 0.1 Ma (Muñoz y Stern, 1988; Linares et al., 1999; Melnick et al., 2006).

2.2.1.2 Secuencia Volcánica las Mellizas (SVLM)

Esta secuencia volcánica fue definida por Pesca (1989) como intercalaciones de derrames de lavas basálticas a andesíticas, piroclásticas andesíticas a dacíticas y aglomerados volcánicos de potencias variables intercalados. Esta secuencia aflora en el interior de la caldera Caviahue, y al este de la caldera en territorio Chileno. Pesca (1989) interpreta esta unidad como un estratovolcán erodado, proponiendo su centro de emisión en el cerro Las Maquinas, actual lugar donde se encuentra el volcán Copahue.

Otros autores interpretan las ignimbritas de esta secuencia como depósitos intracaldera, y las relacionan temporalmente con el colapso de la caldera y con las ignimbritas extra caldera de riscos bayos (Mazzoni y Licitra, 2000). Esta secuencia sobreyace a la Formación Cola de Zorro por una discordancia

erosional (Melnick et al., 2006) en áreas del río Liay y en los pasos fronterizos de Chanco-Co y Pucon Mahuida. Dentro de la caldera Caviahue se encuentra en contacto tectónico a través de fallas normales con la Formación Cola de Zorro descrito por el mismo autor, y en el área de la laguna el Barco en territorio chileno sobreyace a la Formación Curamallin a través de una discordancia angular.

Para esta secuencia se estima una deposición que varía entre los 2.68 ± 0.14 a los 2.60 ± 0.1 Ma (Linares et al 1999), lo cual propone para esta secuencia una deposición posterior a un hiato de aproximadamente 1.5 Ma. Esta secuencia corresponde a la primera unidad post-caldera según Melnick *et al* (2006), ya que observa que esta unidad rellena el interior de la caldera y no es posible encontrarla en sus bordes. Linares et al. (1999) y Melnick et al. (2006) identifican 3 litofacies en esta secuencia, las cuales se describen a continuación.

2.2.1.2.1 Lavas inferiores

Esta litofacies subyace a las ignimbritas, y su base no se observa en el interior de la caldera Caviahue. Se ha reconocido afloramientos que se presentan discordantes sobre la Formación Cura Mallín en territorio Chileno con espesores de hasta 500 metros (Melnick et al., 2006). Esta litofacies en las cercanías del pueblo Caviahue, posee una marcada disyunción columnar, compuesta por lavas basálticas a andesíticas. Además aflora a lo largo del río Dulce sedimentos con bloques de hasta 70 cm de probable origen aluvial o lahárico (Melnick et al., 2006).

2.2.1.2.2 Ignimbritas

Esta litofacies se distribuye ampliamente dentro de la Caldera Caviahue, así como también al norte y este de zonas cercanas al volcán Copahue (Melnick et al 2006). El mismo autor propone un espesor para esta litofacies que varía de 200 metros en el centro de la caldera Caviahue hasta 5 metros cerca del pueblo de Copahue, Argentina. En la base de esta litofacies es posible encontrar en la mayoría de los casos una zona vitrofírica con espesores que varían entre los 50 y 3 metros, además de reconocerse una gradación vertical entre textura eutaxítica, pseudo bandeamiento de flujo y completa homogeneización a textura vidriosa ("*glassy texture*") (Melnick et al 2006). Se

ha descrito estas ignimbritas como masivas con clastos líticos con una variación lateral de texturas reomórficas a eutaxítica (Mazzoni y Licitra (2000)). Estos autores también proponen que las variaciones en espesor y texturales pueden ser el reflejo de un desarrollo sobre un paleo relieve irregular.

2.2.1.2.3 Lavas superiores

Los autores reconocen a esta litofacies como el relleno dominante en la caldera Cavihue con espesores que alcanzan los 200 metros. Está compuesta por lavas predominantemente andesíticas, con espesor homogéneo y texturas, sobreyace la ignimbrita y es cubierto por los flujos de lava del volcán Copahue.

2.2.1.3 Ignimbritas Risco Bayos

Esta unidad fue definida por Muñoz y Stern (1988). Sus afloramientos están distribuidos en la ladera sur este de la caldera Cavihue, cubriendo un área de aproximadamente 30 km² y con espesores de hasta 250 m. (Melnick et al 2006). Esta unidad riolítica ha sido datada por K-Ar en biotita en 1.1 ± 0.5 Ma (Muñoz y Stern, 1988) y 2.05 ± 0.10 Ma (Linares et al., 1999).

2.2.1.4 Flujos de lava de Trolópe

Esta unidad fue descrita por Pesce (1989), esta aflora en la parte norte de la caldera y se extiende fuera de esta hacia el este cubriendo un área de 50 km² (Melnick et al., 2006). Esta corresponde a una sucesión de 200 metros de flujos de lavas homogéneas andesíticas y brechas (Melnick et al, 2006). Esta unidad ha sido datada por Linares et al (1999) con cuatro edades K-Ar en un rango de 1.63 ± 0.1 to 0.82 ± 0.16 Ma.

2.2.1.5 Secuencia volcánica Copahue

Esta secuencia corresponde al estratovolcán poligénico Copahue, con una altura de 3025 m y concentra la actividad más reciente del complejo. En función de edades geocronológicas y observaciones de terreno, Melnick et al. (2006) separa la secuencia en 3 etapas en la evolución del volcán. Estas se describen a continuación:

2.2.1.5.1 Etapa pre-glacial

Corresponde a una secuencia de más de 1000 m de espesor y está formada principalmente por lavas vítreas y en menor medida por flujos piroclásticos, las cuales constituyen el edificio del volcán Copahue (Melnick et al., 2006). Estas lavas no presentan mayores variaciones texturales, un espesor constante y una composición basalto andesita a andesita ((52.48–61.1%p/p SiO₂, Cecioni et al., 2000). Se ha datado la construcción del edificio por Muñoz y Stern, 1988 y Linares et al., 1999 con edades entre 1.23 ± 0.18 y 0.76 ± 0.14 Ma.

2.2.1.5.2 Etapa sin-glacial

Esta unidad, a diferencia de la anterior, se caracteriza por la una baja emisión relativa de lava a través de puntos de emisión alineados (Melnick et al., 2006). La emisión principal de este estadio corresponde a un cuerpo tipo domo de extensión de 5,5 km² y de 300 metros de espesor, que aflora en el sur-este de la caldera Caviahue (Melnick et al., 2006). La composición de estas lavas varía entre andesita a dacita (58.2–63.6%p/p SiO₂, Cecioni et al., 2000), y tiene características típicas de la interacción magma-agua como fracturas por enfriamiento, grietas macropérlíticas y estructuras de "pillow" lavas. Melnick et al. (2006) considera estas características atribuidas a derretimiento sub-glaciales o tardi-graciales. Este estadio se presenta sobre yaciendo a todos los depósitos del estadio pre-glacial.

2.2.1.5.3 Etapa post-glacial

Este estadio está caracterizado por emisiones explosivas de relativamente bajo volumen de lavas y flujos piroclásticos, los cuales son eruptados de cráteres sumitales, emisiones fisurales laterales y conos mono genéticos piroclásticos alineados (Melnick et al., 2006). Esta etapa también se caracteriza por flujos de lava homogéneos basalto-andesita de composición (54.9–56.9%p/p SiO₂, Cecioni et al., 2000).

2.2.1.6 *Domo Pucón Mahuida*

Este domo está ubicado en la ladera sur-este del volcán Copahue. Melnick et al. (2006) ha identificado dos litofacies: lavas riolíticas que corresponden al cuerpo principal del domo e intrusivos riolíticos sub volcánicos que afloran al nor-este del río Lomín superior. Se ha datado este domo con una edad de 0.9 ± 0.14 y 1.1 ± 0.18 Ma (Linares et al., 1999).

2.2.1.7 *Cerro Bayo*

Este cuerpo fue identificado por Pesce (1989) como un domo compuesto por lavas dacíticas a riolíticas y tobas. Este domo aflora en la parte norte de la caldera Caviahue, y su extensión cubre un área de 20 km² con una altura que supera al borde de la caldera en 1300 metros. Se ha datado una lava riolítica de este domo por Linares et al. (1999) en $0,6 \pm 0.12$ Ma. El conducto principal de este domo está emplazado en el cruce de fallas normales del borde la caldera Caviahue y fallas con tendencia NNE, las cuales delimitan la parte occidental del cuerpo y representan la extensión más sur del sistema de fallas Copahue-Antiñir.

2.2.2 Estructuras locales

Las estructuras locales del CVCC se resumen en la Figura 2.4, y esta sección se hace una breve descripción de las estructuras.

2.2.2.1 *Falla Lomín*

Esta falla de orientación NE, paralela al río Lomín, se extiende por aproximadamente 25 km, terminando en el borde sur-oeste de la caldera Caviahue. Esta falla puede ser considerada la falla principal de la estructura cola de caballo formada en la parte norte del SFLO. La actividad neo-tectónica es evidenciado en los escarpes de falla que cortan lavas holocenas del volcán Copahue (Melnick, 2000).

2.2.2.2 *Estructura de la caldera Caviahue*

Se localiza en la parte central del lineamiento CCM, y corresponde a una depresión rectangular de 15 por 20 km. Esta depresión fue identificada y descrita inicialmente por Groeber (1921), pero fue Gonzalez-Ferran (1978, 1994) el primero en proponer un origen volcánico para esta estructura. En el trabajo de Melnick et al. (2006) se propone un origen controlado por una estructura de "pull apart" formado por el desplazamiento dextral a lo largo de SFLO.

2.2.2.3 *Sistema estructural el Barco*

El lago el Barco corresponde a una depresión elongado en la N-S de 4 por 1 km, y se localiza en el bloque colgante. Se interpreta producto de fallamiento normal en Melnick et al. (2006). Observaciones de campo por el mismo autor, indica actividad a lo largo de la falla en el Cuaternario tardío, y una extensión E-O en El Barco.

2.2.2.4 *Grabens Caviahue y Trolópe*

La morfología de forma de herradura del Lago Caviahue está controlado por varias fallas normales de orientación ONO. Las fallas normales forman una estructura horst-y-graben que controla la morfología. La falla norte del graben de Caviahue fue identificado inicialmente por Dellapé y Pando (1975). Este graben fue formado después de la formación de la caldera, y afecta unidades pliocenas y pleistocenas (Melnick et al., 2006).

La parte norte de la caldera Caviahue se identifica una depresión elongada en E-O. El fallamiento normal forma una estructura de medio graben, donde la falla principal corresponde a la falla Trolópe. Fallas secundarias son formadas a lo largo del borde norte de la caldera. Melnick et al. (2006) propone que los flujos de Trolópe usan el fallamiento normal del borde de la caldera, y la falla de Trolópe correspondería al principal pasaje usado, rellenando la depresión generada estructuralmente.

El rumbo general de los grabens de Caviahue y Trolópe son paralelos a los ejes rectangulares de la caldera Caviahue. La orientación de los ejes de extensión

NNE-SSO son compatibles con la estructura de "pull apart" de la caldera, y los estreses locales dentro de esta. Melnick et al. (2006) interpreta la causa que genera los grabens son la reactivación de la estructura de "pull apart" de la caldera, y respuesta al movimiento dextral a lo largo de SFLO.

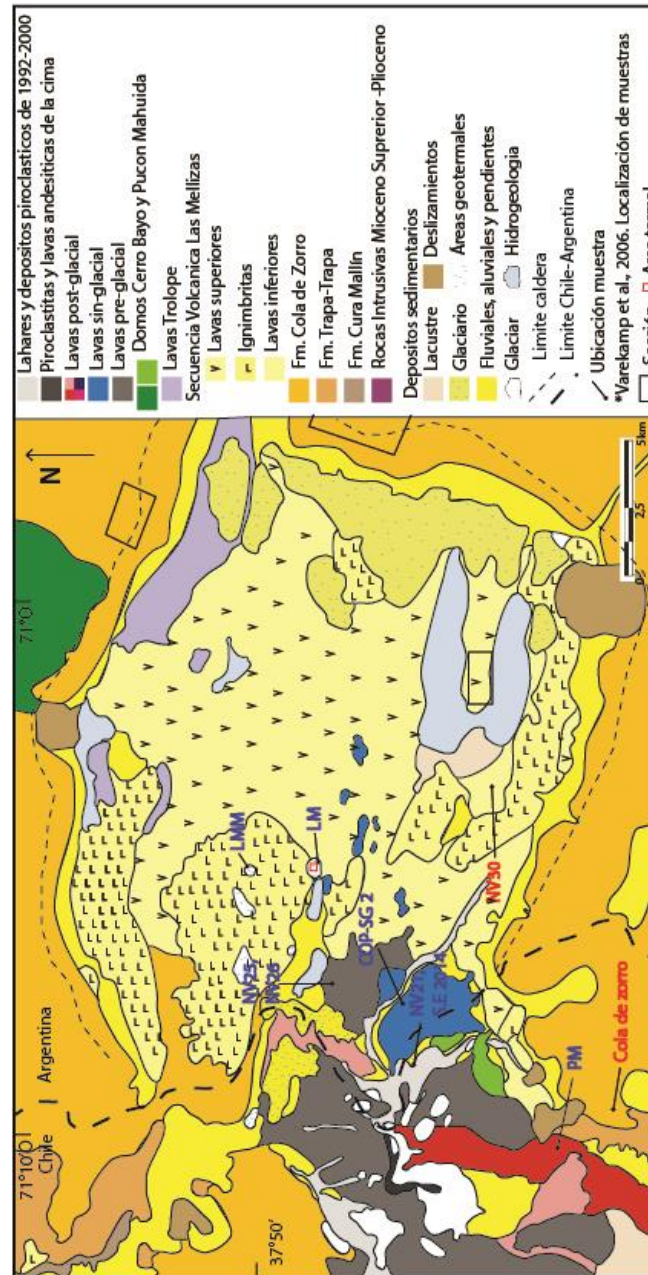


Figura 2.3. Mapa geológico con la ubicación de las muestras. Tomado de Melnick et al. (2006).

2.2.2.5 Estructura Chanco-Co

En la zona nor-oeste de la caldera Caviyahue se identifica una elevación elongado en la dirección NE-SO, el cual cuenta con un sistema de fallas inversas y pliegues. La morfología y posición de este relieve dentro de la caldera puede ser considerado un típico domo resurgente, sin embargo, Melnick et al. (2006) sugiere un origen estructural, o al menos un fuerte control estructural en la resurgencia. Los mismos autores, en base a sus datos, indican un movimiento oblicuo transpresional.

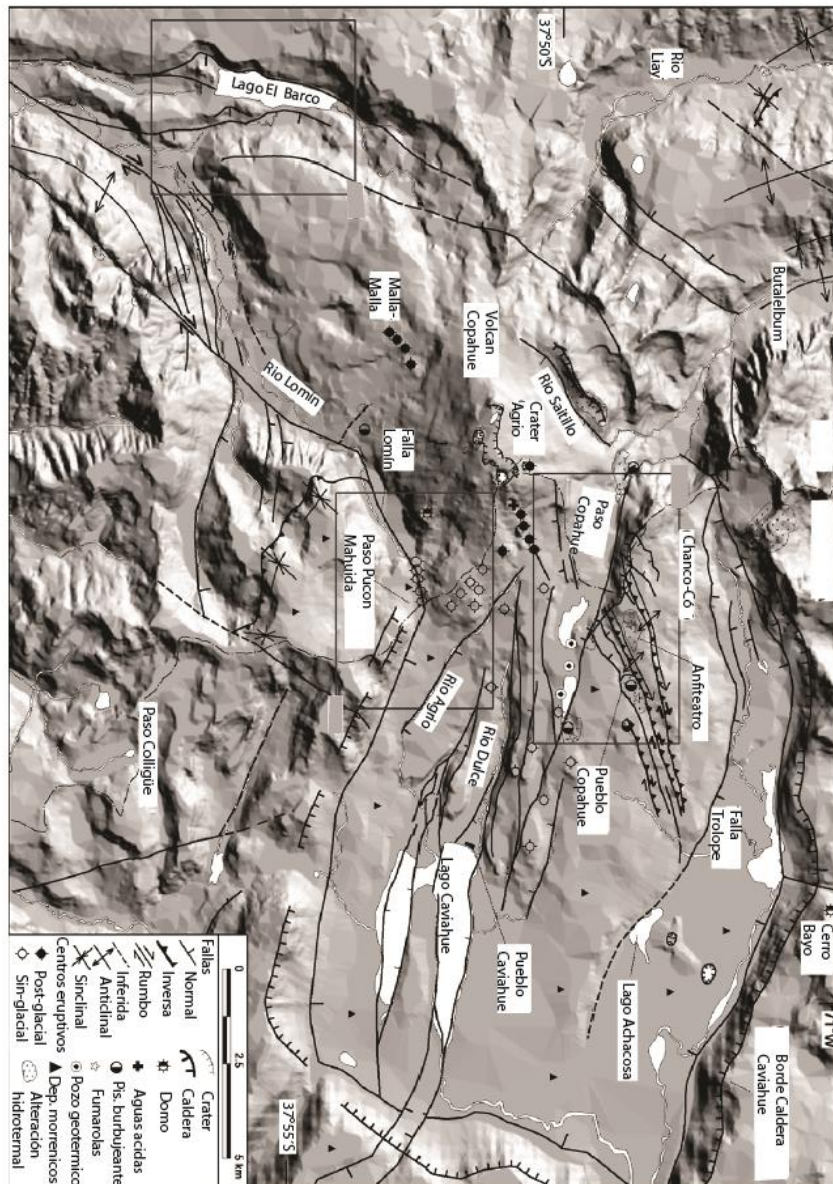


Figura 2.4. Mapa estructural del CVCC. Tomado de Melnick et al. (2006)

2.2.3 Evolución paleo tectónica de CVCC

La evolución estructural del CVCC ha sido tomada de Melnick et al. (2006). Es posible resumir en 5 etapas principales (Figura 2.5). La primera etapa corresponde a la formación de la estructura de "pull apart" Caldera Caviahue y desarrollo de "half-graben" durante el Plioceno tardío, asociado al SFLO. El establecimiento del volcán basáltico-c Las Mellizas, y su subsecuente colapso durante el Plioceno tardío corresponde a la segunda etapa. La tercera etapa se desarrolla el volcán Copahue a los 1,2 Ma aproximadamente. Una reactivación de la estructura de "puy apart", la cual provoca el desarrollo de dos grabens intracaldera y efusiones volcánicas a través de las fallas que delimitan los grabens entre los 1,6 Ma a 0,8 Ma. El emplazamiento de los domos riolíticos Cerro Bayo y Pucón Mahuida a los 0,6 y 1 Ma respectivamente. Transpresión y alzamiento del bloque Chanco-Co en el centro de la caldera. La cuarta etapa contempla las emisiones efusivas subglaciales de tipo "pillow" andesíticas-dacíticas del Pleistoceno tardío, las cuales se desarrollan con forma de domo al sur-este del volcán Copahue. Estas emisiones están controladas por fallas. La última etapa corresponde a las emisiones efusivas holocenas de lavas basálticas-andesíticas y flujos piroclásticos alrededor del cráter principal, fisuras laterales y conos alineados. Reactivación de las fallas inversas y plegamiento del bloque Chanco-Co, deformación extensional en El Barco y transtensión a lo largo de la falla Lomín.

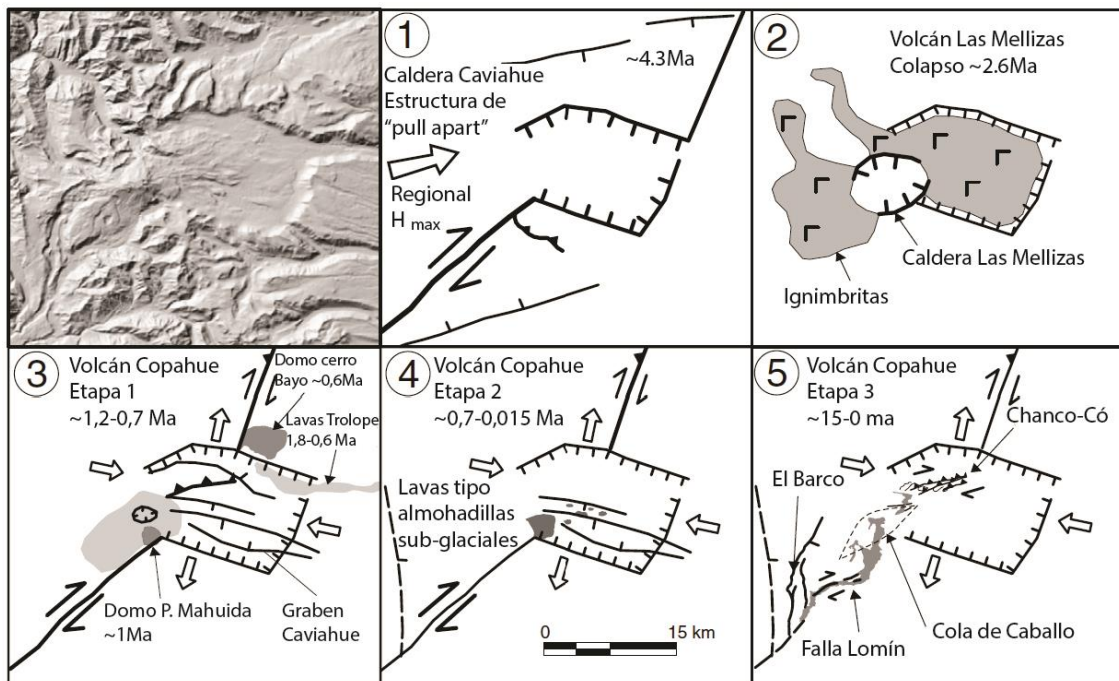


Figura 2.5. Evolución estructural del CVCC. Tomado de Melnick et al. (2006).

2.3 Geocronología

Los datos geocronológicas que se utilizan son los propuestos por Linares et al (1999) usando la metodología K-Ar. La formación Huelcupen (Cola de Zorro) tiene una edad calculada promedio ponderado de 19 muestras de $4,5 \pm 0,5$ Ma. Para la secuencia volcánica Las Mellizas propone como edad más aceptable de $2,6 \pm 0,05$ Ma. La secuencia volcánica Copahue, y en particular el estadio pre-glacial esta datado en $1 \pm 0,1$ Ma. El estadio sin-glacial del volcán Copahue se interpreta aquellos depósitos ocurrido en una o más glaciaciones desde los últimos 700 ma (Melnick et al., 2006). Los depósitos del estadio post-glacial son de edad jóvenes 15ka (Menick et al., 2006).

2.4 Actividad geotermal e hidrotermal

El CVCC cuenta con un sistema volcánico-magmático hidrotermal, con desarrollo de manifestaciones termales en el edificio volcánico Copahue, así también en áreas geotermales dentro de la caldera Caviahue. Como ya se ha mencionado anteriormente, se realiza un muestreo de manifestaciones termales superficiales, y en la presente sección se realiza una breve descripción de las áreas termales, con un énfasis en los muestreados por este trabajo.

2.4.1 Volcán Copahue

Como ya se mencionó anteriormente, el volcán Copahue, en el cráter más activo, se desarrolla un lago cratérico. Este lago corresponde a una salmuera de $\text{pH} < 1$, y temperaturas que oscilan los 21° a 54°C con profundidad desconocida (Varekamp et al., 2001; Caselli et al., 2005). Se distingue alrededor del lago una zona de alteración argílica. En el sector este del volcán se reconocen dos vertientes acidas de pH cercano a 1-2 y temperaturas entre 50° - 80°C . Estas confluyen más abajo, y conforman las nacientes del río Agrio.

2.4.2 Manifestaciones termales

Las áreas geotermales presentes en el CVCC se desarrollan en depresiones desarrolladas producto de la erosión preferencial en las zonas alteradas. Las manifestaciones termales presentes corresponden a Termas de Copahue,

Cabañitas, Las Maquinas, Las Maquinitas, Anfiteatro, Chancho Có y Pucón-Mahuida, siendo estas dos últimas las presenten en territorio Chileno. En este trabajo se realiza una breve descripción de las zonas de manifestaciones termales muestreadas en este trabajo Las Maquinas y Las Maquinitas.

2.4.2.1 *Las Maquinas*

Las Maquinas se encuentra elongada en la dirección N75°O, y abarca una superficie aproximada de 180 m², y se encuentra rodeada de una zona de alteración de unos 560.000m² aproximadamente (Mas et al., 1996). Se encuentra en esta zona la Clínica Termal Militar del Ejército Argentino. Esta zona cuenta con una piscina caliente de unos 480 m² de superficie contenida artificialmente por una pared, y a su alrededor se encuentran piscinas burbujeantes y de lodo y varias fumarolas (Figura 2.6). La temperatura y pH para el lugar de muestreo fueron 92,5°C y 7,8



Figura 2.6. Zona geotermal Las Maquinas. Foto tomada mirando NE.

2.4.2.2 *Las Maquinitas*

Esta área geotermal se desarrolla en dos pequeñas depresiones con distintas altitud alineadas en la dirección NE-SO, en base a la dirección de fallamiento preponderante. La depresión superior presenta muy poca actividad y una intensa alteración acida en la superficie, lo que denota actividad hidrotermal pasada reciente. La depresión inferior presenta una intensa alteración hidrotermal, con fuerte manifestación de fumarolas, piscinas calientes, conos de barro y piscinas burbujeantes (Figura 2.7). La temperatura y pH para el lugar de muestreo fueron 94,5°C y 2



Figura 2.7. Zona geotermal Las Maquinitas. Foto tomada mirando hacia NE.

3 Metodología

La presente memoria se lleva a cabo entre enero 2015 y diciembre 2015, que comprende trabajo de terreno, trabajo de laboratorio y trabajo de gabinete.

3.1.1 Trabajo de terreno

El trabajo de terreno fue realizado en 2 campañas, una realizada en enero de 2014 y la otra en enero de 2015. Entre ambas campañas de terreno se recolectaron muestras de diferentes unidades del CCVC y dos muestras de fluidos geotermales

En el presente trabajo se estudian las rocas de la formación Cola de Zorro (Muestra "Cola de Zorro"), la secuencia volcánica Las Mellizas (muestra "NV-30") y de la secuencia volcán Copahue: las rocas del estadio Pre-glacial (muestras "NV25" y "NV26"), sin-glacial (muestra "COP-SG-2"), post-glacial (muestra "PM") y dos muestras que vienen de las últimas erupciones del Volcán Copahue (muestras "Sum-Erupcion 2014" y "NV21") (figura 5). También, muestras de fluidos geotermales de Las Maquinas y Las Maquinitas fueron recolectadas para ser comparados con las rocas recientes.

3.1.2 Trabajo de laboratorio

Con las muestras obtenidas, se fraccionó en 4 partes, una parte para hacer un estudio petrográfico de corte transparente, otra parte para realizar química de roca total por fluorescencia de rayos X, una tercera parte para separación de minerales y una última fracción para análisis de Sr, Pb y He.

3.1.2.1 *Petrografía*

Los cortes transparentes se realizaron en Vancouver Petro (Canadá) y en la Universidad de Montpellier (Francia), para luego describir mineralogía, texturas y realizar un conteo modal de la mineralogía para estimar porcentajes usando el software computación JMicroVision versión 1.27 win32.

3.1.2.2 *Química de roca total*

La química de roca total fue realizada en el Laboratorio Actlabs en Canadá. Se realiza una pulverización de la muestra, RX1, y a la realización de un análisis químico en roca total, "4Lithoresearch". La preparación de la muestra comienza por un proceso de molienda hasta que el 90% del material atraviese

la malla 10. Luego, de este residuo se extraen 250 g los cuales son pulverizados hasta que el 95% de la muestra atraviese la malla de 105 μ , obteniendo el contenido necesario para el análisis litogeoquímico (como mínimo 5 g).

