



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

EVOLUCIÓN GEOQUÍMICA DEL CENTRO MONOGENÉTICO SAN JORGE, VILLARRICA (39°S).

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

ANDRÉS ALONSO FLORES VALENCIA

PROFESOR GUÍA

LUCY EMMA MCGEE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

ÁNGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

MIGUEL ÁNGEL PARADA REYES

SANTIAGO DE CHILE

2015

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TITULO DE: GEÓLOGO
POR: ANDRÉS ALONSO FLORES VALENCIA
FECHA: 30/11/2015
PROFESOR GUIA: LUCY MCGEE**

EVOLUCIÓN GEOQUÍMICA DEL CENTRO MONOGENÉTICO SAN JORGE, VILLARRICA (39°S).

Los análisis geoquímicos, petrológicos y morfológicos realizados a lavas y depósitos de caída eruptados por centros volcánicos basálticos menores pueden darnos información sobre el sistema magmático que los generó, desde la fuente de la que provino hasta los procesos que llevaron a su diferenciación durante su ascenso. El Complejo Volcánico Villarrica (CVV) ubicado en la zona volcánica sur (ZVS) ha generado principalmente basaltos a andesita-basáltica y cantidades menores de andesitas, dacitas y riolitas. Está formado por tres volcanes poligenéticos principales que forman un lineamiento NW, Villarrica – Quetrupillán – Lanín, y por una serie de centros eruptivos monogenéticos menores, en su mayoría de composición basáltica. El CVV ha sido bien muestreado por lo que puede entregarnos importante información en el estudio de sistemas monogenéticos de volúmenes menores.

Nuevos análisis a centros eruptivos menores se están llevando a cabo y sumándose a los datos geoquímicos ya existentes del CVV. Se dará a conocer el caso del volcán San Jorge, que presenta un depósito de caída muy bien expuesto y una colada de lava asociada. Datos en roca total de elementos mayores y traza son usados para modelar la evolución del magma de San Jorge. Con esto se tendrá información de la fuente de San Jorge, se podrán reconocer procesos que pueden haberlo diferenciado, así como también, las razones en la variabilidad composicional entre los distintos conos menores.

Los análisis realizados señalan que San Jorge es el miembro más primitivo del CVV. El desacoplamiento cinemático del CVV provoca que algunas estructuras heredadas estén sometidas a extensión, por lo que habrían servido como un puente casi directo entre la fuente del magma y la superficie. La baja tasa de suministro magmático propicio que solo un pequeño volumen ascendiera y no fuera capaz de generar una cámara magmática. Estas características produjeron una velocidad de ascenso tan rápida del magma que prácticamente no se diferenció.

San Jorge habría sido generado por un único flujo magmático teniendo solo un pequeño episodio de estancamiento en su superficie que generó algunas diferencias encontradas entre sus productos (lava y depósito de caída). Esto confirma la viabilidad del concepto de volcanismo monogenético y se propone que su existencia depende de la conjugación de la tasa de suministro magmático y su interacción con el régimen de stress.

*Dedicado a mi padres, hermanas y a Luz María,
que siempre me brindaron su apoyo.*

AGRADECIMIENTOS

Primero que todo, agradezco a mi profesora guía, Lucy McGee: Lucy, gracias por tus consejos, por tu infinita paciencia, la comprensión que me diste cuando la necesite, tu dedicación a prueba de todo, pero por sobre todo, la alegría y confianza que me contagiabas en cada una de las reuniones que tuvimos.

Agradezco, también, a los miembros de mi comisión: Miguel Ángel Parada y Ángelo Castruccio por sus comentarios, correcciones acertadas y por enseñarme en las aulas todo lo que necesitaba.

Gracias al proyecto FONDECYT: #11130296, "*Investigating the link between volcano size and melting dynamics along the Andean arc: a study of Chilean monogenetic volcanic fields*", por dar los recursos para llevar a cabo esta investigación.

A mis profesores que hicieron lo posible por que aprendiera los conceptos fundamentales de esta hermosa ciencia, gracias a todos los compañeros con quienes compartimos terrenos, estudios, alegrías, penas, carretes y conocimiento, parte de lo que aprendí en la universidad se los debo a ustedes también. A todo el personal administrativo, sobre todo a María Rosa y Blanca, siempre estuvieron cuando las necesite y con la mejor disposición.

Por sobre todo, agradezco a mi familia: mamá, papá, Macarena, Rocío, Isidora y Tito, sin ustedes no sería el hombre que soy hoy. Gracias Luz María, tu apoyo y motivación me hicieron fuerte en los momentos difíciles, has traído mucha felicidad y luz a mí alrededor. Los amo mucho familia, son lo más importante para mí y si estoy terminando una etapa más es gracias a todos y todas ustedes.

TABLA DE CONTENIDO

TABLA DE CONTENIDO	1
INDICE DE FIGURAS.....	3
INDICE DE TABLAS.....	5
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	6
1.1 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO	6
1.2 UBICACIÓN Y ACCESOS.....	7
1.3 HIPÓTESIS	7
1.4 OBJETIVOS.....	8
1.5 METODOLOGÍA	8
CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO	10
2.1 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	10
2.1.1 VOLCÁN VILLARRICA.....	11
2.1.2 CONOS MONOGENÉTICOS	13
2.1.3 SAN JORGE	14
CAPÍTULO III: CONCEPTOS GENERALES Y ESTUDIOS PREVIOS	15
3.1 COMPLEJOS VOLCÁNICOS.....	15
3.2 VOLCANISMO MONOGENÉTICO	16
3.3 ALGUNOS EJEMPLOS DE VOLCÁNISMO MONOGENÉTICO	17
3.4 RELACIÓN ENTRE LA TECTÓNICA Y EL VOLCÁNISMO EN ZVS DE CHILE	18
3.4.1 ASOCIACIONES ACOPLADAS Y DESACOPLADAS CINEMÁTICAMENTE	18
3.4.2 COEXISTENCIA DE VOLCÁNISMO MONOGENÉTICO Y POLIGENÉTICO EN ZVS.....	19
CAPÍTULO IV: RESULTADOS	21
4.1 METODOLOGÍA	21
4.1.1 TOMA DE MUESTRAS.....	21
4.1.2 MÉTODO DE ANÁLISIS.....	23
4.1.3 EXACTITUD Y PRECISIÓN	24
4.2 VOLCANOLOGÍA	26

4.2.1 COLUMNA ESTRATIGRAFICA	26
4.3 PETROLOGÍA	29
4.3.1 LAVA.....	29
4.3.2DEPÓSITO DE CAÍDA	32
4.4 QUÍMICA	34
4.4.1 ELEMENTOS MAYORES	34
4.4.2 ELEMENTOS TRAZA.....	39
4.4.3 QUÍMICA CON SECUENCIA DE SAN JORGE.....	43
CAPÍTULO VI: DISCUSIONES.....	46
6.1 EL VOLCÁN MONOGENÉTICO SAN JORGE	46
6.2 FUENTE DEL MAGMA	48
6.3 EVOLUCIÓN DEL MAGMA DURANTE SU ASCENSO	50
6.4 CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA	52
6.5 DIFERENCIAS ENTRE LAVA Y DEPÓSITO DE CAÍDA DE SAN JORGE.....	53
6.6 RELACIÓN ENTRE EL VOLCÁN VILLARRICA Y EL CONO SAN JORGE	54
6.7VIABILIDAD DEL CONCEPTO “MONOGENÉTICO”	55
CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES	56
BIBLIOGRAFÍA	58
ANEXOS	62
ANEXO A: DESCRIPCIÓN DETALLADA DE LAS MUESTRAS DE DEPÓSITOS DE CAÍDA DEL VOLCÁN MONOGENÉTICO SAN JORGE	63
ANEXO B: DESCRIPCIÓN DE LAS MUESTRAS DE LAVA DEL VOLCÁN MONOGENÉTICO SAN JORGE	66
ANEXO C: GEOQUÍMICA DEL VOLCÁN SAN JORGE	78
ELEMENTOS MAYORES.....	78
ELEMENTOS TRAZA	80
ANEXO D: GEOQUÍMICA DE LOS CONOS CABURGUA, HUILILCO Y LA BARDA.	85
ELEMENTOS MAYORES.....	85
ELEMENTOS TRAZA	88
ANEXO E: DATOS BIBLIOGRÁFICOS USADOS EN ESTE TRABAJO.....	94
DATOS OBTENIDOS DE (HICKEY - VARGAS <i>ET AL.</i> , 1989).....	94

INDICE DE FIGURAS

Imagen 1: A: Mapa de la zona volcánica sur (SVZ) mostrándose su división en zonas norte (NSVZ), transicional (TSVZ), centro (CSVZ) y sur (SSVZ). JFR es el Ridge de Juan Fernandez. B: ubicación de los conos monogenéticos. LOFZ es zona de fallas de Liquiñe-Ofqui (imagen obtenida de Hickey-Vargas <i>et al</i> 2002).	10
Imagen 2: Mapa geológico de la zona de estudio, sacado de la carta geológica de Chile, área Pucón-Currehue.....	11
Imagen 3: Tomada desde el programa Google Earth, se señalan la ubicación de los estratovolcanes principales y de los conos monogenéticos asociados, incluido el volcán San Jorge.....	12
Imagen 4: Tomada desde el programa Google Earth mostrando la ubicación del cono San Jorge, su depósito de caída y su lava asociadas.....	14
Imagen 5: Grafico "Stress diferencial vs tasa de producción volcánica". Tomado de Takada (1994).	17
Imagen 6: Fotografía del depósito de caída mirando hacia el W.	21
Imagen 7: Izq: Fotografía de un "hummock", mirando hacia el S. Der: fotografía de la calidad de los afloramientos de las coladas de lava a orillas del camino.	22
Imagen 8: Fotografías del depósito de caída. Arriba: la imagen izquierda mirando hacia el E, la imagen derecha mirando hacia el W; Abajo: la imagen izquierda es el nivel donde se obtuvieron las muestras AF5 y AF6 mirando hacia el SW y la imagen derecha corresponde al techo de la secuencia mirada hacia el S (muestras AF7 y AF8).	26
Imagen 9: Columna estratigráfica tomada desde el depósito de caída atribuido al cono San Jorge.	27
Imagen 10: Cortes transparentes a nicols cruzados de las muestras de lava de San Jorge, salvo SJ2. Notar que la imagen e) de la esquina inferior izquierda tiene una escala distinta a las demás. Muestras: a) SJ1; b) SJ3; c) SJ4; d) SJ5; e) SJ6, cumulo con distintos fenocristales de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno; y f) SJ6, zonación en fenocristal de plagioclasa.	31
Imagen 11: Cortes transparentes de las muestras pertenecientes al depósito de caída de San Jorge: a) y b) AF1 (base); c) AF3 (cuerpo); d) AF8 (techo); e) y f) AF2a (bomba). Notar que las imágenes tienen distintas escalas.	32
Imagen 12: Diagramas elementos mayores con respecto a MgO: los rombos azules representan a los lapillis de San Jorge, el triángulo rojo a la bomba, los triángulos verdes a las muestras de lava de San Jorge, las cruces lilas representan a otros conos monogenéticos del mismo proyecto FONDECYT y las círculos representan a datos bibliográficos del volcán Villarrica (Hickey - Vargas <i>et al.</i> , 1989).....	36
Imagen 13: Diagramas de clasificación "AFM" (Irvine <i>and</i> Baragar 1971), "SiO ₂ vs K ₂ O" (Peccerillo <i>and</i> Taylor 1976) y "TAS" (Middlemost 1994) para muestras de San Jorge, generado con programa GCDkit 2.3. Los rombos azules corresponden a los lapillis de San Jorge, el triángulo rojo es la bomba, los triángulos verdes son las muestras de lava de San Jorge, las cruces lilas son otros conos monogenéticos del mismo proyecto FONDECYT y los círculos corresponden a datos bibliográficos del volcán Villarrica (Hickey - Vargas <i>et al.</i> , 1989).....	37

Imagen 14: Diagramas elementos traza con respecto a MgO: los rombos azules representan a los lapillis de San Jorge, el triángulo rojo a la bomba, los triángulos verdes a las muestras de lava de San Jorge, las cruces lilas representan a otros conos monogenéticos del mismo proyecto FONDECYT y las círculos representan a datos bibliográficos del volcán Villarrica (Hickey - Vargas *et al.*, 1989)..... 38

Imagen 15: Diagramas REE normalizados a Condrito (McDonough *and* Sun, 1995), se han ploteado también muestras de otros conos monogenéticos y del estratovolcán Villarrica: los rombos azules representan a los lapillis de San Jorge, el triángulo rojo a la bomba, los triángulos verdes a las muestras de lava de San Jorge, los cuadrados lilas representan a otros conos monogenéticos del mismo proyecto FONDECYT y las círculos representan a datos bibliográficos del volcán Villarrica (Hickey - Vargas *et al.*, 1989). 40

Imagen 16: Diagramas Spider normalizados a manto primitivo (Sun *and* McDonough, 1989), se han ploteado también muestras de otros conos monogenéticos y del estratovolcán Villarrica: los rombos azules representan a los lapillis de San Jorge, el triángulo rojo a la bomba, los triángulos verdes a las muestras de lava de San Jorge, los cuadrados lilas representan a otros conos monogenéticos del mismo proyecto FONDECYT y las círculos representan a datos bibliográficos del volcán Villarrica (Hickey - Vargas *et al.*, 1989)..... 42

Imagen 17: Gráficos "Óxidos vs altura", los rombos azules representan los lapillis, el cuadrado rojo la bomba y los triángulos representa las muestras de lava. 44

Imagen 18: Gráficos "trazas vs altura", los rombos azules representan los lapillis, el cuadrado rojo la bomba y los triángulos representa las muestras de lava. 45

Imagen 19: Modificada de imagen tomada de Baker *et al.* (1997) para ilustrar la baja razón de La/Yb y Dy/Yb, así como la cercanía de las muestras de San Jorge (puntos rojos) con una lherzolita de espinela. 48

Imagen 20: Modificada desde imagen tomada de Hickey-Vargas *et al.* (1989) que muestra el posible ascenso casi directo del flujo magmático que dio lugar al cono San Jorge..... 51

Imagen 21: Proyecciones de cristalización fraccionada para algunos elementos mayores (en wt%) y traza (en ppm) con respecto a los minerales olivino y Ti-augita (Deer *et al.* (1966) y Tschegg *et al.* (2011), respectivamente). 52

Imagen 22: Modelo de la evolución del flujo magmático San Jorge propuesto en este trabajo: a) ascenso magma por estructura heredada; b) estancamiento de muy corto tiempo, comienza a aumentar la presión de fluido; c) extrusión de lapillis; d) el magma llega a la superficie y extruye, la zona de la colada más lejana a la fuente (SJ6) es la más diferenciada. 54

INDICE DE TABLAS

Tabla 1: Verificación de exactitud y precisión para elementos mayores (en wt%).	24
Tabla 2: Verificación de exactitud y precisión para elementos traza (en ppm).	25
Tabla 3: En la siguiente página, resumen de las principales características del depósito de caída. 27	
Tabla 4: Resumen de las principales características de las muestras de lava de San Jorge.	29
Tabla 5: Resumen de las principales características de las muestras AF1, AF3 y AF8 pertenecientes al depósito de caída de San Jorge.	33

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO

Los flujos de lava y los depósitos de caída de pulsos magmáticos basálticos son productos volcánicos muy comunes sobre la superficie de la tierra. Las características petrológicas y composicionales que estos productos presentan reflejan algunas de las condiciones a las cuales fueron sometidas sus fuentes, posibles diferenciaciones durante su ascenso o las condiciones en el momento de la extrusión del pulso magmático. Tanto la petrología como la morfología que muestran estos flujos de lava y depósitos de caída basálticos son una buena fuente de información a la hora de querer entender los procesos que llevaron a la evolución de este volcán.

En este estudio, se trabajará en la Zona Volcánica Sur Centro (ZVSC), ubicada aproximadamente entre los paralelos 39° y 42° S, específicamente en el complejo volcánico Villarrica (CVV). El estratovolcán Villarrica, mayor representante de este complejo, se sitúa en los 39°25' S y 71°56' W, justo sobre el sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui (SFLO).

En el complejo volcánico Villarrica se han reconocido dos estilos de volcanismo principales: el poligenético, que da origen a estratovolcanes, y el monogenético, representado por numerosos centros eruptivos menores.

Los centros poligenéticos, representados por la cadena de orientación SE Villarrica-Quetrupillán-Lanín, han emitido lavas de composición basáltica a dacítica. Mientras que, los conos monogenéticos forman tanto cadenas de orientación NS (alineadas sobre la falla Liquiñe-Ofqui) como cadenas con orientación NE, controladas por estructuras heredadas del basamento (Hickey-Vargas *et al*, 2002; Cembrano *and* Lara, 2009). Estos conos, por heterogeneidades tanto de su fuente como en los procesos que sufrieron cada uno de ellos durante su ascenso (Teoría de Interacción de Fracturas (Takada, 1993)) muestran algunas diferencias en sus características, aunque en general son basálticos (salvo Llizan que es andesítica, pero no analizada en este trabajo).

Este trabajo está centrado en el cono monogenético San Jorge (39°18'S y 71°39'W), de edad Holocena, que está ubicado a 27 km al NE del volcán Villarrica perteneciente al complejo volcánico Villarrica (CVV) y situado en la parte central de la zona volcánica sur (CSVZ). Este cono piroclástico que generó una colada de lava y un depósito de caída, ambos de composición basáltica, presenta una elongación WNW, tiene un cráter de unos 90 m y alcanza una altura de 1073 msnm.

Para este estudio, se tomarán muestras tanto de la colada de lava como del depósito de caída provenientes del cono monogenético San Jorge. A estas muestras se les realizarán análisis petrológicos y geoquímicos. Posteriormente, se estimarán parámetros como el grado de fusión parcial y de cristalización fraccionada característicos para esta erupción. Con los resultados

obtenidos para las muestras del San Jorge, y su posterior comparación con datos bibliográficos, se intentará explicar las características únicas de San Jorge y a qué se deben las diferencias y similitudes que existen en este cono con respecto al volcán Villarrica y a los demás conos monogenéticos del CVV.

Casos de conos monogenéticos presentes en complejos volcánicos mayores, existen por todo el mundo, conocer cómo se inserta el San Jorge en el CVV nos podría acercar a comprender que procesos son los que controlan estos eventos.

1.2 UBICACIÓN Y ACCESOS

La zona de estudio se encuentra emplazada en la Comuna de Pucón, Provincia de Cautín, IX Región de la Araucanía, Chile, a 140 km al SE de Temuco, capital regional y a unos 30 km al E de la ciudad de Pucón.

Desde la capital de Chile, Santiago, se debe tomar la autopista 5 Sur hasta la salida de la ruta 199 hacia el SE, unos 25 km al sur de Temuco. Pasado Pucón se debe tomar la ruta S-905 hacia el E, luego, salir por la ruta S-907, para finalmente tomar el desvío que lleva a la ruta S-931 que lleva directo al cono San Jorge.

1.3 HIPÓTESIS

Las características de la fuente y evolución de un flujo magmático pueden ser modeladas a partir de la morfología, petrología y geoquímica de sus productos, como lo son depósitos de caída y flujos de lava. En la erupción del volcán San Jorge, el magma habría sido de carácter primitivo y ascendido hacia la superficie a una velocidad relativa alta y con poco tiempo de asentamiento, a través de fracturas pre-existentes.

1.4 OBJETIVOS

1.4.1 OBJETIVOS GENERALES

Entender la evolución volcánica y geoquímica del centro monogenético San Jorge, a partir de columnas estratigráficas y análisis geoquímicos (elementos mayores, menores y trazas en la roca total) de muestras tomadas a través de la secuencia, tanto en depósitos de caída como en coladas de lava.

1.4.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS

- i. Con los elementos mayores, menores y trazas de los análisis, estudiar las diferencias y similitudes en la química de él o los magmas que generaron la lava y el depósito de caída, discutir el motivo de estas y entregar posibles explicaciones.
- ii. Comparar la química del San Jorge con otros conos monogenéticos cercanos al volcán Villarrica y, con esto, evaluar cuantitativamente las diferencias entre dichos centros.
- iii. Entender cómo se relaciona el cono San Jorge con el volcán Villarrica.
- iv. Discutir la aplicabilidad de la calificación “monogenética” asignada a este volcán (tópico discutido en la literatura científica contemporánea).

1.5 METODOLOGÍA

- i. Recopilación de muestras de depósitos de caída y posterior análisis e interpretación geoquímica de estas, llámese elementos mayores, menores y traza. Elaborar una columna estratigráfica y estudiar sus implicancias.
- ii. Recopilación de muestras de lava y posterior análisis e interpretación petrográfica de estas.
- iii. Examinar los procesos que habrían afectado al pulso magmático y estudiar sus implicancias.
- iv. Catastro bibliográfico de la geoquímica y petrografía de las lavas del volcán Villarrica y de los conos monogenéticos aledaños.

- v. Comparar la información recopilada de los demás volcanes con la obtenida para el San Jorge, a través de diagramas Spider, de tierras raras, TAS, diagramas Harker, AFM, etc. y buscar motivos para las diferencias y similitudes reconocidas.

CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO

2.1 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

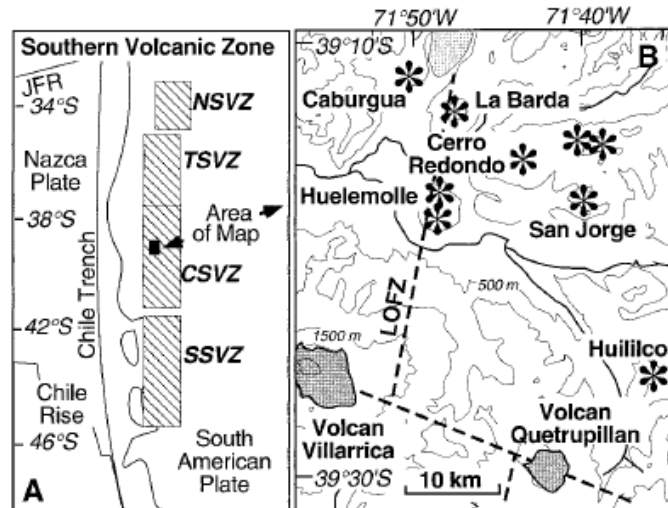


Imagen 1: A: Mapa de la zona volcánica sur (SVZ) mostrándose su división en zonas norte (NSVZ), transicional (TSVZ), centro (CSVZ) y sur (SSVZ). JFR es el Ridge de Juan Fernández. B: ubicación de los conos monogenéticos. LOFZ es zona de fallas de Liquiñe-Ofqui (imagen obtenida de Hickey-Vargas *et al*2002).

La parte Central de la Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVSC), situado en Chile entre los 37° – 42°S, contiene principalmente lavas basálticas y andesítico-basálticas, con cantidades menores de andesitas, dacitas y riolitas. Comparado con las partes norte (ZVSN) y transicional (ZVST), la corteza de la ZVSC es mucho más delgada (30-35 km) y la profundidad de la zona de Benioff es más bien uniforme. El frente volcánico de la ZVSC contiene ocho estratovolcanes activos de edad Pleistoceno tardío – actualidad, alineados de norte a sur: Lonquimay, Llaima, Villarrica, Mocho-Choshuenco, Puyehue, Casablanca, Osorno y Calbuco.