El análisis "*4Lithoresearch*" inicia con una etapa de fusión de la muestra con metaborato de litio y tetraborato, para lo cual se utiliza un robot, y es seguido por una etapa de digestión mediante una solución de ácido nítrico débil. Este proceso permite que la muestra completa se disuelva, incluyendo la mayor parte de los óxidos, minerales más refractorios, REE y otros elementos tipo "*high field strenght*".

Finalmente, se procede al análisis de las muestras por medio de un espectrómetro de masa con plasma de acoplamiento inductivo, modelo Pekín Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 o 9000 ICP/MS. Esta técnica analítica permite la detección de elementos traza (ppm), tierras raras (ppm) y de elementos mayores (%) con una previa ionización de las muestras optimizada por el empleo un plasma de argón. Estos elementos son posteriormente dirigidos al cuadrupolo en donde son separados según la razón masa/carga y, finalmente, cuantificados por el detector. Para obtener una mayor precisión analítica, se recalibra el equipo cada 40 muestras estudiadas, además se analizan 3 "*blanks*" y 5 muestras estándar o de control de calidad, en donde 3 de éstas son analizadas anteriormente al grupo de muestras de interés y 2 al término de este análisis.

3.1.2.3 *Metodología Sr*

El procedimiento para la separación química de isotopos de Sr se realizó bajo condiciones limpias de laboratorio y usando ácidos doblemente destilados. Todas las muestras fueron analizadas en GEOTOP, de la Universite du Quebec a Montreal (UQAM), Canadá. Se usó entre 50 y 100 mg de polvo de roca de cada muestra y se pesó en un Teflón Parr-bomba. Después se añadió una mezcla de ácidos, HF-HNO₃, para luego colocar la mezcla resultante en un horno para disolver las muestras bajo presión a una temperatura de 150°C. Pasado una semana, las muestras se retiraron del horno y se evaporaron. Las muestras se evaporan subsecuentemente en acido perclórico para romper las sales de fluoruro, y luego se re-disuelven en 6 mol/L de HCL, y se colocaron nuevamente en el horno por 12 h. La solución resultante se cargó en columnas de intercambio iónico, las que contienen resina AG1X8 que retiene el Fe en la

muestra, pero permite que los otros elementos se vayan con 6 mol / L de HCl. Las muestras se vuelven a evaporar, y se utiliza 0,5 ml de 14 mol/L de HNO₃ para cambiar las sales de HCl en nitratos. Las tierras raras (REE) son separadas usando la resina Eichrom TRU Spec, en donde las muestras deben estar casi libres de Fe. Se utiliza cerca de 1 ml de la resina TRU Spec por columna, la cual después se lava con 3-4 ml de 0,05 mol/L HNO₃ y se equilibró usando 2 ml de 1 mol/L HNO₃ antes de cargar las muestras. Se coloca un vaso precipitado debajo la columna para recoger los primeros 2 ml de enjuague con 1 mol / L HNO₃ para recoger las fracciones Rb-Sr. La columna se enjuaga con 0,25 ml de 0,05 mol / L HNO₃ y luego las fracciones eran REE recogido utilizando 1,75 ml de 0,05 mol / L HNO₃. El estándar NBS987 era $0,710259 \pm 0,0000183$. Se utilizó un espectrómetro de masas Triton plus.

3.1.2.4 Metodología Pb

Para el análisis de isotopos de Pb (GEOTOP-UQAM, Canadá), se disuelve polvo de roca en capsulas de teflón que contienen un concentrado de una mezcla de ácidos, HF-HNO₃, que se colocan sobre una placa caliente por aproximadamente una semana, la cual es sacudida diariamente con baño ultrasónico. Después de la evaporación, las sales toman lugar sobre 0.8N de HBr por lo que se centrifugan. El Pb es aislado de la matriz usando cromatografía de intercambio aniónico adaptado de Manhès et al. (1980), usando inicialmente un procedimiento de 3 pasos. El campo total de Pb es en el rango de 55 ± 15 pg. El estándar es el CGPB1 (estándar de casa). Los isotopos de Pb fueron analizados con un espectrómetro de masas Triton plus.

3.1.2.5 Metodología He

3.1.2.5.1 Separado mineral

Los olivinos y piroxenos de las distintas muestras del CCVC fueron cuidadosamente separados (Universidad de Chile, Depto. de Geología) y seleccionados para el análisis de He, logrando obtener entre 1,3 a 2 gramos de olivino/piroxenos para cada muestra. El He se extrae de los fenocristales de olivino y de piroxeno por aplastamiento en vez de por fusión con el fin de minimizar la contribución de isótopos producidos dentro de los minerales por radiactividad natural o espalación (Marty et al., 1994). El separado mineral, en la Universidad de Tokio, Japón, se limpió con agua ultra pura, etanol y acetona en un ultrasonido durante 20 minutos, luego se secan durante la noche y son cargados en una trituradora de bola tipo molino. La trituradora está hecha con un cilindro de acero inoxidable que con tiene una bola del mismo material, y esta se conecta a una línea de extracción por fuelle (dispositivo usado para almacenar y expulsar aire). La trituradora y las muestras se

calientan a 100° C durante la noche, para luego triturar las muestras manualmente. El helio se purifica usando Ti-getter caliente y una trampa de carbón vegetal a la temperatura del nitrógeno líquido. El helio se separó del Ne usando una trampa criogénica a ~-233°C (Sano y Wakita, 1988). La relación de $^3\text{He} / ^4\text{He}$ se midió en un espectrómetro de masas Helix. La presión en blanco era casi 0PA.

3.1.2.5.2 Manifestaciones termales

El muestreo de fase gaseosa, en particular el He, se realizó en manantiales calientes y fumarolas. El He es una componente minoritaria en las emisiones gaseosas, es por ello que el muestreo de la fase gaseosa se recolecta solo la fracción correspondiente al gas seco, de manera de aumentar el contenido de He en la muestra. Para esto se utilizaron ampollas al vacío de vidrio alcalino con doble válvula y tubos de cobre de 3/8" para almacenar las muestras (figura 3.1). Las ampollas, al ser solo usadas para análisis de isotopos de He, correspondiente a la fase incondensable, no es necesario que las ampollas tengan una solución alcalina. Los tubos de cobre, si bien son ampliamente utilizados para muestras dominadas por agua (Weiss, 1968), representan una opción ideal para el almacenamiento de muestras de gases nobles ya que aseguran que no se producirá perdidas por difusión. Sin embargo deben ser usados con precaución ya que los componentes volátiles ácidos de la muestra (HCl, HF, H₂S y SO₂) pueden corroer el metal si se encuentran en grandes cantidades y si se va a almacenar la muestra por periodos prolongados de tiempo.

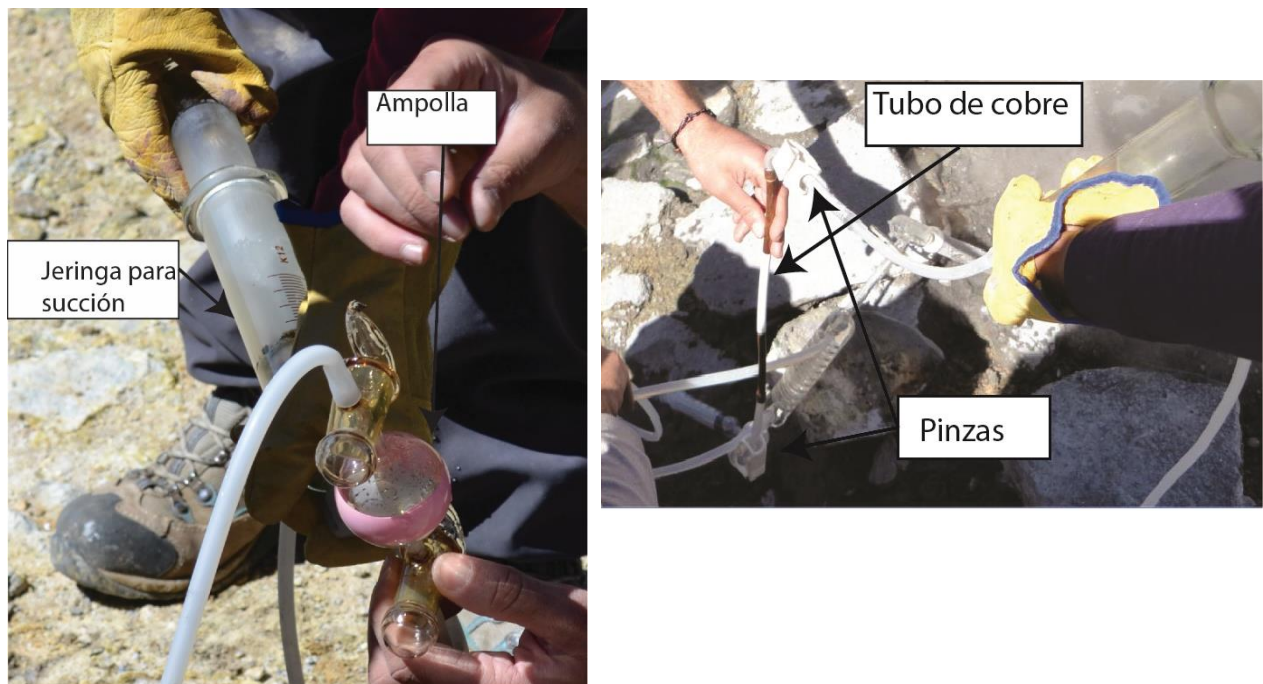


Figura 3.1. Izq: Ampolla contenedora de las muestra. Der: Tubo de cobre contenedor de muestra.

En el caso de las ampollas, ya que las muestras solo se utilizaron para el análisis de isotopos de gases nobles, no es necesario que la estas contengan una solución alcalina para separar la fase condensable reactiva (H_2O , CO_2 , HCl , HF , HBr , H_3BO y especies de S) de la fase incondensable (He , Ne , Ar , H_2 , O_2 , etc.). Para generar el vacío en las ampollas se utilizó la bomba de vacío del Laboratorio de Geoquímica del CEGA ubicado en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. El análisis isotópico de las muestras se realizó en la Universidad de Tokio, Japón usando un espectrómetro de masas Helix.

3.1.2.5.2.1 Muestreo en fumarolas

El muestreo de gases (isotopos de He) en fumarolas se realiza poniendo un tubo de titanio directamente a la fuente de emisión, de manera tal que pasen los gases y fluidos por el tubo de titanio. El tubo se conecta a un condensador de pyrex, el cual se conecta a un separador del mismo material con doble salida por el otro extremo. El condensador está conectado a un sistema de refrigeración manual, que hace circular agua fría por dentro del condensador (sin tener contacto con la muestra directamente) de manera que se separen las fases de vapor seco y vapor de agua condensado. Luego en el separador, usando una jeringa se extrae la fase condensada, y en el otro extremo se coloca la ampolla o tubo de cobre. Para extraer la muestra finalmente, se conecta una jeringa al sistema contener de la muestra (ampolla de pyrex o tubo de cobre), y se succiona la fase a gaseosa no condensable a muestrear. Es importante ambientar al menos un 4 a 5 veces con ayuda de la jeringa antes de tomar finalmente la muestra. Terminado el muestreo, en el caso de la ampolla, se cierran las válvulas y se retira del sistema. Para el caso del tubo de cobre, se cuenta con unas pinzas plásticas que sellan temporalmente el tubo, se desconecta el tubo con las pinzas cerradas, para inmediatamente séllalo definitivamente con la ayuda de una prensa mecánica. La Figura 3.2 muestra la manera de realizar el muestreo. Finalmente, el análisis de la fase gaseosa se realizo en la Universidad de Tokio, Japón usando un espectrómetro de masas Helix.



Figura 3.2. Muestreo de fumarola, mostrando los elementos usados.

3.1.2.5.2.2 Muestreo en piscina burbujeante

Para el muestreo de gases en piscinas burbujeantes (ver Figura 3.3) primero se posiciona un embudo de plástico invertido (puede ser necesario usar guantes) en una zona de la piscina donde no haya burbujas y se bombea agua manualmente con la jeringa llenando el contenedor (para ambientar el contenedor). Luego, sin levantar en ningún momento el embudo por sobre el nivel del agua, para prevenir la contaminación de la muestra con aire atmosférico, se posiciona este sobre las burbujas y se comienza a bombear nuevamente con la jeringa hasta que toda el agua que llenaba el contenedor sea reemplazada por gas. Se debe tener especial cuidado de posicionar el embudo justo sobre donde se encuentran las burbujas, esto debido a que los gases nobles se particionan preferentemente a la fase gaseosa en vez de la fase líquida debido a su baja solubilidad (Ozima y Podosek, 2002). Finalmente, se guarda la muestra para analizar en la Universidad de Tokio, Japón usando un espectrómetro de masas Helix.



Figura 3.3. Muestreo en piscina burbujeante mostrando los elementos usados

3.1.2.5.2.3 Análisis de la Fase Gaseosa

La muestra tomada en la manifestación termal Las Maquinas "LM" fue almacenada en tubo de cobre, y fue enviada inmediatamente después del terreno (Enero de 2016) al laboratorio de Gases Nobles de la Universidad de Michigan, EEUU. Fue analizada durante el mes posterior a su recolección. La muestra tomada en Las Maquinitas "LMM", correspondiente a la muestra almacenada en ampolla, fue analizada por el estudiante de Doctorado Daniele Tardani en la Universidad de Tokio, Japón un par de meses después de la toma de muestras. A continuación, se describe la metodología de análisis y los instrumentos utilizados en ambos laboratorios.

3.1.2.5.2.3.1 Análisis realizado en Japón.

La muestra fue procesada en líneas de extracción de alto vacío y se purificó de gases reactivos utilizando una esponja *Ti-getter* caliente y una trampa de carbón enfriada utilizando nitrógeno líquido.

La razón de $^3\text{He}/^4\text{He}$ fue medida en el espectrómetro de masa de última generación para gases nobles (Helix-SFT) en el laboratorio AORI de la Universidad de Tokio, Japón. La razón de $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ fue medida usando un espectrómetro de masa cuadrupólo. El helio fue separado del neón usando una trampa criogénica a -233°C (Sano y Wakita, 1988). La razón observada de $^3\text{He}/^4\text{He}$ fue calibrada según el helio atmosférico. El error experimental en las mediciones de $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ y $^3\text{He}/^4\text{He}$ son 5% y 1% con $\pm 1\sigma$ (Sano et al., 2006). La razón $^3\text{He}/^4\text{He}$ fue corregida por la presencia de He atmosférico usando la razón He/Ne medida en la muestra (Craig et al., 1978). Se asume que esencialmente todo el neón en muestras de gases geotermales tiene origen atmosférico ya que su presencia en gases magmáticos y corticales es insignificante, de acuerdo a esto se cumplen las siguientes relaciones:

$$R_c/R_a = [(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{obs}} - r]/(1-r)$$

$$r = (^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{ASW}} / (^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{obs}}$$

Donde R_c/R_a y $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{obs}}$ denotan las razones de $^3\text{He}/^4\text{He}$ corregidas y observadas respectivamente; y $(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{ASW}}$ y $(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{obs}}$ corresponden a las razones ASW (Air Saturated Water) y observadas respectivamente donde $(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{ASW}} = 0.241$ a 0°C . El error para la corrección por contaminación por He del ASW (σ_{cor}) fue definida por Sano et al., (1997) como:

$$\sigma_{\text{cor}} = (R_{0.9} - R_{1.1}) / 2R_{\text{cor}}$$

$$R_{0.9} = [0.9 \times (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{obs}} - r] / (0.9 - r)$$

$$R_{1.1} = [1.1 \times (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{obs}} - r] / (1.1 - r)$$

El error total (σ_{total}) de la corrección de la razón $^3\text{He}/^4\text{He}$ fue definido en Sano et al. (2006) como:

$$\sigma_{\text{total}} = (\sigma_{\text{cor}}^2 + \sigma_{\text{exp}}^2)^{1/2}$$

Donde σ_{exp} es el error experimental. El error asignado a los valores corregidos de $^3\text{He}/^4\text{He}$ en los resultados incluye todos los errores posibles.

3.1.2.5.2.3.2 *Análisis realizado en EEUU.*

La ventaja de hacer el análisis en el laboratorio de Gases Nobles de la Universidad de Michigan, EEUU, es la posibilidad de analizar simultáneamente varios gases nobles. Para este trabajo solo se utilizan los datos de He.

La muestra es conectada a un sistema de extracción al vacío siendo, los gases nobles, extraídos cuantitativamente para ingresar al espectrómetro de masa MAP-215 para su análisis. Al igual que en el laboratorio de Japón, los gases son filtrados por una esponja de *Ti getter* para remover gases reactivos. Un separador criogénico es usado para dejar entrar la muestra al espectrómetro. Las temperaturas de este crio-separador fueron fijadas en 35, 65, 200, 215 y 270 K para el análisis de He, Ne, Ar, Kr y Xe respectivamente. Los isótopos de ^4He , ^{20}Ne y ^{40}Ar fueron medidos usando un detector Faraday, mientras todos los otros isótopos fueron medidos usando un multiplicador de electrones en modo de contador de iones. Durante la medición de Ne, una trampa de nitrógeno líquido fue utilizada para minimizar la interferencia en las mediciones de ^{20}Ne causadas por $^{40}\text{Ar}^{++}$ y $\text{H}_2^{18}\text{O}^+$ y en las mediciones de ^{22}Ne causadas por CO^{2++} . Las correcciones por interferencia para el ^{20}Ne y el ^{22}Ne fueron 1.1% y 0.17% respectivamente. Antes de cada análisis, al igual que en el laboratorio de Tokio, se utilizó un estándar calibrado de aire, siguiendo los mismos procedimientos seguidos para la medición en las muestras. Se normalizaron todas las abundancias isotópicas medidas en cada muestra según el estándar de aire. El error de medición para ^4He es de 1.5% $\pm 1\sigma$, mientras que el error en la medición de la razón $^3\text{He}/^4\text{He}$ se encuentra entre 0,5% y 2%.

3.1.3 Trabajo de gabinete

El trabajo de gabinete se desarrolla principalmente utilizando los datos obtenidos de laboratorio y analizando estos utilizando software computacional como GDC kit e *illustrator* para su posterior interpretación.

4 Resultados

Los resultados del trabajo de laboratorio se presentan resumidos en la Tablas 1,2 y 3. La tabla 1 presenta los datos de la química total de rocas, la tabla 2 las principales razones de elementos traza que se usaran y la tabla 3 presenta los datos de isótopos de He, Pb y Sr.

En esta sección se presentan los resultados la química de roca total y los isotopos en estudio expresados en diferentes diagramas para su mejor comprensión, análisis y discusión, los que se desarrollan a continuación. La información petrográfica se presenta en la sección anexos 8.1.

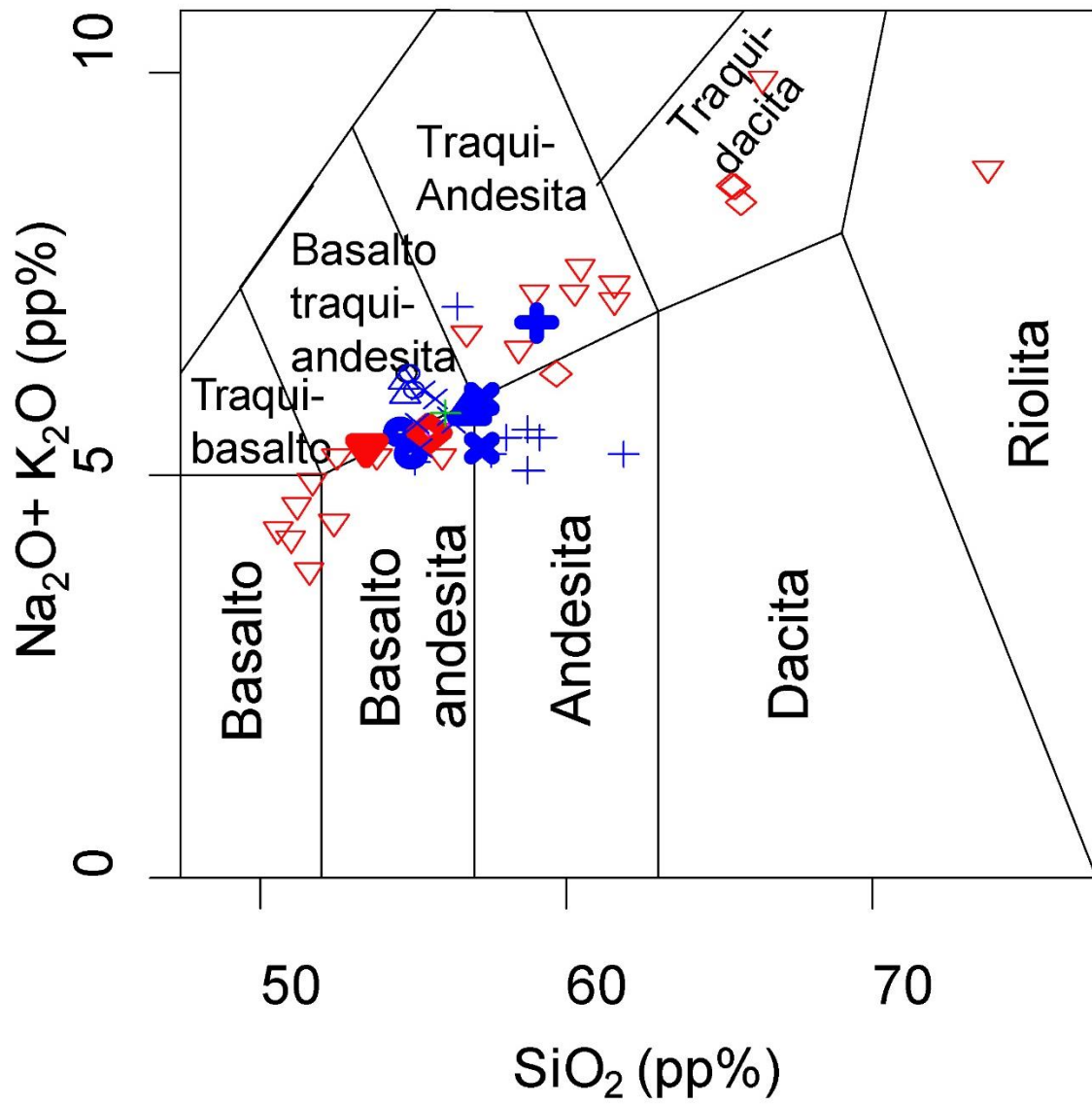
4.1 Química total de roca

4.1.1 Química de elementos mayores

Los resultados de la química total se presentan en la tabla 4-1 y Figuras 4.1 y 4.2. A demás, en la sección anexos, los datos usados de Varekamp et al. (2006) en la tabla 8.1.

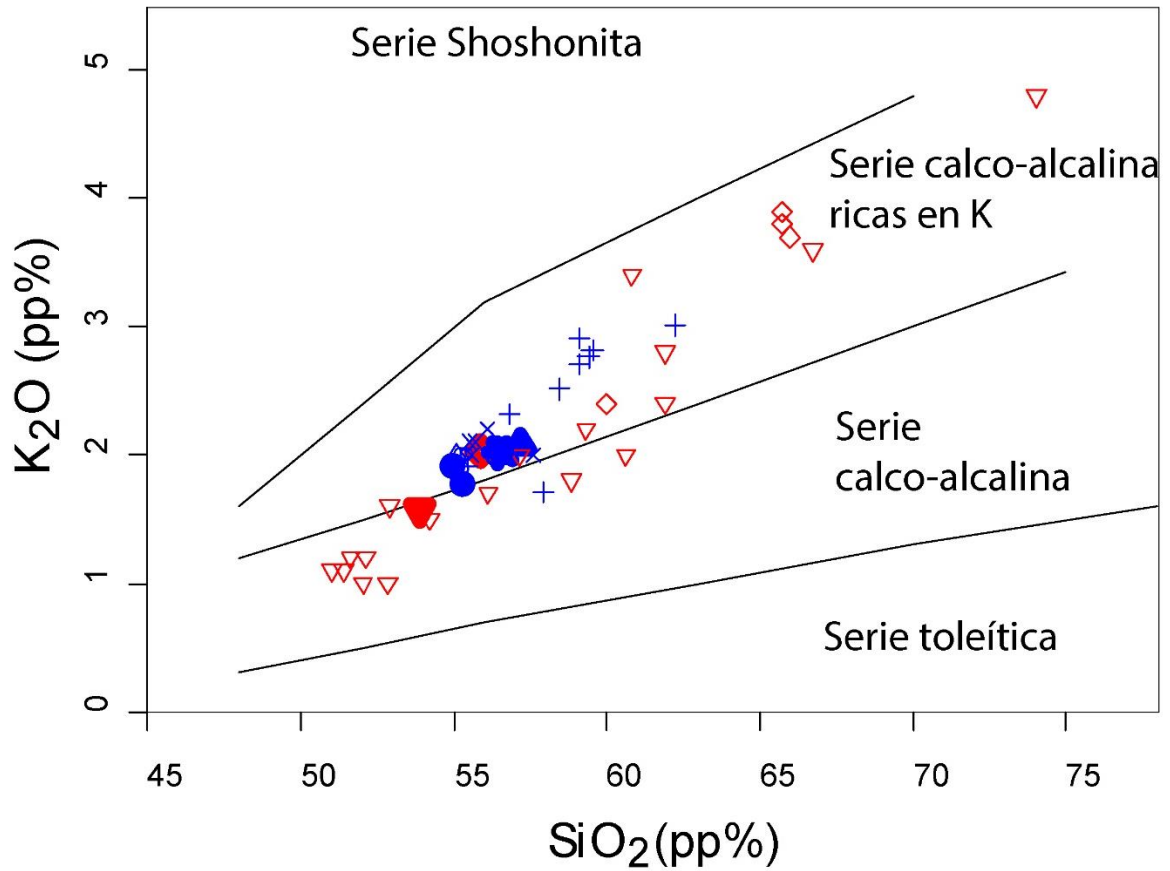
Las rocas del CVCC son analizadas en dos grupos de muestras; las muestras de roca de la serie de Copahue, que incluye todas las unidades que constituyen al volcán Copahue (~ 1 Ma al presente), y la serie de Caviahue, que incluye la formación Cola de Zorro y la Secuencia Volcánica Las Mellizas (SVLM).

En base al diagrama TAS de Midllemost (1995), las rocas de Copahue corresponden a andesitas, traqui-andesitas, basalto andesita y basalto traqui-andesita y las rocas de Caviahue como basalto andesita y basalto traqui-andesita (Figura 4.1). En la Figura 4.2, en el diagrama de SiO_2 vs K_2O de Pecerrillo y Taylor (1976), las muestras de Copahue corresponden a la serie calco alcalina rica en K. Para Caviahue, las muestras corresponden a la serie calco alcalina y calco alcalina rica en K.



Simbología						
Presente trabajo	● Presente	▲ Post-glacial	⊕ Sin-glacial	⊗ Pre-glacial	◆ Las Mellizas	▼ Cola de zorro
Varekamp et al., 2006	○ Presente	△ Post-glacial	+ Sin-glacial	× Pre-glacial	◇ Las Mellizas	▽ Cola de zorro

Figura 4.1. Diagrama TAS de Middlemost 1994. Se incluyen las muestras de Varekamp et al. (2006).