Entre los 38° - 40°S el frente volcánico es prácticamente lineal y sigue la traza de la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui (ZFLO), de carácter dextral y un rumbo de N10° – 20°E que mantiene por más de 900 km (Hervé *et al.*, 1979). Detrás del frente, están los volcanes Quetrupillán y Lanín (39,5°S) y Tronador (40°S). El alineamiento NW-SE de la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín es controlado por una fractura transversal de orientación N55° - 60°W.

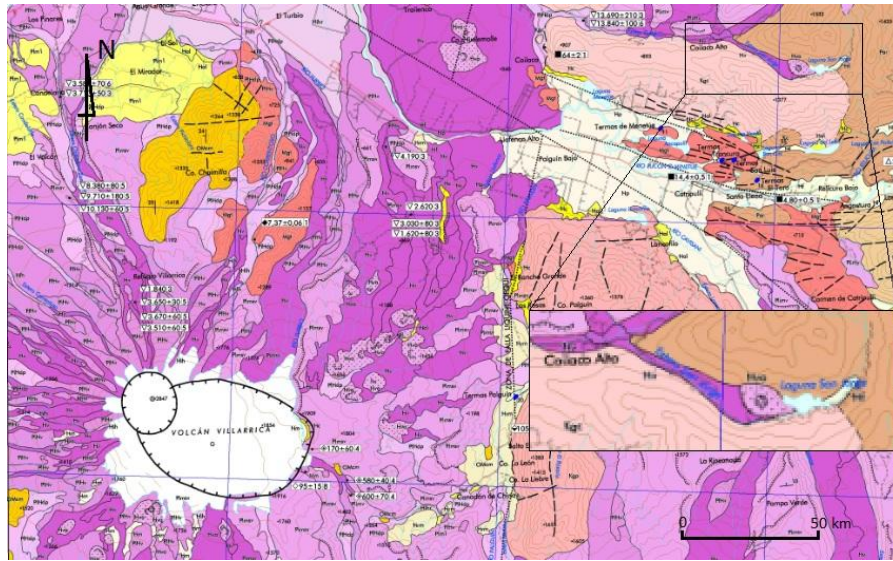


Imagen 2: Mapa geológico de la zona de estudio, sacado de la carta geológica de Chile, área Pucón-Currehue.

Se encuentran una serie de pequeños centros eruptivos, algunos alineados con ZFLO, mientras que otros no parecen tener relación tectónica. Se ha sugerido que los pequeños volúmenes extruidos por estos centros necesitan de la existencia de fracturas para que los magmas ascendentes logren llegar a la superficie (Hickey – Vargas *et al.*, 1993; López – Escobar *et al.*, 1995; Takada, 1994).

2.1.1 VOLCÁN VILLARRICA

El volcán Villarrica ($39^{\circ}25'S$, $71^{\circ}57'W$) que alcanza una altura de 2.847 msnm, con 2000 m de edificio volcánico, corresponde a un estratovolcán activo formado por la acumulación, y erosión, de rocas volcánicas, glaciales y fluviales. En las proximidades, se observan profundos valles moldeados por glaciares y la mayoría de los valles (ríos y lagos) son controlados por zonas de fractura EW y NS formadas durante la glaciación cuaternaria. Las montañas aledañas están compuestas por rocas intrusivas y volcánicas más antiguas. El basamento del volcán Villarrica está constituido por rocas plutónicas Cretácico-Miocénicas, series sedimentarias y volcanogénicas de edad Triásico-Cretácico-Mioceno y, por último, series volcánicas Plio-Pleistocenas. También hay algunos afloramientos graníticos en su base. Finalmente, se observan lavas y materiales piroclásticos cubriendo a las rocas más antiguas.

El volcán Villarrica es uno de los tres volcanes más activos (fumarolas y erupciones) de Sudamérica (Moreno – Roa *et al.*, 1994; Clavero y Moreno – Roa, 1994). Desde 1558 ha tenido 59 eventos eruptivos. Su cono más activo está rodeado por varios conos piroclásticos.



Imagen 3: Tomada desde el programa Google Earth, se señalan la ubicación de los estratovolcanes principales y de los conos monogenéticos asociados, incluido el volcán San Jorge.

El Villarrica ocupa un área de unos 500 km², con tres unidades sobre impuestas Villarrica I, II y III (Moreno – Roa *et al.*, 1994):

Villarrica I

La unidad más antigua, durante su formación puede haber sufrido un colapso que generó una caldera elíptica. Esta unidad presenta lavas pre-glaciares basálticas y andesíticas, además de brechas, conglomerados y piroclastos volcánicos, asociados con extensas ignimbritas. Los basaltos porfíricos están compuestos de fenocristales de plagioclasa y matrices afaníticas, las andesitas están compuestas de fenocristales de plagioclasa y olivino, y las dacitas solo de fenocristales de plagioclasa. La composición química de esta unidad es predominantemente andesítica-basáltica (52 – 56% SiO₂).

Villarrica II

Un estratovolcán compuesto al lado NW de la caldera, incluye lavas tipo “aa” intra a post glaciales y depósitos de flujos piroclásticos formados hace 14.320 años (ignimbrita Lican – 19 km³) y hace 3.740 años (ignimbrita Pucón – 5 km³). El último depósito de flujo piroclástico (Pucón) formo una caldera de 2,2 km de ancho y construyó el cono de Villarrica III hace unos 3.700 años atrás. La composición química de esta unidad también es andesítico-basáltica (53% - 57% SiO₂). La alternancia de lavas y flujos piroclásticos pueden indicar una fluctuación dramática en su comportamiento eruptivo, cambiando de efusivo a altamente explosivo.

Villarrica III

Un estratovolcán joven, 400 m sobre la base. Esta unidad incluye casi todos los productos de su centro volcánico. Su parte más baja incluye piroclastos y lavas andesítico-basálticas formadas entre 3.030 años (Flujo piroclástico Refugio) y 1.620 años (Flujo piroclástico C). Después de esto, debido a una erupción tipo hawaiana del Villarrica, la parte superior de esta unidad está compuesta principalmente por una intercalación de lavas y lahares.

2.1.2 CONOS MONOGENÉTICOS

Hay una serie de pequeños centros eruptivos rodeando al volcán Villarrica, que se ubican principalmente hacia su norte y este, alineados con la zona de falla Liquiñe-Ofqui. La mayoría de estos centros corresponden a conos de escoria con flujos de lavas basálticas a andesítica-basálticas. Los conos Caburgua y La Barda están situadas al norte del volcán Villarrica, por su lado, Huililco se ubica al este, mientras que San Jorge, está localizado al noreste de dicho volcán, solo se señalan los conos cuyas composiciones serán usadas para compararlas con San Jorge. Los conos son de mucho menor tamaño (por ejemplo, San Jorge apenas rebasa los 170 m de edificio) y de menor volumen que los estratovolcanes. Caburgua y La Barda se encuentran cubiertas por la ignimbrita Pucón, la cual esta datada, por lo que la edad de estos conos se estima entre 4.000 y 6.000 años (Moreno – Roa, comunicación personal).

2.1.3 SAN JORGE



Imagen 4: Tomada desde el programa Google Earth mostrando la ubicación del cono San Jorge, su depósito de caída y su lava asociadas.

El cono monogenético San Jorge ($39^{\circ}18'S$, $71^{\circ}39'W$) corresponde a un cono de escoria con un flujo de lava basáltico que sigue la dirección de un valle fluvial, bajando hacia el NW del cono y con un depósito de caída, también de carácter basáltico, identificado al S del cono. Alcanza una altura de 1.122 msnm, su edificio volcánico es de unos 170 m de altura, tiene una longitud de 1.170 m en su eje mayor (casi W-E) y 560 m en su eje menor (casi N-S).

Este se ubica al NE del volcán Villarrica y fuera de la ZFLO, no se observa una relación tectónica, al menos de primer orden, ni con el Villarrica ni con los demás conos monogenéticos.

CAPÍTULO III: CONCEPTOS GENERALES Y ESTUDIOS PREVIOS

Una de las premisas principales de este trabajo es que los datos geoquímicos obtenidos a partir de las muestras de estudio, pueden ser utilizados para identificar los procesos geológicos que hayan sufrido esta serie de lava y depósitos de caída.

La composición química y mineralógica de la fuente tiene un control fundamental en la geoquímica de las rocas ígneas. Los contenidos de elementos mayores y menores de un fundido están condicionados por el tipo y grado de fusión parcial, aunque la composición de este puede modificarse considerablemente durante su trayectoria hacia la superficie. La fuente se puede caracterizar relativamente bien mediante la composición de isótopos radiogénicos, puesto que las relaciones isotópicas no se modifican durante los procesos de fusión parcial y otros procesos que tienen lugar en la cámara magmática si se considera ésta como un sistema cerrado. La composición de la fuente misma no es sino el resultado de una serie de procesos de mezcla en el área fuente.

La mayoría de las rocas ígneas ha pasado por una etapa intermedia en una cámara magmática antes de su emplazamiento en o cerca de la superficie. Con frecuencia, los procesos en la cámara magmática modifican la composición química de los magmas primarios producidos por fusión parcial de la fuente, a través de cristalización fraccionada, *magma mixing*, contaminación o combinaciones dinámicas de algunos de estos componentes. La resolución de los efectos geoquímicos de estos procesos requiere un estudio acabado de elementos mayores y trazas.

3.1 COMPLEJOS VOLCÁNICOS

Los complejos volcánicos son manifestaciones importantes de volcanismo en casi todas las configuraciones tectónicas, aunque tienden a ser más comunes en regiones continentales. Estos complejos pueden ser formados por esencialmente todas las composiciones, aunque generalmente son basálticos (Valentine *and* Gregg, 2008).

Los complejos volcánicos están compuestos por volcanes individuales de corta vida que comúnmente, pero no exclusivamente, son pequeños en tamaño. Los complejos volcánicos monogenéticos generalmente consisten en un gran número de *clusters* volcánicos y/o alineamientos que incluyen cientos de estructuras (Condit *and* Connor, 1996; Connor, 1987, 1990; Connor *et al.*, 1992, 2000; Connor *and* Conway, 2000; Conway *et al.*, 1998; Valentine *et al.*, 2006).

La historia eruptiva de los volcanes individuales dentro del complejo volcánico puede ser corta, pero la duración total del volcanismo en un único complejo volcánico puede exceder la vida total de un volcán compuesto (un estratovolcán, por ejemplo), expandiéndose por sobre millones de años. El total de los productos eruptivos de un volcán individual de un complejo volcánico

(0,001-0,1 km³ de roca densa equivalente, DRE por siglas en inglés) es generalmente de 1 a 2 órdenes de magnitud menor que un volcán compuesto promedio, pero la suma total del volumen eruptado por un complejo volcánico completo es en general comparable con el volumen total de productos eruptados por un volcán compuesto (Németh, 2010).

La creciente evidencia obtenida de trabajos en terreno demuestra que la historia eruptiva de un campo volcánico puede ser tan compleja como la de un volcán compuesto promedio. Por otra parte, una complejidad similar ha sido reconocida en muchos volcanes individuales de algunos complejos volcánicos. Estas observaciones recientes, hacen imperativa la necesidad de ver los complejos volcánicos del mismo modo en como vemos los volcanes compuestos.

3.2 VOLCANISMO MONOGENÉTICO

Un rasgo característico de la zona de estudio es la coexistencia de dos tipos de volcanismo: volcanismo poligenético, siendo su representante el cordón de estratovolcanes de orientación SE Villarrica-Quetrupillán-Lanín, y el volcanismo monogenético, representado por los conos monogenéticos (entre ellos el San Jorge) que forman tanto cadenas de orientación NS (alineadas sobre la falla Liquiñe-Ofqui) como cadenas con orientación NE, controladas por estructuras heredadas del basamento (Hickey-Vargas *et al*, 2002; Cembrano *and* Lara, 2009).

Respecto de la relación que podrían tener estos tipos de volcanismo ha habido distintos estudios. Fedotov (1981) indicó que el volcanismo poligenético se genera por altas tasas de suministro de magma y, por el contrario, el monogenético sería producto de suministro de magma a tasas más bien bajas. Nakamura (1986) señaló que los centros monogenéticos se encuentran principalmente asociados a zonas de tectónica más bien extensional.

Por otro lado, se proponía que los campos de volcanes monogenéticos serían una suerte de etapa inicial en la construcción de estratovolcanes (López *et al.*, 1997; FONDECYT 1940431), pero también, que no tendrían relación evolutiva y que sus diferencias se deben a los factores que interactúan en la génesis y ascenso de magma.

Takada (1994) uso la tasa de suministro de magma y la tectónica para explicar la diferencia que existe entre estos tipos de volcanismo. Por un lado, el volcanismo poligenético estaría asociado a altas tasas de suministro magmático y bajas tasas de deformación de la corteza, mientras que, el volcanismo monogenético sería causa de bajas tasas de suministro magmático o cuando la tasa de deformación es alta en relación a la tasa de suministro magmático (Imagen 5). Takada (1994) señala que los diques tienen más probabilidades de coalescer en condiciones de alto suministro magmático y baja tasa de deformación de la corteza, debido a que se crean rutas de ascenso estables dando origen a volcanismo poligenético. En condiciones opuestas, la coalescencia de diques es inhibida, favoreciendo el desarrollo de volcanismo monogenético.

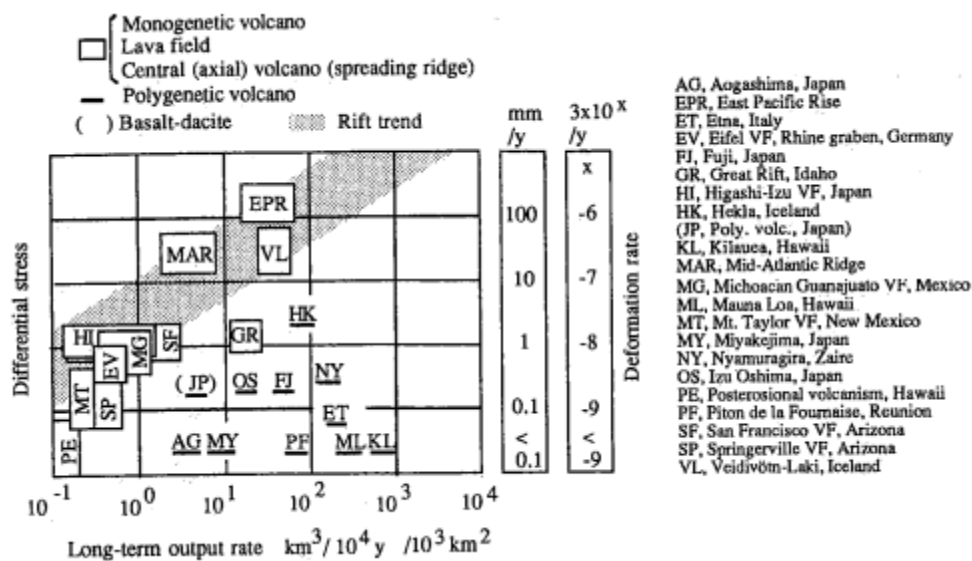


Imagen 5: Grafico "Stress diferencial vs tasa de producción volcánica". Tomado de Takada (1994).

Las características físicas fundamentales de los campos volcánicos, según Connor *and* Conway (2000) son: el alto número de *vents* o lugares de salida de magma; la baja tasa de ocurrencia de las erupciones; la distribución, comúnmente heterogénea, de los centros eruptivos; y su relación con características tectónicas, como fallas, cuencas y zonas de rift.

3.3 ALGUNOS EJEMPLOS DE VOLCÁNISMO MONOGENÉTICO

Strong *and* Wolff (2003) estudiaron el volcanismo de algunos conos de escoria en "southern Cascades", California, Estados Unidos. Ellos encontraron algunas diferencias al comparar la geoquímica de distintos conos y los productos de estos, como son escorias y lavas. Estos varían entre basaltos, andesitas basálticas y andesitas. Reconocieron patrones distintos en los diagramas de elementos incompatibles y tendencias distintas en los diagramas REE realizados para "Brush Mountain", "Popcorn Cave" y "Round Barne", por separado. Agregando datos de isótopos radiogénicos, los autores interpretaron que estas diferencias existen debido a que el volcánismo en esta zona fue propiciado por dos pulsos magmáticos de fuentes mantélicas distintas. Una con bajo HFSE/REE pesados (similar a un basalto N-MORB) y la otra con mayor HFSE (más cercana a una fuente OIB). Eso sí, plantean como requisito para la erupción de estos magmas, un camino de ascenso a la superficie precalentado. Estos resultados son consistentes con otros estudios de pequeños centros eruptivos máficos y con reportes recientes de importantes variaciones isotópicas en basaltos a escala de inclusiones en fenocristales y fundido (Saal *et al.*, 1998; Rose *et al.*, 2001).

A su vez, McGee *et al.* (2012) en el volcán Motukorea perteneciente al campo volcánico Auckland, también encontraron diferencias en las características de sus productos, los que consisten en un anillo de toba temprano (nefelinita Mg#60), depósitos escoraceos y un flujo de lava tardío (basalto alcalino Mg#70). Reconocieron pocas variaciones en elementos mayores al estudiar los productos volcánicos por separado, mostrando el efecto limitado de la cristalización fraccionada. Por otro lado, reconocieron grandes diferencias en elementos mayores y menores a través de la secuencia, explicado por una mezcla de magmas de considerable diferencia en su grado de fusión respectivo. Las diferencias en las concentraciones de Pb isotópico mostrarían, a su vez, cambios sutiles en la fuente mantélica. Esta diferencia química coincidiría con un cambio en el estilo eruptivo del volcán, donde el magma producto de un mayor grado de fusión marcó el comienzo de una erupción de características más bien efusivas.

Por su naturaleza geoquímica, la toba sería el producto de la fusión de eclogitas relativamente jóvenes (McGee *et al.*, 2012), por el contrario, la lava y la escoria reflejan el agotamiento de este dominio y la fusión de la matriz granate-peridotita que la contenía. Para el ascenso relativamente rápido de estos flujos se hace necesaria la existencia de un camino precursor precalentado (Strong *and* Wolff, 2003).

Este estudio (McGee *et al.*, 2012) es un ejemplo de cómo un centro eruptivo aparentemente monogénico puede ser producto de un complejo sistema de procesos magmáticos que desafían el concepto de único. El Motukorea es en realidad un cono volcánico poligenético, pues es el resultado de la fusión de dos fuentes mantélicas distintas, este representa un antecedente más en la discusión sobre la utilidad o viabilidad del concepto “monogénico”.

3.4 RELACIÓN ENTRE LA TECTÓNICA Y EL VOLCÁNISMO EN ZVS DE CHILE

3.4.1 ASOCIACIONES ACOPLADAS Y DESACOPLADAS CINEMÁTICAMENTE

El volcanismo de la zona volcánica sur de Chile es controlado por parámetros de primer orden (Cembrano *and* Lara, 2009) como el espesor de la corteza y la presencia o no de sistemas activos de fallas intra-arco. En la sección norte de la ZVS, la corteza relativamente gruesa (~50km) favorece procesos de diferenciación magmática; un sistema activo de fallas intra-arco como el SFLO, en las secciones centro y sur de la ZVS permite la existencia de caminos de segundo orden que pueden o no favorecer los procesos de diferenciación magmática.

Factores de segundo orden (Cembrano *and* Lara, 2009) como la naturaleza local del basamento del sistema volcánico (una gruesa capa volcano-sedimentaria versus roca metamórfica

o plutónica) impactaran en la arquitectura, en tres dimensiones de la corteza superior, del “sistema de drenaje”, incluso bajo la misma cinemática de intra-arco primitiva. Mientras en la primera, grietas de tensión de la corteza profunda se conectarán con antiguas fallas inversas inactivas afectando la cobertura y alimentación de los sistemas volcánicos individuales (como en la región del arco entre los 34 y 36°S); en la última, grietas de tensión pueden alcanzar directamente la superficie (al sur de 38°S).

Cembrano *and* Lara (2009) propusieron dos categorías principales de interacciones volcano-tectónicas para integrar las distintas organizaciones espaciales de volcanes y campos volcánicos observados a lo largo y ancho de la ZVS:

Las asociaciones “acopladas” cinemáticamente y las “desacopladas” cinemáticamente. La primera es representada por los casos en que hay una obvia asociación espacial y temporal con estructuras de segundo orden como las derivadas de la cinemática transpresional dextral primitiva promedio del arco volcánico. Así, los complejos con lineamientos NE y ENE de respiraderos laterales, centros eruptivos menores y/o de estratovolcanes representan fracturas de tensión, fracturas de cizalle extensional o grietas de cola orientadas subparalelas al máximo stress horizontal.

Las asociaciones cinemáticamente acopladas, en contraste, son representadas por volcanes individuales y grupos de volcanes asociados temporal y espacialmente con antiguas estructuras, algunas de ellas litosféricas, que pueden proveer caminos directos para el ascenso de magma, donde la relación cinemática con el campo de estrés intra-arco actual no es necesaria.

El mejor ejemplo (Cembrano *and* Lara, 2009) de estas antiguas estructuras es la cadena volcánica de orientación WNW Villarrica-Quetrupillán-Lanín, una estructura profundamente asentada que está severamente desorientada con respecto a la actual cinemática transpresional dextral del arco volcánico.

3.4.2 COEXISTENCIA DE VOLCÁNISMO MONOGENÉTICO Y POLIGENÉTICO EN ZVS

Por su parte, Bucchi (2013) intento definir qué factores controlan el tipo de volcanismo dispar presente en dos complejos volcánicos pertenecientes a la ZVS de Chile: por un lado, el volcánismo monogenético del Grupo Volcánico Carrán-Los Venados (GVCLV) y, por otro lado, el volcánismo poligenético del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle (CVPCC).

El autor estimó que el GVCLV es producto de la fusión parcial de manto con espinela y que este flujo generado se habría estancado en el límite entre la corteza inferior y el manto superior, perdiendo su condición primitiva debido principalmente al fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno, esto genero basaltos no primitivos y andesitas basálticas. Se infirió la existencia de un sistema de fallas N67°E que asociadas al ZFLO tendrían una característica extensional.

El ascenso de pequeños pulsos de magma (Bucchi, 2013) en un contexto de deformación extensional genera que los pulsos de magma alcancen la superficie sin estancarse. Según la teoría de interacción de fracturas (Takada, 1994), estas condiciones favorecerían el ascenso por conductos distintos cada vez, produciendo el volcanismo monogenético del GVCLV.

En contraste, el volcanismo poligenético del CVPCC (Bucchi, 2013) es producto de magmas ascendentes desde la “zona caliente” hasta sectores prefacturados (heredados) sujetos a deformación compresiva, promoviendo el estancamiento en una cámara magmática que diferenciaría los basaltos y andesitas basálticas hasta alcanzar magmas dacíticos y riolíticos.

La coexistencia de volcanismo monogenético y poligenético en la ZVS, es explicado por Bucchi (2013) como la conjugación de dos factores principales: la tasa de suministro de magma y la interacción de la arquitectura cortical con el campo de stress imperante (Teoría de la Interacción de Fracturas, Takada, 1994).