Simbología	
Presente trabajo	● Presente ▲ Post-glacial ⊕ Sin-glacial ⊗ Pre-glacial ◆ Las Mellizas ▼ Cola de zorro
Varekamp et al., 2006	○ Presente △ Post-glacial + Sin-glacial × Pre-glacial ◇ Las Mellizas ▽ Cola de zorro

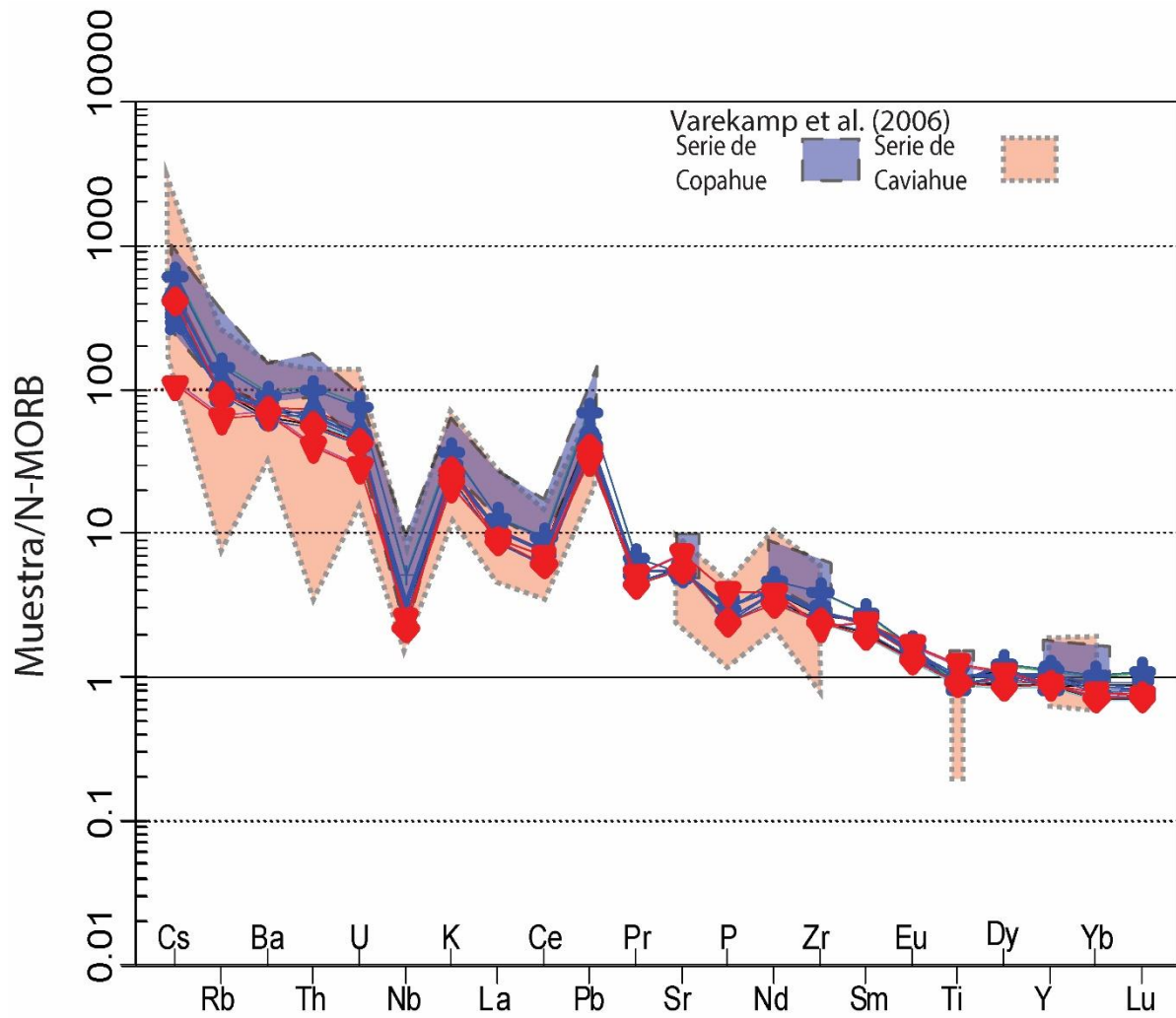
Figura 4.2. Diagrama de clasificación de Pecerrillo y Taylor 1976. Se incluyen las muestras de Varekamp et al. (2006).

Tabla 4-1. Química de roca total para las muestras de CCVC.

Muestra	Unidad	SE 2014	NV21	PM	COP-SG-2	NV25	NV26	NV30	COLA-ZORRO
SiO2	pp%	54,99	55,32	57,21	59,37	56,68	56,5	55,89	53,86
Al2O3	pp%	17,17	17	16,99	16,91	16,37	16,37	16,62	17,66
Fe2O3(T)	pp%	8,85	9,03	7,87	6,98	8,45	8,32	8,27	9,29
MnO	pp%	0,142	0,143	0,126	0,122	0,139	0,136	0,137	0,147
MgO	pp%	4,43	4,36	4,08	2,62	3,59	3,59	3,78	4,53
CaO	pp%	7,47	8,06	6,67	5,4	6,53	6,52	7,18	8,09
Na2O	pp%	3,67	3,54	3,76	4,25	3,68	3,75	3,55	3,84
K2O	pp%	1,92	1,78	2,08	2,75	2,02	2,04	2,03	1,57
TiO2	pp%	1,213	1,154	1,097	1,158	1,286	1,27	1,126	1,541
P2O5	pp%	0,28	0,28	0,3	0,34	0,37	0,36	0,28	0,46
LOI		-0,24	-0,42	0,35	0,44	0,12	0,15	0,66	-0,33
Total		99,9	100,3	100,5	100,3	99,23	99,03	99,53	100,7
Sc	ppm	24	25	21	18	22	22	22	26
Be	ppm	2	2	2	2	2	2	1	2
V	ppm	200	200	167	126	174	174	180	218
Cr	ppm	100	60	100	100	60	60	60	90
Co	ppm	29	22	24	16	29	32	29	27
Ni	ppm	40	30	40	40	30	40	30	30
Cu	ppm	80	60	60	40	40	50	50	40
Zn	ppm	90	70	80	80	110	80	70	90
Ga	ppm	20	17	19	20	17	17	16	19
Ge	ppm	3	1	3	2	1	1	1	2
As	ppm	5	< 5	9	7	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	ppm	62	54	64	86	55	57	54	37
Sr	ppm	511	519	502	475	490	491	504	648
Y	ppm	24	25	24	31	29	28	24	24
Zr	ppm	197	184	213	287	210	207	176	164
Nb	ppm	7	6	7	12	8	7	5	6
Mo	ppm	3	< 2	3	5	2	< 2	< 2	< 2
Ag	ppm	0,6	< 0,5	0,6	0,8	0,6	< 0,5	< 0,5	< 0,5
In	ppm	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Sn	ppm	2	2	2	3	2	2	2	1
Sb	ppm	1,1	< 0,5	1,1	1,3	< 0,5	0,6	0,5	1,5
Cs	ppm	3,3	2,5	3,5	4,7	2,2	2,5	3,1	0,8
Ba	ppm	428	406	477	599	480	480	471	440
La	ppm	25,9	21,4	26,7	32,8	26,6	26,2	22,5	23,4
Ce	ppm	57,3	45,2	58,1	71,7	56	55,4	46,2	52,8
Pr	ppm	7,24	5,95	7,29	8,89	7,3	7,13	5,89	6,84
Nd	ppm	28,6	25,1	28,5	34,3	30,3	29,3	24	28
Sm	ppm	6,5	5,4	6	7,3	6,2	6,5	5	6,2
Eu	ppm	1,48	1,36	1,47	1,65	1,55	1,51	1,33	1,67
Gd	ppm	5,4	4,5	4,8	5,9	5,6	5,4	4,4	5
Tb	ppm	0,9	0,7	0,8	0,9	0,8	0,8	0,6	0,8
Dy	ppm	5,2	4	4,5	5,5	4,7	4,6	3,8	4,8
Ho	ppm	1	0,8	0,9	1,1	0,9	0,9	0,8	0,9
Er	ppm	2,8	2,3	2,5	3,2	2,6	2,7	2,3	2,5
Tm	ppm	0,4	0,34	0,37	0,49	0,41	0,38	0,35	0,34
Yb	ppm	2,7	2,1	2,3	3,1	2,6	2,4	2,1	2,3
Lu	ppm	0,41	0,33	0,36	0,48	0,38	0,37	0,32	0,33
Hf	ppm	4,6	4,1	4,4	6,4	5	4,8	3,9	3,5
Ta	ppm	0,5	0,4	0,6	1,2	0,6	0,6	0,5	0,4
W	ppm	3	2	2	3	77	93	86	3
Tl	ppm	0,2	0,2	0,1	0,3	0,1	0,2	0,3	< 0,1
Pb	ppm	15	11	14	22	12	13	12	10
Bi	ppm	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4
Th	ppm	8,4	6,8	8,8	12,5	7,8	7,8	7	5
U	ppm	2,3	2	2,4	3,8	2,2	2,2	2,1	1,4

4.1.2 Química de elementos traza

Los resultados para los elementos traza se presentan en diagramas de multielementos, que compara los elementos LIL y HFS, y diagramas de tierras raras.



Simbología						
Presente trabajo	● Presente	▲ Post-glacial	⊕ Sin-glacial	⊗ Pre-glacial	◆ Las Mellizas	♥ Cola de zorro
Varekamp et al., 2006	○ Presente	△ Post-glacial	+ Sin-glacial	× Pre-glacial	◇ Las Mellizas	▽ Cola de zorro

Figura 4.3. Diagrama spider normalizado a N-MORB de Sun y McDonough (1989). Se incluyen las muestras de Varekamp et al. (2006).

La Figura 4.3 corresponde a un diagrama spider normalizado a N-MORB de Sun y McDonough (1989). A modo general, los patrones para las rocas del CVCC muestran un patrón similar entre ellos. La pendiente decreciente y las anomalías negativas de Nb y positivas de Pb ilustran la característica de la composición de un arco. Además distinguen principalmente anomalías negativas de P. Así también se presentan un enriquecimiento de U y Th, con pequeñas variaciones de Sr y P. Las rocas de Copahue están levemente enriquecidas en elementos incompatibles relativamente a las rocas de Caviahue.

La Figura 4.4 nos muestra el patrón de tierras raras que presentan las rocas del CVCC. Para todas las rocas de estudio se muestra un patrón similar entre ellos. Las tierras raras pesadas presentan una suave pendiente negativa

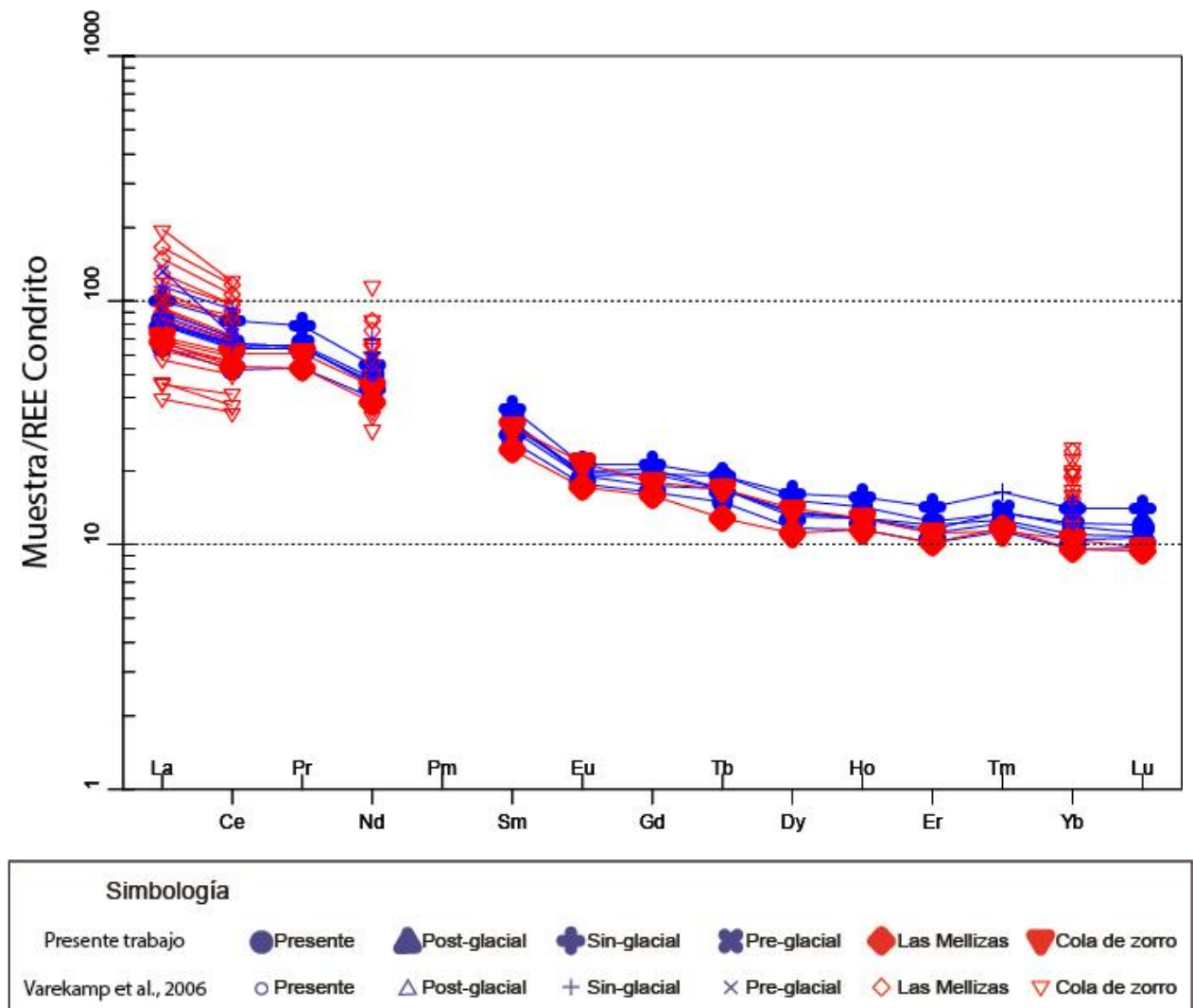


Figura 4.4. Diagrama de tierras raras normalizado a condrito de Nakamura (1974). Se incluyen las muestras de Varekamp et al. (2006).

mientas que las tierras raras livianas muestran una pendiente un poco más marcada. A demás presentan en general pequeñas anomalías de Eu. A pesar de la menor cantidad de datos disponibles para una comparación entre la secuencia de Copahue y la secuencia de Caviahue, se ve una menor pendiente para las muestras de Caviahue que para las muestras de Copahue.

4.2 Isotopos de He

La razón de $^3\text{He}/^4\text{He}$ tiene un rango para los piroxenos de 5,08 a 7,30 y para los olivinos de 5,85 a 8,42. La razón de Rc/Ra para los fluidos geotermales está entre 7,47 y 7,57 (ver Tablas 4-2 y 4-3).

La única muestra de olivino de Caviahue tiene un valor de $^3\text{He}/^4\text{He}$ 8.5, más alto que las muestras de olivinos y piroxenos de Copahue, pero con un error mucho mayor, que resulta en una composición de He similar a la encontrada para las muestras de Copahue.

Tabla 4-2. Datos isotópicos de He de las rocas y manifestaciones termales del CVCC.

Muestra	$^3\text{He}/^4\text{He}$ Piroxeno	Error σ	$^3\text{He}/^4\text{He}$ Olivino	Error σ	Rc/Ra	Error σ
Cola de Zorro						
NV-30			8,4	1,0		
NV-21	5,6	0,3				
NV-26			7,1	0,1		
NV-25			7,5	0,1		
COP-SG-2	5,7	0,7	5,9	1,1		
P.M.	7,3	0,1				
Erupcion 2014	5,1	0,1				
LM					7,5	0,2
LMM					7,6	0,2

Tabla 4-3. Datos isotópicos de las rocas del CVCC.

Muestra	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Error 2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Error 2σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Error 2σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error 2σ
Cola de Zorro	38,49	0,03	15,61	0,01	18,57	0,01	0,703927	$\pm 2,99$
NV-30	38,50	0,03	15,61	0,01	18,58	0,01	0,703872	$\pm 2,75$
NV-21	38,51	0,03	15,61	0,01	18,59	0,01	0,703888	$\pm 6,66$
NV-26	38,51	0,03	15,61	0,01	18,59	0,01	0,704048	$\pm 2,13$
NV-25	38,54	0,03	15,62	0,01	18,60	0,01	0,704054	$\pm 2,24$
COP-SG-2	38,51	0,03	15,61	0,01	18,58	0,01	0,703937	$\pm 2,88$
P.M.	38,50	0,03	15,61	0,01	18,58	0,01	0,704048	$\pm 2,68$
Erupcion 2014	38,52	0,03	15,61	0,01	18,58	0,01	0,703950	$\pm 1,93$

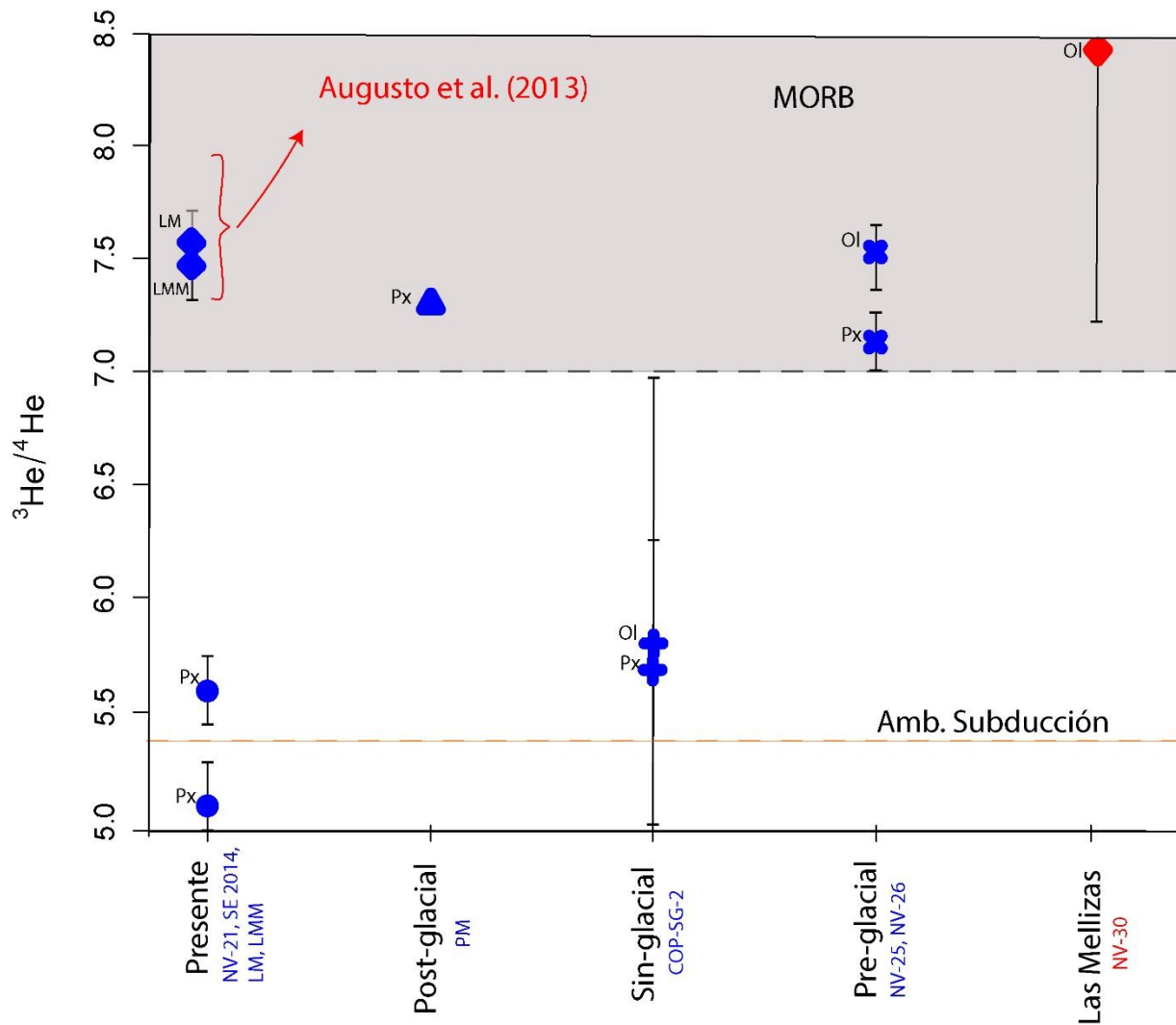


Figura 4.5. Variación de la razón $^3\text{He}/^4\text{He}$ en función de la unidad geológica de CCVC. En las muestras sale señalado con un (Px) cuando el análisis fue realizado en piroxenos y un (Ol) para los análisis realizados en olivinos. El área sombreada corresponde al rango de valores para el MORB, y la línea discontinua al promedio de valores de $^3\text{He}/^4\text{He}$ para ambientes de subducción (Hilton et al. 2002)

La Figura 4.5 muestra la variación de $^3\text{He}/^4\text{He}$ para las diferentes muestras de rocas y fluidos. Como se puede observar, se ve una gran variación entre los olivinos y piroxenos co-genéticas, y las muestras de fluidos termales. Dado que los gases en manifestaciones termales entregan un valor de $^3\text{He}/^4\text{He}$ más alta que dentro los minerales separados de las rocas SE 2014 y NV21.

4.3 Isotopos de Pb

La variación de las razones isotópicas de Pb se muestra en la Figuras 4.6 y 4.7. Los isotopos de Pb muestran valores de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 38.49 y 38.53, de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 15.61 y 15.62 y de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 18.58 y 18.60 (Tabla 4.2) En general, la serie de Caviahue presenta razones de Pb menores que la serie de Copahue. Las muestras de Copahue muestran un rango para $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 38,53 a 38,49 y las de Caviahue entre 38,498 a 38,493. Para la razón $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Copahue presenta un rango entre 15,608 a 15,618, mientras que Caviahue de 15,609 a 15,613. Finalmente, para la razón $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Copahue presenta un rango entre 18,577 a 18,601, y para Caviahue entre 18,565 a 18,581. Se puede ver que para la serie de Copahue, la muestra COP-SG-2 del periodo sin-glacial, presenta los menores valores para esta serie.

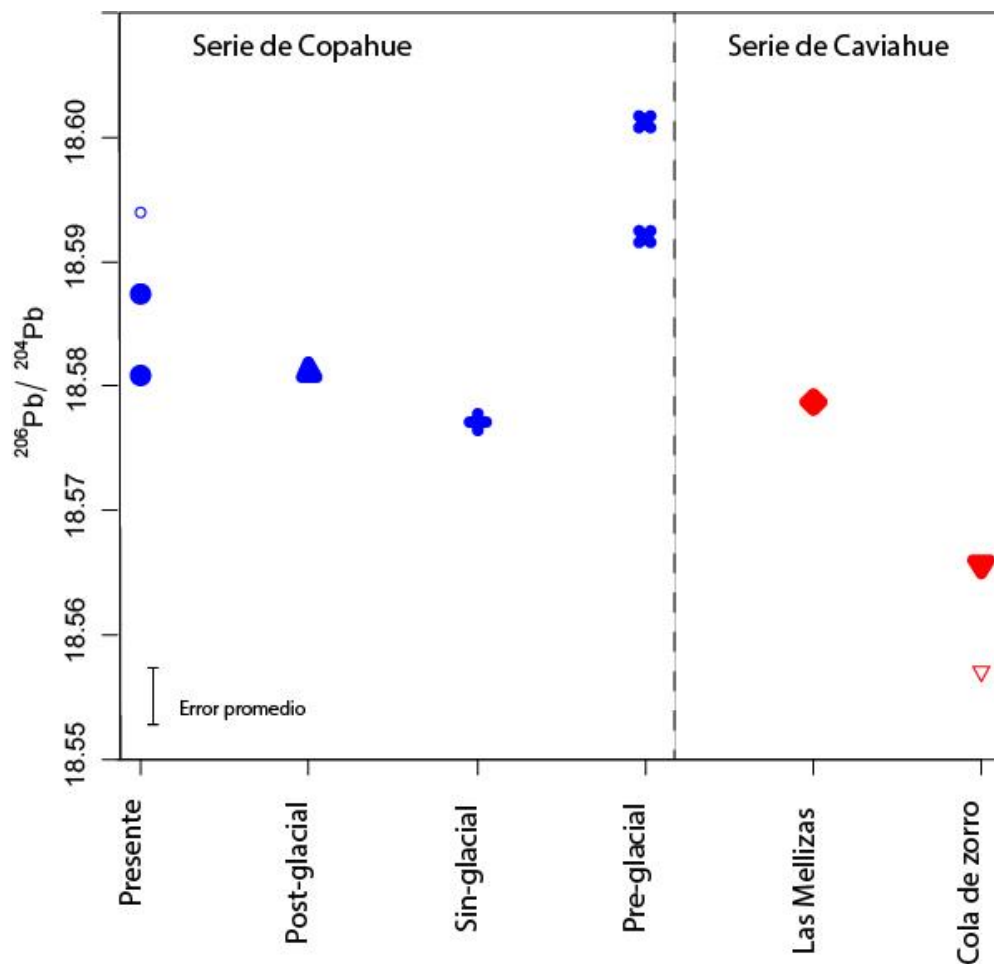


Figura 4.6. Variación de la razón de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en función de la unidad geológica de CCVC. Los símbolos vacíos son por los datos que vienen de Varekamp et al. (2006) El rojo es para las muestras de Caviahue y el Azul para las muestras de Copahue

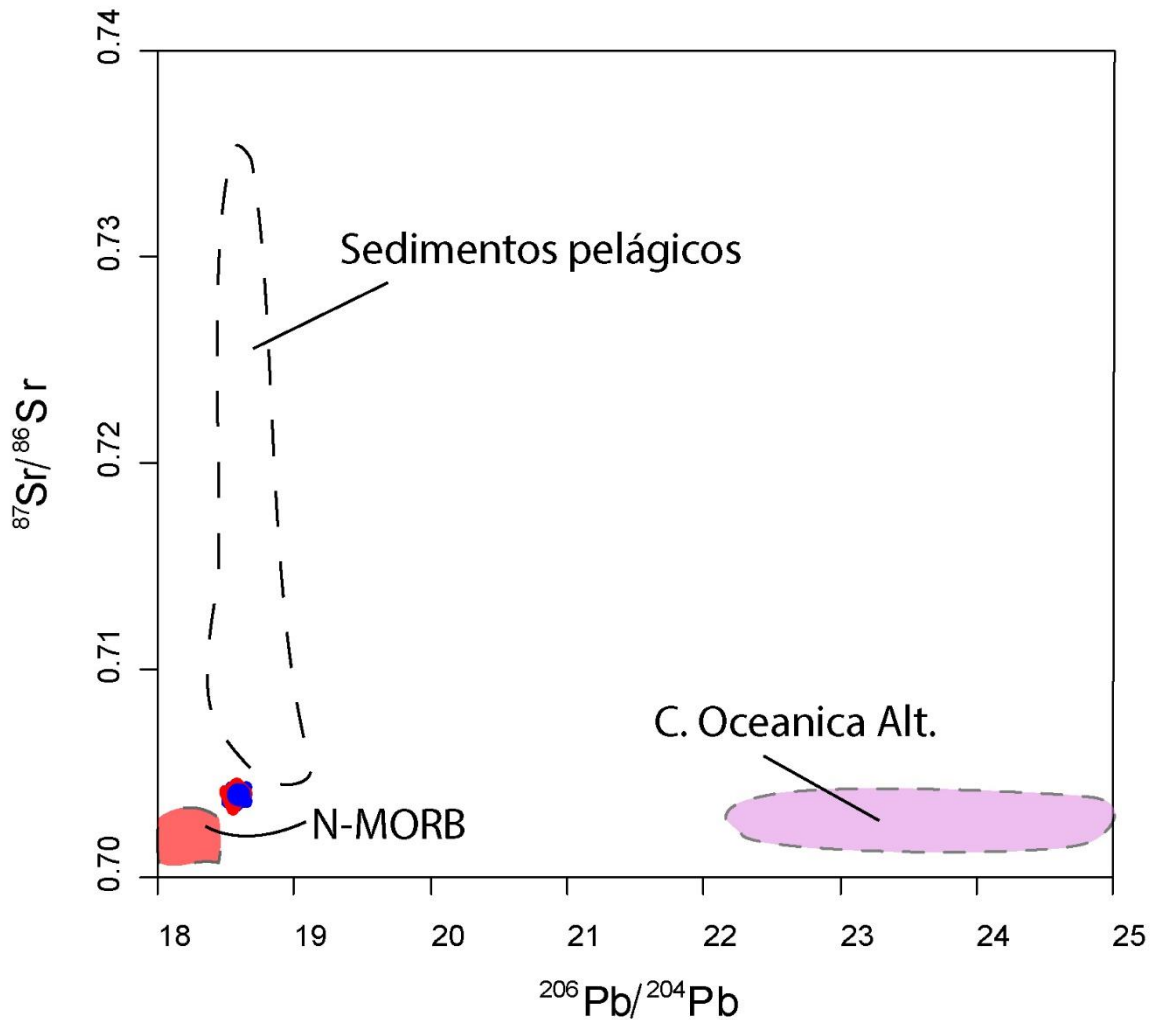


Figura 4.7. Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Datos de la literatura Killian y Behrmann, (2006), Othman et al., (1889), Rehkamper y Hofmann, (1997), Sturn et al. (1999), Hart et al. (1999), Klein, (2004).

La Figura 4.7 nos indica que las razones isotópicas de Pb y Sr están entre los campos de N-MORB, corteza oceánica alterada y los sedimentos pelágicos, lo cual será discutido en la sección 5.4.

4.4 Isotopos de Sr

Las razones isotópicas de Sr se muestran en la Figuras 4.7 y 4.8, y la Tabla 4.3. Para los isotopos de Sr se obtienen valores en un rango 0,703872 a 0,704054. Los rangos para Copahue de la razón de Sr esta entre 0,70389 a 0,70405 y para la serie de Cavihue valores entre 0,70387 a 0,70393.

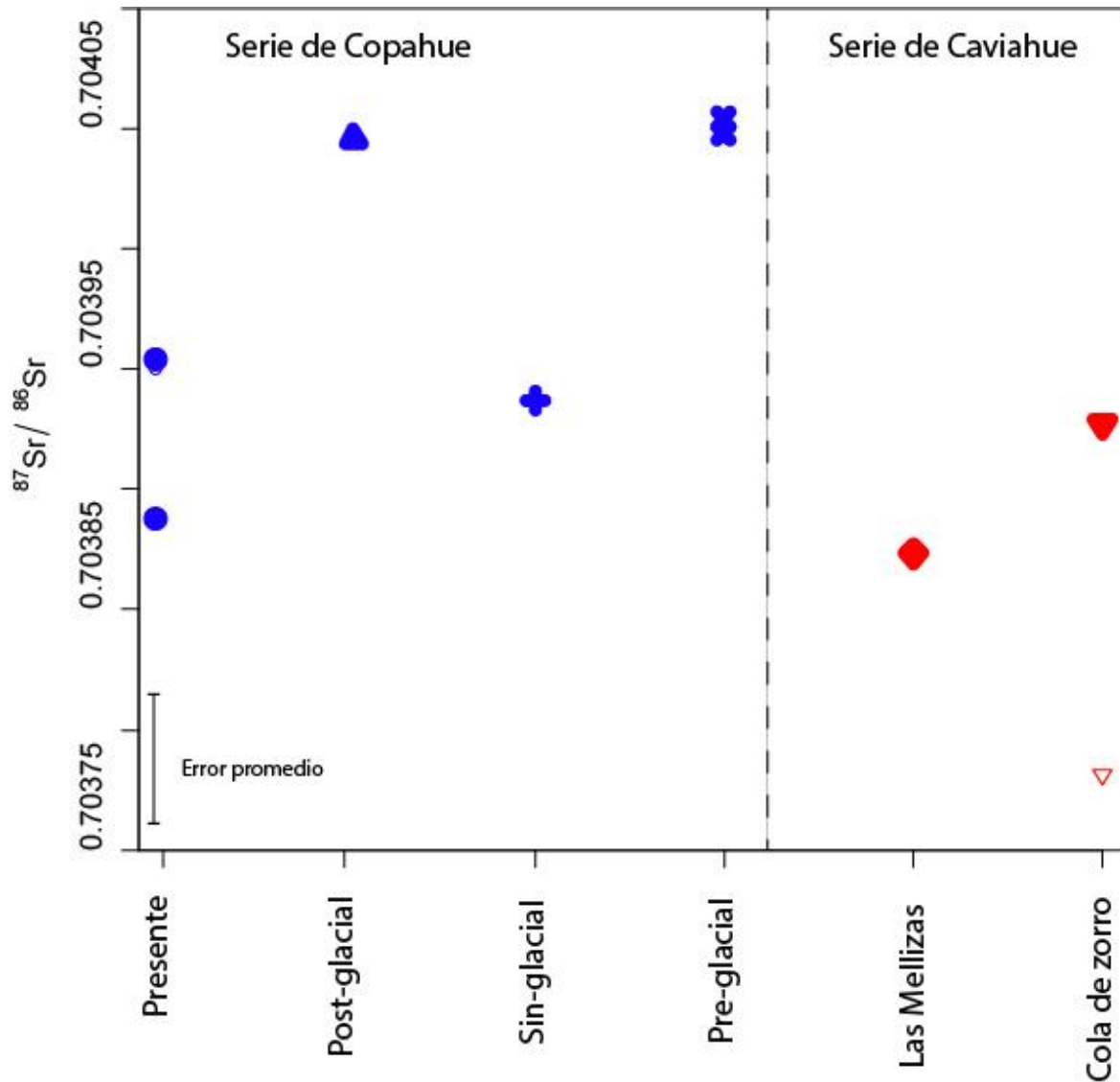


Figura 4.8. Variación de la razón de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en función de la unidad geológica de CVCC. Los símbolos vacíos son por los datos que vienen de Varekamp et al. (2006) El rojo es para las muestras de Caviahue y el Azul para las muestras de Copahue

5 Discusión

5.1 Características geoquímicas de las rocas de CVCC

Las muestras de este estudio para la serie de Copahue corresponden a basalto-andesita, basalto traqui-andesita, traqui-andesitas y andesitas, y se forman parte de la serie calco alcalina rica en K, mientras que las rocas de Caviahue

como basalto-andesita y basalto traqui-andesita y forman parte de la serie calco alcalina media en K. (Figuras 4.1 y 4.2). Tomando en cuenta los resultados obtenidos en el trabajo de Varekamp et al. (2006), la serie de Caviahue abarca un rango composicional mucho mayor, cubriendo desde basalto a traqui-dacita.

En un diagrama multielemento (Figura 4.3), la concentración de elementos LIL están en función del comportamiento de la fase fluida (además de los procesos de mezcla y contaminación), mientras que los elementos HFS (Y, Hf, Zr, Ti, Nb, Ta) y las tierras raras están controlados por la química de la fuente y los procesos cristal/fundido que toman lugar durante la evolución de una roca (Rollinson, 1993). Las rocas de Copahue y Caviahue muestran un patrón similar en el diagrama multielemento, tanto en las muestras de estudio, como en las muestras de Varekamp et al. (2006), mostrando la forma típica para magmas generados por subducción (Figura 4.3). Las rocas de Copahue están levemente enriquecidas en elementos incompatibles relativamente a las rocas de Caviahue, tal como también se ha indicado en Varekamp et al. (2006). Varekamp et al. (2006) menciona que este mayor enriquecimiento de elementos incompatibles de la serie de Copahue versus la serie de Caviahue puede ser debido a la naturaleza potásica de estos magmas. Los patrones de tierras raras para el CVCC (Figura 4.4), a pesar de la menor cantidad de datos disponibles para la serie de Caviahue, se ve un patrón similar, y en base a los estudios de Varekamp et al. (2006) las rocas del CVCC están enriquecidas relativamente a los basaltos de la placa de Nazca. Las muestras de CVCC muestran un fraccionamiento de tierras raras livianas relativo a las pesadas en un diagrama de tierras raras normalizado a condrito, lo que puede ser causada por la presencia de olivinos, ortopiroxenos y clinopiroxenos en la fuente de la génesis del magma, sin presencia de granate en la fuente.

En la figura 5.1, se muestra el diagrama de U/Nb vs Ce/Pb el cual ha sido utilizado para reportar evidencias de contaminación en la cuña astenosférica por fluidos/fundidos derivados de sedimentos pelágicos y/o la corteza oceánica alterada (e.g. Klein y Karsten, 1995; Sturm et al., 1999). En el caso del CVCC las razones de dichos elementos son similares a las razones encontradas en los sedimentos pelágicos, pero muestran leves influencias de la corteza oceánica alterada. En detalle, se puede ver que las muestras de Copahue grafican dentro del campo para los sedimentos pelágicos, a excepción de la muestra NV 25, que se encuentra en el límite del campo. Por otra parte, las muestras de Caviahue presentan una dispersión mayor, graficando tanto fuera dentro como fuera de este campo. Esto sugiere que las muestras del CVCC se

encuentran influenciadas por fluidos derivados principalmente de los sedimentos pelágicos, y en menor medida de la corteza oceánica alterada. Como tendencia general para el CVCC, las rocas de Copahue muestran mayor influencia de los sedimentos pelágicos que las rocas de Caviahue.

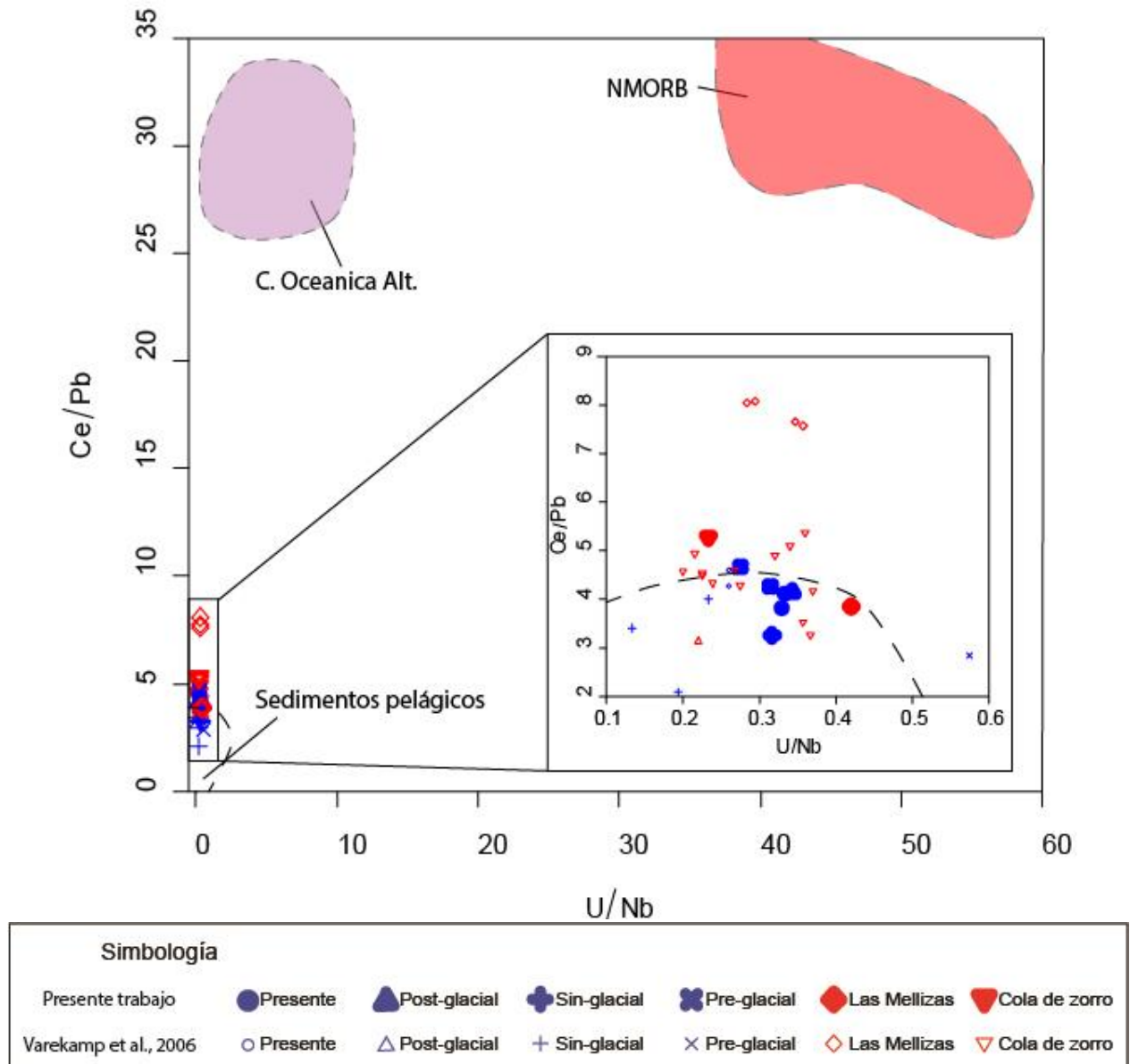


Figura 5.1. Diagrama U/Nb vs Ce/Pb. Los campos correspondientes a la corteza oceánica alterada, sedimentos pelágicos y N-MORB fueron tomados de la literatura: Killian y Behrmann, (2006), Othman et al., (1889), Rehkamper y Hofmann, (1997), Sturm et al. (1999), Hart et al. (1999), Klein, (2004).

5.2 Influencia de la contaminación cortical en las rocas de CVCC

Como se puede ver en las secciones anteriores, los magmas del CVCC se encuentran enriquecidos en elementos incompatibles con respecto al MORB. Este enriquecimiento de elementos incompatibles puede ser el resultado de incorporación de componentes de los sedimentos y/o de la losa oceánica en subducción, que aporta fluidos, y con ellos elementos incompatibles

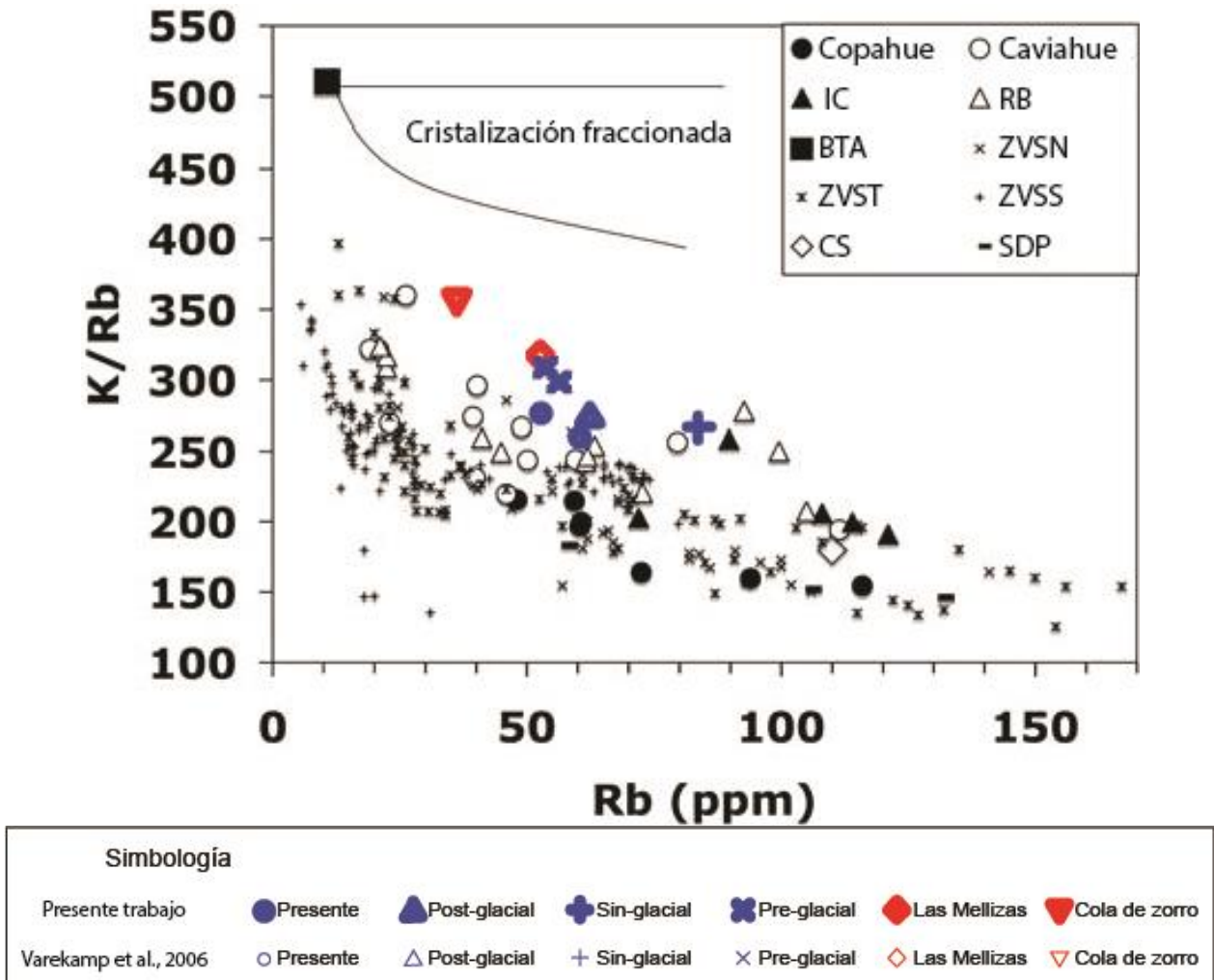
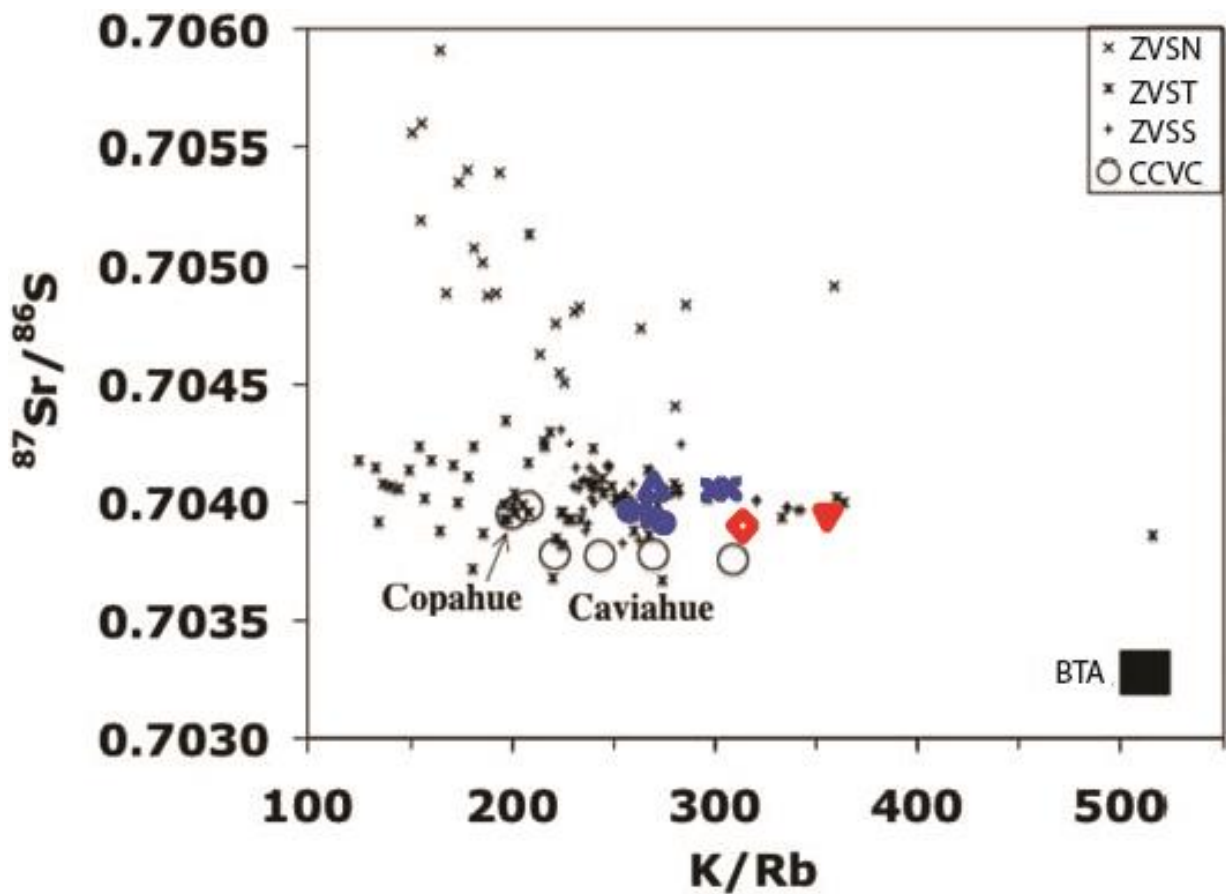


Figura 5.2. Diagrama K/Rb vs Rb. Modificado de Varekamp et al. (2006). IC: Intra-caldera, RB: Riscos Bayos, BTA: Basalto de tras-arco, ZVSN: Zona Volcánica Sur Norte, ZVST: Zona volcánica Sur Transicional, ZVSS: Zona Volcánica Sur Sur, CS: Corteza Superior, SDP: Sedimentos detríticos del océano Pacífico. Los datos en color negro provienen de la literatura: Davidson et al. (1988); Deruelle et al. (1983); El-Hinnawi et al. (1969); Frey et al. (1984); Futa y Stern (1988); Gerlach et al. (1988); Goldstein y O'Nions (1981); Harmon et al. (1984); Hickey et al. (1986); Hickey-Vargas (1989, 1995); Hildreth y Moorbath (1988); Jahn et al. (1980); Kilian y Behrmann (2003); Klerkx et al. (1977); Lopez-Escobar et al. (1977, 1991, 1995); Othman et al. (1989); Pichler y Zeil (1972); Plank y Langmuir (1993, 1998); Stern et al. (1990); Sun y McDonough (1989); Thompson y Bryan (1976); Thorpe y Francis (1979); Tormey et al. (1991); Unruh y Tatsumoto (1976); Varekamp et al. 2006; Winter (2001); y Worner et al. (1992).

incorporados al magma generados. También puede ser producto de material erosionado de la placa superior el cual es arrastrado hacia abajo (por ejemplo Stern, 1991) y/o producto de la asimilación cortical durante la residencia del magma en la corteza durante su ascenso.

La relación entre la concentración de Rb y K/Rb se ha utilizado para estimar el grado de contaminación cortical en la evolución de los magmas de la Zona Volcánica Sur (ZVS) (por ejemplo, Davidson et al., 1987). Con el mismo propósito, se muestra el diagrama de la Figura 5.2. En esta figura, se muestran los datos de las rocas del CVCC en conjunto con datos de la bibliografía de la ZVS. Además, en el diagrama, se muestra el campo en que un sistema cerrado evoluciona por cristalización fraccionada a partir de un basalto de tras-arco (BTA) como magma parental. En el diagrama, las rocas del CVCC tienen la misma tendencia que otros centros volcánicos de la ZVS, donde a medida que aumenta la concentración de Rb, disminuye la razón K/Rb. Tal como se observa en la Figura 5.2, las muestras no pueden haber evolucionado a partir de un basalto de tras-arco como magma parental en un sistema de cristalización fraccionada cerrado.

Dado lo anterior, se compara en un diagrama la razón K/Rb versus la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 5.3), para ver cómo evoluciona la razón isotópica a medida que aumenta la contaminación cortical. Al igual que el diagrama anterior, se compara los datos del CVCC con datos de la ZVS. Los datos de la ZVS norte (ZVSN) a medida que disminuye la razón K/Rb, aumenta la razón isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, mientras que los datos de la ZVS transicional (ZVST) y la ZVS sur (ZVSS) no varían significativamente la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ cuando disminuye K/Rb. En este contexto, el CVCC muestra la misma tendencia que la ZVST y ZVSS, donde se ve un leve incremento de las razones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ cuando disminuye la razón de K/Rb. De lo anterior se puede desprender que las rocas del CVCC durante su residencia en la corteza, la asimilación presenta solo pequeñas diferencias isotópicas con los magmas parentales del CVCC.



Simbología	
Presente trabajo	● Presente ▲ Post-glacial ⊕ Sin-glacial ⊗ Pre-glacial ◆ Las Mellizas ▼ Cola de zorro
Varekamp et al., 2006	○ Presente △ Post-glacial + Sin-glacial × Pre-glacial ◇ Las Mellizas ▽ Cola de zorro

Figura 5.3. Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs K/Rb . Modificado de Varekamp et al., 2006. Se usó las mismas referencias que la Figura 5.4.

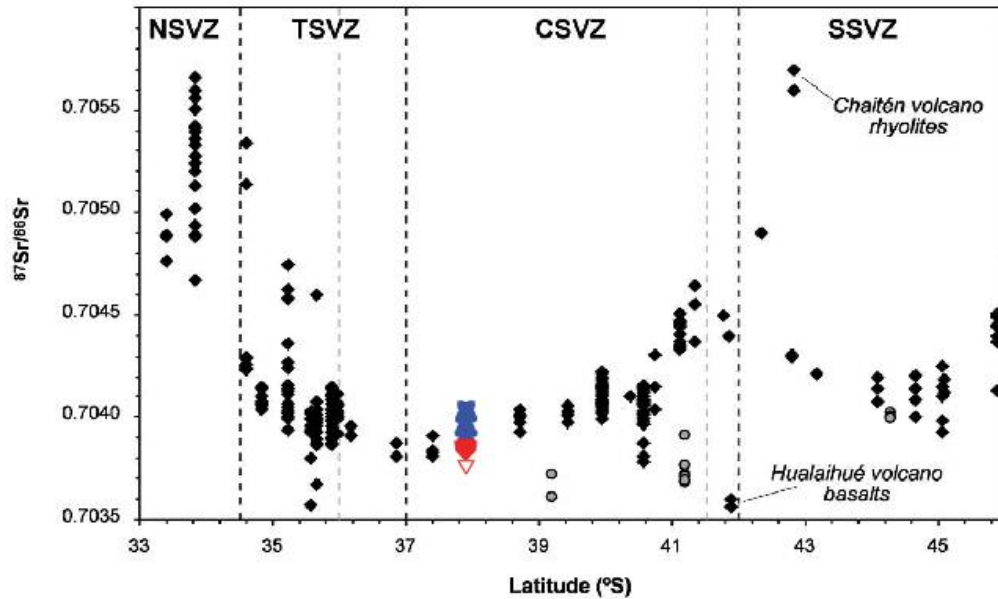
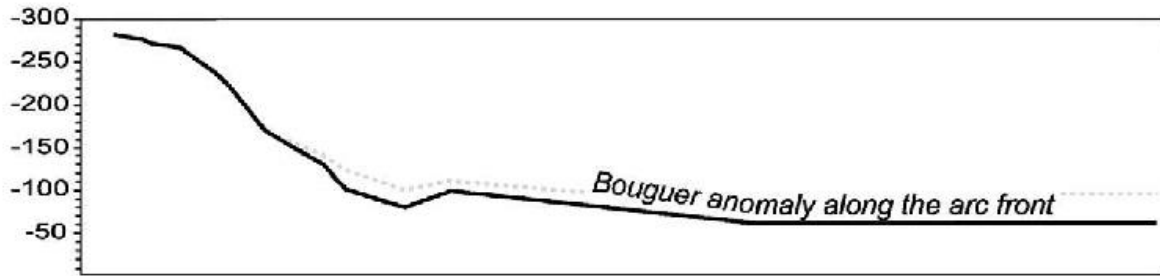
Una comparación con los datos isotópicos de Sr, en conjunto con la anomalía de Bouger, son mostrados en la Figura 5.4, en función de la latitud. Los mayores valores de razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se observan en la ZVS norte, y se relacionan bien con una anomalía de Bouger mayor con respecto al resto de la ZVS. Luego la ZVS transicional presenta los menores valores isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y finalmente, la ZVS sur presenta valores menores que la ZVS norte, pero mayores que la ZVS transicional. Primero Hildreth y Moorbath, (1988), y después Cembrano y Lara (2009) atribuyen que esta diferencias son, en primer orden, producto del espesor cortical y la presencia o no de un sistema de falla intra-arco. En segundo lugar, la naturaleza local del basamento del sistema volcánico local, el cual tiene impacto sobre la corteza continental superior. En este contexto, el CVCC se desarrolla en una corteza continental

menos engrosada comparativamente con la ZVS norte, y de estar localizado en presencia de un sistema de fallas de intra-arco, están en acuerdo con que los valores isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sean menores. Sumado a lo anterior, el basamento local en el cual se desarrolla el CVCC no cuenta con la presencia de la cubierta mesozoica, con abundantes formaciones de origen sedimentario, con probables altos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, que modifiquen significativamente la signatura de los magmas.