CAPÍTULO IV: RESULTADOS

4.1 METODOLOGÍA

4.1.1 TOMA DE MUESTRAS

Por la construcción de un camino, quedó una cara fresca de una ladera mostrando el depósito piroclástico (5.645.117N/270.778E) desde el cual se tomaron las muestras correspondientes a lapillis. Las muestras de lava se encontraron a un costado del camino y siguiendo un cauce fluvial que baja desde el San Jorge. Se tomaron un total de 18 muestras en terreno, correspondientes a 12 tomadas en un depósito piroclástico (se señala su ubicación con respecto a la secuencia en Imagen 9) y 6 tomadas en una colada de lava atribuida a la erupción del San Jorge.



Imagen 6: Fotografía del depósito de caída mirando hacia el W.

Se eligieron estratos que mostraran distintos niveles en la secuencia y de ellos se obtuvieron muestras representativas frescas, esto se realizó con guantes para evitar la contaminación de estas.

Tras recolectar las muestras desde este depósito piroclástico, estas se lavaron para sacar el polvo y luego se secaron en un horno para mayor seguridad. Cabe mencionar que se reconoce importante cantidad de granos más claros (un color más bien café) debido, probablemente, a la oxidación posterior a la depositación, aunque no parecen estar muy alteradas. Con pinzas se

seleccionó una muestra representativa para ser enviada al laboratorio. Para muestras de la base, del centro y del techo de la columna (AF1, AF3 y AF8, respectivamente), se tomaron los granos mejor formados y más grandes, y se elaboraron cortes transparentes para así poder describirlos a través de microscopía óptica.

En cuanto a la lava, cabe mencionar que las muestras fueron tomadas por Raimundo Brahm en el marco del mismo proyecto FONDECYT. Las muestras fueron obtenidas de los pocos afloramientos que se encontraron y muy alteradas, pues la naturaleza ya conquistó estos pasajes haciendo imposible identificar qué tipo de colada de lava es. Se observan una especie de *hummocks* por donde debería pasar la colada y, al parecer, las muestras fueron obtenidas de una zona relativamente elevada contigua a una depresión, dando la sensación de que se desarrolló un *levee* en el flujo de lava, esto podría señalar que las muestras fueron sacadas de una zona de la colada más externa y antigua con respecto al centro de la colada.



Imagen 7: Izq.: Fotografía de un "hummock", mirando hacia el S. Der.: fotografía de la calidad de los afloramientos de las coladas de lava a orillas del camino.

De la lava, se obtuvieron muestras representativas de cada una y estas fueron enviadas a análisis químico junto con los lapillis, luego, se obtuvieron cortes transparentes para así poder describirlos a través de microscopía óptica.

4.1.2 MÉTODO DE ANÁLISIS

4.1.2.1 PREPARACIÓN DE MUESTRAS

Se pulverizan completamente los sólidos (incluyendo nanopartículas) de las muestras (se necesitan 10-50 mg) y se tamizan en un filtro de 0.45 μm o menos. Las muestras que contengan material biológico o polímeros deben ser digeridos con ácido concentrado y peróxido de hidrogeno.

Elementos mayores y Ba, Be, Sc, Sr, V, Y, Zr (ICP/OES)

Las muestras son preparadas y analizadas en un sistema de lotes. Se mezcla la muestra pulverizada, y los estándares, con un "flux" que corresponde a polvo de metaborato de litio y de tetraborato de litio y luego fusionado en un horno de inducción. El fundido es inmediatamente vertido en una solución de ácido nítrico al 5%, que contiene un estándar interno, y mezclado constantemente hasta que se disuelva completamente (30 min aproximadamente). Las muestras son analizadas en una combinación simultanea/secuencial del ThermoJarrell-Ash ENVIRO II ICP o un Varian Vista 735 ICP. La calibración es realizada usando 7 materiales de referencia certificados preparados por USGS y CAMMET. Uno de los 7 estándares es usado durante el análisis para cada grupo de diez muestras.

Los totales deben estar entre 98.5% y 101%. Si los resultados son menores, las muestras fueron escaneadas para metales base. Los totales bajos reportados pueden indicar la presencia de sulfatos u otros elementos como el Li, el cual no es normalmente escaneado. Las muestras con bajos totales, sin embargo, son automáticamente refundidas y reanalizadas.

Elementos traza (ICP/MS)

Después de analizar los elementos mayores, realizado el procedimiento descrito anteriormente, la solución se diluye y es analizada por el equipo Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 o 9000 ICP/MS. Tres blancos y cinco controles (tres antes del grupo de muestra y dos después) son analizados por grupo de muestras. Los duplicados son fundidos y analizados cada 15 muestras. El instrumento se calibra cada 40 muestras.

4.1.3 EXACTITUD Y PRECISIÓN

Para probar la exactitud y precisión de los resultados geoquímicos obtenidos, se analizaron también los estándares BHVO-2 (Basalt, Hawaiian Volcanic Observatory) y BCR-2 (Basalt, Columbia River) bajo los nombres de LUCY-1 y LUCY-2, respectivamente. En las tablas 1 y 2, se muestra el valor obtenido en el análisis y el valor referencial del estándar (Wilson, S.A., 1997).

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
LUCY-1	49,36	13,35	12,49	0,17	7,03	11,24	2,20	0,52	2,67	0,27	1,33	100,60
stdt BHVO2	49,90	13,50	12,30	0,17	7,23	11,40	2,22	0,52	2,73	0,27		
Diferencia(%)	1,1	1,1	1,5	1,2	2,8	1,4	0,9	0	2,4	0		
LUCY-2	53,67	13,65	14,29	0,20	3,57	7,04	3,17	1,78	2,23	0,35	0,42	100,40
stdt BCR2	54,10	13,50	13,80	0,20	3,59	7,12	3,16	1,79	2,26	0,35		
Diferencia(%)	0,8	1,1	3,6	1,0	0,6	1,1	0,3	0,6	1,2	0		

Tabla 1: Verificación de exactitud y precisión para elementos mayores (en wt%).

Se ha agregado a las tablas el valor de la diferencia porcentual entre el valor resultante del análisis y el valor referencial de los estándares (Wilson, S.A., 1997), además, se ha marcado en rojo las diferencias mayores al 10%, que serían las menos aceptables.

Por un lado, los elementos mayores muestran un comportamiento acorde a lo esperado con diferencias que no superan el 3,6%. Por otro, los elementos trazas muestran algunas diferencias según el elemento o el estándar que se observe. Si bien es cierto, la mayoría de los elementos traza tiene una diferencia menor al 10%, hay otros como el Cs que tienen una diferencia del 400% con respecto a BHVO2 y 0% con respecto a BCR2. Mientras que elementos como el Y, el Cr (177,8%, BCR2), el Ni, el Nb y el Pb (212,5%, BHVO2) salen del margen aceptable en ambas referencias, por mencionar algunos ejemplos.

Las diferencias señaladas en los elementos traza pueden ser generadas por distintos motivos, como heterogeneidades en el afloramiento desde donde se recogen las muestras de los estándares, características propias del cono San Jorge relativas a sus elementos más móviles, las diferencias propias esperadas entre dos basaltos de fuentes distintas y muy distantes, etc.

Muestra	LUCY-1	stdt BHVO2	Diferencia(%)	LUCY-2	stdt BCR2	Diferencia(%)
Sc	30,0	32,0	6,3	32,0	33,0	3,0
V	330,0	317,0	4,1	428,0	416,0	2,9
Ba	130,0	131,0	0,8	663,0	677,0	2,1
Sr	373,0	396,0	5,8	335,0	340,0	1,5
Y	21,0	26,0	19,2	30,0	37,0	18,9
Zr	156,0	172,0	9,3	165,0	184,0	10,3
Cr	380,0	280,0	35,7	50,0	18,0	177,8
Co	39,0	45,0	13,3	34,0	37,0	8,1
Ni	90,0	119,0	24,4	20,0	18,0	11,1
Cu	130,0	127,0	2,4	10,0	21,0	52,4
Zn	100,0	103,0	2,9	130,0	127,0	2,4
Ga	21,0	22,0	4,5	23,0	23,0	0,0
Rb	9,0	9,1	1,2	46,0	46,9	1,9
Nb	15,0	18,1	17,1	10,0	12,6	20,6
Cs	0,5	0,1	400,0	1,1	1,1	0,0
La	15,1	15,2	0,7	24,9	24,9	0,0
Ce	35,4	37,5	5,6	50,7	52,9	4,2
Pr	4,9	5,4	7,7	6,4	6,7	5,2
Nd	23,0	24,5	6,1	27,0	28,7	5,9
Sm	5,7	6,1	6,1	6,2	6,6	5,8
Eu	1,9	2,1	9,7	1,8	2,0	6,6
Gd	5,9	6,2	5,4	6,3	6,8	6,7
Tb	0,9	0,9	2,2	1,0	1,1	6,5
Dy	4,7	5,3	11,5	6,2	6,4	3,3
Ho	0,9	1,0	8,2	1,2	1,3	6,3
Er	2,4	2,5	5,5	3,6	3,7	1,6
Tm	0,3	0,3	3,0	0,5	0,5	0,0
Yb	1,9	2,0	5,0	3,4	3,4	0,6
Lu	0,3	0,3	1,5	0,5	0,5	2,6
Hf	4,0	4,4	8,3	4,3	4,9	12,2
Ta	1,0	1,1	12,3	0,7	0,7	5,4
Pb	5,0	1,6	212,5	9,0	11,0	18,2
Th	1,2	1,2	1,6	7,3	5,7	28,1
U	0,4	0,4	0,7	1,7	1,7	0,6

Tabla 2: Verificación de exactitud y precisión para elementos traza (en ppm).

4.2 VOLCANOLOGÍA

4.2.1 COLUMNA ESTRATIGRAFICA

Con las 12 muestras obtenidas desde el depósito piroclástico extruido por el volcán San Jorge se elaboró la columna estratigráfica mostrada en Imagen 9, se señala en esta la posición desde donde se tomaron las muestras mencionadas.



Imagen 8: Fotografías del depósito de caída. Arriba: la imagen izquierda mirando hacia el E, la imagen derecha mirando hacia el W; Abajo: la imagen izquierda es el nivel donde se obtuvieron las muestras AF5 y AF6 mirando hacia el SW y la imagen derecha corresponde al techo de la secuencia mirada hacia el S (muestras AF7 y AF8).

La secuencia piroclástica es un depósito no litificado de unos 12 metros de potencia y 50 metros de largo siguiendo el camino de dirección E-W, donde la capa superior se encuentra afectada por vegetación.

El material del depósito es clastosoportado, presenta laminación paralela y sigue la morfología local, en general, selección media a buena, se reconocen algunas gradaciones normales e inversas a través de la secuencia, presenta rugosidad media a alta, su forma varía entre subredondeado y subanguloso, siendo más elongadas hacia su base, y se reconocen cristales de olivino y plagioclasa.

La columna se compone principalmente de intercalaciones subhorizontales de lapillis finos y muy finos en su base y cuerpo, sobreyacidas por intercalación de lapillis medios a finos en su techo. Estas subdivisiones de la columna son separadas por una discontinuidad angular reconocida alrededor de los 9 metros, que cambia el régimen subhorizontal de la laminación a unos 20°E.

En todo el depósito, se encuentran clastos juveniles más grandes, con respecto a su nivel en la secuencia, pero en una proporción baja. También se reconocen algunos xenolitos graníticos y bombas de composición basáltica (la muestra AF2a, corresponde a la bomba más grande encontrada, 20 cm de diámetro aprox.), encontrados principalmente en la base de la columna.

La secuencia estudiada es efectivamente a un depósito de caída y corresponde a una escoria basáltica.

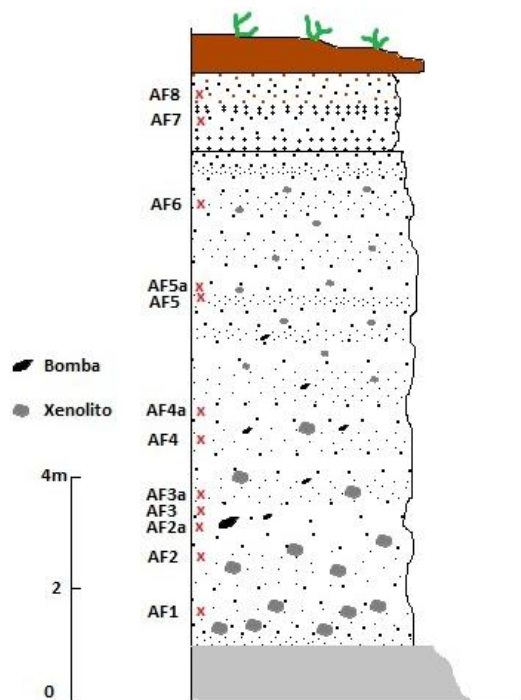


Imagen 9: Columna estratigráfica tomada desde el depósito de caída atribuido al cono San Jorge.

A continuación, se muestra la tabla resumen (tabla x) de las descripciones de los lapillis, en anexos (anexos y) se muestra esta información en extenso.

Tabla 3: En la siguiente página, resumen de las principales características del depósito de caída.

Muestra	Tamaño	Color	Textura	Fenocristales	Vesículas (%)	Rugosidad	Forma	Observaciones
AF1	fino	negro	porfírica	3% olivino	40-50	media	elongada	se observaron algunas escorias tamaño lapilli grueso y arcilla diseminada (<5%)
AF2	fino	negro	porfírica	3% olivino	50	alta	subredondeada	en este nivel se encontro la bomba de 20cm
AF3	fino	negro	porfírica	3% olivino	20-30	media a alta	elongada a subredondeada	se notan pequeñas diferencias con rocas más claras
AF3a	muy fino a fino	negro	porfírica	2% olivino	35-50	baja	elongada a subredondeada	se notan pequeñas diferencias con rocas más claras y se observa arcilla en pequeños cumulos(3%)
AF4	muy fino a fino	negro	porfírica	3% olivino	40-50	media a alta	subangular	algunas escorias tamaño lapilli grueso, magnetismo bajo y algunos cumulos de arcilla (4%)
AF4a	fino	negro	porfírica	2% olivino	30	media a alta	subredondeada a angular	magnetismo medio y arcilla en cumulos (2%)
AF5	muy fino	negro	porfírica	2% olivino	40	alta	subredondeada a subangular	arcillas diseminadas (2%)
AF5a	fino	negro	porfírica	2% olivino	40-60	media	subangular	muy pocas escorias tamaño lapilli grueso, arcilla en pequeños cumulos y diseminada (2%)
AF6	fino	negro	porfírica	2% olivino	40	media	subangular	arcilla en pequeños cumulos (1%)
AF7	fino	negro	porfírica	3% olivino	40-50	media a alta	subredondeada a subangular	arcilla en pequeños cumulos (2%)
AF8	medio	gris y cafésoso	porfírica	1% olivino	40	baja	subredondeada a subangular	arcilla en pequeños cumulos (3%)

4.3 PETROLOGÍA

4.3.1 LAVA

Se muestra una tabla resumen (Tabla 4) de las descripciones realizadas, a través de un microscopio óptico, a los cortes transparentes de las muestras de lava de San Jorge, en sección anexos (Anexo C) se muestra en extensión estas descripciones.

Lo primero que resalta de las descripciones es que solo en la muestra SJ6, la más lejana a la fuente, aparecen fenocristales de clinopiroxeno y de plagioclasas, algunas de estas últimas presentan zonaciones en esta muestra.

En todas las muestras de lava de san Jorge, se observan cúmulos de fenocristales de olivino, así también, como reabsorción de los bordes de algunos de estos.

En términos generales, a medida que nos alejamos de la fuente disminuye la proporción de vesículas, aumenta el tamaño de algunas plagioclasas (fenocristales de plagioclasa en SJ6 de hasta 1,6 mm) y se reconoce cierta tendencia de aumento en la proporción de fenocristales de olivino y de disminución en el tamaño de dichos olivinos.

Tabla 4: Resumen de las principales características de las muestras de lava de San Jorge.

Muestra	Texturas	Vesículas	Fenocristales			Microlitos		Masa Fundamental		Clasificación	Observaciones	
			Mineral	%	Tamaño(mm)	Estructuralidad	Mineral	%	Mineral			%
SJ1	porfirica cumulos intergranular	7%	Olivino	7	0,2-2	sub-euhedral	Plagioclasa	30	Plagioclasa	38	Basalto	Se observa reabsorción de olivinos y bordes de reacción en estos. Se reconocen algunas orientaciones preferentes en los microlitos.
			Olivino	9	0,2-4	sub-euhedral	Plagioclasa	30	Olivino	14		
SJ3	porfirica cumulos sieve	4%	Olivino	9	0,2-4	sub-euhedral	Plagioclasa	40	Plagioclasa	32	Basalto	Reabsorción y bordes de reacción en olivinos, orientaciones preferentes de microlitos en algunas zonas.
			Olivino	9	0,2-2	sub-euhedral	Plagioclasa	45	Olivino	11		
SJ5	porfirica cumulos sieve	1%	Olivino	9	0,2-2	sub-euhedral	Plagioclasa	40	Plagioclasa	34	Basalto	Reabsorción y bordes de reacción en olivinos, orientaciones preferentes de microlitos en algunas zonas.
			Olivino	12	0,2-2	sub-euhedral	Plagioclasa	35	Olivino	8		
SJ6	porfirica cumulos sieve zonación	1%	Plagioclasa	7	0,2-1,6	sub-euhedral	Plagioclasa	35	Cpx	5	Basalto	Aparecen fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa, algunas de las cuales están zonadas. Reabsorción en olivinos, bordes de reacción en olivinos y plagioclasas. Orientación preferente de microlitos en algunas zonas.
			Cpx	4		sub-euhedral						

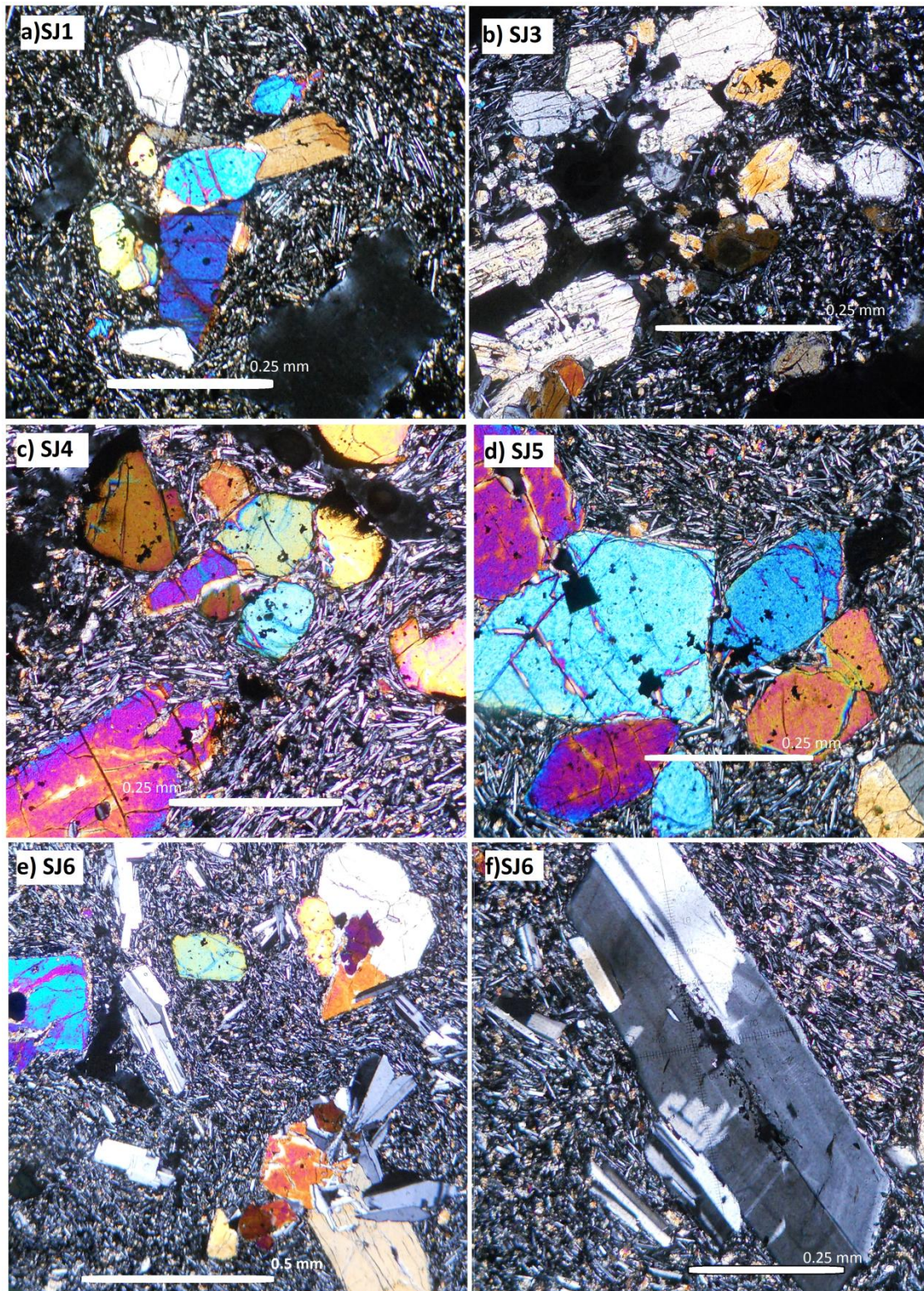


Imagen 10: Cortes transparentes a nicoles cruzados de las muestras de lava de San Jorge, salvo SJ2. Notar que la imagen e) de la esquina inferior izquierda tiene una escala distinta a las demás. Muestras: a) SJ1; b) SJ3; c) SJ4; d) SJ5; e) SJ6, cumulo con distintos fenocristales de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno; y f) SJ6, zonación en fenocristal de plagioclasa.

4.3.2 DEPÓSITO DE CAÍDA

Para conocer el comportamiento de los lapillis de San Jorge a través del depósito de caída se observó a través del microscopio cortes transparentes (Imagen 11) de algunas muestras de la base (AF1), cuerpo (AF3) y techo (AF8) de la columna, así como también de la bomba (AF2a) encontrada cercana a AF3, se muestra un resumen de los lapillis en Tabla 5.

Sobresale que solo en las muestras correspondientes al cuerpo y techo (AF3 y AF8, respectivamente) de la columna se encontraron escasos fenocristales de plagioclasa. Por otro lado, en todas las muestras se reconocen algunos cúmulos de fenocristales, sobretodo de olivinos, que aumentan levemente en cantidad a medida que nos acercamos al techo.

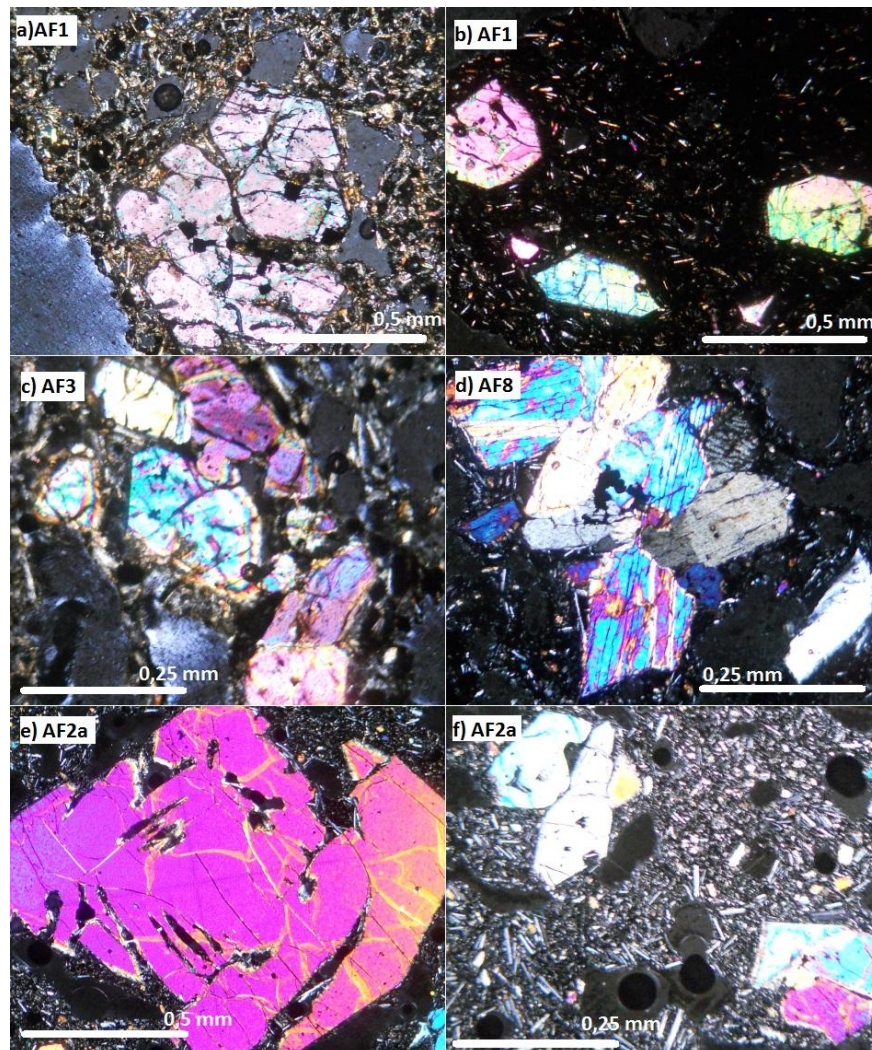


Imagen 11: Cortes transparentes de las muestras pertenecientes al depósito de caída de San Jorge: a) y b) AF1 (base); c) AF3 (cuerpo); d) AF8 (techo); e) y f) AF2a (bomba). Notar que las imágenes tienen distintas escalas.

Tabla 5: Resumen de las principales características de las muestras AF1, AF3 y AF8 pertenecientes al depósito de caída de San Jorge.

Muestra	Texturas	Vesículas	Fenocristales			Microlitos		Masa Fundamental		Clasificación	Observaciones
			Mineral	%	Tamaño(mm)	Estructuralidad	Mineral	%	Mineral		
AF1	Porfírica Intersertal Fragmentada Cumulos Serjada	50	Olivino	7	5	sub-euhedral	Plagioclasa	40	Olivino Plagioclasa	3 40	Fenocristales de olivino fragmentados, varias familias de tamaños de olivino., escasos cumulos de fenocristales.
AF3	Porfírica Intersertal Fragmentada Cumulos Serjada	40	Olivino	5	2,5	sub-euhedral	Plagioclasa	33	Olivino Plagioclasa	3 30	Fenocristales de olivino fragmentados, varias familias de tamaños de olivino, escasos cumulos de fenocristales.
AF8	Porfírica Intersertal Fragmentada Cumulos Serjada	40	Olivino Plagioclasa	5 2	2,5 1	sub-euhedral	Plagioclasa	35	Olivino Plagioclasa	3 35	Fenocristales de olivino fragmentados formando algunos cumulos, varias familias de tamaños de olivino, escasos fenocristales de plagioclasa.
AF2a	Porfírica Intersertal Fragmentada Cumulos Serjada	10	Olivino	7	2,5	sub-euhedral	Plagioclasa	30	Olivino Plagioclasa	3 40	Fenocristales de olivino fragmentados, escasos cúmulos de olivino, varias familias de tamaños de olivino.

4.4 QUÍMICA

Los resultados en extenso del análisis geoquímico efectuado a las muestras del volcán San Jorge, tanto al depósito de caída como a la lava, son mostrados en la sección ANEXOS de este trabajo.

A continuación, se muestra un resumen de las características más sobresalientes del análisis geoquímico a San Jorge.

Se muestran, además, algunas comparaciones con otros conos monogenéticos (Cabargua, Huililco y La Barda) que se enmarcan en el mismo proyecto FONDECYT y datos del volcán Villarrica obtenidos de Hickey – Vargas *et al.*(1989), que ayudaran a comprender el contexto donde se desarrolla el cono monogenético San Jorge.

4.4.1 ELEMENTOS MAYORES

San Jorge tiene concentraciones anormalmente altas de Mg (9,94-11,76 wt%) y Mg# (70-73%) (Imagen 12), con respecto a otros conos y al Villarrica (Hickey - Vargas *et al.*, 1989), siendo la bomba quien alcanza la mayor concentración de entre las muestras, además, a medida que nos alejamos de la fuente disminuye la cantidad de este óxido. Por otro lado, San Jorge tiene un valor bajo, acotado y levemente decreciente de SiO₂ (50,26-51,65 wt%), pero no muy diferente a los demás conos, el Villarrica, en cambio, tiene un rango más amplio (51,47-56,69 wt%).

En cuanto al CaO, el depósito de caída de San Jorge muestra un valor mayor a los demás conos (8,97-10,12 wt%), pero comparable a la signatura que presentan muestras V-II y V-III del volcán Villarrica. En cambio, las muestras de lava de San Jorge tienen proporciones de CaO similares a las de Huililco y Cabargua, pero que aumentan según nos alejamos de la fuente. Por otro lado, San Jorge no tiene diferencias considerables a los demás conos o al Villarrica con respecto a Fe₂O₃ (t), aunque es bueno mencionar que la lava y la bomba tienen mayor concentración que el depósito de caída.

A su vez, tiene concentraciones notoriamente bajas en todas sus muestras de Na₂O (2,31-2,64 wt%), Al₂O₃ (13,63-16,06 wt%), TiO₂ (0,518-0,79 wt%), K₂O (0,35-0,42 wt%) y P₂O₅ (0,1-0,16 wt%) (Imagen 12).

El depósito de caída y la lava del volcán San Jorge comparten una tendencia levemente creciente de Na₂O, K₂O y P₂O₅. Por otro lado, la concentración de Al₂O₃ y TiO₂ en el depósito de caída aumenta al alejarse de la fuente, mientras que la bomba y la lava muestran un valor más bien constante, aunque menor que las primeros.

Se trazaron diagramas de clasificación "TAS", "AFM" y " SiO_2 vs K_2O " (Imagen 13) para ver como reaccionaban los análisis de San Jorge y se observó que los productos del evento eruptivo San Jorge corresponden a cenizas de lapilli y lava basálticas de signatura toleítica con bajo K_2O y $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, pero alto MgO y Mg#.

Los basaltos y andesitas basálticas tanto de San Jorge como del CVV, ploteadas en el diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 (Imagen 13), presentan un comportamiento subvertical cercano a su división, indicando mayor variación de los elementos alcalinos con respecto a los máficos, en desmedro de elementos más félsicos, como el mismo SiO_2 .

San Jorge es inusualmente máfico respecto al Complejo Volcánico Villarrica (CVV) y corresponde a un basalto toleítico de bajo K_2O (Imagen 13), es el único cuyas muestras caen en esta calificación, los demás conos y el mismo volcán Villarrica pertenecen a la serie calco-alcalina, con representantes en basaltos, andesitas basálticas e incluso andesitas, esta última, una muestra perteneciente a V-I de Hickey - Vargas *et al.* (1989) (Anexo E).

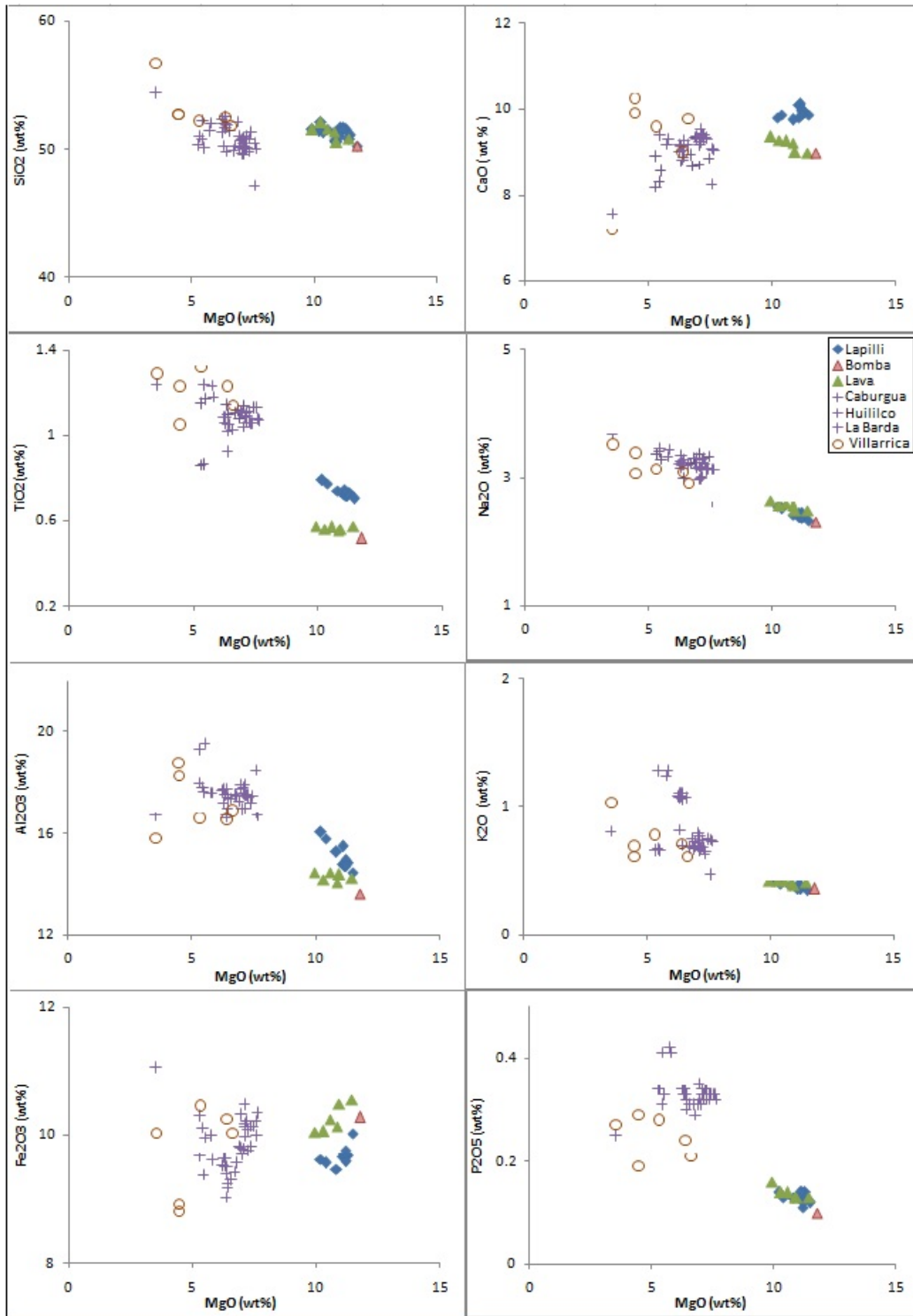


Imagen 12: Diagramas elementos mayores con respecto a MgO: los rombos azules representan a los lapillis de San Jorge, el triángulo rojo a la bomba, los triángulos verdes a las muestras de lava de San Jorge, las cruces lilas representan a otros conos monogenéticos del mismo proyecto FONDECYT y las círculos representan a datos bibliográficos del volcán Villarrica (Hickey - Vargas *et al.*, 1989).

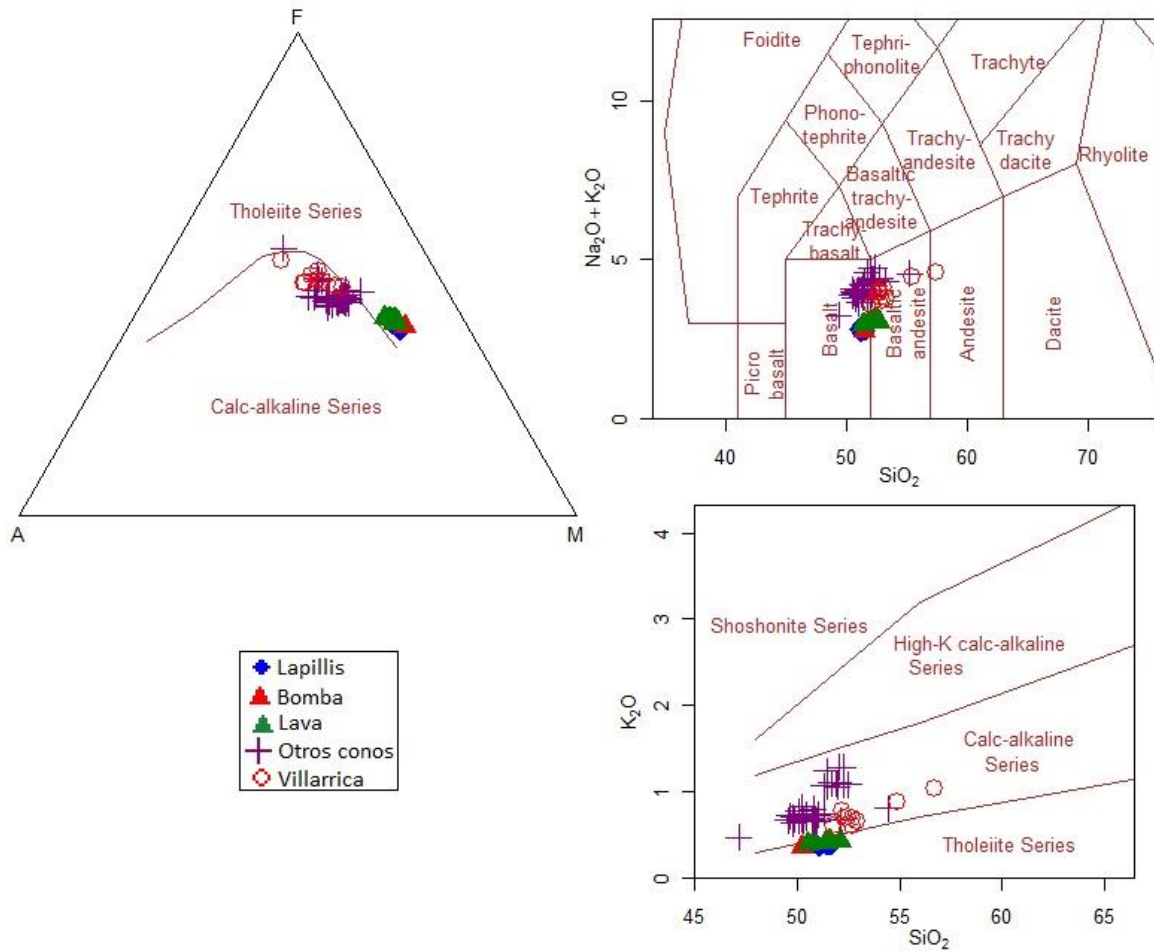


Imagen 13: Diagramas de clasificación "AFM" (Irvine and Baragar 1971), " SiO_2 vs K_2O " (Peccerillo and Taylor 1976) y "TAS" (Middlemost 1994) para muestras de San Jorge, generado con programa GCDkit 2.3. Los rombos azules corresponden a los lapillis de San Jorge, el triángulo rojo es la bomba, los triángulos verdes son las muestras de lava de San Jorge, las cruces lilas son otros conos monogenéticos del mismo proyecto FONDECYT y los círculos corresponden a datos bibliográficos del volcán Villarrica (Hickey - Vargas *et al.*, 1989).

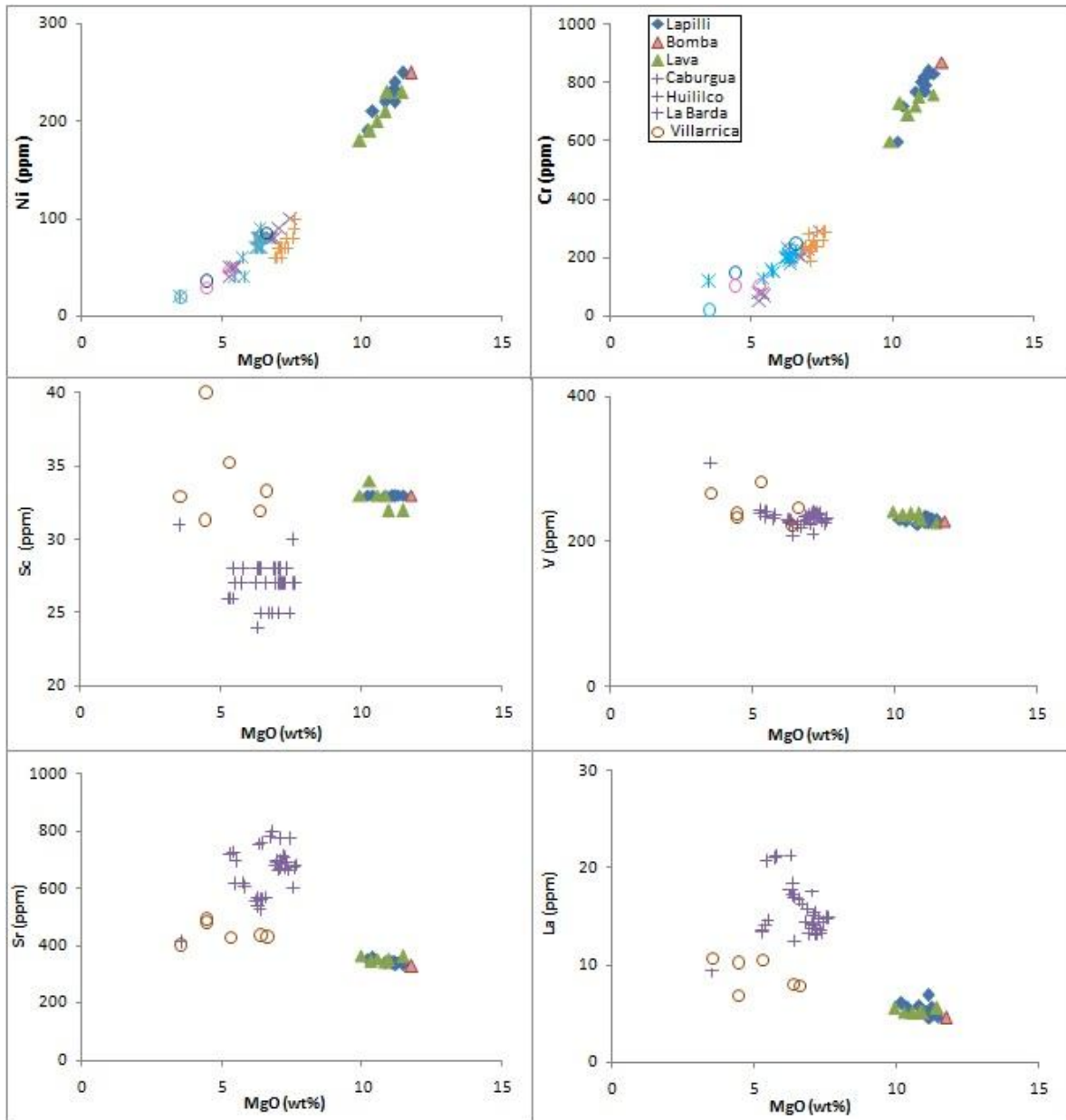


Imagen 14: Diagramas elementos traza con respecto a MgO: los rombos azules representan a los lapillis de San Jorge, el triángulo rojo a la bomba, los triángulos verdes a las muestras de lava de San Jorge, las cruces lilas representan a otros conos monogenéticos del mismo proyecto FONDECYT y las círculos representan a datos bibliográficos del volcán Villarrica (Hickey - Vargas *et al.*, 1989).

4.4.2 ELEMENTOS TRAZA

4.4.2.1 COMPATIBLES: Ni, Cr, Sr, V y La

A continuación, se exponen las características más importantes de los resultados obtenidos de los análisis geoquímicos para el depósito de caída y para la lava de San Jorge mostradas en Anexo C. Para esto se realizaron diagramas Harker (Imagen 14) de estos elementos donde se han ploteado también, con la intención de comparar con San Jorge, los conos Cabargua, Huililco y La Barda (enmarcados en el mismo FONDECYT) y algunos datos del volcán Villarrica tomados de Hickey - Vargas *et al.* (1989).

Primero que todo, se reconoce que para los elementos proyectados en Imagen 14 el depósito de caída y la lava de San Jorge tienen el mismo comportamiento, con la salvedad de que la bomba marca el punto más primitivo de todos estos diagramas.

Se diferencian Ni (180-250 ppm) y Cr (600-870 ppm) pues tienen concentraciones relativamente altas, con respecto a los demás conos y al Villarrica, y disminuyen dramáticamente su valor al disminuir el MgO (al alejarse de la fuente).

Mientras que, los elementos Sc (32-34 ppm), Sr (328-364 ppm), V (224-242 ppm) y La (~51 ppm) casi no varían su concentración para diferentes proporciones de MgO (Imagen 14). Sin embargo, la relación que tiene con los otros conos y con el volcán Villarrica es bastante variable.

El V tiene una abundancia similar en los demás conos y en el volcán Villarrica (209-246 ppm), a excepción de dos muestras de Villarrica y una de Huililco (que alcanza los 309 ppm) que muestran valores más altos asociados a concentraciones bajas de MgO.

Por otro lado, la concentración de Sc tiene el mismo orden que en el San Jorge, pero es más variable en el volcán Villarrica (31,3-40 ppm), la proporción de este elemento también es variable en los demás conos, aunque con una magnitud menor (24-31 ppm).

Finalmente, la concentración de Sr en San Jorge es notablemente más baja a las demás muestras ploteadas, mientras la abundancia de Sr en San Jorge solo llega a los 364 ppm, las del volcán Villarrica, junto con la de Huililco de bajo MgO, tienen abundancias de 402-493 ppm e incluso los conos presentan proporciones aún mayores de este elemento, 527-798 ppm.

4.4.2.2 DIAGRAMAS REE

En la Imagen 15 se muestra el diagrama REE normalizado a condrito (McDonough *and* Sun, 1995), de las muestras de lapillis, bomba y lava de volcán San Jorge (se usaran los promedios de estos productos, pues sus resultados individuales son casi idénticos), además de otros conos como el Caburgua, Huililco y La Barda y el estratovolcán Villarrica, cabe mencionar que en la bibliografía usada (Hickey - Vargas, 1986; Hickey - Vargas, 1989; Sun, 2001) no se encontraron todos los elementos usados en estos diagramas.