Una comparación de las razones isotópicas de $^3\text{He}/^4\text{He}$ del CVCC con otros centros volcánicos de la ZVS, en particular, los comprendidos entre los 36°S hasta los 42°S , se muestran en la Figura 5.5. De acuerdo a los datos isotópicos, Tardani et al. (en rev) clasifican en 3 grupos los centros volcánicos de la ZVS: El primer grupo, correspondiente a las signaturas más primitivas, corresponden a Copahue y Pelehue. Se ubican en el sector norte del SFLO, lugar donde el sistema tiende hacia el este, y se descompone en una serie de fallas NNW a NW extensionales y transtensionales, generando un arreglo de geometría cola de caballo (Rosenau et al., 2006). Rowland y Simmons (2012) atribuyen una alta permeabilidad a estas estructuras, ayudando la circulación vertical de los fluidos y minimizando la reacción de estos con la corteza. Un segundo grupo de muestras, con un relativo mayor grado de contaminación cortical, es encontrado en las estructuras con orientación NE, identificadas por Cembrano y Lara (2009). Estas estructuras, al igual que las del primer grupo, poseen una alta permeabilidad vertical en la falla principal. El tercer grupo identificado, que presenta los mayores grados de contaminación cortical, se encuentra a lo largo de la traza principal de SFLO y a lo largo de las estructuras oblicuas al arco de orientación NW.

Tardani et al. (en rev.), en base a composiciones isotópicas de He, C y N, concluye que el CVCC tiene la composición isotópica más primitiva de la ZVS, y está localizado en una zona preferencial de ascenso vertical de fluidos magmáticos. Esta zona está asociada espacialmente al SFLO y SFAC, y parece favorecer una menor o insignificante contaminación cortical.

En síntesis, la información geoquímica e isotópica disponible para el CVCC sugiere que este complejo no presenta un importante grado de contaminación cortical, y esta presentaría valores isotópicos similares a los de los magmas del CVCC, por lo que no modificarían significativamente la signatura isotópica.



Simbología						
Presente trabajo	● Presente	▲ Post-glacial	⊕ Sin-glacial	⊗ Pre-glacial	◆ Las Mellizas	▼ Cola de zorro
Varekamp et al., 2006	○ Presente	△ Post-glacial	+ Sin-glacial	× Pre-glacial	◇ Las Mellizas	▽ Cola de zorro

Figura 5.4. Anomalía de Bouguer y variación de la razón de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para la ZVS. Imagen modificada Cembrano y Lara, 2009, original de Hildreth y Moorbath, 1988.

5.3 Variaciones en los isotopos de He entre olivino y piroxeno co-genéticos y los fluidos hidrotermales

El isótopo de ^3He está considerado primordial y viene de la formación de la Tierra. En la Tierra, el ^3He está principalmente presente en el manto. El ^4He es un isótopo radiogénico, y viene de la desintegración del Th-U en Pb. Por esta razón, el ^4He está concentrado en la corteza y en la atmósfera. La razón de $^3\text{He}/^4\text{He}$ normalizada con el $^3\text{He}/^4\text{He}$ del aire (valor de $^3\text{He}/^4\text{He}$ para el aire es 1.862: Mabry et al., 2013) para la corteza es 0.02 Ra. La razón $^3\text{He}/^4\text{He}$ en el

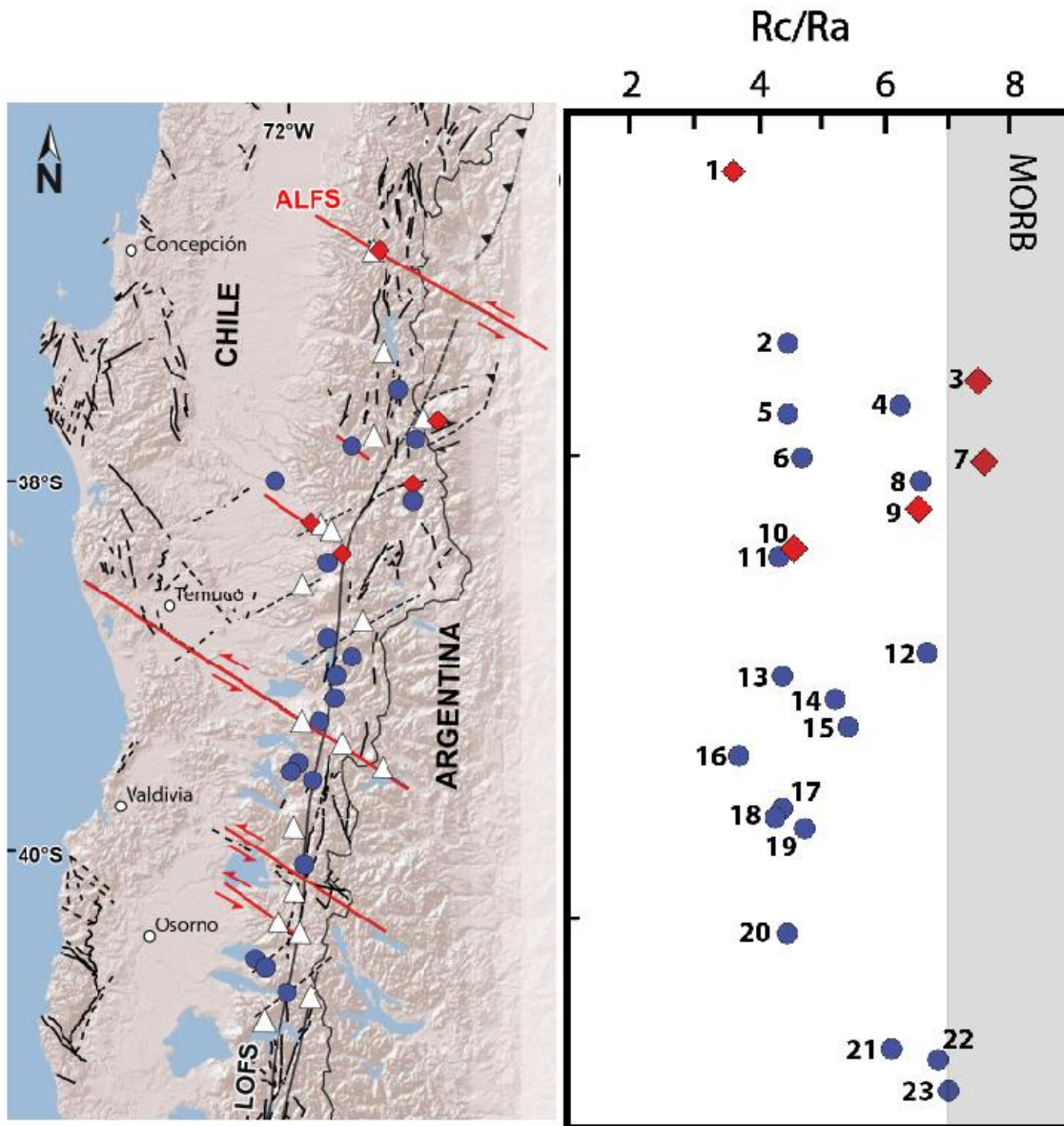


Figura 5.5. Variación de la razón R_c/R_a con respecto a la latitud y distribución para algunos centros volcánicos entre $\sim 36^\circ$ - 42° S. Tomado de Tardani et al., (en rev.).

manto superior tiene un valor de $8 \pm 1 R_a$. Para los ambientes de subducción se ha sugerido que la fuente principal de Helio (razón de $^3\text{He}/^4\text{He}$ para ambientes de subducción es $5.4 \pm 1.9 R_a$; Hilton et al., 2002) es la cuña del manto, más que la corteza oceánica, continental o sedimentos, siendo estos más ricos en ^4He que el manto subyacente.

Por las muestras de Copahue se puede observar una razón de He más baja en los piroxenos que en los olivinos co-genéticos o que los fluidos geotermales (Figura 4.5). Para explicar esta diferencias entre la razón de He en los olivinos

y los piroxenos, Trull y Kurz (1993) propusieron dos procesos: 1) la difusión preferencial de intercambio de He magmático (perdida de He) en los piroxenos en comparación con los olivinos, con una difusión de He estimada de 10 veces más alta en piroxenos que en olivino; 2) la adición de ^4He radiogénico por contaminación cortical en la cámara magmática diferente para olivinos y piroxenos (Van Soest et al, 2002). En estudios recientes en las zonas de subducción de Japón y Sur América, Roulleau et al. (2015) y Shaw et al. (2006), mostraron que la adición de ^4He en el conducto magmático puede jugar un rol primordial en la baja de la razón $^3\text{He}/^4\text{He}$ en los piroxenos en comparación a los olivinos.

Para la muestra COP-SG-2 (Sin-glacial), los resultados de $^3\text{He}/^4\text{He}$ para olivinos y piroxenos co-genéticos, muestran un error grande en relación a la baja concentración de helio que presentan. La concentración de He en piroxeno es más alta (2.30×10^{-10} ccSTP/g) que en los olivinos (1.02×10^{-10} ccSTP/g). De acuerdo a los procesos que Trull y Kurz (1993) han propuesto para las diferencias entre razones isotópicas de He en olivinos y piroxenos, es probable que los piroxenos de COP-SG-2 fueron contaminados por ^4He cortical dentro del conducto o la cámara magmática del edificio Copahue.

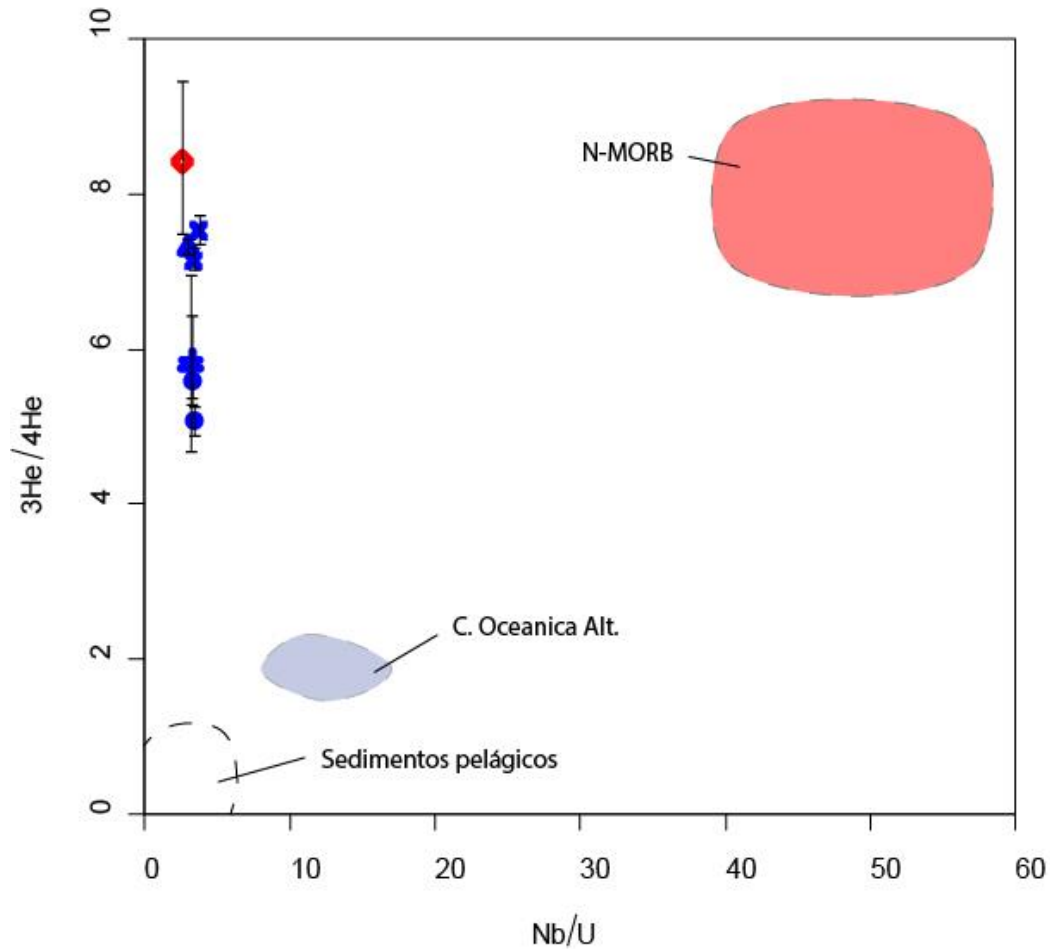
Las muestras SE-2014 y NV-21, correspondientes a las muestras de rocas de las erupciones 2013 y 2014 en piroxenos, presentan razones de $^3\text{He}/^4\text{He}$ más bajas que las muestras de fluidos 2013 (COP-LM-BG) y 2014 (COP-LMM-BG). Shaw et al. (2006) muestran que la razón de $^3\text{He}/^4\text{He}$ en olivinos y fluidos hidrotermales son similares, teniendo en consideración el error. Esto es una buena prueba para decir que la razón de $^3\text{He}/^4\text{He}$ en piroxenos de las muestras SE-2014 y NV21 no representan los valores del magmatismo reciente de Copahue, y probablemente es producto de la adición de ^4He , como también se puede ver en la muestra COP-SG-2.

Se concluye que los olivinos y los fluidos de CVCC presentan una razón de $^3\text{He}/^4\text{He}$ alta, dentro el campo del MORB, (Hilton et al., 2002) durante todo su historia magmática a excepción de la muestra sin-glacial (SG-2), que presenta una razón un poco más baja (teniendo el error en consideración), pero bastante alta para la zona de subducción ($5.4 \pm 1.9\text{Ra}$; Hilton et al., 2002).

5.4 Origen de la fuente magmática

Se ha discutido en la sección 5.2, en base a los diagramas de Rb vs K/Rb (Figura 5.2), K/Rb vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 5.3) y comparaciones regionales de la razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Figuras 5.4 y 5.5), que la contaminación cortical no modifica la composición isotópica original del CVCC. Además, en la sección 5.1, figura X, se desprende que las rocas del CVCC presentan influencia de los componentes de los sedimentos pelágicos y la corteza oceánica alterada en su geoquímica. Comparando las razones de $^3\text{He}/^4\text{He}$ versus la razón Nb/U (Figura 5.6), las muestras de Copahue muestran una razón máxima de $^3\text{He}/^4\text{He}$ de 7.57 ± 0.15 , mientras que las de Caviahue máximo de 8.42 ± 1.00 . Se tiene entonces que la composición de $^3\text{He}/^4\text{He}$ para las muestras de Caviahue y Copahue está dentro del campo del MORB ($8 \pm 1\text{Ra}$) (Hilton et al, 2002). Sin embargo, con la razón Nb/U denota la influencia de los sedimentos pelágicos y corteza oceánica alterada. Los datos indican, como ya se ha mencionado anteriormente, una influencia mayor de los sedimentos pelágicos que de la corteza oceánica alterada.

Los isótopos de Sr y Pb están generalmente más afectados por la presencia de una fuente cortical, y dado que la corteza continental no modifica significativamente la química isotópica original del CVCC, se puede determinar la influencia de los componentes del "slab" en la composición de CVCC. Las figuras 37, 38 y 39 presenta las razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Ba/La, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs Ba/La y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs Ce/Pb. Para estos diagramas, las muestras de CVCC presentan influencia de una fuente mantélica tipo MORB, la corteza oceánica alterada, y los sedimentos pelágicos. En detalle, las muestras de Copahue se encuentran más desplazadas hacia el campo de los sedimentos pelágicos comparativamente a las muestras de Caviahue. Se puede observar esto mismo en el diagrama que compara las razones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs Ba/La.

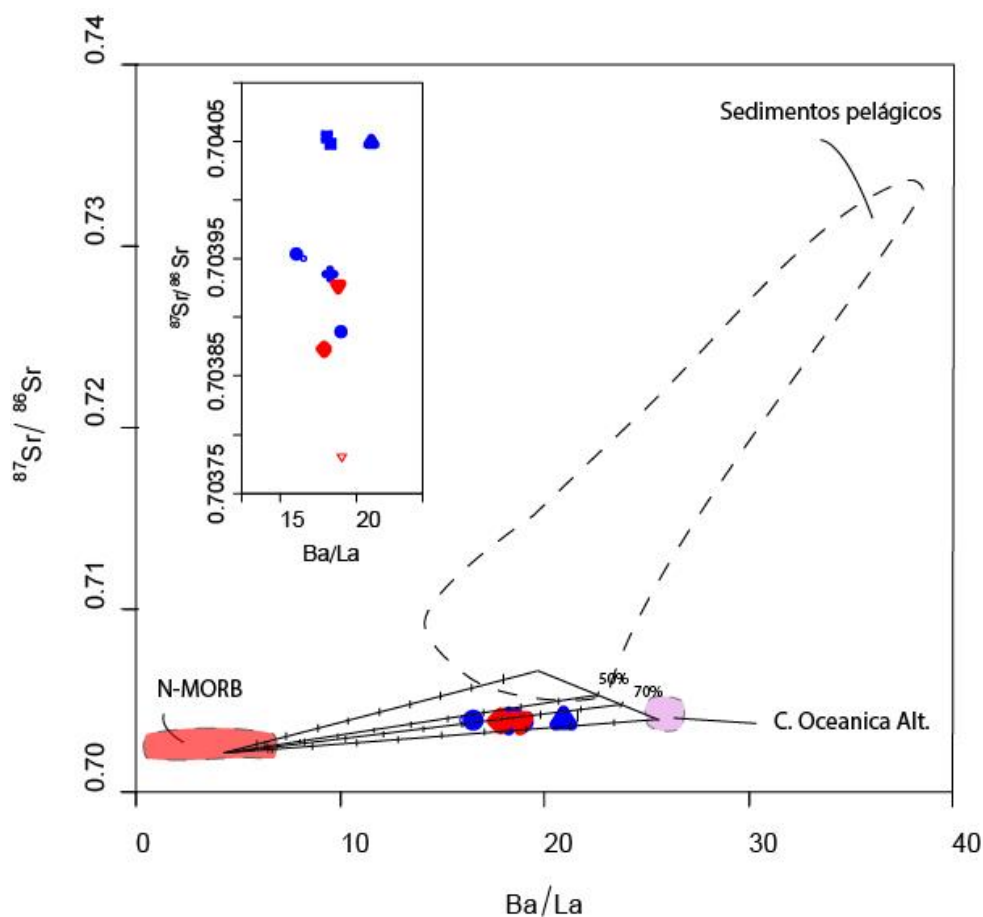


Simbología						
Presente trabajo	● Presente	▲ Post-glacial	⊕ Sin-glacial	⊗ Pre-glacial	◆ Las Mellizas	▼ Cola de zorro
Varekamp et al., 2006	○ Presente	△ Post-glacial	+ Sin-glacial	× Pre-glacial	◇ Las Mellizas	▽ Cola de zorro

Figura 5.6. Diagrama $^3\text{He}/^4\text{He}$ vs Nb/U . Datos de la literatura Killian y Behrmann, (2006), Othman et al., (1889), Rehkemper y Hofmann, (1997), Sturn et al. (1999), Hart et al. (1999), Klein, (2004).

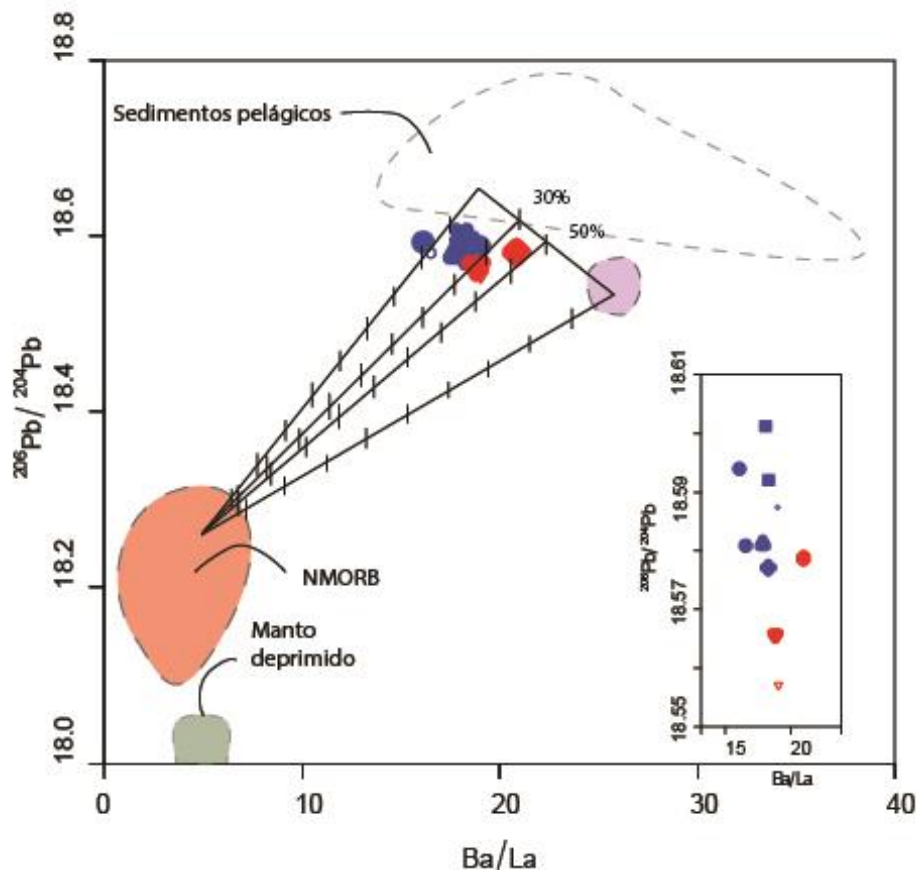
Los datos isotópicos de $^3\text{He}/^4\text{He}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para el CVCC, dentro del contexto regional, indican que corresponde a las firmas más primitivas de la ZVS, y denota la presencia de una fuente mantélica cercana, como también ha sido indicado por otros autores (Tardani et al., en rev). Sin embargo, la geoquímica presentada indica influencia de los sedimentos pelágicos y la corteza oceánica alterada. Con el propósito de delimitar la influencia de los sedimentos pelágicos y la corteza oceánica alterada, usando diagramas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus Ba/La , $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus Ba/La y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus Ce/Pb , en las Figuras 5.7, 5.8 y 5.9 respectivamente, se muestra un balance de masa entre los sedimentos pelágicos y la corteza oceánica alterada, y los resultados de estos con N-MORB. Para la selección de los "endmembers" para el balance de masa de cada

componente, se realizó un promedio entre los datos que generaban cada campo. El diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus Ba/La (Figura 5.7) indica una mezcla de 20% a 50% de los sedimentos pelágicos, y el restante para la corteza oceánica alterada. Sin embargo, para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus Ba/La y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus Ce/Pb (Figuras 5.8 y 5.9) es el caso contrario, las muestras del CVCC se encuentran más desplazadas hacia los sedimentos pelágicos que la corteza oceánica alterada; una mezcla de sedimentos pelágicos con una influencia entre 0 a 50% de la corteza oceánica alterada. En específico, para las muestras de Copahue, la influencia de la corteza oceánica está en el rango de 0% a 30% y para las muestras de Caviahue de 30% a 50%.



Simbología						
Presente trabajo	● Presente	▲ Post-glacial	⊕ Sin-glacial	⊗ Pre-glacial	◆ Las Mellizas	▼ Cola de zorro
Varekamp et al., 2006	○ Presente	△ Post-glacial	+ Sin-glacial	× Pre-glacial	◇ Las Mellizas	▽ Cola de zorro

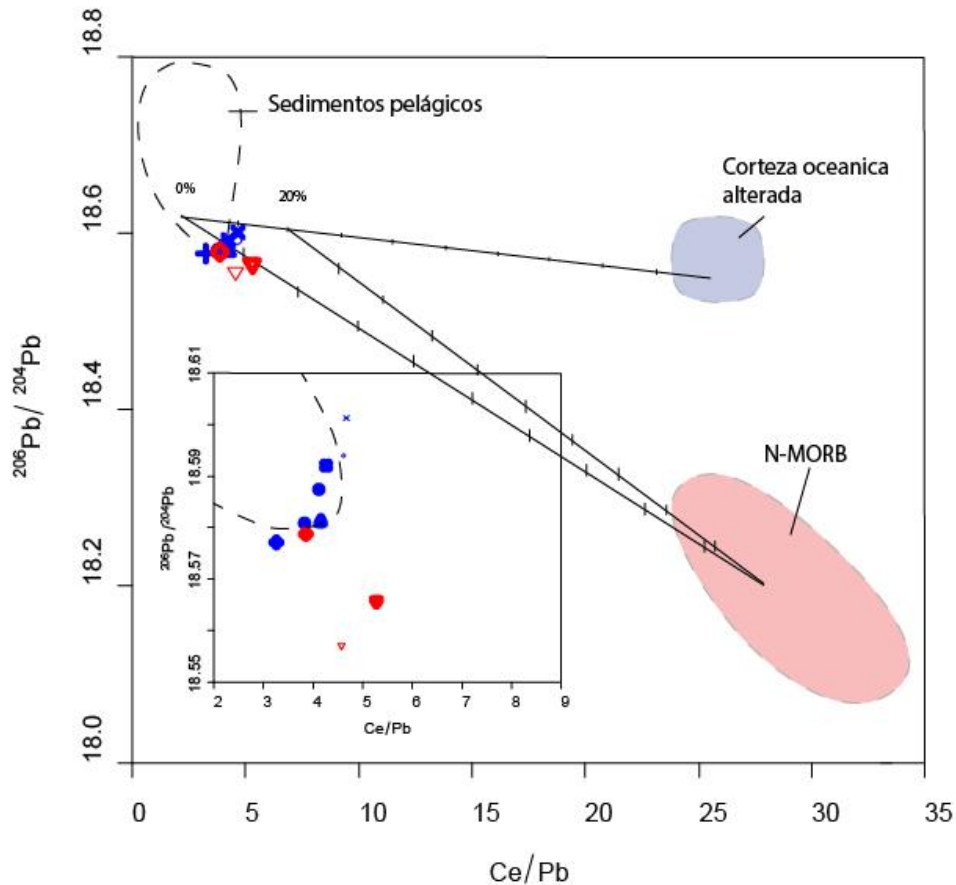
Figura 5.7. Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus la razón de Ba/La. Datos de la literatura Killian y Behrmann, (2006), Othman et al., (1889), Rehkamper y Hofmann, (1997), Sturn et al. (1999), Hart et al. (1999), Klein, (2004). Para la selección de los "endmembers" para el balance de masa de cada componente, se realizó un promedio entre los datos que generaban cada campo.