Primero que todo, se reconoce que todos los volcanes estudiados son libres de granate, pues en el diagrama REE no se observa el empobrecimiento característico de los elementos más compatibles. Tampoco se observa la anomalía típica de Eu que indica el fraccionamiento de plagioclasa.

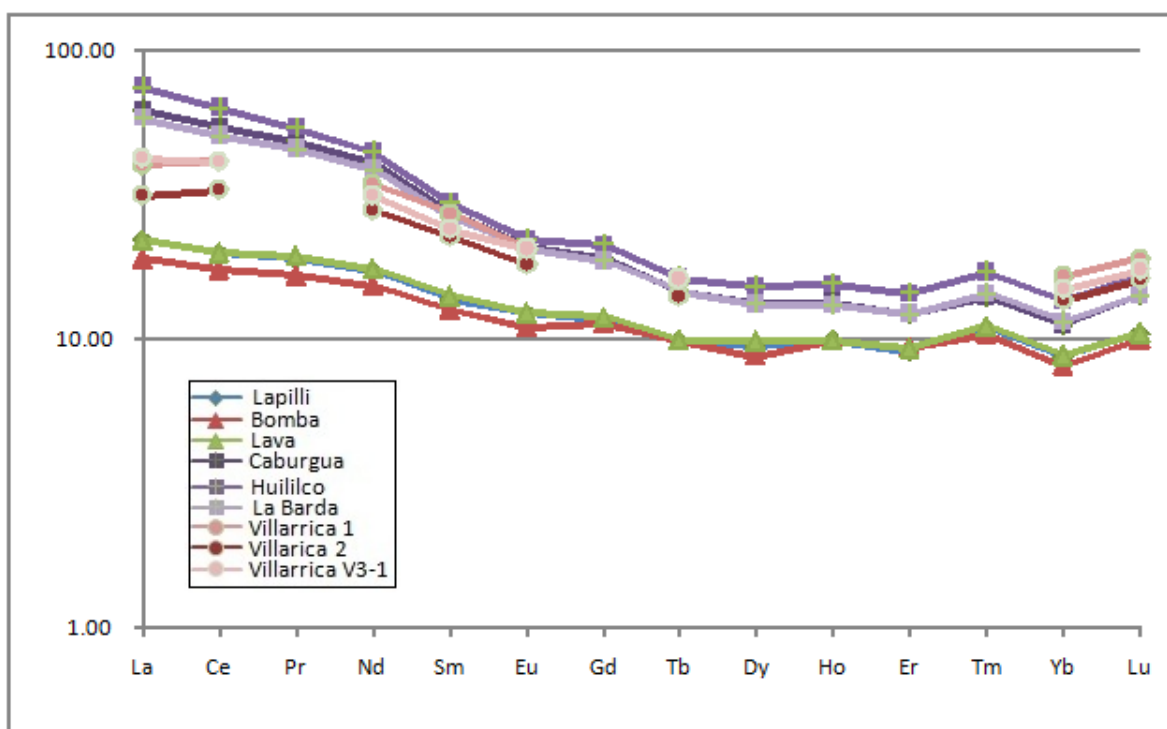


Imagen 15: Diagramas REE normalizados a Condrito (McDonough *and* Sun, 1995), se han planteado también muestras de otros conos monogenéticos y del estratovolcán Villarrica: los rombos azules representan a los lapillis de San Jorge, el triángulo rojo a la bomba, los triángulos verdes a las muestras de lava de San Jorge, los cuadrados lilas representan a otros conos monogenéticos del mismo proyecto FONDECYT y los círculos representan a datos bibliográficos del volcán Villarrica (Hickey - Vargas *et al.*, 1989).

Por otro lado, los productos del San Jorge comparten su distribución, más enriquecida en los elementos más incompatibles (La, Ce, Nd, Sm, etc.) y se vuelve subhorizontal en los más compatibles, reconociéndose un enriquecimiento y empobrecimiento, mucho menores por lo cierto, en los elementos Tm e Yb, respectivamente. Hay un pequeño enriquecimiento de las REE livianas en el depósito de caída con respecto a la lava.

Los demás conos parecieran mantener la distribución de San Jorge, aunque claramente con mayor abundancia en todos los elementos y aún mayor enriquecimiento de las tierras más livianas, así también, mayor razón La/Yb. Huililco muestra las más altas concentraciones de tierras raras de entre los conos, tanto livianas como pesadas. Respecto a la tendencia decreciente de las tierras más livianas, se reconocen empobrecimientos muy leves de Sm y Eu, más reconocibles en los otros conos.

Los tres estratovolcanes muestran enriquecimientos superiores en tierras raras a los que presenta San Jorge. La abundancia de las tierras raras en el Villarrica es menor que a las reconocidas en los demás conos, y su concentración de La, muestra un muy leve empobrecimiento respecto a los otros *trends*.

Se reconoce que a medida que aumenta el enriquecimiento en tierras raras, respecto a un condrito (McDonough *and* Sun, 1995), es cada vez más claro el empobrecimiento relativo de Sm y Eu.

4.4.2.3 DIAGRAMAS SPIDER

En la Imagen 16 se muestra el diagrama Spider normalizado a manto primitivo (Sun *and* McDonough, 1989), de las muestras de lapillis, lava y la bomba de volcán San Jorge (se usaran los promedios de estos productos, pues sus resultados individuales son casi idénticos), además se presentan otros conos monogenéticos como el Caburgua, Huililco y La Barda y el estratovolcán Villarrica, estos datos fueron obtenidos desde bibliografía (Hickey - Vargas, 1986; Hickey - Vargas, 1989; Sun, 2001), pero no se encontraron todos los elementos usados en estos diagramas.

Los productos del San Jorge comparten su distribución salvo contadas excepciones, se reconoce una distribución decreciente desde los LILE hacia los HFSE con marcadas anomalías negativas de Nb y Ta, y menores de Th y Rb, además de importantes enriquecimientos en elementos como el Sr, U y Ba. Se reconoce que la bomba tiene una abundancia levemente menor, con respecto al manto primitivo, que los demás productos del San Jorge.

En términos generales, la lava y el depósito de caída del San Jorge presentan las menores concentraciones relativas, con respecto al manto primitivo, de entre los conos y los estratovolcanes mostrados. Las muestras de San Jorge parecen compartir sus patrones con los demás conos monogenéticos, salvo algunas excepciones, pero difieren en la magnitud de sus

concentraciones. Con respecto al Villarrica, faltan muchos datos como para dar mayores observaciones.

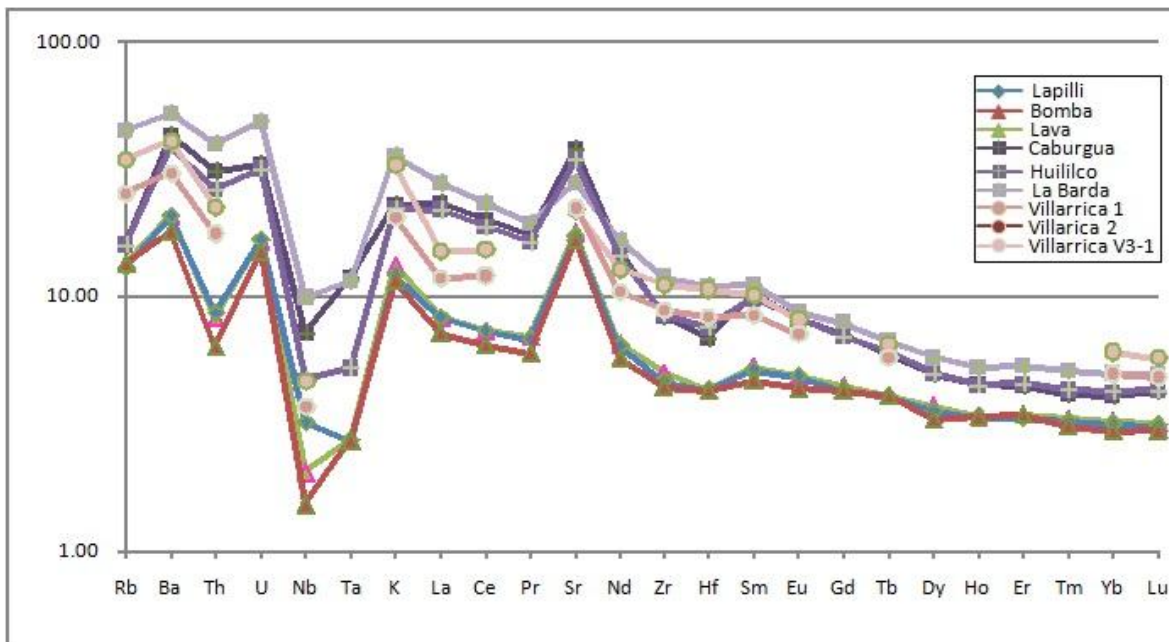


Imagen 16: Diagramas Spider normalizados a manto primitivo (Sun and McDonough, 1989), se han plotado también muestras de otros conos monogenéticos y del estratovolcán Villarrica: los rombos azules representan a los lapillis de San Jorge, el triángulo rojo a la bomba, los triángulos verdes a las muestras de lava de San Jorge, los cuadrados lilas representan a otros conos monogenéticos del mismo proyecto FONDECYT y las círculos representan a datos bibliográficos del volcán Villarrica (Hickey - Vargas *et al.*, 1989).

4.4.3 QUÍMICA CON SECUENCIA DE SAN JORGE

Para obtener mayor información de cómo evoluciona la geoquímica a medida que avanza la erupción, y bajo el supuesto de que las muestras fueron tomadas cada medio metro, esto para realizar ciertas variaciones, se construyeron diagramas (Imagen 17) que muestran la variación de algunos óxidos mayores y elementos traza con respecto a la altura, o dicho de otro modo, diagramas que muestran la evolución química a través de la erupción.

Primero que todo, se reconocen importantes diferencias en la distribución de las muestras entre las muestras de lava y los lapillis de San Jorge, que varían según el elemento que se estudie. Además, la bomba parece tener más relación con la muestra de lava más cercana a la fuente que con los niveles del depósito de caída que le corresponden, señalando su carácter más bien primitivo.

Con respecto a Mg# y MgO, se reconoce una concentración relativamente constante en los primeros niveles de lapilli, para luego pasar a una disminución considerable de la cantidad hacia el techo. En las muestras de lava se observa un patrón pronunciadamente descendente.

En el caso de los óxidos Fe_2O_3 (t) y CaO (incluyendo FeO) se reconoce que la concentración en los lapillis permanece casi constante, en relación a las muestras de lava. En los óxidos de Fe, las concentraciones en la lava son mayores a los lapillis y gradualmente decrecientes. Por otro lado, en el CaO, la concentración en las muestras de lava es menor y muestra un carácter levemente ascendente.

La concentración de lapillis en la sílice (SiO_2) permanece constante en los primeros niveles, luego disminuye su valor para tomar un patrón levemente ascendente. Las muestras de lava parecen ascender también desde la misma concentración que lo hacen los lapillis, pero de forma irregular.

En TiO_2 y Al_2O_3 , son las concentraciones en las muestras de lava las que permanecen relativamente constantes y menores que las de lapillis. Estos últimos, tienen concentraciones similares en la base para luego volverse claramente ascendente hacia el techo.

Los elementos traza, quizás por su carácter más móvil, tienen distribuciones más irregulares. En el caso del Cr, tanto la lava como los lapillis tienen una disminución gradual de la concentración, aunque los lapillis alcanzan valores más altos. El Co y Ni se comportan de manera similar, los lapillis permanecen semiconstantes en la base y se vuelven descendentes hacia el techo, mientras que las muestras de lava descienden continuamente.

El que muestra comportamiento más irregular es el Sr, si bien los lapillis muestran una tendencia aparentemente creciente, sus concentraciones suben y bajan según la altura. Las muestras de lava señalan una disminución en la concentración.

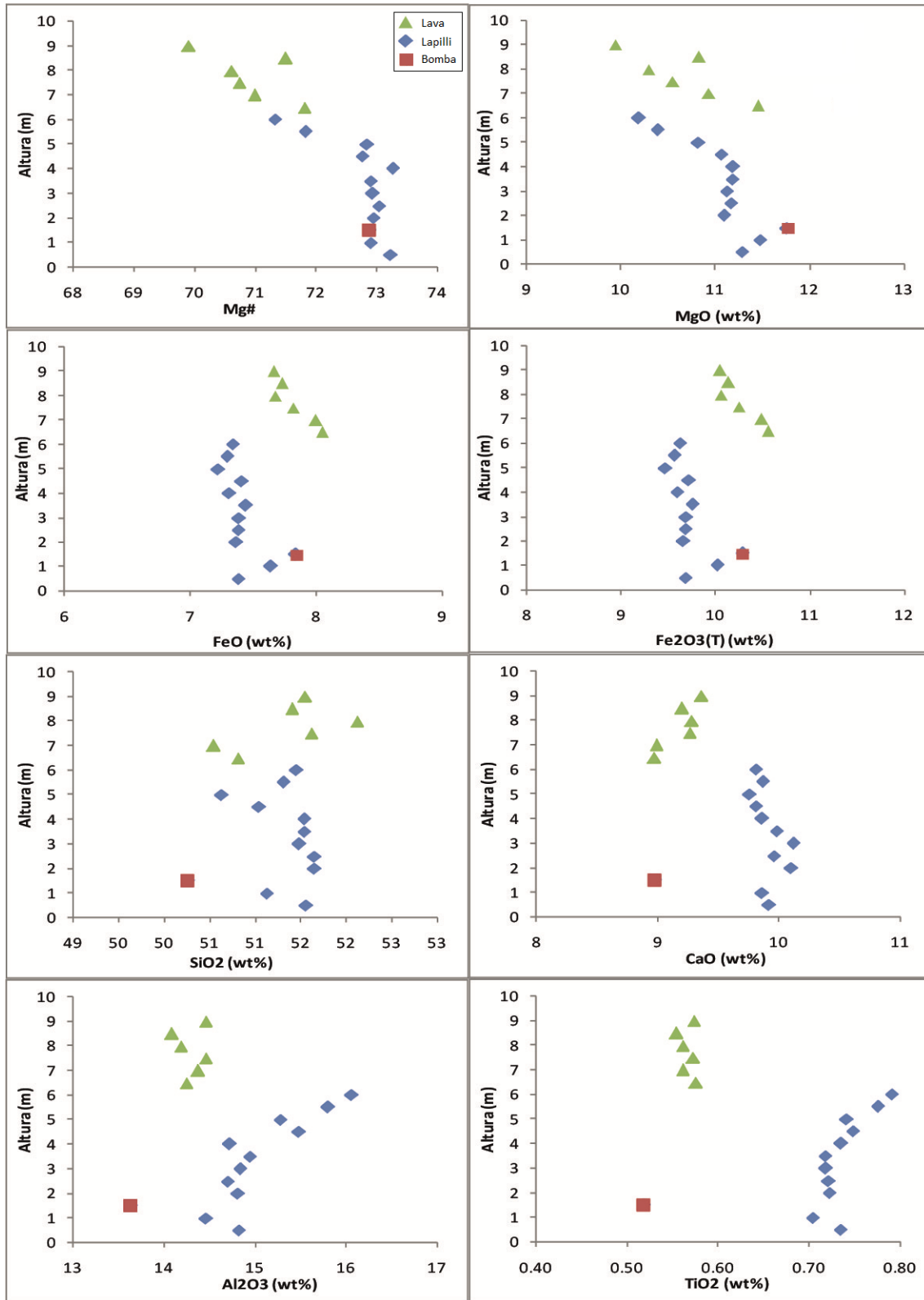


Imagen 17: Gráficos "Óxidos vs altura", los rombos azules representan los lapillis, el cuadrado rojo la bomba y los triángulos representa las muestras de lava.

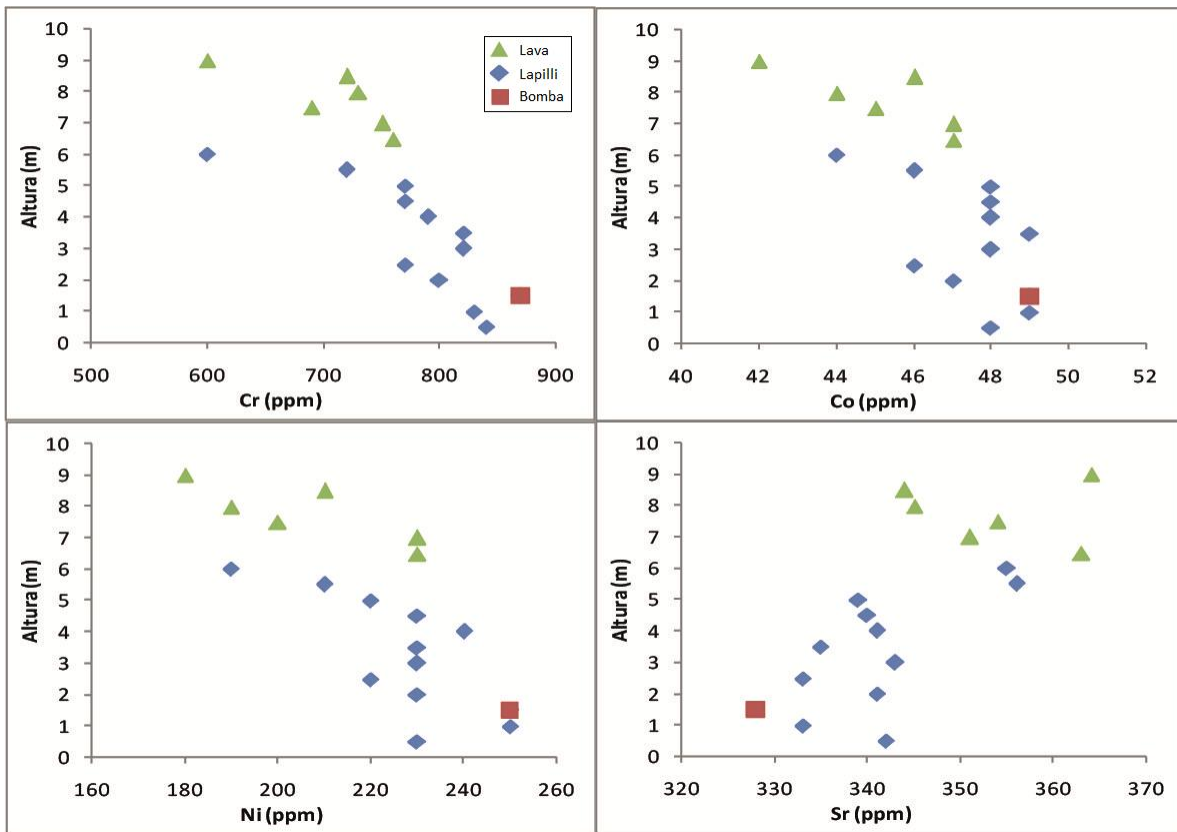


Imagen 18: Gráficos "trazas vs altura", los rombos azules representan los lapillis, el cuadrado rojo la bomba y los triángulos representa las muestras de lava.

CAPÍTULO VI: DISCUSIONES

6.1 EL VOLCÁN MONOGENÉTICO SAN JORGE

A continuación, se muestra un compendio de algunas de las características y comparaciones más importantes del volcán San Jorge con respecto a los demás conos y al Villarrica, presentadas hasta ahora en este trabajo.

- San Jorge es el representante estudiado más primitivo del complejo volcánico Villarrica, éste tiene Mg# muy altos (69.9–73.3), concentraciones considerablemente mayores de MgO (9.9–11.8wt%), Ni, Co y Cr. Así como también, tiene concentraciones considerablemente menores de TiO₂, Na₂O, K₂O, Al₂O₃, P₂O₅ y Sr. Algunos diagramas de clasificación como AFM (Irving *and* Baragar, 1971) y “SiO₂ vs K₂O” (Peccerilo *and* Taylor, 1976), señalan que San Jorge es el único que tiene signatura toleítica.
- Con respecto a los elementos traza, presentados en diagramas REE y Spider, San Jorge siempre tiene las menores concentraciones con respecto a los demás conos o a los demás estratovolcanes del complejo volcánico.
- Todos muestran empobrecimientos de Nb y Ta, aunque los de San Jorge parecen más pronunciados. También muestra valores especialmente bajos de Th.
- Todos tienen marcado enriquecimiento de Sr, pero no se reconoce particionamiento de Eu.
- No se reconoce un efecto químico en la asimilación de los xenolitos graníticos por parte del flujo magmático, encontrados principalmente en la base del depósito de caída, a pesar de su gran diferencia química.
- La muestra de lava encontrada más alejada de la fuente (SJ6), es la única que presenta fenocristales de clinopiroxeno, además de plagioclasas de notorio mayor tamaño que las muestras más cercanas. Esto señala un mayor tiempo de estancamiento de la sección del fundido que generó dicha muestra.
- Las muestras de lava muestran abundantes cúmulos de fenocristales de olivino (7-10%) y parecen ser levemente más primitivas mientras más cerca de la fuente están.
- Solo en las muestras correspondientes al techo del depósito de caída, se encontraron fenocristales de plagioclasa. Por otro lado, se observan escasos cúmulos de fenocristales,

principalmente olivino, en los lapillis descritos y aumenta levemente la cantidad de estos hacia el techo.

- Si bien es cierto comparten su carácter primitivo, los productos del San Jorge muestran varias diferencias significativas. Cabe señalar que la bomba, encontrada en el depósito de caída junto a los lapillis, es la muestra menos diferenciada y comparte más características con la lava que con los lapillis, es más, siempre parece marcar el punto desde donde comienza a evolucionar la lava.
- Más que seguir una tendencia, pareciera que la lava y el depósito de caída siguen patrones distintos, esta característica está mucho más marcada en los diagramas de química con secuencia, donde se reconoce que los productos de San Jorge tienen distintas evoluciones.

A partir de estas características comienzan a aparecer preguntas que se deben responder si se desea entender al San Jorge: ¿Por qué es el miembro más primitivo del complejo? ¿Por qué existen diferencias, algunas muy marcadas, entre los productos piroclásticos del San Jorge? Si San Jorge y Villarrica comparten varias características geoquímicas ¿Por qué presentan distintos estilos eruptivos y volúmenes tan dispares?

Para entender el alcance de estas preguntas se discutirá sobre la fuente del flujo magmático y la evolución que este ha tenido, haciendo hincapié en procesos que puedan afectar a los magmas, como son, la cristalización fraccionada, la fusión parcial, la contaminación cortical, etc. Junto con esto, se comparará geoquímicamente a San Jorge con otros miembros del CVV y, finalmente, se proporcionará un modelo que explicará la ocurrencia de San Jorge.

6.2 FUENTE DEL MAGMA

La deshidratación del slab, compuesto principalmente por basaltos N-MORB (empobrecido en elementos altamente incompatibles; Wood, 1979) bajó el punto de fusión de la cuña mantélica y esto, pronunciado por una corteza relativamente delgada (Cembrano *and* Lara, 2009; Volker *et al*, 2011), propició este episodio de fusión del manto más bien somero (~30km). Esto es consistente con las características toleíticas únicas de San Jorge con respecto al CVV.

Los patrones de los diagramas REE, para todas las unidades eruptivas, no indican la presencia de granate residual en la fuente, además, las razones La/Yb y Dy/Yb son muy bajas y más bien cercanas a una lherzolita de espinela, lo cual es consistente con el origen mantélico con espinela señalado por Sun (2001). Para ilustrar esta condición, se plotearon las muestras de San Jorge en diagramas Dy/Yb vs La/Yb y Yb vs La/Yb (Imagen 19), donde vemos que estas plotean muy lejos de una lherzolita de granate y se acercan mucho a lo que sería una lherzolita de espinela con una fusión parcial del 20%, confirmando así la fuente del magma.

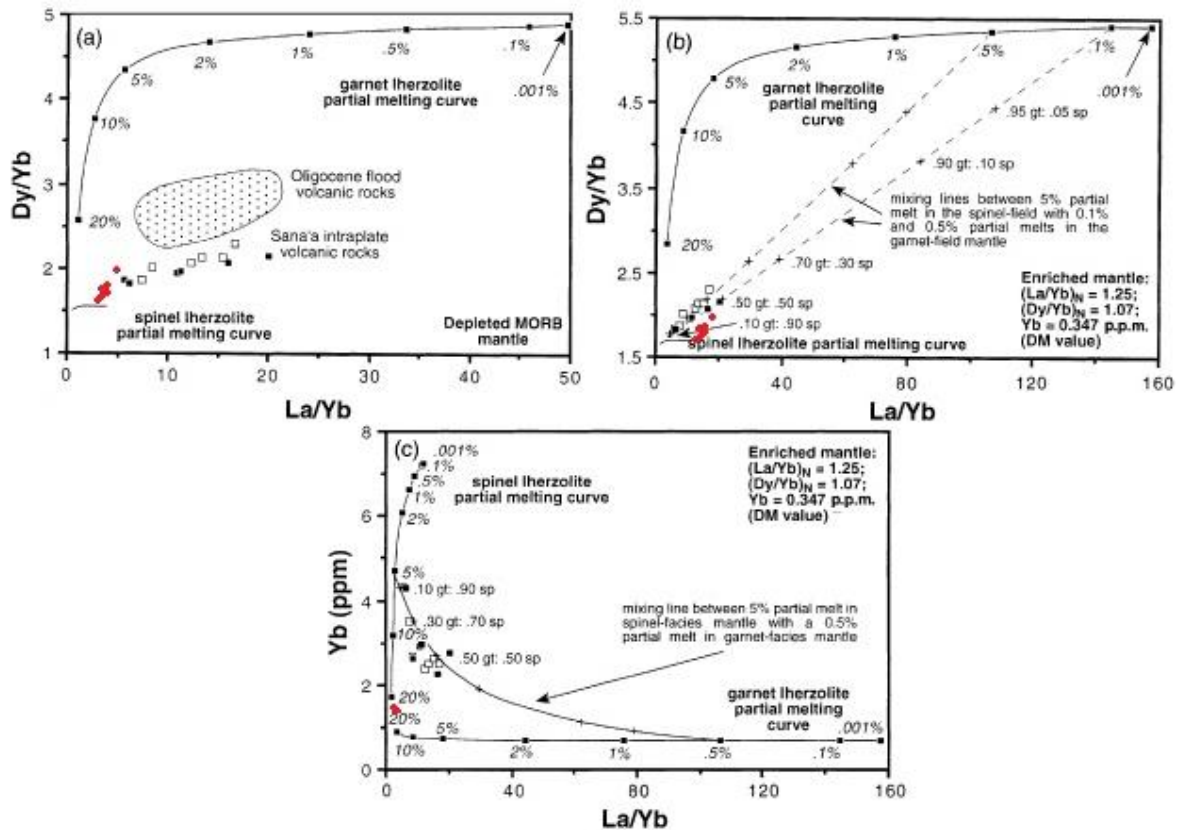


Imagen 19: Modificada de imagen tomada de Baker *et al.* (1997) para ilustrar la baja razón de La/Yb y Dy/Yb, así como la cercanía de las muestras de San Jorge (puntos rojos) con una lherzolita de espinela.

Las muestras de San Jorge tienen razones isotópicas (Sun, 2001) muy similares a las muestras del Villarrica, levemente mayor en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\sim 0,5129$) y levemente menor en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\sim 0,7039$), al mismo tiempo, los isotopos de Pb, la concentración de ^{10}Be y los radios isotópicos de la serie del U también son muy similares.

Además, estos volcanes tienen concentraciones similares de algunos elementos mayores como CaO , SiO_2 y Fe_2O_3 y comparten sus patrones en los diagramas REE y Spider, salvo que con una concentración mayor. Con esto podríamos decir que San Jorge proviene de una fuente similar a la del volcán Villarrica (Sun, 2001). El grado de fusión parcial (F) de la fuente de este cono es comparable con el de la fuente del Villarrica (calculado como $F=0,2$ por Sun (2001) a través del modelo de fusión en equilibrio (*batch*) no modal (Shaw, 1970; Hofmann *and* Feigenson, 1983)) y significativamente mayor que el de otros conos. Este alto grado de fusión parcial de la fuente ($F=0,2$) es consistente con los grandes volúmenes del volcán Villarrica, con respecto a los conos menores, y con el grado de fusión parcial sugerido para basaltos de arco (10-20%; Plank *and* Langmuir, 1988) y para los MORB (8-20%; Klein *and* Langmuir, 1987).

Los fluidos provenientes del slab tienen una amplia variabilidad en sus composiciones y concentraciones. La asimilación de estos fluidos por parte de la cuña mantélica (Imagen 20) generaría distintas condiciones para la fusión de la fuente, produciéndose las variaciones reconocidas en el grado de fusión parcial (entre los conos) y en el volumen fundido (entre San Jorge y Villarrica).

Por su baja concentración de incompatibles en relación al Villarrica, así como también por sus características primitivas, el San Jorge es el resultado de la asimilación de una baja cantidad de fluidos del slab empobrecidos en elementos incompatibles, provocando que un volumen mucho menor de manto fuera fusionado. Y, si bien es cierto, San Jorge y Villarrica serían producto del mismo grado de fusión parcial ($F=0,2$) de una fuente muy similar (Iherzolita de espinela), la diferencia en los volúmenes fusionados correspondería al principal motivo de por qué San Jorge es un pequeño centro monogenético y Villarrica se ha transformado en un estratovolcán poligenético mayor.

6.3 EVOLUCIÓN DEL MAGMA DURANTE SU ASCENSO

El cordón Villarrica-Quetrupillán-Lanín de orientación WNW está desacoplado cinemáticamente (Cembrano *and* Lara, 2009) con respecto al régimen transpresional dextral del arco volcánico actual. Es a través de un antiguo sistema de fallas heredadas (Hickey – Vargas *et al.*, 1993; López – Escobar *et al.*, 1995) que este cordón ha logrado atravesar la corteza. Aunque algunos conos satélites se encuentran al NE del volcán Villarrica, probablemente asociados con el régimen actual y más específicamente al SFLO.

Las diferencias geoquímicas existentes entre los conos monogenéticos son el resultado de la variabilidad de la composición y cantidad del fluido proveniente del slab que es asimilado por la cuña mantélica (Imagen 20). Esta heterogeneidad en los fluidos asimilados produce distintos grados de fusión parcial que generarían cada uno de estos eventos. Estas diferencias son acentuadas por las características corticales que sortearon los distintos flujos magmáticos que dieron origen a los distintos conos.

Para el caso de San Jorge, se estimó un grado de fusión parcial $F=0,2$, muy similar al que tuvieron varias de las erupciones históricas del Villarrica, pero con un volumen mucho menor. La diferencia entre estos volcanes, radica en los fluidos que propiciaron el evento de fusión parcial de San Jorge, que su magma carecía del volumen necesario para formar una cámara magmática y que ascendió por una estructura heredada de segundo orden, con respecto al cordón, lo que no permitió el estancamiento del flujo y, muy por el contrario, produjo una velocidad relativa alta de ascenso del magma a través de esta fractura.

Por otro lado, los escasos xenolitos graníticos encontrados tienen una forma más bien angulosa y sin rastros de haber sido reabsorbida o alterada por la lava de San Jorge, es más, a pesar de su clara diferencia composicional con la lava de San Jorge (ácido-básico), no se reconoce variación química en ninguna de las muestras de San Jorge, por lo cual se deduce que no hubo tiempo para la asimilación de dichos xenolitos.

Además, todas las muestras de San Jorge comparten sus patrones en los diagramas REE y Spider, además de varias tendencias en sus elementos mayores y traza, ninguna parece distinguirse de las demás, por lo que no se reconocen señales que indiquen *magma mixing* u otro proceso de contaminación cortical, confirmando la alta velocidad de ascenso del magma.

Esta alta velocidad de ascenso se condice con el carácter primitivo de los productos de San Jorge, con la poca evolución de la mayoría de las muestras (salvo SJ6) y con las observaciones de Sun (2001) y Hickey-Vargas *et al.* (1989) sobre los conos monogenéticos.

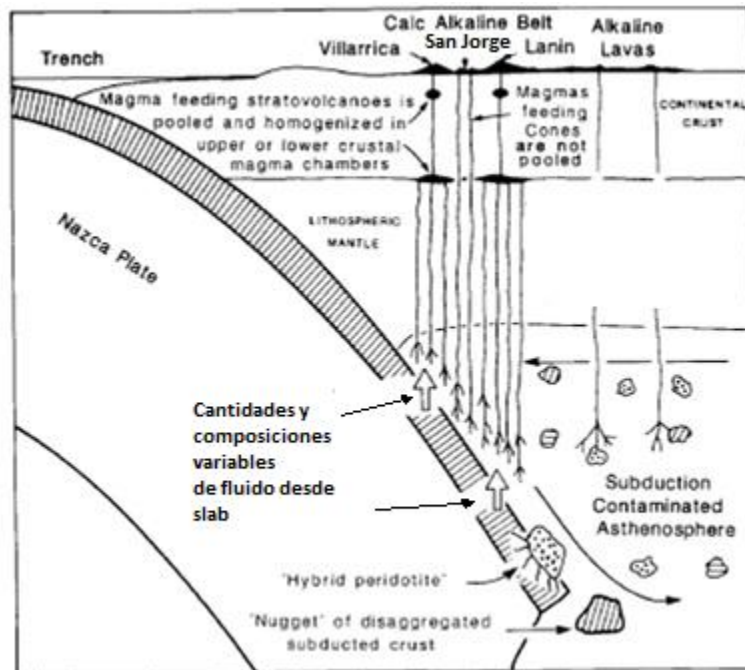


Imagen 20: Modificada desde imagen tomada de Hickey-Vargas *et al.* (1989) que muestra el posible ascenso casi directo del flujo magmático que dio lugar al cono San Jorge.

Estos resultados son consistentes con lo expuesto por Bucchi (2013) en relación a los mecanismos que gobiernan a los complejos volcánicos CVPCC (Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle) y GVCLV (Grupo Volcánico Carrán-Los Venados).

San Jorge, al igual que el volcanismo monogenético de GVCLV, sería el producto de fusión parcial de manto con espinela y que con una baja tasa de suministro magmático habría ascendido a la superficie sin estancarse a través de estructuras heredadas, favorecido por el carácter extensional que se genera por la interacción entre la falla de Liquiñe-Ofqui y dichas estructuras.

Por otro lado, los magmas del CVPCC y del volcán Villarrica tendrían una tasa de suministro magmático mucho mayor y habrían ascendido hasta sectores prefacturados heredados y se habrían estancado en cámaras magmáticas debido al régimen compresivo regional imperante en la ZVS, promoviendo la diferenciación reconocida en sus distintas coladas.

La coexistencia, o existencia por separado, de volcanismo monogenético así como del volcanismo poligenético dependerá principalmente de la tasa de suministro de magma y de la arquitectura cortical con su respectivo stress imperante.

6.4 CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA

Como se observaron fenocristales de olivino y clinopiroxeno en la petrología, se modelaron distintos grados de cristalización fraccionada y se plotearon (Imagen 21) sus vectores en los gráficos de elementos mayores y algunos elementos traza para los minerales olivino y Ti-augita (Deer *et al.* (1966) y Tschegg *et al.* (2011), respectivamente).

Se reconoce alrededor de un 5% de cristalización fraccionada de olivino, pero una nula o mínima cristalización de Ti-augita (solo hay algunos fenocristales de clinopiroxenos en la muestra SJ6). Este proceso parece haber afectado principalmente a la lava, pues es donde mejor se ajustan los vectores. Esto podría significar que el pulso que originó el depósito de caída podría ser distinto al que generó la colada de lava.

Si bien es cierto, es un porcentaje relativamente pequeño de cristalización, produce la lenta evolución que se reconoce en las muestras de lava y puede dar cuenta de la diferenciación alcanzada por la muestra SJ6. Esta condición indica que la muestra SJ6 claramente tuvo un tiempo mayor de estancamiento, tiempo que disminuye a medida que nos acercamos a la fuente. No obstante, se podría aventurar que la lava, en general, tuvo mayor tiempo para evolucionar que el pulso que generó los lapillis.

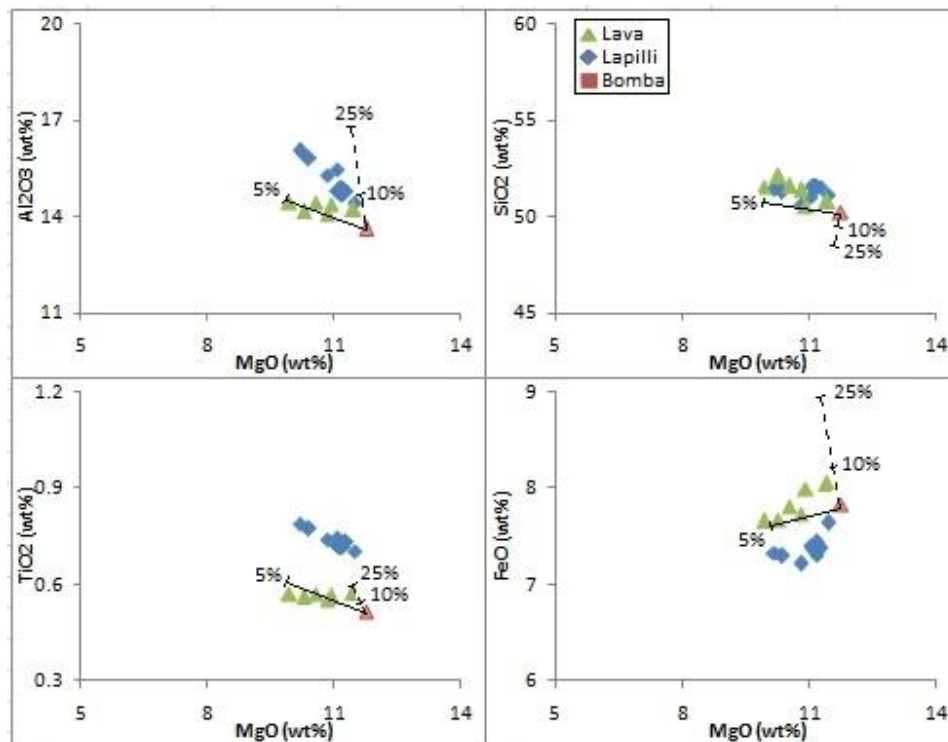


Imagen 21: Proyecciones de cristalización fraccionada para algunos elementos mayores (en wt%) y traza (en ppm) con respecto a los minerales olivino y Ti-augita (Deer *et al.* (1966) y Tschegg *et al.* (2011), respectivamente).

6.5 DIFERENCIAS ENTRE LAVA Y DEPÓSITO DE CAÍDA DE SAN JORGE

Como se mencionó, el flujo magmático que generó al volcán monogenético San Jorge tuvo un ascenso muy rápido a través de estructuras heredadas y por su pequeño volumen no fue capaz de generar una cámara magmática, sin embargo, hay algunas señales que dan cuenta de una suerte de estancamiento.

En todas las muestras de lava y lapillis de San Jorge se reconocen cúmulos de fenocristales, principalmente olivinos. Esta característica señala que el magma de San Jorge habría tenido un periodo corto de estancamiento, tan corto que San Jorge mantiene su carácter primitivo a través de toda la secuencia.

Por otro lado, se reconoce cristalización fraccionada de olivino (5%) en las muestras de lava, pero no tan clara en los lapillis. Además, estos productos muestran distintos patrones y concentraciones en los óxidos CaO, TiO₂, Al₂O₃, FeO y Fe₂O₃ (T) (Imágenes 11 y 16).

No obstante de las diferencias señaladas en este trabajo, la lava y el depósito de caída aún comparten muchas otras características geoquímicas, como las tendencias de sus diagramas REE y Spider, los mayores SiO₂, Na₂O, K₂O, P₂O₅ y algunos elementos traza más compatibles como lo son Ni, Cr, Sr, Sc. Además, si bien es cierto la bomba fue encontrada en el depósito de caída, tiene características químicas más cercanas a la lava que a los lapillis, indicando la relación entre estos productos de San Jorge. Es por esto que se puede concluir que San Jorge es producto de un único pulso magmático, pero que tuvo una evolución particular.

El flujo magmático (imagen 22) del San Jorge habría ascendido (a) a través de las fracturas heredadas señaladas hasta un punto donde no pudo seguir ascendiendo por la presión de roca imperante y se estancó (b) favoreciendo la cristalización fraccionada mencionada, pero en su parte superior y/o en sus paredes. Por otro lado, en su parte inferior el flujo siguió ascendiendo hasta que el tapón no pudo soportar la presión del fundido, se rompió y erupcionó (c), extruyéndose primero el material recién ascendido y más fresco dando lugar al depósito de caída. Luego, al acabarse los volátiles el magma comenzó a fluir en forma de lava (d), primero la sección menos diferenciada y, finalmente, la sección con mayor tiempo de estancamiento formándose esta suerte de tendencia a hacerse más evolucionada mientras más lejos de la fuente estemos.

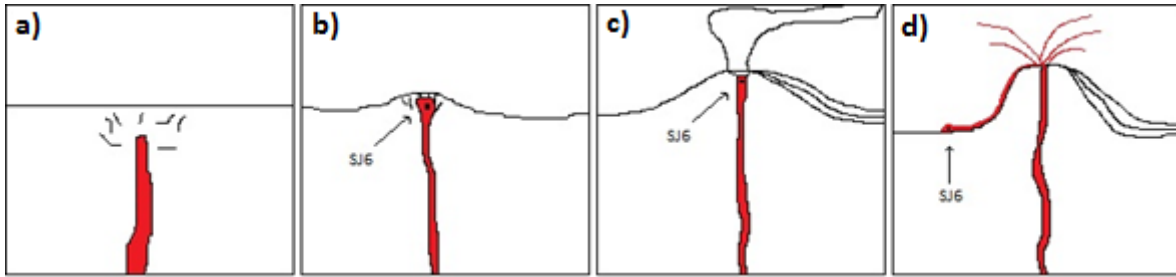


Imagen 22: Modelo de la evolución del flujo magmático San Jorge propuesto en este trabajo: a) ascenso magma por estructura heredada; b) estancamiento de muy corto tiempo, comienza a aumentar la presión de fluido; c) extrusión de lapillis; d) el magma llega a la superficie y extruye, la zona de la colada más lejana a la fuente (SJ6) es la más diferenciada.

6.6 RELACIÓN ENTRE EL VOLCÁN VILLARRICA Y EL CONO SAN JORGE

El estratovolcán Villarrica es el principal representante del complejo volcánico donde se encuentra San Jorge, tienen la misma fuente, fueron sometidos al mismo grado de fusión parcial ($F=0,2$, Sun, 2001) y sus magmas ascienden por estructuras asociadas al mismo régimen heredado.

Sin embargo, los fluidos provenientes del slab que propiciaron los distintos eventos de fusión parcial fueron muy diferentes, siendo los de San Jorge más primitivos que todos los demás representantes del complejo volcánico en particular del Villarrica, con esto un volumen mucho menor de magma fue generado y, si bien es cierto, se asocian al mismo régimen heredado, los conductos por los que ascienden no son los mismos y al conjugarse la estructura heredada de San Jorge con el actual régimen transpresional dextral del arco (Cembrano *and* Lara, 2009) y su pequeño volumen de magma, se dieron las condiciones para que el flujo ascendiera rápidamente sin darle tiempo para perder su carácter primitivo y diferenciándolo cada vez más del volcán Villarrica.

San Jorge no existiría sin las condiciones que formaron el volcán Villarrica o el complejo volcánico y a pesar de que comparten su fuente, desde el fluido progenitor y a través de su ascenso se dieron todas las condiciones para que el magma de San Jorge se diferenciara permaneciendo primitivo.

6.7 VIABILIDAD DEL CONCEPTO “MONOGENÉTICO”

Las similitudes geoquímicas y petrológicas que presentan la lava con los lapillis en el cono San Jorge indican que estos productos son el resultado de un único episodio de fusión parcial que dio paso a un flujo magmático.

San Jorge se encuentra inmerso en un complejo volcánico mayor con estratovolcanes, valga la redundancia, poligenéticos de gran volumen además de varios conos menores, la evidencia muestra que fue producido por un único evento de fusión parcial de alto grado ($F=0,2$) pero pequeño volumen, el carácter de único es lo que nos permite avalar el concepto de monogenético y asignárselo al cono San Jorge.

El concepto de monogenético quedaría con esto avalado, pero bajo las condiciones con las cuales se desarrolló el cono monogenético San Jorge, es decir: que pertenezca a un complejo volcánico mayor; que tenga una signatura basáltica primitiva compartida por todos sus productos volcánicos; y por supuesto, que sea el producto de un único episodio de fusión parcial.

No es posible confirmar ni desmentir la existencia de volcanismo monogenético fuera de un complejo volcánico, eso es materia para siguientes estudios.

CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES

1. La geoquímica y la petrología son importantes herramientas para poder estudiar y modelar un episodio volcánico, si además, este episodio resultó en una basalto toleítico primitivo, entonces estas variables nos pueden dar buena información sobre la fuente y evolución del evento eruptivo, en este caso, el volcán San Jorge.
2. Las características primitivas del volcán San Jorge indican que su magma se originó por la fusión parcial ($F=0,2$) de una lherzolita de espinela a un nivel somero, similar al volcán Villarrica, esto fue propiciado por la deshidratación del slab empobrecido en incompatibles, que bajo el *liquidus* de la cuña mantélica. Sin embargo, por las características de este fluido empobrecido en incompatibles solo un pequeño volumen de manto fue fusionado.
3. La conjugación de estructuras heredadas de regímenes tectónicos anteriores, el régimen transpresional dextral actual del arco y del pequeño volumen de magma basáltico primitivo de San Jorge, produjeron que este magma ascendiera a una velocidad relativa alta a través de la corteza y no fuera capaz de generar una cámara magmática. San Jorge mantuvo sus características primitivas hasta la superficie y salvo la cristalización fraccionada de un 5% de olivino, en su geoquímica no se reconocen procesos que lo hayan diferenciado de manera importante.
4. Los diagramas REE y Spider, así como algunos elementos mayores y traza, indican que San Jorge es producto de un único evento de fusión parcial que dio como resultado un único flujo magmático, el episodio de corto estancamiento sumado a la cristalización fraccionada ocurrida en la lava dan cuenta de las pocas diferencias que existe entre el depósito de caída y la lava.
5. San Jorge es entonces el producto de un pequeño evento de fusión parcial de alto grado, propiciado por fluidos empobrecidos en incompatibles, que ascendió a través de la corteza muy rápidamente y casi sin detenerse, hasta que no pudo romper la presión de roca cerca de la superficie, el magma siguió ascendiendo aumentando la presión de fluido hasta que la roca no soportó el esfuerzo rompiéndose y hacienda erupción. Primero se extruyó la sección más primitiva dando lugar al depósito de caída, para luego dar lugar a la sección más diferenciada en forma de lava.
6. Se sugiere realizar un estudio de isotopos radiogénicos (ξNd , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ o Pb , por nombrar algunos) más acabado sobre San Jorge y los procesos que sufrió. Por ejemplo, con ξNd , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ podríamos tener más información sobre la profundidad de la fuente así también como su proveniencia, si tuviéramos datos sobre isotopos de U, Th y Pb podríamos estudiar la influencia de fluidos y sedimentos asimilados por el pulso magmático.