Simbología						
Presente trabajo	● Presente	▲ Post-glacial	⊕ Sin-glacial	⊗ Pre-glacial	◆ Las Mellizas	▼ Cola de zorro
Varekamp et al., 2006	○ Presente	△ Post-glacial	+ Sin-glacial	× Pre-glacial	◇ Las Mellizas	▽ Cola de zorro

Figura 5.8. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus la razón de Ba/La . Datos de la literatura Killian y Behrmann, (2006), Othman et al., (1889), Rehkamper y Hofmann, (1997), Sturn et al. (1999), Hart et al. (1999), Klein, (2004). Para la selección de los "endmembers" para el balance de masa de cada componente, se realizó un promedio entre los datos que generaban cada campo.

La diferencia entre los balances de masa entre isotopos de Sr y Pb vs Ba/La y Ce/Pb son el resultado de solo tomar en cuenta 2 componentes, y no se toma en cuenta toda la química de roca total, ni la de todos los isotopos. Resultados más confiables requieren un modelo de mezcla, en donde se tome en cuenta más variables y procesos que puedan influenciar la geoquímica de las rocas del CVCC, la cual queda propuesta para el desarrollo de un posterior trabajo.

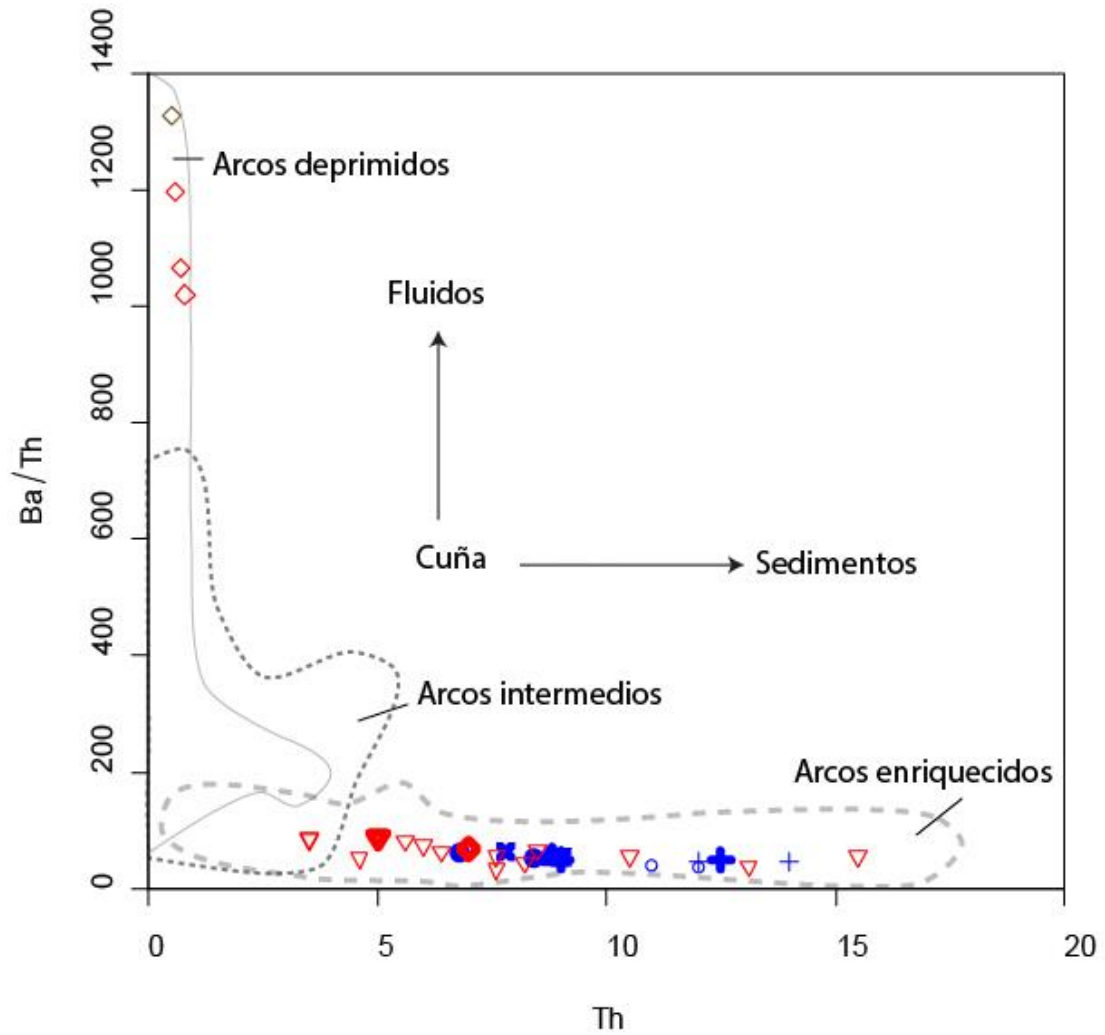


Simbología						
Presente trabajo	● Presente	▲ Post-glacial	⊕ Sin-glacial	⊗ Pre-glacial	◆ Las Mellizas	▼ Cola de zorro
Varekamp et al., 2006	○ Presente	△ Post-glacial	+ Sin-glacial	× Pre-glacial	◇ Las Mellizas	▽ Cola de zorro

Figura 5.9. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Datos de la literatura Killian y Behrmann, (2006), Othman et al., (1889), Rehkamper y Hofmann, (1997), Sturn et al. (1999), Hart et al. (1999), Klein, (2004). Para la selección de los "endmembers" para el balance de masa de cada componente, se realizó un promedio entre los datos que generaban cada campo.

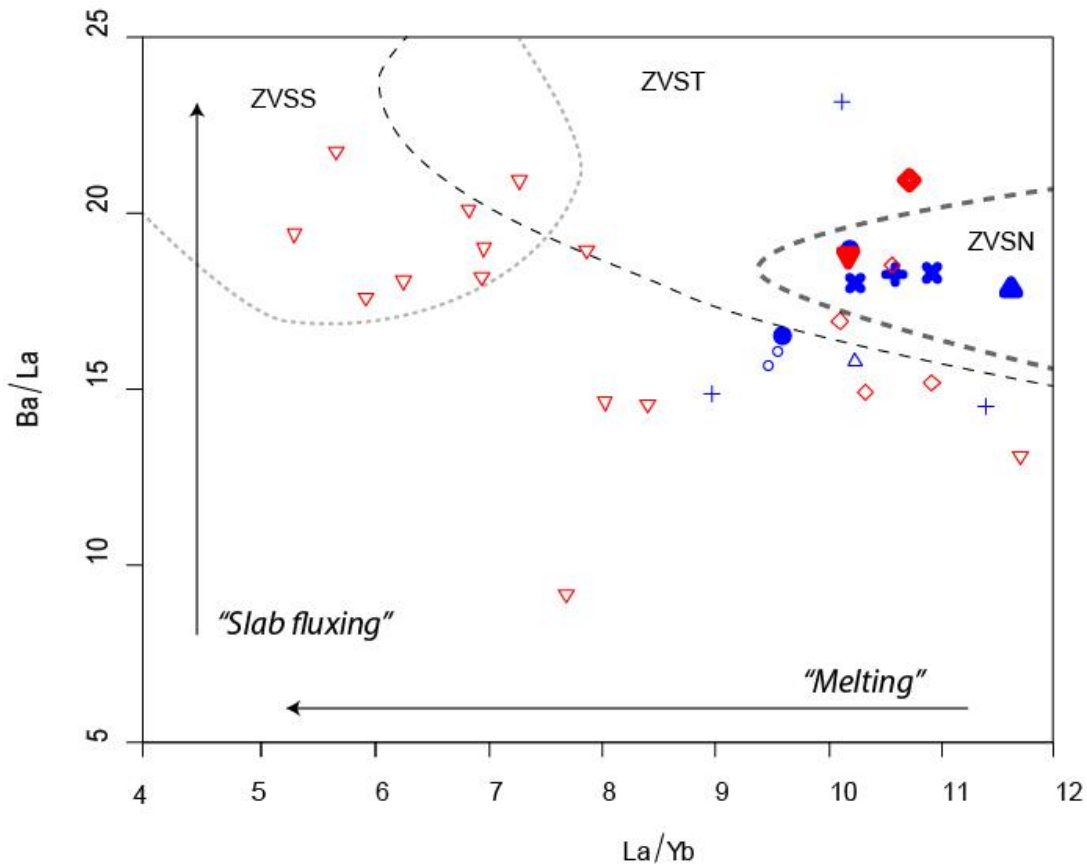
Por lo anterior, se grafican las muestras en el diagrama Ba/Th versus Th, que ha sido usado por otros autores (Hawkesworth et al., 1997) para clasificar los tipos de arco, en función a como se enriquece un arco en elementos incompatibles ("LIL y HFS"). De acuerdo a esto, los altos valores Ba/Th corresponden a los arcos deprimidos, producto de una movilización de los elementos LIL con la placa subductante. Los magmas intermedios grafican cercano a los campos de MORB (valores cercanos a 0 para Th y razones de Ba/Th menores a 50), con bajas razones de Ba/Th y bajo Th. Finalmente, los altos valores de Th, atribuidos por la contribución de sedimentos en la cuña del manto, y son ejemplo de arcos enriquecidos en elementos traza. Se observa que casi la totalidad de las rocas de CVCC caen dentro del rango de

arcos enriquecidos (Figura 5.10). Se observa también que la mayor parte de las muestras de Caviahue (este estudio más la literatura) se encuentra menos influenciado por los sedimentos que las muestras de Copahue.



Simbología						
Presente trabajo	● Presente	▲ Post-glacial	⊕ Sin-glacial	⊗ Pre-glacial	◆ Las Mellizas	♥ Cola de zorro
Varekamp et al., 2006	○ Presente	△ Post-glacial	+ Sin-glacial	× Pre-glacial	◇ Las Mellizas	▽ Cola de zorro

Figura 5.10. Diagrama Ba/Th vs Th. Los campos para los diferentes tipos de arco fueron extraídos de las mismas fuentes que la Figura 5.2.



Simbología						
Presente trabajo	● Presente	▲ Post-glacial	⊕ Sin-glacial	⊗ Pre-glacial	◆ Las Mellizas	▼ Cola de zorro
Varekamp et al., 2006	○ Presente	△ Post-glacial	+ Sin-glacial	× Pre-glacial	◇ Las Mellizas	▽ Cola de zorro

Figura 5.11. Diagrama Ba/La vs La/Yb. Las áreas pertenecientes a la ZVS corresponden a los mismos autores usado para la Figura 5.2.

Dado los resultados de la mayoría de los diagramas presentados, se considera para este trabajo que los sedimentos pelágicos presentan una mayor influencia en la química de los magmas del CVCC, comparativamente a la corteza oceánica alterada. En particular, la serie de Copahue presenta una mayor influencia de los sedimentos comparativamente a la serie de Copahue.

Para determinar las diferencias isotópicas y geoquímicas entre Copahue y Cavihue, en la Figura 5.11, se muestra el diagrama de Ba/La vs La/Yb, donde el eje vertical muestra el enriquecimiento de arco producto de un régimen de fusión parcial dominado por flujo de fluidos desde los sedimentos subductados ("slab fluxing"), mientras que el eje horizontal muestra el enriquecimiento en función al grado de fusión parcial de los sedimentos, o la contaminación por

contaminación cortical ("*melting*") (Cameron et al., 2013). El diagrama, muestra que las muestras de Copahue y Caviahue cubren un área de valores similares en función a la razón de Ba/La, sin embargo para la razón La/Yb, Copahue se encuentra acotado entre 9 y 11 aproximadamente, mientras que para Caviahue, las razones cubren un rango mucho mayor. Del diagrama se desprende que existen pequeñas diferencias en los grados de fusión parcial para ambas series. En particular, la serie de Copahue podría estar más influenciada por el enriquecimiento de arco producto de un mayor grado de fusión parcial de los sedimentos subductados, en comparación a la serie de Caviahue.

5.5 Contexto tectónico

El contexto tectónico para el CVCC se puede resumir en dos etapas de deformaciones distintas; una desarrollada durante el Plioceno-Pleistoceno, y la otra desarrollada en el último millón de años (Pleistoceno). El desarrollo de estos procesos es capaz de explicar los diferentes mecanismos en tiempo, y su distribución, en que se ha desarrollado el CVCC.

La evolución Pliocena a Pleistocena entre los 36° a 39°S está caracterizada por una deformación extensional/transnacional. Los procesos asociados al régimen extensional son coetáneos con una migración este a oeste y somerización del arco volcánico en el último millón de años (Lara et al., 2001, Lara y Folguera 2006). Sumado a lo anterior, se identificaron procesos de atenuación cortical en el retro arco para esta zona (Yuan et al., 2006). La atenuación cortical genera una anomalía gravimétrica positiva, la cual emplazaría rocas mantélicas a niveles más someros. La configuración más inclinada de la Placa de Nazca en estas latitudes indicada por tomografías sísmicas (Pesicek et al. 2012) considera que el desarrollo de esta ocurre con anterioridad a 2 Ma, lo cual propone como coetáneos estos procesos con la atenuación cortical y régimen extensional. Augusto et al., 2013 a este contexto tectónico han propuesto un modelo (Figura 5.12), en que se observa los procesos mencionados anteriormente, y como varía la configuración tectónica para el CVCC. Estos cambios en la configuración tectónica proponen cambios en la zona de generación de magmas durante la subducción. En primer lugar, los valores registrados para la razón de $^3\text{He}/^4\text{He}$ obtenidos en este trabajo, como también con los altos valores publicados de Varekamp et al. (2009) y Augusto et al. (2013) para el CVCC indicarían una fuente mantélica cercana al menos desde la secuencia volcánica Las Mellizas, coincidente con una somerización del manto astenosférico bajo el volcanismo del CVCC. La variación en el ángulo de subducción genera variación en las tasas de fusión parcial y régimen, así como

también la profundidad en que se generarían los magmas, lo cual podría generar pequeñas diferencias geoquímicas en los magmas.

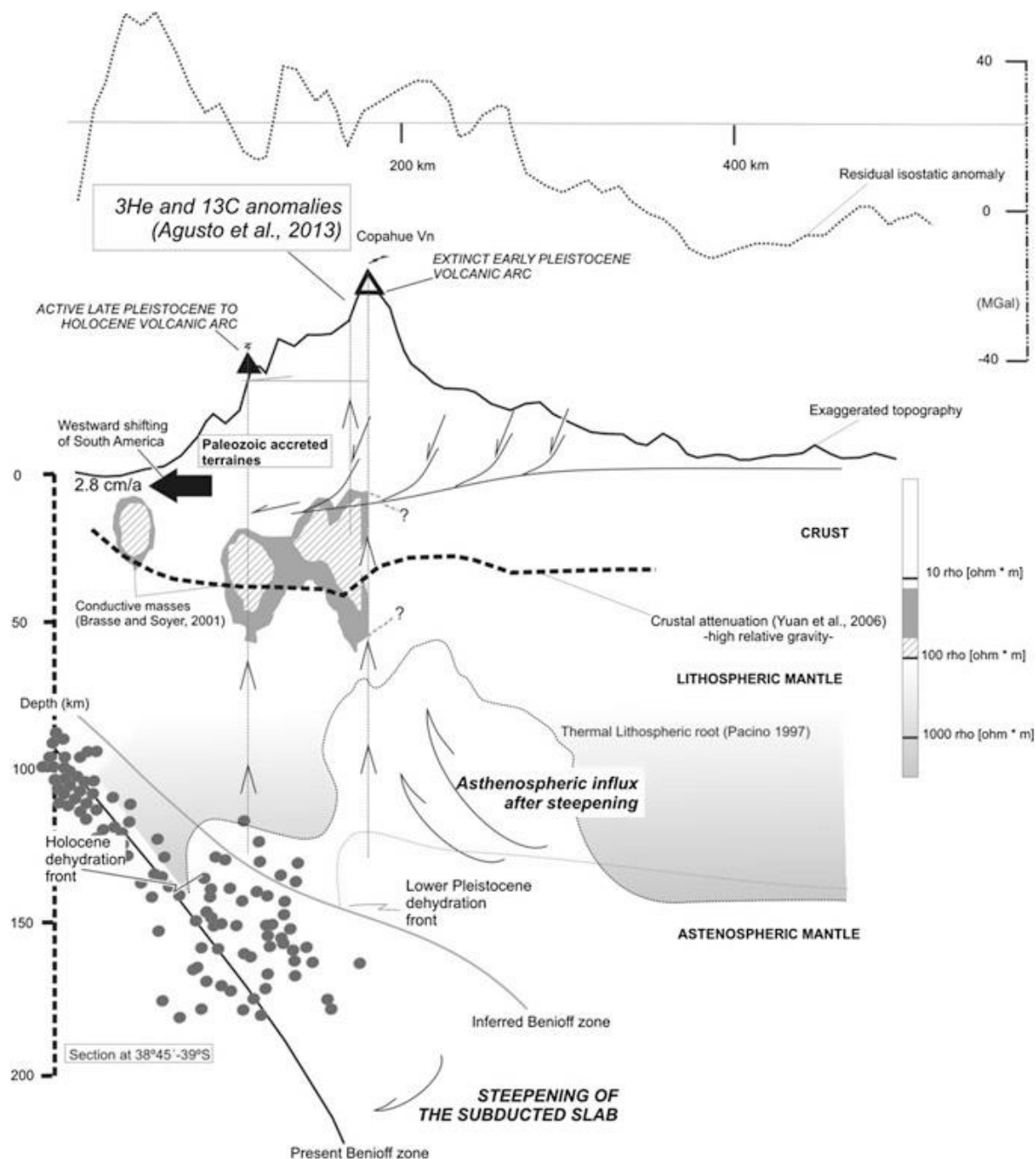


Figura 5.12. Modelo de profundización del "slab" de Augusto et al., 2013.

La segunda etapa, desde los 1 Ma, está asociado a un régimen local compresivo interno. Esto está asociado a la colisión de la zona de fractura la Mocha. Las estructuras generadas determinan el lineamiento CCM, el cual

actuaría como zona de transferencia entre el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui y el Sistema de Fallas Antiñir-Copahue, acomodando el acortamiento y desplazamientos laterales (Folguera y Ramos, 2009) (ver Figura 5.13). Al parecer, este régimen interno compresivo no influenciaría los procesos asociados a la generación de los magmas del CVCC, y solo generarían diferencias isotópicas en el muestreo de manifestaciones termales entre las que muestran altos valores de isótopos de He y las que presentan menores valores (para más información revisar Varekamp et al. (2009)).

Finalmente, se puede resumir para esta sección, el contexto tectónico conversa bien la geoquímica isotópica para el CVCC. En primer lugar, una profundización del "slab", la atenuación cortical y somerización de la cuña astenosférica es compatible con los altos valores de isótopos de He. La configuración estructural en que se desarrolla el CVCC favorecería poca asimilación cortical, o insignificante, y esta no influencia la química del CVCC. La diferencia geoquímica entre las series de Copahue y Caviahue puede ser explicado por diferencias en los procesos de fusión en la cuña astenosférica para los sedimentos pelágicos producto de la profundización del "slab". Sin embargo, es posible explicar las diferencias entre ambas series producto de diferencias en la química de los sedimentos. Para constreñir de mejor manera la influencia de las distintas fuentes es necesario la elaboración de un modelo de mezcla más acabado e integrador de más variables.

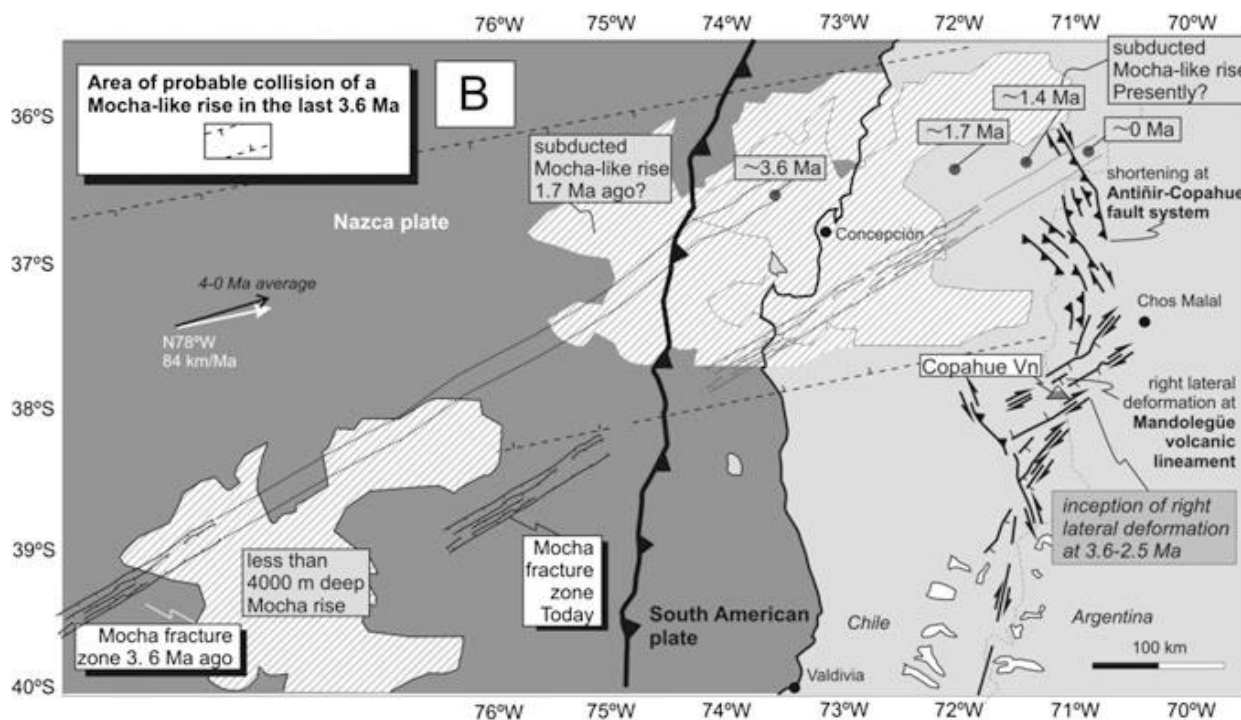


Figura 5.13. Hipótesis de la colisión del plateau Mocha y generación de deformación compresiva transtensional en la zona. Tomado de Folguera et al. 2009.

6 Conclusiones

El volcanismo del CVCC se desarrolla desde los últimos 4 millones de años en dos etapas. La primera etapa comienza con el establecimiento del volcán Caviahue, y su subsecuente colapso, y la segunda etapa aproximadamente a los 1 Ma, con la formación del edificio volcánico de Copahue. Las rocas de este estudio para el CVCC corresponden petrológicamente a basalto andesitas, con fenocristales de olivino, piroxenos y plagioclasas principalmente. En otros trabajos realizados en el CVCC se han identificado más tipos de rocas, en particular a los correspondiente a la formación Cola de Zorro, que cuenta con rocas desde basálticas, dacitas y riolitas (Varekamp et al., 2006).

Las rocas del CVCC se encuentran enriquecidas con respecto al MORB en elementos trazas, y muestran las anomalías características de magmatismo de arco por subducción. Los patrones de tierras raras indican que los magmas del CVCC provienen probablemente de una fuente rica en olivinos y piroxenos, y no muestran ningún indicio de generarse a grandes profundidades, ni tener presencia de granate en la fuente.

La contaminación cortical en los magmas del CVCC es pequeña/despreciable y no modifica significativamente la química isotópica. Los datos isotópicos de Sr y He apuntan que el CVCC tiene las firmas más primitivas comparativamente a la ZVS.

Las diferencias entre los valores de la razón $^3\text{He}/^4\text{He}$ entre las muestras co-genéticas de olivinos y piroxenos del CVCC son el resultado de procesos de difusión y contaminación diferencial para las muestras. Finalmente, La razón $^3\text{He}/^4\text{He}$ para el CVCC son aproximadamente 7,5, dentro del rango del MORB, e indican una fuente de origen mantélico cercana.

Los datos isotópicos y de química de elementos traza indican que las muestras del CVCC presentan influencia en la cuña astenosférica de la corteza oceánica alterada y los sedimentos pelágicos. Para este estudio, se concluye que los sedimentos pelágicos corresponden a una componente más importante en la química de las rocas del CVCC.

Los procesos de atenuación cortical, profundización del "slab", somerización del arco volcánico y el emplazamiento de rocas mantélicas a niveles más someros está de acuerdo a los resultados encontrados, tanto en los datos isotópicos de He, como en la química de roca total.

Se observan diferencias geoquímicas, tanto en elementos traza, como isotópicamente entre las rocas de Caviahue y Copahue. Las rocas de Caviahue se encuentran menos enriquecidas comparativamente a las rocas de Copahue en elementos traza en un diagrama Spider. Los datos isotópicos de He para el CVCC al parecer se han mantenido dentro del campo del MORB para toda la secuencia vulcano estratigráfica, sin embargo, los datos de Sr y Pb para ambas secuencias difieren levemente. Los valores de Sr y Pb son más bajos para las rocas de Caviahue que para las rocas de Copahue. Las diferencias geoquímicas e isotópicas entre ambas series puede ser explicado por diferencias en el régimen de fusión parcial, esto producto de los cambios en la configuración del "slab". Sin embargo, estas diferencias también son posibles de explicar solo con diferencias isotópicas entre los sedimentos subductados para cada serie.

Como perspectivas futuras, y para mejorar el presente trabajo, se propone la realización de un modelamiento geoquímico para ambas series del CVCC. Además, la realización de más análisis isotópicos, como por ejemplo, el hafnio y litio, que nos podría entregar más información acerca de la influencia de los componentes del "slab".

7 Bibliografía

Agusto, M., Tassi, F., Caselli, A. T., Vaselli, O., Rouwet, D., Capaccioni, B., Darrah, T. 2013. Gas geochemistry of the magmatic-hydrothermal fluid reservoir in the Copahue–Caviahue volcanic complex (Argentina). *Journal of volcanology and geothermal research*, 257, 44-56.

Bau, M., Knittle, U., 1993. Significance of slab-derived partial melts and aqueous fluids for the genesis of tholeiitic and calc-alkaline island-arc basalts: Evidence from Mt. Arayat, Philippines. *Chem. Geol.* 105, 233-251.

Bohm, M., Lüth, S., Echtler, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A., Wigger, P., 2002. The Southern Andes between 36° and 40° latitude: seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics*, 356, 275-289.

Cameron, B. I., Walker, J. A., Carr, M. J., Patino, L. C., Matias, O., & Feigenson, M., 2003. Flux versus decompression melting at stratovolcanoes in southeastern Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119(1), 21-50.

Caselli, A.T., Agosto M.R. y Fazio A. 2005. Cambios térmicos y geoquímicos del lago cratérico del volcán Copahue (Neuquén): posibles variaciones cíclicas del sistema volcánico. XVI Congreso Geológico Argentino, T 1: 751-756. La Plata.