7. Villarrica y San Jorge compartirían su fuente y el grado de fusión parcial al que fueron sometidas, la diferencia enorme entre sus volúmenes y características en superficie, es en primera instancia un reflejo de sus fluidos progenitores, el de San Jorge fue de mucho menor volumen y estaba notoriamente más empobrecido (Diagramas REE y Spider, Imágenes 15 y 16) en incompatibles que Villarrica, y, en segunda instancia, producto de la conjugación de la tasa de suministro magmático y su interacción con el régimen de stress. Estos serían los factores preponderantes que determinarían la formación de volcanes poligenéticos o monogenéticos.
8. San Jorge es la confirmación de la viabilidad del concepto de volcanismo “monogenético” pues fue generado por un único episodio de fusión parcial. Sin embargo, por ahora solo podríamos definirlo en el contexto de San Jorge, esto es: que se encuentre en el marco de un complejo volcánico; debe ser producto de un magma basáltico toleítico que mantenga su carácter primitivo al alcanzar la superficie; debe tener una tasa de suministro magmático y un volumen bajo. Por lo que podemos hablar perfectamente y con propiedad del “cono monogenético San Jorge”.

BIBLIOGRAFÍA

- Baker J.A., Menzies M.A., Thirlwall M.F., Macpherson C.G., 1997. Petrogenesis of quaternary intraplate volcanism, Sana'a, Yemen: implications for plume–lithosphere interaction and polybaric melt hybridization.
- Bucchi F., 2013. Factores forzantes del volcanismomonogenético en el Grupo Volcánico Carrán-Los Venados. Memoria de Título.
- Cebriá J.M., Martiny B.M., López-Ruiz J., Morán-Zenteno D.J., 2011. The Parícutin calc-alkaline lavas: New geochemical and petrogenetic modelling constraints on the crustal assimilation process.
- Cembrano J. and Lara L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review.
- Cimarelli C., Traglia F., Taddeucci J., 2014. Basaltic scoria textures from a zoned conduit as precursors to violent Strombolian activity.
- Clavero J. (PhD) y Moreno H., 1994. SERNAGEOMIN, 7º Congreso Geológico Chileno 1994, Concepción, Chile. Ignimbritas Licán y Pucón: evidencias de erupciones explosivas andesítico-basálticas postglaciares del volcán Villarrica.
- Condit, C.D., and Connor, C.B., 1996, Recurrence rates of volcanism in basaltic volcanic fields: An example from the Springerville volcanic field, Arizona: Geological Society of America Bulletin, v. 108, p. 1225–1241, doi: 10.1130/0016-7606(1996)108<1225:RROVIB>2.3.CO;2.
- Connor, C.B., 1987, Structure of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 33, p. 191– 200, doi: 10.1016/0377-0273(87)90061-8.
- Connor, C.B., 1990, Cinder cone clustering in the TransMexican Volcanic Belt: Implications for structural and petrologic models: Journal of Geophysical Research, v. 95, p. 19,395–19,405, doi: 10.1029/JB095iB12p19395.
- Connor, C.B., and Conway, F.M., 2000, Basaltic volcanic fields, in Sigurdsson, H., ed., Encyclopedia of Volcanoes: San Diego, Academic Press, p. 331–343.
- Connor, C.B., and Hill, B.E., 1995, Three nonhomogeneous Poisson models for the probability of basaltic volcanism: Application to the Yucca Mountain region, Nevada, U.S.A.: Journal of Geophysical Research, v. 100, p. 10,107–10,125, doi: 10.1029/95JB01055.
- Connor, C.B., Condit, C.D., Crumpler, L.S., and Aubele, J.C., 1992, Evidence of regional structural controls on vent distribution—Springerville Volcanic Field, Arizona: Journal of Geophysical Research, v. 97, p. 12,349– 12,359, doi: 10.1029/92JB00929.

- Constantini L., Pioli L., Bonadonna C., Clavero J., Longchamp C., 2011. A Late Holocene explosive mafic eruption of Villarrica volcano, Southern Andes: The Chaimilla deposit.
- Conway, F.M., Connor, C.B., Hill, B.E., Condit, C.D., Mullaney, K., and Hall, C.M., 1998, Recurrence rates of basaltic volcanism in SP Cluster, San Francisco volcanic field, Arizona: *Geology*, v. 26, p. 655–658, doi: 10.1130/0091-7613(1998)026<0655:RROBVI>2.3.CO;2.
- Davidson J., Turner S., Plank T., 2013. Dy/Dy*: variations arising from mantle sources and petrogenetic processes.
- Fedotov, S.A. 1981. Magma rates in feeding conduits of different volcanic centres. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 9(4), 379–394.
- Herve, F., Araya, E., Fuenzalida, J.L., *et al.*, 1979, Edades radiométricas y tectónica neógena en el sector costero de Chiloé continental, X Región. In *Congr. Geol. Chileno*, N02, Actas vol. 1, p. F1–F18, Arica.
- Hickey-Vargas R., Frey F., Gerlach 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.
- Hickey-Vargas R., Moreno H., López-Escobar L., Frey F., 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanín volcanic chain (39.5°S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crystal assimilation.
- Hickey-Vargas R., López-Escobar L., Parada M.A., 1993. Subduction control on magma production in the southern SVZ: evidence from major and minor eruptive centers. *EOS Trans Am Geophys Union* 74:663.
- Hickey-Vargas R., Murong S., López-Escobar L., Moreno-Roa H., Reagan M., Morris J. and Ryan J., 2002. Multiple subduction components in the mantle wedge: Evidence from eruptive centers in the Central Southern volcanic zone, Chile.
- Hirschmann M.M., Ghiorso M.S., Wasylenki L.E., Asimow P.D., Stolper E.M., 1998. Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts. I. review of methods and comparison with experiments.
- López-Escobar L., Cembrano J., Vergara M., Yanez G., 1997. Volcanismo asociado con la zona de falla Liquine-Ofqui: clave para conocer los magmas más primitivos y la generación de estratovolcanes en los Andes del Sur.
- López-Escobar L., Cembrano J., Moreno H., 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37–46°S).
- McCoy-West A., Baker J., Faure K., Wysoczanski R., 2010. Petrogenesis and origins of mid-Cretaceous continental intraplate volcanism in Marlborough, New Zealand: implications for the long-lived HIMU magmatic mega-province of the SW Pacific.

- McDonough, W. F., and Sun, S.-s., 1995. The composition of the Earth: Chemical Geology, v. 120, p. 223-253.
- McGee L., Millet M.A., Smith I., Németh K., Lindsay J., 2012. The inception and progression of melting in a monogenetic eruption: MotukoreaVolcano, the Auckland Volcanic Field, New Zealand.
- Moreno-Roa H., López-Escobar L., 1994. Los centros eruptivos de Rucapillan: actividad volcánica reciente en la depresión central de los Andes del sur (39°S). 7° Congreso Geológico Chileno, Actas Vol. I, pp 334-338.
- Moreno-Roa H., López-Escobar L., Cembrano J., 1994. The Villarrica-Quetrupillán-Lanín volcanic chain: a review and probable significance in the southern Andes, 39.4°S, Chile. 7 Congreso Geológico Chileno 1994, Actas Vol I, pp. 339-341.
- Moreno H., Lara L., 2008. Geología del área Pucón-Curarrehue. Regiones de La Araucanía y de Los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 115:36 p., 1 mapa de escala 1:100.000.
- Nakamura, K. 1986. Volcanology and the plate tectonics, Bull. Volcanol. Soc. Jpn., 30 pp.
- Németh K., White D.L., Reay A., Martin U., 2003. Compositional variation during monogenetic volcano growth and its implications for magma supply to continental volcanic fields.
- Németh K., 2010. Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism.
- Strong M., Wolff J., 2003. Compositional variations within scoria cones.
- Rose, E.F., Shimizu, N., Layne, G.D., and Grove, T.L., 2001, Melt production beneath Mt. Shasta form boron data in primitive melt inclusions: Science, v. 293, p. 281–284.
- Saal, A.E., Hart, S.R., Shimizu, N., Hauri, E.H., and Layne, G.D., 1998, Pb isotopic variability in melt inclusions from oceanic island basalts, Polynesia: Science, v. 282, p. 1481–1483.
- Sun M., 2001. Geochemical variations among small eruptive centers in the central SVZ of the Andes: an evaluation of subduction, mantle and crustal influences. Ph. D. Thesis, Florida International University.
- Sun, S.-s., and McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: Geological Society, London, Special Publications, v. 42, no. 1, p. 313-345.
- Takada, A., 1994. The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. Journal of Geophys. Res 99:13563-13573.

- Traglia F., Cimarelli C., de Rita D., Torrente G., 2009. Changing eruptive styles in basaltic explosive volcanism: Examples from Croscat complex scoria cone, Garrotxa Volcanic Field (NE Iberian Peninsula).
- Valentine, G.A., and Krogh, K.E.C., 2006, Emplacement of shallow dikes and sills beneath a small basaltic volcanic center—The role of pre-existing structure (Paiute Ridge, southern Nevada, USA): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 246, p. 217–230, doi: 10.1016/j.epsl.2006.04.031.
- Valentine, G.A., and Perry, F.V., 2006. Decreasing magmatic footprints of individual volcanoes in a waning basaltic field: *Geophysical Research Letters*, v. 33, ISI.000239577800008.
- Valentine G., Keating G., 2007. Eruptive styles and inferences about plumbing systems at Hidden Cone and Little Black Peak scoria cone volcanoes (Nevada, U.S.A.).
- Valentine G.A., Gregg T.K.P., 2008. Continental basaltic volcanoes — Processes and problems.
- Wilson, S.A., 1997. Data compilation for USGS reference material BHVO-2, Hawaiian Basalt: U.S. Geological Survey Open-File Report xxxxx.
- Wilson, S.A., 1997. The collection, preparation, and testing of USGS reference material BCR-2, Columbia River, Basalt: U.S. Geological Survey Open-File Report 98-xxx.

ANEXOS

ANEXO A: DESCRIPCIÓN DETALLADA DE LAS MUESTRAS DE DEPÓSITOS DE CAÍDA DEL VOLCÁN MONOGENÉTICO SAN JORGE

DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS DE MANO

AF1 Lapilli fino de escoria de color negro. Dos familias de tamaños: 25% lapilli medio y 75% lapilli fino. Se encontraron algunas escorias de tamaño lapilli grueso. Porfírica muy vesicular (40-50%), rugosos y, en general, elongadas. Se reconocen fenocristales de olivinos ($\leq 3\%$) no mayores a 2mm. Presencia de arcillas (<5%). Algunos granos son subredondeados, pero muy poco abundantes.

AF2 Lapilli fino de escoria color negro. Dos familias de tamaño: 90% lapilli fino y 10% lapilli medio. Porfírica y muy vesicular (50%), muy rugoso. Se reconocen granos subredondeados. Fenocristales de olivino ($\leq 3\%$). En los mismos estratos a los cuales pertenece AF2 se encontró la bomba, denominada AF2a, de unos 20 cm de longitud. Fue la única bomba de estas dimensiones encontrada.

AF3 Lapilli fino de escoria color negro, 90% de tamaño lapilli fino y se encontraron algunas escorias tamaño lapilli grueso. Porfírica, fenocristales de olivino (3%). Las rocas más frescas (oscuras) son rugosas, subredondeadas y vesiculares (20-30%), mientras que las más claras son muy rugosas, elongadas y muy vesiculares (40-50%)

AF3a Lapilli fino a muy fino de escoria color negro. Dos familias de tamaños: 70% lapilli fino y 30% ceniza gruesa. Porfírica y muy vesicular (35-50%). Fenocristales de olivino (2%). Las rocas más frescas son levemente rugosas y subredondeadas, mientras que las más claras son elongadas y subangulares. Se reconoce arcilla (<3%) diseminada.

AF4 Lapilli fino a muy fino de escoria color negro. Dos familias de tamaños: 70% lapilli fino y 20% ceniza gruesa. Se encontraron algunas escorias de tamaño lapilli grueso. Porfírica con fenocristales de olivino (3%). Vesiculares a muy vesiculares (40-50%). Rugosas a muy rugosas y subangulares. Se encontró magnetismo en grado bajo y algunos cúmulos de arcillas (4%).

AF4a Lapilli fino de escoria color negro. Tres familias de tamaños: 80% lapilli fino, 10% lapilli medio y 10% ceniza gruesa. Porfírica con fenocristales de olivino (2%). Vesículas pequeñas, rugosas a muy

rugosas y subredondeadas a angulares. Se reconoció magnetismo en grado medio y arcilla en cúmulos (2%).

AF5 Lapilli muy fino de escoria color negro. Dos familias: 65% lapilli fino y 35% ceniza gruesa. Porfírico con fenocristales de olivino (2%). Vesiculares (40%), muy rugosos, subredondeados a subangulosos. Se encontraron arcillas diseminadas (2%).

AF5a Lapilli fino de escoria color negro. Tres familias: 65% lapilli fino, 20% ceniza gruesa y 15% lapilli medio. Se encontraron muy pocas escorias tamaño lapilli grueso. Porfírico con fenocristales de olivino (2%). Muy vesiculares (40-60%), rugosos y subangulosos. Arcilla en pequeños cúmulos y diseminada (2%).

AF6 Lapilli fino de escoria color negro. Tres familias: 55% lapilli fino, 35% lapilli medio y 10% ceniza gruesa. Porfírico con fenocristales de olivino (2%). Vesiculares (40%), rugosos y subangulosos. Arcilla en cúmulos pequeños (1%).

AF7 Lapilli fino de escoria color negro. Dos familias: 75% lapilli fino y 25% lapilli medio. Porfírico con fenocristales de olivino (3%). Vesicular a muy vesicular (40-50%), subredondeado a subangular y rugosa a muy rugosa. Se observan arcillas en pequeños cúmulos (2%).

AF8 Lapilli medio de escoria color grisáceo con tonalidades cafés (algunos granos de color café, probablemente oxidación más pronunciada pues pertenece al techo de la secuencia). Tres familias de tamaños: 60% lapilli medio, 20% lapilli grueso y 20% lapilli fino. Porfírica con escasos fenocristales de olivino (1%). Vesiculares (40%), subangulares a subredondeadas y poco rugosas. Se encontraron arcillas en pequeños cúmulos (3%)

DESCRIPCIÓN DE DEPÓSITO DE CAÍDA AL MICROSCOPIO ÓPTICO

AF1 Basalto porfírico con fenocristales de olivino (hasta 5mm) entre microlitos de plagioclasa (algunas llegan a 0,5mm). Se reconocen texturas fragmentada (cristales de olivino y plagioclasa), intersertal (vidrio entre microlitos) y vesicular.

AF3 Basalto porfírico con fenocristales de olivino ($\leq 2.5\text{mm}$), presenta escasos cúmulos de fenocristales entre microlitos de plagioclasa (además, se encontró una plagioclasa de 1mm). Se reconocen texturas fragmentada (cristales de olivino y plagioclasa), intersertal (vidrio entre microlitos) y vesicular.

AF8 Basalto porfírico con fenocristales de olivino ($\leq 2.5\text{mm}$), presenta algunos cúmulos de fenocristales entre microlitos de plagioclasa (algunas se empinan hasta 1mm). Se reconocen texturas fragmentada (cristales de olivino y plagioclasa), intersertal (vidrio entre microlitos) y vesicular.

ANEXO B: DESCRIPCIÓN DE LAS MUESTRAS DE LAVA DEL VOLCÁN MONOGENÉTICO SAN JORGE

SJ-1A

Mineralogía

- Fenocristales

Corresponden exclusivamente a olivinos. Tamaño límite: 2 mm, corresponden a un 7% del total del corte. Se detallan a continuación sus características.

Mineral	%	Tamaño (mm)	Forma	Estructuralidad	Integridad
Olivino	7	0,2-2	Prismática	Sub-euhedral	Media-alta

- Microlitos

Exclusivamente plagioclasas. Tamaño límite: 0,2 mm, corresponden a un 30% del total del corte. Se detallan a continuación sus características.

Mineral	%	Tamaño (mm)	Forma
Plagioclasa	30	<0,2	Tabular

- Masa fundamental

Corresponde a un 50% del total del corte. Se detallan a continuación sus características.

Mineral	%	Tamaño (mm)	Forma
Plagioclasa	38	0,05	Tabular
Olivino	12	0,05	Poligonal

- Vesículas

Corresponden al 7% del corte.

- Vidrio

Tamaño límite: 0,1 mm, corresponden al 6% del corte

- Opacos

Tamaño límite: 0,1 mm, <1% del corte.

- No se reconocen minerales secundarios.

Texturas

- Porfírica.

Se observan fenocristales de olivino inmersos en una masa fundamental más fina.

- Glomeroporfírica.

Algunos de los olivinos se agrupan formando pequeños cúmulos.

- Vesicular.

Se reconoce importante cantidad de vesículas (7%).

- Intergranular.

Entre microlitos de plagioclasas se encuentran cristales de olivino.

Clasificación

Basalto glomeroporfírico de olivino.

Observaciones

Se observa reabsorción por parte del magma de algunos olivinos, y también algunos bordes de reacción en estos últimos. Hay zonas donde los microlitos de plagioclasa presentan orientaciones.

SJ-2

Mineralogía

- Fenocristales

Corresponden exclusivamente a olivinos. Tamaño límite: 4 mm, corresponden a un 9% del total del corte. Se detallan a continuación sus características.

Mineral	%	Tamaño (mm)	Forma	Estructuralidad	Integridad
Olivino	9	0,2-4	Prismática	Sub-euhedral	Media-alta

- Microlitos

Exclusivamente plagioclasas. Tamaño límite: 0,2 mm, corresponden a un 30% del total del corte. Se detallan a continuación sus características.

Mineral	%	Tamaño (mm)	Forma
Plagioclasa	30	<0,2	Tabular

- Masa fundamental

Corresponde a un 52% del total del corte. Se detallan a continuación sus características.

Mineral	%	Tamaño (mm)	Forma
Plagioclasa	38	0,05	Tabular
Olivino	14	0,05	Poligonal

- Vesículas

Corresponden al 4% del corte.

- Vidrio

Tamaño límite: 0,1 mm, corresponden al 5% del corte

- Opacos

Tamaño límite: 0,1 mm, <1% del corte.

- No se reconocen minerales secundarios.

Texturas

- Porfírica.

Se observan fenocristales de olivino inmersos en una masa fundamental más fina.

- Glomeroporfírica.

Algunos de los olivinos se agrupan formando pequeños cúmulos.

- Vesicular.

Se reconocen vesículas (4%).

- Intergranular.

Entre microlitos de plagioclasas se encuentran cristales de olivino.

- Sieve.

Inclusiones vítreas dentro de olivinos.

Clasificación

Basalto glomeroporfírico de olivino.

Observaciones

Hay reabsorción por parte del magma de algunos olivinos, se observan algunos bordes de reacción en estos últimos. Hay zonas donde los microlitos de plagioclasa presentan orientaciones preferentes.

SJ-3

Mineralogía

- Fenocristales

Corresponden exclusivamente a olivinos. Tamaño límite: 4 mm, corresponden a un 9% del total del corte. Se detallan a continuación sus características.

Mineral	%	Tamaño (mm)	Forma	Estructuralidad	Integridad
Olivino	9	0,2-4	Prismática	Sub-euhedral	Media-alta

- Microlitos

Exclusivamente plagioclasas. Tamaño límite: 0,2 mm, corresponden a un 40% del total del corte. Se detallan a continuación sus características.

Mineral	%	Tamaño (mm)	Forma
Plagioclasa	40	<0,2	Tabular

- Masa fundamental

Corresponde a un 42% del total del corte. Se detallan a continuación sus características.

Mineral	%	Tamaño (mm)	Forma
Plagioclasa	32	0,05	Tabular
Olivino	10	0,05	Poligonal

- Vesículas

Corresponden al 4% del corte.

- Vidrio

Tamaño límite: 0,1 mm, corresponden al 5% del corte

- Opacos

Tamaño límite: 0,1 mm, <1% del corte.

- No se reconocen minerales secundarios.

Texturas

- Porfírica.

Se observan fenocristales de olivino inmersos en una masa fundamental más fina.

- Glomeroporfírica.

Algunos de los olivinos se agrupan formando pequeños cúmulos.

- Vesicular.

Se reconoce importante cantidad de vesículas (4%).

- Intergranular.

Entre microlitos de plagioclasas se encuentran cristales de olivino.

- Sieve.

Inclusiones vítreas dentro de olivinos.

Clasificación

Basalto glomeroporfírico de olivino.

Observaciones

Se tiene reabsorción de olivinos, se observan algunos bordes de reacción en estos últimos. Hay zonas donde los microlitos de plagioclasa presentan orientaciones preferentes, indicando direcciones de flujo. Se reconoce un mayor número de microlitos de plagioclasa.

SJ-4

Mineralogía

- Fenocristales

Corresponden exclusivamente a olivinos. Tamaño límite: 2 mm, corresponden a un 9% del total del corte. Se detallan a continuación sus características.

Mineral	%	Tamaño (mm)	Forma	Estructuralidad	Integridad
Olivino	9	0,2-2	Prismática	Sub-euhedral	Media-alta

- Microlitos

Exclusivamente plagioclasas. Tamaño límite: 0,2 mm, corresponden a un 45% del total del corte. Se detallan a continuación sus características.

Mineral	%	Tamaño (mm)	Forma
Plagioclasa	45	<0,2	Tabular

- Masa fundamental

Corresponde a un 38% del total del corte. Se detallan a continuación sus características.

Mineral	%	Tamaño (mm)	Forma
Plagioclasa	27	0,05	Tabular
Olivino	11	0,05	Poligonal

- Vesículas

Corresponden al 3% del corte.

- Vidrio

Tamaño límite: 0,1 mm, corresponden al 5% del corte

- Opacos

Tamaño límite: 0,1 mm, <1% del corte.

- No se reconocen minerales secundarios.

Texturas

- Porfírica.

Se observan fenocristales de olivino inmersos en una masa fundamental más fina.

- Glomeroporfírica.