Cecioni, A., Alfaro, G., Pincheira, M., Pineda, V., Arce, M., Cares, R., Reyes, M., Valenzuela, G., Melnick, D., 2000. Elaboración de Mapas Zonificados de Peligrosidad Volcánica. INGENDESA S.A. (Unpublished), Universidad de Concepción, pp 250.

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

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

Cembrano, J., Lavenue, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G., Sanhueza, A., 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antarctica triple junction. *Tectonophysics* 354:289–314.

Cembrano, J., Schermer, E., Lavenue, A., & Sanhueza, A. (2000). Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe–Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, 319(2), 129-149.

Davidson, J.P., Dungan, M.A., Ferguson, K.M., and Coluccii, M.T., 1987. Crust magma interactions and the evolution of arc magmas: The San Pedro–Pellado volcanic complex, southern Chilean Andes. *Geology*, v. 15, p. 443–446.

Dellapé, D., Pando, G., 1975. Relevamiento geológico de la cuenca geotérmica de Copahue. Yacimientos Petrolíferos Fiscales Unpublished Report 524. Buenos Aires.

Delpino, D., Bermudez, A., 1993. La actividad volcánica del volcán Copahue durante 1992. Erupción con emisión de azufre piroclástico. Provincia de Neuquén. XII Congreso Geológico Argentino, vol 4, Mendoza, pp 292–301.

Delpino, D., Bermúdez, A., 2002. La erupción del volcán Copahue del año 2000. Impacto social y al medio natural. Provincia del Neuquén. Argentina. XV Congreso Geológico Argentino, vol 3, Calafate, pp 365–370.

- Dewey, J.F., Lamb, S.H., 1992. Active tectonics in the Andes. *Tectonophysics*, 205, 79-95.
- Deruell, B., Harmon, R. S., Moorbath, S., 1983. Combined Sr-O isotope relationships and petrogenesis of Andean volcanics of South America. *Nature*, 302, 804-816.
- Elliot, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B., 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *J. Geophysical Research*, 102, 14991-15019.
- El-Hinnawi, E., Pichler, H., Zeil, W., 1969. Trace elements distribution in Chilean ignimbrites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 24(1), 50-62.
- Folguera, A., Ramos, V., Hermanns, R., Naranjo, J., 2004. Neotectonics in the foothills of the Southernmost Central Andes (37°–38°S). Evidence of the strike-slip displacement along the Antifñir-Copahue fault zone. *Tectonics* 23 TC 5008.
- Folguera, A., Ramos, V., Melnick, D., 2003. Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intraarco: colapso de estructuras orogénicas, Cordillera Neuquina (37°30"S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58, 3-19.
- Franzalanci, L., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., Woodhead, J.D., 1993. Geochemical and isotopic variations in the calcalkaline rocks of Aeolian arc, southern Tyrrhenian Sea, Italy: constraints on magma genesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 113, 300-313.
- Frey, F.A., Gerlach, D.C., Hickey, R.L., Lopez-Escobar, L., and Munizaga-Villavicencio, F., 1984. Petrogenesis of the Laguna del Maule volcanic complex, Chile (36°S): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 88, p. 133–149, doi: 10.1007/BF00371418.
- Futa, K., and Stern, C.R., 1988. Sr and Nd isotopic and trace element compositions of Quaternary volcanic centers of the southern Andes: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 88, p. 253–262.
- Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society*, Vol.129, p: 9-131.
- Gerbe, M.-C., Gourgaud, A., Sigmarsson, O., Harmon, R.S., Joron, J.-L., Provost, A., 1992. Mineralogical and geochemical evolution of the 1982-1983 Galunggung eruption (Indonesia). *Bull. Volcanol.* 54, 284-298.
- Gerlach, D.C., Frey, F.A., Moreno-Roa, H., and Lopez-Escobar, L., 1988. Recent volcanism in the Puyehue–Cordon Caulle region, Southern Andes, Chile (40.5°S): Petrogenesis of evolved lavas: *Journal of Petrology*, v. 29, p. 333–382.

Gertisser, R., Keller, J., 2000. From basalt to dacite: origin and evolution of the calc-alkaline series of Salina, Aeolian Arc, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.* 139, 607-626.

Goldstein, S.L., and O'Nions, R.L., 1981. Nd and Sr isotopic relationships in pelagic clays and ferromanganese deposits: *Nature*, v. 292, p. 324-327.

González-Ferrán, O., 1994. *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Santiago, pp 640.

González, O., Vergara, M., 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de Los Andes entre los paralelos 35 y 38 S. Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicación 24, pp 119.

Groeber, P., 1921. Vestigios de un yacimiento petrolífero en Pilun - Challa, (Territorio del Neuquén). Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Boletín 4. Serie F: 39-42.

Harmon, R.S., Barreiro, B.A., Moorbath, S., Hoefs, J., Francis, P.W., Thorpe, R.S., Deruelle, B., McHugh, J., and Viglino, J.A., 1984. Regional O, Sr, and Pb isotope relationships in the late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera: *Journal of the Geological Society of London*, v. 141, p. 803-822.

Hart, S. R., Blusztajn, J., Dick, H. J., Meyer, P. S., & Muehlenbachs, K. (1999). The fingerprint of seawater circulation in a 500-meter section of ocean crust gabbros. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(23), 4059-4080.

Hawkesworth, C., Turner, S., Peate, D., van Calsteren, P., 1997. U-Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust. *Science* 276, 551-555.

Hervé, F., 1976. Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). I Congreso Geológico Chileno, Actas B:39-56.

Hervé, F., 1994. The southern Andes between 39° and 44° S latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. In: Reutter KJ, Scheuber E, Wigger PJ (eds) *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer, Berlin, pp 243-248

Hickey, R.L., Frey, F.A., and Gerlach, D.C., 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the Southern volcanic zone of the Andes (34-41°S): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust: *Journal of Geophysical Research*, v. 91, B6, p. 5963-5983.

Hickey-Vargas, R., Moreno-Roa, H., Lopez-Escobar, L., and Frey, F.A., 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-

Lanin volcanic chain (39.5 degrees S); an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 103, no. 3, p. 361–386.

Hickey-Vargas, R., Abdollahi, M.J., Parada, M.A., Lopez-Escobar, L., and Frey, F.A., 1995. Crustal xenoliths from Calbuco volcano, Andean Southern volcanic zone: Implications for crustal composition and magma-crust interaction: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 119, p. 331–344.

Hildreth, W., Moorbath, S., 1988. Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.98, 455-489. doi: 10.1007/BF00372365.

Hilton, D.R., Fischer, T.P. and Marty, B., 2002. Noble gases and volatile recycling at subduction zones. In: D.P. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*; Porcelli, Ballentine, C.J, and Wieler, R. (Editor), *Noble gases in geochemistry and cosmochemistry*, pp. 319-370.

Hoogewerf, J.A., van Bergen, M.J., Vroon, P.Z., Hertogen, J., Wordel, R., Sneyers, A., Nasution, A., Varekamp, J.C., Moens, H.L.E., Mouchel, D., 1997. U-series, Sr-Nd-Pb isotope and trace element systematics across an active island arc-continent collision zone: Implications for element transfer at the slab-wedge interface. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 1057-1072.

Jahn, B., Bernard-Griffiths, J., Charlot, R., Cornichet, J., and Vidal, F., 1980. Nd and Sr isotopic compositions and REE abundances of Cretaceous MORB (Holes 417D and 418A, Legs 51 and 53): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 48, p. 171–184.

Kilian, R., & Behrmann, J. H., 2003. Geochemical constraints on the sources of Southern Chile Trench sediments and their recycling in arc magmas of the Southern Andes. *Journal of the Geological Society*, 160(1), 57-70.

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

Klein, E. M., Karsten, J. L., 1995. Ocean-ridge basalts with convergent margin geochemical affinities from the Chile Ridge, *Nature*, 374, 52- 57.

Klerkx, J., Deutsch, S., Pichler, H., and Zeil, W., 1977, Strontium isotopic composition and trace element data bearing on the origin of Cenozoic volcanic rocks of the Central and Southern Andes: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 2, p. 49–71.

Kley, J., Monaldi, C., Salfity, L., 1999. Along-strike segmentation of the Andean-foreland: causes and consequences. *Tectonophysics*, Vol. 301, p. 75-94.

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

Linares, E., Ostera, H.A., Mas, L.C., 1999. Cronología K-Ar del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue, Provincia del Neuquén. *Rev. Asociación Geológica Argentina*, 54 (3), 240-247.

Lüth, S., Wigger, P., ISSA Research Group, 2003. A crustal model along 39°S from seismic refraction profile – ISSA 2000. *Rev. Geol. Chile*, 30 (1), 83-101.

Lopez-Escobar, L., Frey, F.A., and 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*, v. 63, p. 199–228.

Lopez-Escobar, L., Tagiri, M., and Vergara, M., 1991, Geochemical features of southern Andes Quaternary volcanic rocks between 41°50' and 43°00'S, in Harmon, R.S., and Rapela, C.W., eds., *Andean magmatism and its tectonic setting: Geological Society of America Special Paper 265*, p. 45–56.

López-Escobar, L., Cembrano, J., Moreno, H., 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic quaternary volcanism (37–46 °S). *Rev Geol Chile* 22(2):219–234

Mabry, J., Lan, T., Burnard, P. and Marty, B., 2013. High-precision helium isotope measurements in air. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 28(12): 1903-1910

Martini, M., Bermúdez, A., Delpino, D., Giannini, L., 1997. The thermal manifestations of Copahue volcano area, Neuquen. VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, vol 1, pp 352–356.

Mazzoni, M., Licitra, D., 2000. Significado estratigráfico y volcanológico de ignimbritas neógenas con composición intermedia en la zona del lago Caviahue, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55 (3), 188–200.

Melnick, D., Folguera, A., Ramos, V.A., 2006. Structural control on arc volcanism: The Copahue-Agrio complex, South-Central Andes (37°50' S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 22. p. 66-88.

Melnick, D., 2000. Geometría y estructuras de la parte norte de la zona de falla de Liquiñe-Ofqui (38°S): interpretación de sensores remotos. In: IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile, vol 1, pp 796–799.

Melnick, D., Folguera, A., 2001. Geología del complejo volcánico Copahue-Caldera Del Agrio, un sistema transtensional activo desde el Plioceno en la transición de los Andes Patagónicos a los Andes Centrales (38 ° S–71 °O). In: IX Congreso Geológico Latinoamericano, Montevideo, Uruguay, Universidad de Montevideo, pp 6–11

Mpodozis, C., Ramos, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: G.E. Ericksen, M.T. Canas Pinochet, y J.A. Reinemund (eds), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circ. Pac. Coun. En. Min. Res. Earth Sci. Ser., Houston, 59-90.

Muñoz, J., Stern, C., 1988. The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38° and 39°S. *J S Am Earth Sci* 1(2):147–161.

Naranjo, J.A., Polanco, E., 2004. The 2000 AD eruption of Copahue Volcano, Southern Andes. *Rev Geol Chile* 31:279–292.

Niemeyer, H., & Muñoz, J., 1983. Hoja Laguna de La Laja: región de Bio Bio: carta geológica de Chile 1: 250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Othman, D. B., White, W. M., & Patchett, J. (1989). The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. *Earth and Planetary Science Letters*, 94(1), 1-21.

Ozima M, Podosek F.A. 1983. Noble gas geochemistry. Cambridge University Press, Cambridge, p 367.

Peate, D.W., Pearce, J.A., Hawkesworth, C.J., Colley, H., Edwards, C.M.H., Hirose, K., 1997. Geochemical variations in Vanuatu arc lavas: the role of subducted material and a variable mantle wedge composition. *J. Petrol.* 38, 1331-1358.

Pesce, A., 1989. Evolución volcano-tectónica del complejo efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. *Rev Asoc Geol Arg* 44(1–4):307–327.

Pichler, H., and Zeil, W., 1972. The Cenozoic rhyolite-andesite association of the Chilean Andes: *Bulletin Volcanologique*, v. 35, no. 2, p. 424–452.

Plank, T., and Langmuir, C.H., 1993. Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones: *Nature*, v. 362, p. 739–743.

Polanco, E., 2003. Evolución del volcán Copahue (37° 45'S), Andes del Sur. Tesis de Maestría (no publicado), Instituto de Geofísica, Universidad Autónoma de México, México, p 90.

Potente, S., Reuther, C.D., 2001. Neogene Deformations prozesse im aktiven magmatischen Bogen Sudcentral chiles zwischen 37° und 39 °S. Mitteilungen aus dem Geologisch-Pala eontologischen Institut der Universitaet Hamburg 85:1-2.

Ramos, V.A., Folguera, A., 1999. The Andes of Neuquen (36°S - 38°S): Evidence of Cenozoic transtension along the arc. IV Geodynamic Symposium, Actas, pp. 606-609.

Rehkämper, M., Hofmann, A. W., 1997. Trace element anomalies and correlation in Indian Ocean MORB. Earth and Planetary Science Letters, 147, 93-106.

Rollinson, H. R., 1992. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Routledge.

Rosenau, M., 2004. Tectonics of the southern Andean intra-arc zone (38°-42°S). Ph.D. thesis, Free University, Berlin, Germany, pp 159

Rosenau, M., Melnick, D., Echtler, H., 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the Southern Andes between 38°S and 42°S latitude. Tectonics 25:TC4013

Rouilleau, E., Stevenson, R., 2013. Geochemical and isotopic (Nd-Sr-Hf-Pb) evidence for a lithospheric mantle source in the formation of the alkaline montereian province (Quebec), Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 50, no. 6, pp. 650-666.

Rowland, J. V., Simmons, S. F., 2012. Hydrologic, magmatic, and tectonic controls on hydrothermal flow, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: implications for the formation of epithermal vein deposits. Economic Geology, 107(3), 427-457.

Sano, Y., & Wakita, H., 1988. Precise measurement of helium isotopes in terrestrial gases. Bulletin of the Chemical Society of Japan, 61(4), 1153-1157.

Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon)- South America relative motion during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean regime. J. S. Am. Sci., 11, 211-215.

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

Sturm, M. E., Klein, E. M., Graham, D. W., & Karsten, J., 1999. Age constraints on crustal recycling to the mantle beneath the southern Chile Ridge: He-Pb-Sr-Nd isotope systematics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 104(B3), 5097-5114.

Suárez, M., Emparán, G., 1997. Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Bío-Bío, scale 1:250,000, Servicio Nacional de Geología y Minería.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ. 42, 313-345.

Thompson, G., and Bryan, W.B., 1976. Petrology and geochemistry of basalts from DSDP Leg 34, Nazca plate, in Yeats, R.S., Hart, S.R., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 34*: Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, p. 215–226.

Thorpe, R.S., and Francis, P.W., 1979. Variations in Andean andesite compositions and their petrogenetic significance: *Tectonophysics*, v. 57, p. 53–70.

Tormey, D.R., Hickey-Vargas, R., Frey, F.A., and Lopez-Escobar, L., 1991. Recent lavas from the Andean volcanic front (33 to 42°S); interpretations of along-arc compositional variations, in Harmon, R.S., and Rapela, C.W., eds., *Andean magmatism and its tectonic setting*: Geological Society of America Special Paper 265, p. 57–77.

Turner, S., Hawkesworth, C., 1997. Constraints on flux rates and mantle dynamics beneath island arcs from Tonga-Kermadec lava geochemistry. *Nature* 389, 568-573.

Turner, S., Hawkesworth, C., van Calsteren, P., Heath, E., Macdonald, R., Black, S., 1996. U-series isotopes and destructive plate margin magma genesis in the Lesser Antilles. *Earth Planet. Sci. Lett.* 142, 191-207.

Turner, S., Hawkesworth, C., Rogers, N., Bartlett, J., Worthington, T., Hergt, J., Pearce, J., Smith, I., 1997. $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$ disequilibria, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 4855-4884.

Trull, T. W., Kurz, M. D., 1993. Experimental measurements of ^3He and ^4He mobility in olivine and clinopyroxene at magmatic temperatures. *Geochimica et cosmochimica acta*, 57(6), 1313-1324.

Unruh, D.M., and Tatsumoto, M., 1976. Lead isotopic composition and uranium, thorium, and lead concentrations in sediments and basalts from the

Nazca plate, in Yeats, R.S., Hart, S.R., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 34: Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, p. 341–347.

Van Soest, M. C., Hilton, D. R., Macpherson, C. G., Matthey, D. P., 2002. Resolving sediment subduction and crustal contamination in the Lesser Antilles Island Arc: a combined He–O–Sr isotope approach. *Journal of Petrology*, 43(1), 143-170.

Varekamp, J., Ouimette, A., Hermán, S., Bermúdez, A., Delpino, D., 2001. Hydrothermal element fluxes from Copahue, Argentina: a “beehive” volcano in turmoil. *Geology* 29(11):1059–1062

Varekamp, J. C., Maarten deMoor, J., Merrill, M. D., Colvin, A. S., Goss, A. R., Vroon, P. Z., Hilton, D. R., 2006. Geochemistry and isotopic characteristics of the Caviahue-Copahue volcanic complex, Province of Neuquén, Argentina. *Geological Society of America Special Papers*, 407, 317-342.

Varekamp, J. C., Hesse, A., Mandeville, C. W., 2010. Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197(1), 313-328.

Vergara, M., Muñoz, J., 1982. La Formación Cola de Zorro en la alta cordillera Andina Chilena (36°–39° Lat. S), sus características petrográficas y petrológicas: una revisión. *Rev Geol Chile* 17:31–46.

Winter, J.D., 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology: New Jersey, Prentice-Hall, p. 697.

Weiss, R.F., 1968. Piggybacks sampler for dissolved gas studies on sealed water tubes. *Deep Sea Research* 15, 695–699.

Woodhead, J.D., Eggins, S., Gamble, J., 1993. High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and depleted mantle wedge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 114, 491-504.

Worner, G., Moorbath, S., and Harmon, R.S., 1992. Andean Cenozoic volcanic centers reflect basement isotopic domains: *Geology*, v. 20, p. 1103–1106.

8 Anexos

8.1 Petrografía

Las muestras usadas para el estudio petrográfico, corresponden a basalto/andesita. A continuación se presenta la descripción petrográfica de las muestras:

NV21: Corresponde a una roca porfídica, con fenocristales de plagioclasas (28%) de 1,4 cm a 0,1 cm, piroxenos (3%) de 0,4 cm a 0,1 cm y pequeños olivinos (0,5%) <0,1 cm. Su matriz, representante del 69,5% de la roca, presenta microlitos de plagioclasas y piroxenos (figura 14).

NV25: Corresponde a una roca porfídica con fenocristales de plagioclasas (26%) de 0,4 cm a 0,1 cm, piroxenos (5%) de 0,3 cm a 0,1 cm y olivinos (2%) de aproximadamente 0,15 cm. Su matriz, representante del 67% de la roca, presenta microlitos de plagioclasas y piroxenos (figura 15).

NV26: Corresponde a una roca porfídica con fenocristales de plagioclasas (23%) de 0,3 cm a 0,1 cm, piroxenos (6%) de 0,3 cm a 0,1 cm y olivinos (1,5%) de aproximadamente 0,1 cm a 0,2 cm. Su matriz, representante del 69,5% de la roca, presenta microlitos de plagioclasas y piroxenos, así como también vidrio (figura 16).

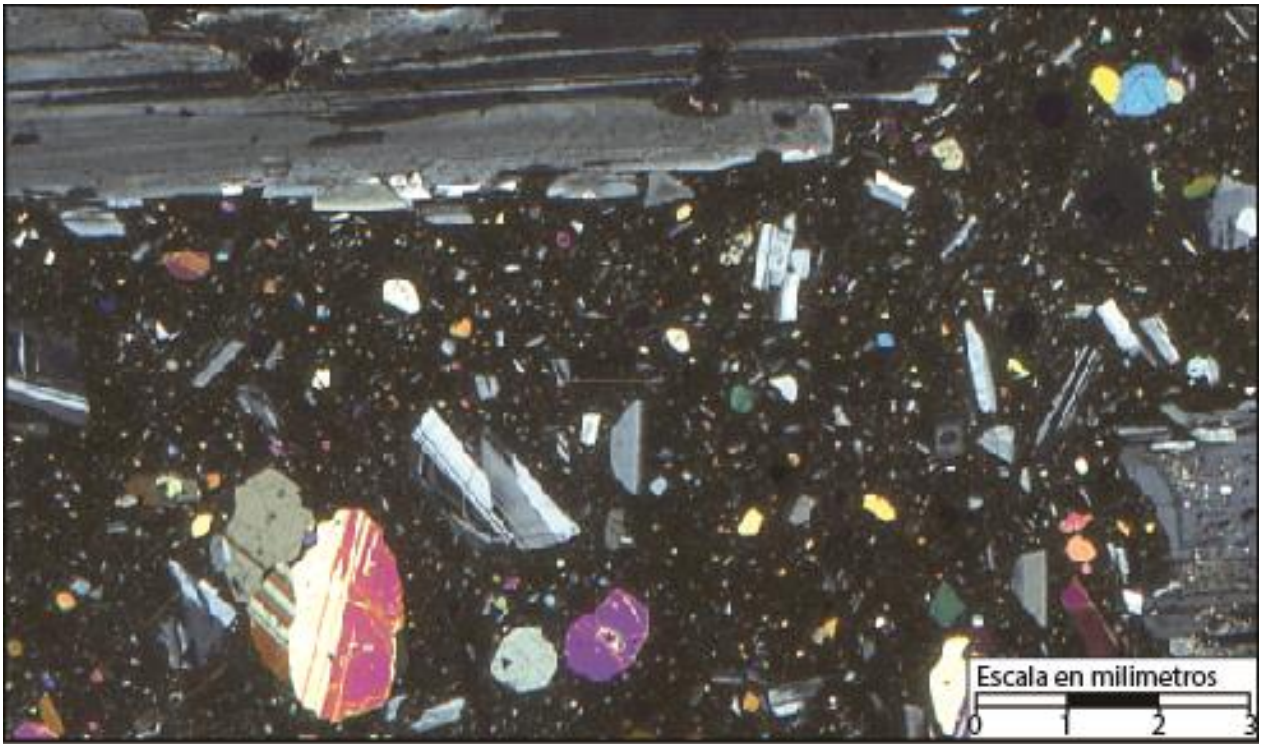


Figura 8.1. Corte transparente a nicols cruzados de la muestra NV 21.

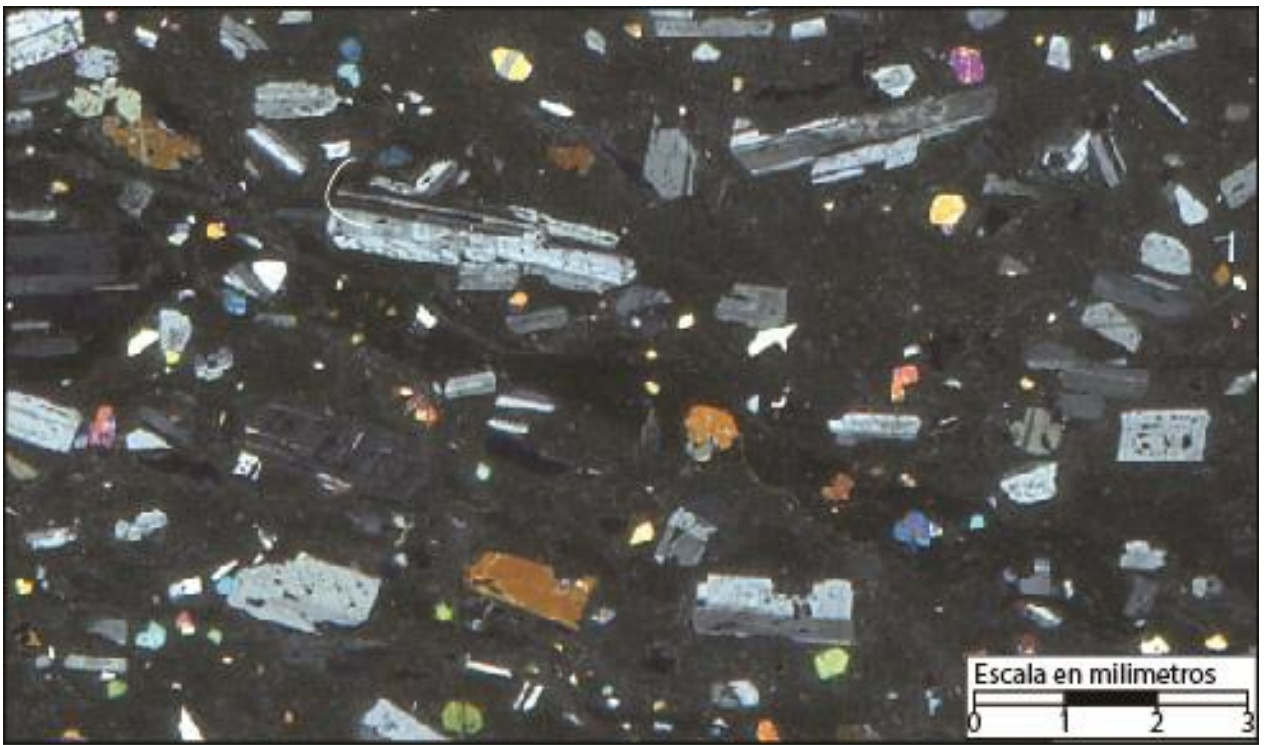


Figura 8.2. Corte transparente a nicols cruzados de la muestra NV25.

NV30: Corresponde a una roca porfídica con fenocristales de plagioclasas (27%) de 0,5 cm. a 0,1 cm, piroxenas (4%) de 0,3 a 0,1 y olivinos (1%) de aproximadamente 0,2 cm. Su matriz, representante del 68% de la roca, presenta microlitos de plagioclasas y piroxenos (figura 17).

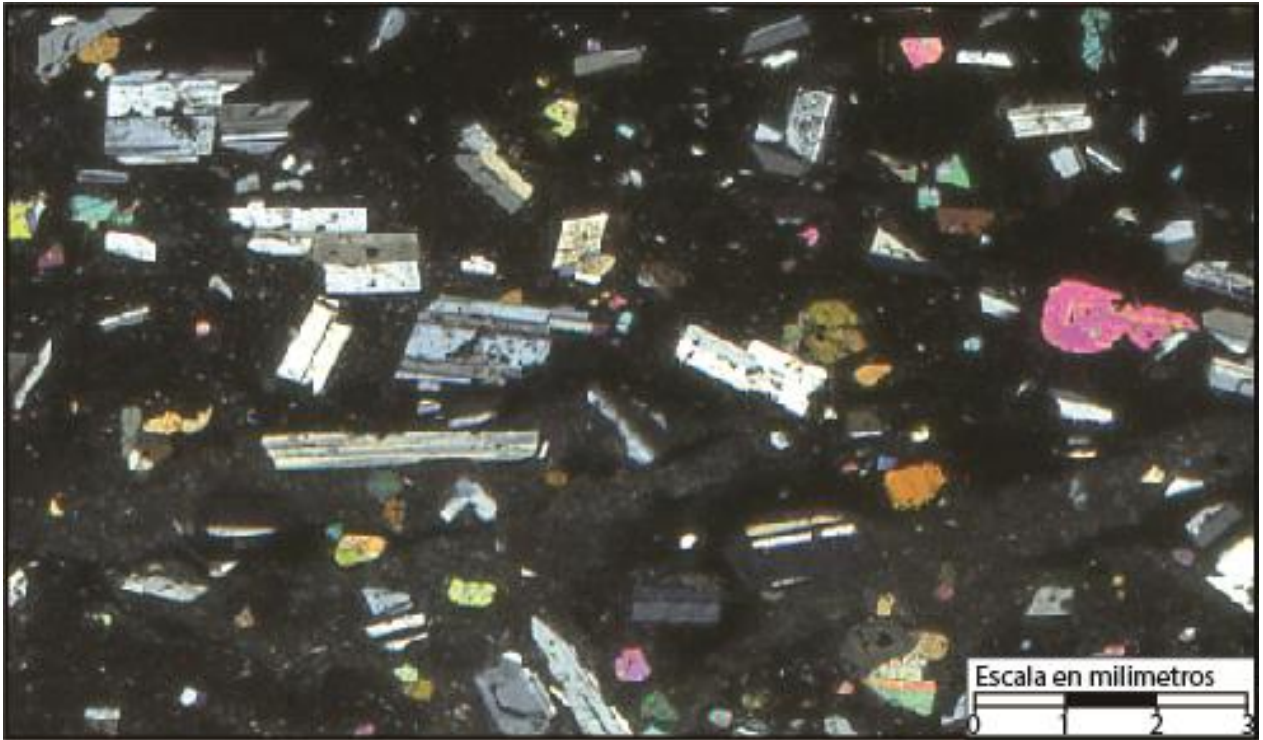


Figura 8.3. Corte transparente a nicols cruzados de la muestra NV26.

PM: Corresponde a una roca porfídica con fenocristales de plagioclasas (28%) de 0,5 cm a 0,1cm, piroxenas (6%) de 0,3 cm a 0,1 cm y olivinos (2%) de aproximadamente 0,2 cm. Su matriz, representante del 64% de la roca, presenta microlitos de plagioclasas y piroxenos, vidrio y vesículas (figura 18).

SE 2014: Corresponde a una roca porfídica con fenocristales de plagioclasas (25%) de 0,5 cm a 0,1cm, piroxenas (5%) de 0,3 a 0,1 y olivinos (1%) de aproximadamente 0,2 cm. Su matriz, representante del 69% de la roca, presenta microlitos de plagioclasas y piroxenos, vidrio, y una gran cantidad de vesículas (figura 19).

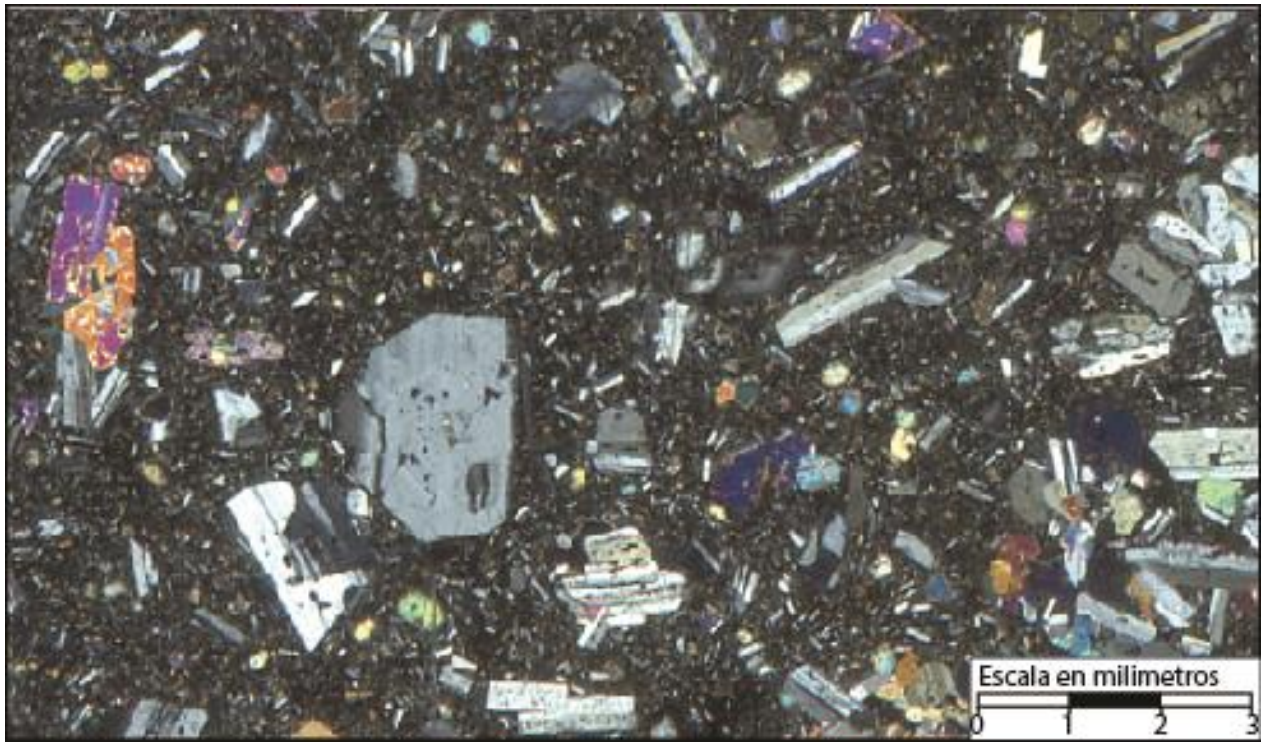


Figura 8.4. Corte transparente a nicols cruzados de la muestra NV30.

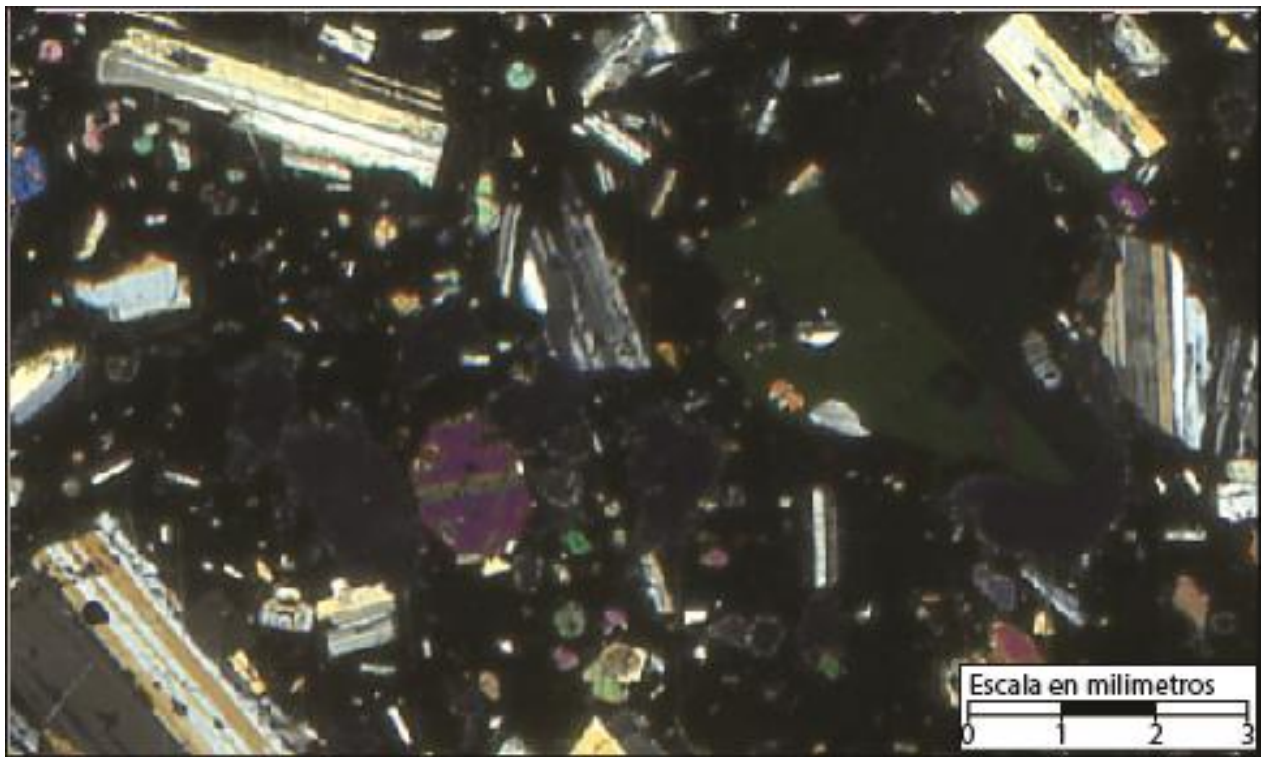


Figura 8.5. Corte transparente a nicols cruzados de la muestra PM.

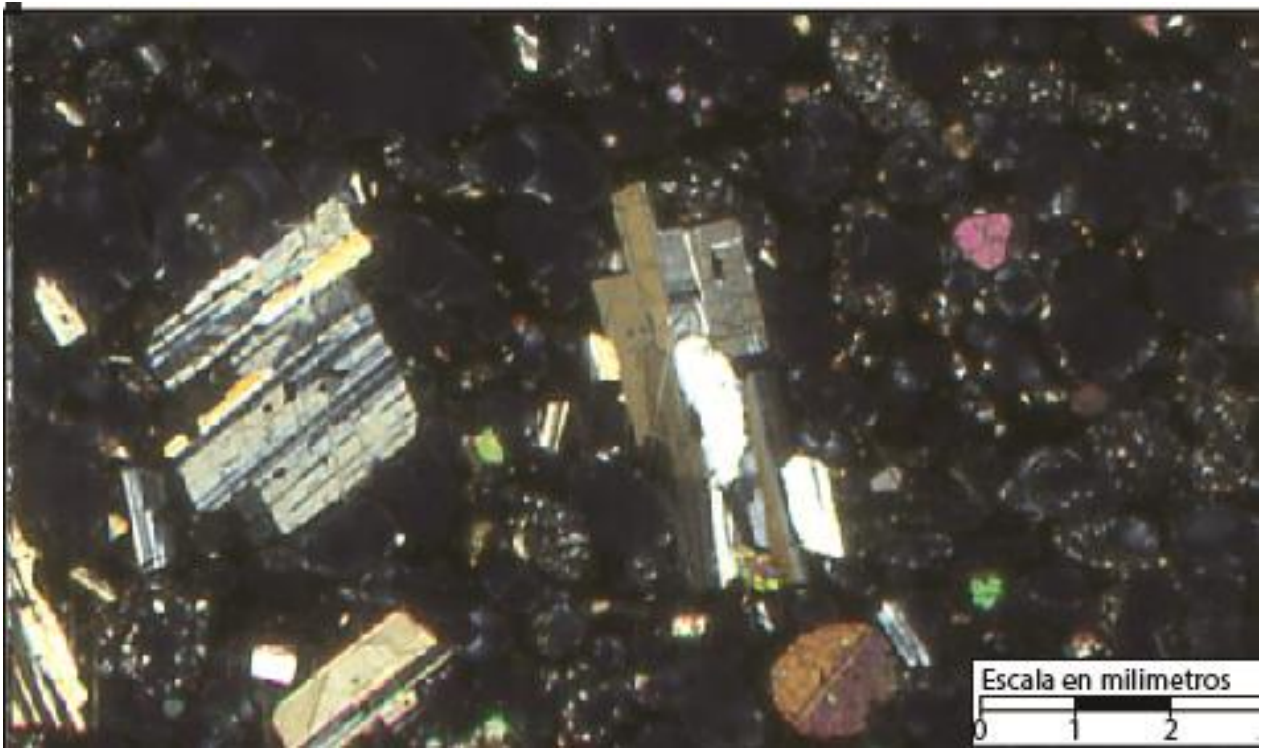


Figura 8.6. Corte transparente a nicoles cruzados de la muestra SE 2014

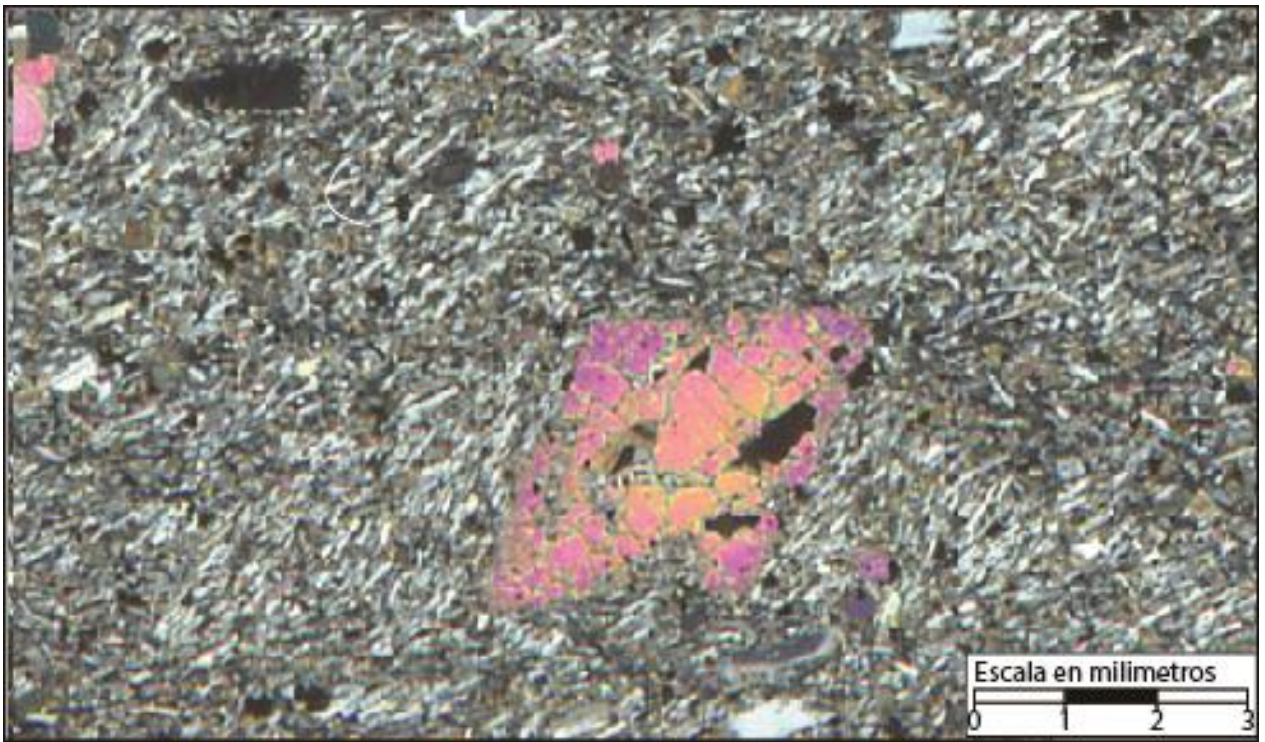


Figura 8.7. Corte transparente a nicoles cruzados de la muestra Cola de Zorro.



Figura 8.8. Corte transparente a nicoles cruzados de la muestra COP-SG-2.

Cola de Zorro: Corresponde a una roca porfídica con fenocristales de plagioclasas (29%) de 0,5 cm a 0,1cm, piroxenas (3%) de 0,3 cm a 0,1 cm y olivinos (3%) de aproximadamente 0,2 cm. Su matriz, representante del 65% de la roca, presenta una textura traquítica, donde la mayor parte de la matriz son plagioclasas y algunos piroxenos (figura 20).

COP-SG-2: Corresponde a una roca porfídica con fenocristales de plagioclasas (26%) de 0,5 cm a 0,1cm, piroxenas (5%) de 0,3 cm a 0,1 cm y olivinos (2%) de aproximadamente 0,2 cm. Su matriz, representante del 67% de la roca, presenta microlitos de plagioclasas, piroxenos, vidrio y vesículas (figura 21).

Tabla 8-1. Base de datos usados de Varekamp et al. (2006).

Muestra Unidad	NA4-1	NA6-1	NB2	NB3	NB4	NB5	NB6	NC8.5	NC9-1	NC11-2	NC12-1	EA3-1
	Cola de zorro	Cola de zorro	Cola de zorro	Cola de zorro	Cola de zorro	Cola de zorro	Cola de zorro	Cola de zorro	Cola de zorro	Cola de zorro	Cola de zorro	Cola de zorro
SiO2	54,2	58,8	51	51,6	51,4	57,1	60,8	52	52,9	61,9	56,3	56,1
Al2O3	17,7	17,6	17,7	18,6	18,3	16,6	16	16,6	18,4	16,7	17,4	15,9
Fe2O3(T)	9,5	7,4	10,1	9,3	10,1	8,6	7,2	9,3	9,2	6,3	7,8	9,7
MgO	3,2	1,9	5,9	5,5	5,5	2,3	1,5	7,4	4,8	1,3	4,1	3,1
CaO	7,4	5,4	8,7	8,3	8,6	6	4,2	8,8	8,3	3,8	6,6	6,9
Na2O	3,8	4,8	3,3	3,5	3,2	4,8	4,2	2,9	3,7	5	3,3	3,9
K2O	1,5	1,8	1,1	1,2	1,1	2	3,4	1	1,6	2,4	2	1,7
TiO2	1,4	1,3	1,3	1,2	1,4	1,5	1,3	1,4	1,2	1,2	1,3	1,6
P2O5		0,5	0,3	0,3	0,3	0,2	0,5	0,2		0,3	0,4	
Co	25	13			35	17	7	38		5	23	19
Rb	39,9	39,4			20,9	40,2	79,6	19,1		59,6	50,1	5
Sr	562	451			601	385	215	396		341	429	819
Y	24,5	34,5			22	38,4	35,6	20,1		40,1	25	35,8
Zr	144	164			129	166	299	121		226	191	65
Nb	5	5			4	5	10	4		7	6	8
Cs	1	1,7			1,3	0,9	5,7	1,5		2,5	3,4	3
Ba	396	455			302	441	490	237		555	417	247
La	18,9	20,9			15	22,7	33,6	13,1		30,5	22	26,9
Ce	43	49			36	51	75	30		60	49	59
Pr												
Nd	25,1	30,3			22,1	31,5	41,7	18,5		40,3	27,4	37,2
Yb	2,6	3,7			2,2	4,3	4	2,1		4,4	2,8	3,5
Pb	8	10			8	10	18	7		17	15	13
Th	6,4	5,6			3,5	6	13,1	4,6		8,5	7,6	7,6
U	1,8	1,6			0,9	1,7	3,7	1,1		2,5	2,2	1,8

Tabla 3. Continuación.

Muestra	EB2-1	EB-8	1-011299	2-011299	3-011299	1-021299	HCD	CPENO	CPEN1-2	KCP2	CPEN3b	1-251199
Unidad	Cola de zorro	Cola de zorro	Cola de zorro	Cola de zorro	Cola de zorro	Cola de zorro	Cola de zorro	Las mellizas	Las mellizas	Las mellizas	Las mellizas	Pre glacial
SiO2	61,9	52,8	59,3	66,7	60,6	74	52,1	65,7	66	65,7	60	55,7
Al2O3	15,5	18,3	17,3	16,5	17,6	14,1	18,9	15,2	15,4	15,5	17,8	17,7
Fe2O3(T)	7	9,3	7,5	3,4	6,2	1,6	7,6	5,3	5,2	5,1	7,3	8,3
MgO	1,8	4,9	2	0,5	2,1	0,2	2,8	1	0,9	0,8	2,2	4,3
CaO	4,3	8,7	4,9	1,9	5	1,3	7,9	2,6	2,5	2,3	4,5	7,5
Na2O	4,4	3,5	5,1	6,3	5,3	4	3,8	4,7	4,7	4,8	3,9	4
K2O	2,8	1	2,2	3,6	2	4,8	1,2	3,9	3,7	3,8	2,4	2,1
TiO2	1,5	1,1	1,2	0,7	0,8	0,3	1,5	0,8	0,8	0,8	1,2	1,2
P2O5	0,2	0,5	0,3				0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	
Co	7	29		3			17	6	6	5	14	24,5
Rb	52	23		111,5			26,2	121	108	114	72	59
Sr	310	535		255			543	219	227	240	395	538
Y	48,8	21,8		49			30	38	42,2	50,5	30,2	28
Zr	241	113		413			194	420	418	414	297	180
Nb	13	4		15,5			6	17	15	14	12	4
Cs	3,8	1,3		4,2			1,5	9	2,6	5,7	14,9	4,5
Ba	576	291		843			365	719	747	817	665	491
La	39,3	15,3		64,3			20,7	42,4	49,1	54,7	35,9	43,7
Ce	84	32		104			46	84	92	100	70	62,7
Pr												
Nd	52,3	21,1		71,7			26,4	41,4	47,2	52,4	35,2	37
Yb	4,9	2,2		5,5			3,5	4,2	4,5	5,3	3,4	
Pb	17	7		24			10	10,4	12	13,2	8,7	22
Th	10,5	3,5		15,5			8,2	0,6	0,7	0,8	0,5	9
U	2,8	0,8		3,7			1,6	5	5,2	5	3,4	2,3
208Pb/204Pb		38,435										
207Pb/204Pb		15,598										
206Pb/204Pb		18,557										
87Sr/86Sr		0,703781										

Tabla 3. Continuación.

Muestra	2-251199	3-251199	4-251199	1-281199	3-281199	5-261199	1-271199	2-271199	8-261199	5-271199	6-271199	7-271199
Unidad	Pre glacial	Pre glacial	Pre glacial	Pre glacial	Pre glacial	Pre glacial	Pre glacial	Pre glacial	Sin glacial	Sin glacial	Sin glacial	Sin glacial
SiO2	56,1	55,6	55,5	57,6	57,6	57,6	56,8	56,8	56,4	58,4	59,5	59,1
Al2O3	17,1	17,3	17,3	17,7	17,7	16,4	16,8	16,8	17	17,6	16,9	17
Fe2O3(T)	7,9	8,2	8	8,1	8,1	8	7,9	7,9	8,2	7	7	7,2
MgO	3,9	4,1	4,1	4,1	4,1	4,1	3,6	3,6	3,7	3,1	2,8	2,8
CaO	7,2	7,3	7,2	7,2	7,2	7,1	6,4	6,4	6,6	6,2	5,2	4,6
Na2O	3,8	3,4	3,6	3,4	3,4	4	4,9	4,9	3,9	3,1	2,8	2,8
K2O	2,2	2	2,1	2	2	2	2,3	2,3	2	2,5	2,8	3
TiO2	1,2	1,1	1,1	1,2	1,2	1,2	1,3	1,3	1,3	1,1	1,2	1,2
P2O5												
Co									16,3			14,1
Rb									94			116
Sr									545			411
Y			30		33				32			25
Zr									253			315
Nb									12			15
Cs									3			3,8
Ba									546			633
La									37,6			27,3
Ce									80			56,5
Pr												
Nd									44			32
Yb									3,3			2,7
Pb						19			20			27
Th			9	12					12			14
U									2,8			2,9

Tabla 3. Continuación.

Muestra	8-271199		8-271199		1-261199		3-261199		COP1		COP3	
	Sin glacial	8-271199	Sin glacial	8-271199	Post glacial	1-261199	Post glacial	3-261199	Erupcion 200	Erupcion 200	Erupcion 200	Erupcion 200
SiO2	57,9	59,1	59,1	59,1	55,1	55,1	55,1	55,1	55,4	55,4	55,2	55,2
Al2O3	17,6	17,1	17,1	17,1	17,5	17,6	17,6	17,6	17,2	17,2	17,1	17,1
Fe2O3(T)	8,8	7	7	7	8,5	8,3	8,3	8,3	9	9	8,7	8,7
MgO	3,7	2,5	2,5	2,5	4,2	4,1	4,1	4,1	4,1	4,1	4,3	4,3
CaO	6,9	5,5	5,5	5,5	6,8	7,1	7,1	7,1	7,3	7,3	7,2	7,2
Na2O	3,7	2,5	2,5	2,5	4,2	4,1	4,1	4,1	4,1	4,1	4,3	4,3
K2O	1,7	2,7	2,7	2,7	2	2	2	2	2	2	2	2
TiO2	1,2	1,1	1,1	1,1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
P2O5												
Co	24,8				27,7				26,9	26,9	27,2	27,2
Rb	48				73				60	60	61	61
Sr	545				547				488	488	485	485
Y	29				28				28	28	28	28
Zr	200				220				194	194	205	205
Nb	12				10				10	10	10	10
Cs	1,6				4,3				3,5	3,5	3,4	3,4
Ba	441				485				446	446	446	446
La	29,6				30,7				28,4	28,4	27,7	27,7
Ce	61,3				62,7				59,8	59,8	59,9	59,9
Pr												
Nd	38				35				31	31	32	32
Yb	3,3				3				3	3	2,9	2,9
Pb	18				20				14	14	13	13
Th	9				9				11	11	12	12
U	1,6				2,2				2,6	2,6	2,6	2,6
208Pb/204Pb											38,502	38,502
207Pb/204Pb											15,606	15,606
206Pb/204Pb											18,594	18,594
87Sr/86Sr											0,703954	0,703954

Tabla 8-2. Base de datos de la literatura. a: Killian y Behrmann, (2006), b: Othman et al., (1889), c: Rehkamper & Hofmann, (1997), d: Sturn et al. (1999), e: Hart et al. (1999), f: Klein, (2004).

Muestra	Nb	Ba	La	Ce	Pb	Th	U	208Pb/204Pb	207Pb/204Pb	206Pb/204Pb	87Sr/86Sr	Fuente
SE-1	9	501	24,9	54,9	15,6	8,76	1,75	38,705	15,629	18,702	0,70817	a
SE-3	8	393	22,1	48,9	12,8	6,4	1,39					a
SE-5	10	393	18	40,9	12,4	5,91	1,26					a
SE-7	11	500	24,2	53,7	15,3	8,59	1,61					a
SE-9	10	438	26	55,8	13,4	8,56	1,92					a
SE-11	11	387	18,6	41,4	10,9	5,85	2,74					a
SE-13	7	421	19,4	42,8	13,1	6,7	2,84					a
SE-15	11	385	18,8	41,8	11,2	5,92	1,85					a
SE-17	10	493	23,6	51,8	13,5	8,57	1,72					a
SE-19	7	397	18,7	41,5	11	6,02	2,5					a
SE-22	12	667	30,6	66,8	19,6	11,09	2,86	38,752	15,64	18,766	0,71195	a
SE-23	9	506	19,6	43,7	12,7	5,6	2,81					a
SE-25	10	412	18,3	40,9	14,5	5,93	2,08				0,70605	a
SE-27+	7	433	20,6	46	13,9	6,6	2,01					a
SE-29+	11	465	22,9	50,5	14,7	7,45	1,66					a
SE-32	11	530	23,7	52,3	14,4	7,68	1,35					a
SE-34	6	381	19,4	41,5	12,3	5,57	1,5	38,606	15,62	18,653	0,70614	a
SE-36	6	352	20	43,8	12,4	5,47	1,28					a
SE-39	8	358	19,9	43,8	10,6	5,83	1,28					a
SE-42	7	435	22,1	49	13	7,4	1,45					0,70619
Marine Sediments		1114	44,69	92,83	63,67					18,76		0,7203
Marine Sediments		5025	133,65	74,41	21,54					18,59		0,733
Marine Sediments		1470	100,74	109,65	33,61					18,668		0,709
NIMORB Alterado				6,3	0,31					22,4		0,703
NIMORB Alterado	1,22			6,19	0,23	0,07	0,24	44,16	16,49	24,96		0,70323
N-Morb average	3,507	13,87	3,895	12	0,489	0,1871	0,0711			18,3		0,70264
N-Morb average		22	5,77	17,1	0,489					18,1		0,7029
N-Morb average		12,2	3,34	10,4	0,359					18,21		0,7026
N-Morb average		13,87	13,89	5,99	0,19					18,216		0,7022
N-Morb average		12	1,88	4,1	0,155					18,286		0,7025