Algunos de los olivinos se agrupan formando pequeños cúmulos.

- Vesicular.

Se reconocen vesículas (3%).

- Intergranular.

Entre microlitos de plagioclasas se encuentran cristales de olivino.

- Sieve.

Inclusiones vítreas dentro de olivinos.

Clasificación

Basalto glomeroporfírico de olivino.

Observaciones

Se tiene reabsorción de olivinos, se observan algunos bordes de reacción en estos últimos. Hay zonas donde los microlitos de plagioclasa presentan orientaciones preferentes, indicando direcciones de flujo. Se reconoce un número aún mayor de microlitos de plagioclasa.

SJ-5

Mineralogía

- Fenocristales

Corresponden exclusivamente a olivinos. Tamaño límite: 2 mm, corresponden a un 9% del total del corte. Se detallan a continuación sus características.

Mineral	%	Tamaño (mm)	Forma	Estructuralidad	Integridad
Olivino	9	0,2-2	Prismática	Sub-euhedral	Media-alta

- Microlitos

Exclusivamente plagioclasas. Tamaño límite: 0,2 mm, corresponden a un 40% del total del corte. Se detallan a continuación sus características.

Mineral	%	Tamaño (mm)	Forma
Plagioclasa	40	<0,2	Tabular

- Masa fundamental

Corresponde a un 45% del total del corte. Se detallan a continuación sus características.

Mineral	%	Tamaño (mm)	Forma
Plagioclasa	34	0,05	Tabular
Olivino	11	0,05	Poligonal

- Vesículas

Corresponden al 1% del corte.

- Vidrio

Tamaño límite: 0,1 mm, corresponden al 5% del corte

- Opacos

Tamaño límite: 0,1 mm, <1% del corte.

- No se reconocen minerales secundarios.

Texturas

- Porfírica.

Se observan fenocristales de olivino inmersos en una masa fundamental más fina.

- Glomeroporfírica.

Algunos de los olivinos se agrupan formando pequeños cúmulos.

- Intergranular.

Entre microlitos de plagioclasas se encuentran cristales de olivino.

- Sieve.

Inclusiones vítreas dentro de olivinos.

Clasificación

Basalto glomeroporfírico de olivino.

Observaciones

Se tiene reabsorción de olivinos, se observan algunos bordes de reacción en estos últimos. Hay zonas donde los microlitos de plagioclasa presentan orientaciones preferentes, indicando direcciones de flujo. Hay una disminución del número de microlitos de plagioclasa.

SJ-6

Mineralogía

- Fenocristales

Tamaño límite: 2 mm, corresponden a un 19% del total del corte. Se detallan a continuación sus características.

Mineral	%	Tamaño (mm)	Forma	Estructuralidad	Integridad
Olivino	12	0,2-2	Prismática	Sub-euhedral	Media-alta
Plagioclasa	7	0,2-1,6	Prismática	Sub-euhedral	Media-alta

- Microlitos

Exclusivamente plagioclasas. Tamaño límite: 0,2 mm, corresponden a un 35% del total del corte. Se detallan a continuación sus características.

Mineral	%	Tamaño (mm)	Forma
Plagioclasa	35	<0,2	Tabular

- Masa fundamental

Corresponde a un 40% del total del corte. Se detallan a continuación sus características.

Mineral	%	Tamaño (mm)	Forma
Plagioclasa	30	0,05	Tabular
Olivino	10	0,05	Poligonal

- Vesículas

Corresponden al 1% del corte.

- Vidrio

Tamaño límite: 0,1 mm, corresponden al 5% del corte

- Opacos

Tamaño límite: 0,1 mm, <1% del corte.

- No se reconocen minerales secundarios.

Texturas

- Porfírica.

Se observan fenocristales de olivino inmersos en una masa fundamental más fina.

- Glomeroporfírica.

Se observan cúmulos solo de olivinos y de olivinos con plagioclasas.

- Zonación

Algunos de los fenocristales de plagioclasa muestran zonaciones.

- Intergranular.

Entre microlitos de plagioclasas se encuentran cristales de olivino.

- Sieve.

Inclusiones vítreas dentro de olivinos.

Clasificación

Basalto glomeroporfírico de olivino.

Observaciones

Se tiene reabsorción de olivinos, se observan bordes de reacción en algunas plagioclasas y olivinos. Hay zonas donde los microlitos de plagioclasa presentan orientaciones preferentes, indicando direcciones de flujo. Disminuye la cantidad de microlitos de plagioclasa.

ANEXO C: GEOQUÍMICA DEL VOLCÁN SAN JORGE

ELEMENTOS MAYORES

DEPÓSITOS DE CAÍDA (óxidos en wt%)

Cabe recordar que la muestra AF-8 corresponde a una bomba encontrada en uno de los niveles del depósito de caída.

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO
AF-1	51,56	14,82	9,68	0,165	11,28	9,92
AF-2	51,12	14,46	10,02	0,167	11,48	9,86
AF-2A	50,26	13,63	10,28	0,158	11,76	8,98
AF-3	51,65	14,81	9,66	0,165	11,09	10,1
AF-3A	51,65	14,7	9,68	0,164	11,17	9,96
AF-4	51,48	14,83	9,69	0,168	11,12	10,12
AF-4A	51,53	14,94	9,76	0,164	11,18	9,98
AF-5	51,53	14,72	9,59	0,16	11,19	9,86
AF-5A	51,04	15,48	9,72	0,165	11,06	9,81
AF-6	50,63	15,28	9,47	0,166	10,82	9,76
AF-7	51,31	15,8	9,57	0,159	10,39	9,87
AF-8	51,45	16,06	9,62	0,159	10,19	9,81

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
AF-1	2,4	0,37	0,734	0,14	-0,2	100,9
AF-2	2,33	0,35	0,704	0,12	0	100,6
AF-2A	2,31	0,36	0,518	0,1	-0,06	98,3
AF-3	2,38	0,36	0,722	0,13	-0,2	100,9
AF-3A	2,37	0,36	0,721	0,13	0,02	100,9
AF-4	2,4	0,37	0,718	0,14	-0,21	100,8
AF-4A	2,37	0,36	0,717	0,11	-0,2	100,9
AF-5	2,46	0,38	0,735	0,12	-0,01	100,7
AF-5A	2,43	0,39	0,748	0,14	-0,21	100,8
AF-6	2,42	0,39	0,741	0,13	-0,16	99,65
AF-7	2,52	0,4	0,775	0,13	-0,13	100,8
AF-8	2,55	0,42	0,79	0,14	-0,22	101

LAVA (óxidos en wt%)

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO
SJ-1	50,8	14,24	10,56	0,161	11,45	8,97
SJ-2	50,54	14,37	10,49	0,156	10,93	8,99
SJ-3	51,61	14,45	10,25	0,156	10,55	9,26
SJ-4	52,11	14,18	10,06	0,155	10,29	9,28
SJ-5	51,4	14,08	10,14	0,156	10,83	9,2
SJ-6	51,54	14,45	10,05	0,156	9,94	9,36

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
SJ-1	2,48	0,41	0,575	0,13	-0,05	99,71
SJ-2	2,48	0,39	0,561	0,13	-0,2	98,84
SJ-3	2,6	0,42	0,572	0,14	-0,29	99,71
SJ-4	2,56	0,42	0,561	0,14	0,18	99,93
SJ-5	2,56	0,41	0,554	0,13	-0,33	99,13
SJ-6	2,64	0,42	0,573	0,16	-0,05	99,26

XENOLITO GRANÍTICO (óxidos en wt%)

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO
LEM-7	59,06	17,73	6,83	0,113	3,15	6,49

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
LEM-7	3,54	1,77	0,59	0,17	1,46	100,9

ELEMENTOS TRAZA

Las concentraciones representadas con el símbolo“<” señalan las concentraciones menores al límite de detección del equipo (el límite de detección es el valor que acompaña al signo mencionado). Recordar que la muestra AF-8 corresponde a una bomba.

DEPÓSITO DE CAÍDA (en ppm)

Muestra	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co
AF-1	33	< 1	233	133	342	12	49	840	48
AF-2	33	< 1	230	118	333	13	46	830	49
AF-2A	33	< 1	228	118	328	11	46	870	49
AF-3	33	< 1	234	121	341	12	47	800	47
AF-3A	33	< 1	232	120	333	12	46	770	46
AF-4	33	< 1	235	194	343	13	48	820	48
AF-4A	33	< 1	230	127	335	12	47	820	49
AF-5	33	< 1	226	128	341	12	49	790	48
AF-5A	33	< 1	226	130	340	16	50	770	48
AF-6	33	< 1	224	141	339	13	49	770	48
AF-7	33	< 1	229	134	356	13	51	720	46
AF-8	33	< 1	231	146	355	12	52	600	44

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Nb	Mo
AF-1	230	80	80	17	1	< 5	8	2	< 2
AF-2	250	80	80	16	1	< 5	7	1	3
AF-2A	250	80	70	16	1	< 5	8	< 1	< 2
AF-3	230	80	80	16	1	< 5	8	< 1	< 2
AF-3A	220	70	70	16	1	< 5	7	< 1	2
AF-4	230	80	80	16	1	< 5	7	9	< 2
AF-4A	230	80	80	16	1	< 5	7	2	3
AF-5	240	80	80	17	1	< 5	8	1	< 2
AF-5A	230	80	90	17	1	< 5	9	1	2
AF-6	220	80	80	16	1	< 5	8	2	< 2
AF-7	210	70	80	16	1	< 5	8	1	< 2
AF-8	190	60	80	17	1	< 5	8	2	< 2

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Ag	In	Sn	Sb	Cs	La	Ce	Pr	Nd
AF-1	< 0.5	< 0.2	< 1	0,5	0,7	5,6	12,5	1,74	7,9
AF-2	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	0,6	4,7	11	1,59	7,3
AF-2A	< 0.5	< 0.2	2	0,5	0,7	4,6	10,7	1,51	7,1
AF-3	< 0.5	< 0.2	< 1	0,5	0,6	4,8	11,1	1,65	7,4
AF-3A	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	0,7	4,6	11	1,59	7,4
AF-4	< 0.5	< 0.2	< 1	0,7	0,6	6,9	14,9	2,02	8,8
AF-4A	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	0,6	4,7	11	1,52	7,4
AF-5	< 0.5	< 0.2	< 1	0,7	0,7	4,9	11,4	1,66	7,7
AF-5A	< 0.5	< 0.2	1	0,6	0,6	5,1	12	1,62	7,7
AF-6	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	0,6	5,7	12,8	1,78	8,3
AF-7	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	0,6	5,6	12,9	1,79	8,7
AF-8	< 0.5	< 0.2	< 1	0,5	0,6	6,1	13,7	1,93	8,9

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
AF-1	2,1	0,73	2,3	0,4	2,4	0,5	1,4	0,22	1,3
AF-2	2	0,7	2,4	0,4	2,3	0,5	1,4	0,21	1,3
AF-2A	1,9	0,67	2,3	0,4	2,2	0,5	1,5	0,21	1,3
AF-3	1,9	0,77	2,3	0,4	2,3	0,5	1,5	0,22	1,4
AF-3A	2	0,72	2,2	0,4	2,3	0,5	1,4	0,21	1,4
AF-4	2,3	0,79	2,5	0,4	2,4	0,5	1,5	0,22	1,5
AF-4A	2	0,7	2,3	0,4	2,3	0,5	1,4	0,22	1,4
AF-5	2,1	0,71	2,3	0,4	2,3	0,5	1,5	0,22	1,4
AF-5A	2	0,74	2,2	0,4	2,4	0,5	1,4	0,21	1,3
AF-6	2,1	0,76	2,3	0,4	2,4	0,5	1,5	0,22	1,4
AF-7	2,1	0,75	2,3	0,4	2,5	0,5	1,6	0,23	1,4
AF-8	2,3	0,81	2,5	0,4	2,6	0,5	1,5	0,23	1,5

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
AF-1	0,21	1,2	< 0.1	< 1	< 0.1	< 5	< 0.4	0,8	0,3
AF-2	0,2	1,2	< 0.1	< 1	< 0.1	< 5	< 0.4	0,6	0,8
AF-2A	0,2	1,2	< 0.1	< 1	< 0.1	< 5	< 0.4	0,5	0,3
AF-3	0,21	1,2	< 0.1	< 1	< 0.1	< 5	< 0.4	0,6	0,2
AF-3A	0,2	1,2	< 0.1	< 1	< 0.1	< 5	< 0.4	0,5	0,4
AF-4	0,21	1,2	0,1	< 1	< 0.1	< 5	< 0.4	1,1	0,4
AF-4A	0,21	1,1	< 0.1	< 1	< 0.1	< 5	< 0.4	0,6	0,3
AF-5	0,22	1,2	< 0.1	< 1	< 0.1	< 5	< 0.4	0,6	0,2
AF-5A	0,2	1,2	< 0.1	< 1	< 0.1	< 5	< 0.4	0,6	0,3
AF-6	0,21	1,2	0,1	< 1	< 0.1	< 5	< 0.4	0,8	0,3
AF-7	0,22	1,2	< 0.1	< 1	< 0.1	< 5	< 0.4	0,6	0,2
AF-8	0,22	1,4	0,1	4	< 0.1	< 5	< 0.4	0,7	0,3

LAVA (en ppm)

Muestra	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co
SJ-1	32	< 1	226	139	363	13	51	760	47
SJ-2	32	< 1	231	135	351	12	51	750	47
SJ-3	33	< 1	238	133	354	13	52	690	45
SJ-4	34	< 1	236	136	345	12	54	730	44
SJ-5	33	< 1	238	135	344	12	51	720	46
SJ-6	33	< 1	242	139	364	14	53	600	42

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Nb	Mo
SJ-1	230	80	80	16	1	< 5	8	2	5
SJ-2	230	90	80	16	1	< 5	8	2	< 2
SJ-3	200	80	80	16	1	< 5	8	1	2
SJ-4	190	60	80	17	1	< 5	8	1	< 2
SJ-5	210	80	80	16	1	< 5	8	1	3
SJ-6	180	90	80	17	1	< 5	8	1	< 2

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Ag	In	Sn	Sb	Cs	La	Ce	Pr	Nd
SJ-1	< 0.5	< 0.2	1	0,6	0,6	5,6	12,5	1,8	7,8
SJ-2	< 0.5	< 0.2	1	< 0.5	0,6	5,1	11,9	1,69	7,8
SJ-3	< 0.5	< 0.2	1	< 0.5	0,6	5,1	11,9	1,72	7,9
SJ-4	< 0.5	< 0.2	2	0,5	0,6	5,2	12	1,73	8,1
SJ-5	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	0,6	5,3	12,2	1,76	8,2
SJ-6	< 0.5	< 0.2	1	0,5	0,6	5,6	12,8	1,83	8,7

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
SJ-1	2	0,7	2,4	0,4	2,4	0,5	1,5	0,22	1,4
SJ-2	2,2	0,74	2,4	0,4	2,5	0,5	1,5	0,22	1,4
SJ-3	2,1	0,72	2,3	0,4	2,4	0,5	1,4	0,23	1,5
SJ-4	2,1	0,77	2,5	0,4	2,5	0,5	1,5	0,23	1,5
SJ-5	2,1	0,77	2,3	0,4	2,5	0,5	1,5	0,22	1,4
SJ-6	2,3	0,79	2,5	0,4	2,6	0,5	1,6	0,22	1,3

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
SJ-1	0,21	1,2	< 0.1	< 1	< 0.1	< 5	< 0.4	0,7	0,6
SJ-2	0,2	1,2	< 0.1	< 1	0,1	< 5	< 0.4	0,7	0,2
SJ-3	0,22	1,1	< 0.1	< 1	< 0.1	< 5	< 0.4	0,6	0,3
SJ-4	0,22	1,2	< 0.1	< 1	< 0.1	< 5	< 0.4	0,6	0,3
SJ-5	0,22	1,3	< 0.1	< 1	< 0.1	< 5	< 0.4	0,6	0,3
SJ-6	0,2	1,2	< 0.1	< 1	< 0.1	< 5	< 0.4	0,7	0,3

XENOLITO GRANÍTICO (en ppm)

Muestra	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co
LEM-7	24	<1	194	795	551	19	74	30	16

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Nb	Mo
LEM-7	20	60	90	20	2	8	55	4	<2

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Ag	In	Sn	Sb	Cs	La	Ce	Pr	Nd
LEM-7	<0.5	<0.2	2	0,8	2,5	13,7	29,3	3,84	16,5

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
LEM-7	3,9	0,98	3,8	0,6	3,5	0,7	2,1	0,32	2

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
LEM-7	0,3	2,1	0,2	<1	0,3	7	<0.4	3,5	1

ANEXO D: GEOQUÍMICA DE LOS CONOS CABURGUA, HUILILCO Y LA BARDA.

ELEMENTOS MAYORES

CABURGUA (óxidos en wt%)

Muestra	Tipo	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO
LEM-1	Lapilli	52,15	17,25	9,83	0,152	6,89	9,34
LEM-2	Lapilli	49,8	16,97	9,18	0,145	6,43	8,88
LEM-3	Lapilli	50,98	19,28	9,68	0,178	5,31	8,89
LEM-4	Lapilli	50,1	19,53	9,96	0,165	5,51	8,56
LEM-5	Lapilli	50,81	17,81	10,11	0,193	5,43	8,3
LEM-6	Lapilli	50,32	17,97	10,3	0,17	5,3	8,19
Cab1-1	Lava	50,26	17,48	9,57	0,149	6,8	8,68
Cab1-2	Lava	49,88	17,5	9,42	0,149	6,71	8,92
Cab2-1	Lava	50,24	17,5	9,65	0,15	6,33	8,79
Cab2-2	Lava	51,31	17,45	10,13	0,156	7,45	8,84
Cab3-1	Lava	50,78	17,56	9,78	0,154	7,06	8,72

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
LEM-1	3,23	0,67	1,079	0,31	-0,03	100,9
LEM-2	2,98	0,7	1,096	0,3	2,21	98,69
LEM-3	3,36	0,66	1,149	0,34	1,09	100,9
LEM-4	3,28	0,66	1,17	0,33	1,73	101
LEM-5	3,4	0,67	0,863	0,31	0,98	98,88
LEM-6	3,36	0,66	0,861	0,34	1,22	98,69
Cab1-1	3,3	0,75	1,116	0,29	-0,09	98,3
Cab1-2	3,22	0,68	1,108	0,31	0,09	97,98
Cab2-1	3,34	0,82	1,144	0,34	-0,34	97,96
Cab2-2	3,33	0,75	1,13	0,33	0,03	100,9
Cab3-1	3,37	0,8	1,14	0,34	-0,22	99,48

HUILILCO (óxidos en wt%)

Muestra	Tipo	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO
LEM-8	Lava	52,51	16,65	9,39	0,148	6,38	8,81
LEM-8A	Lava	52,3	17,66	9,53	0,153	6,24	9,16
LEM-9	Bomba escoracea	51,96	17,73	9,51	0,153	6,41	9,15
LEM-10	Lava	52	17,72	9,51	0,152	6,3	9,15
LEM-11	Lava fresca	52,26	17,6	9,38	0,153	5,46	9,39
LEM-12	Lava	51,43	17,59	9,99	0,156	5,76	9,18
LEM-13	Lapilli	54,41	16,72	11,05	0,173	3,54	7,55
HUIL-1	Lava	51,29	17,17	9,65	0,153	6,28	9,01
HUIL-2	Lava	51,45	17,35	9,3	0,151	6,58	9,16
HUIL-3	Lava	51,67	16,71	9,03	0,151	6,38	9,05
HUIL-4	Lava	51,89	17,42	9,24	0,151	6,44	9,26
HUIL-5	Lava	52,05	17,57	9,61	0,154	5,82	9,29

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
LEM-8	3,19	1,08	0,925	0,34	0,18	99,6
LEM-8A	3,22	1,08	1,083	0,34	-0,11	100,7
LEM-9	3,19	1,06	1,051	0,33	0,12	100,7
LEM-10	3,26	1,1	1,084	0,33	0,15	100,8
LEM-11	3,45	1,28	1,237	0,41	-0,06	100,6
LEM-12	3,33	1,24	1,231	0,42	-0,18	100,2
LEM-13	3,68	0,81	1,235	0,25	1,33	100,7
HUIL-1	3,15	1,07	1,058	0,34	1,01	100,2
HUIL-2	3,19	1,07	1,027	0,31	0,05	99,62
HUIL-3	3,23	1,1	1,02	0,33	0,02	98,69
HUIL-4	3,27	1,1	1,052	0,32	0,12	100,3
HUIL-5	3,44	1,28	1,178	0,41	-0,14	100,7

LA BARDA (óxidos en wt%)

Muestra	Tipo	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO
LEM-14	bomba roja desde escoria	50,72	16,94	9,7	0,153	7,04	9,24
LEM-16	Escoria	50,81	17,18	9,81	0,155	7,37	9,3
LEM-17	Bomba de capas más finas	49,82	17,17	10,13	0,154	7,34	9,34
LEM-18	Lapilli	47,14	18,47	10,21	0,159	7,57	8,25
LEM-19	Escoria densa	50,87	17,48	10,48	0,157	7,13	9,36
LEM-20	Bloque escoraceo desde aglutinado	49,63	17,82	9,78	0,155	7,07	9,16
LEM-21	Lava	50,23	17,49	10,21	0,157	7,17	9,39
LEM-21A	Lava	50,1	17,4	9,76	0,154	7,26	9,33
LEM-22	Scoria	50,1	17,93	10,32	0,157	6,96	9,38
LEM-23	Lava	51	17,49	10,08	0,157	7,24	9,39
LEM-24	Lava	51	17,76	9,79	0,157	6,94	9,31
LEM-25	Agglutinado similar a lava	50,07	17,88	9,98	0,157	7,14	9,23
Barda1-1	Lava	50,07	16,71	10,35	0,154	7,64	9,05
Barda1-2	Lava	50,45	16,82	9,99	0,154	7,59	9,07
Barda2-3	Lava	49,57	16,98	10,14	0,155	7,14	9,42
Barda2-4	Lava	50,43	16,98	10,18	0,155	7,11	9,53

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
LEM-14	2,97	0,69	1,039	0,31	1,76	100,6
LEM-16	3,14	0,65	1,055	0,33	0,99	100,8
LEM-17	3,12	0,63	1,058	0,32	0,6	99,66
LEM-18	2,63	0,47	1,129	0,33	4,36	100,7
LEM-19	2,98	0,66	1,059	0,33	0,05	100,6
LEM-20	3,17	0,72	1,084	0,33	1,42	100,3
LEM-21	3,23	0,68	1,089	0,34	-0,09	99,9
LEM-21A	3,2	0,68	1,059	0,32	0,18	99,47
LEM-22	3,15	0,69	1,108	0,35	0,43	100,6
LEM-23	3,31	0,74	1,109	0,34	-0,26	100,6
LEM-24	3,29	0,73	1,109	0,32	0,51	100,9
LEM-25	3,27	0,77	1,106	0,32	0,88	100,8
Barda1-1	3,13	0,73	1,069	0,32	-0,29	98,93
Barda1-2	3,13	0,74	1,077	0,33	-0,08	99,26
Barda2-3	3,02	0,67	1,108	0,33	0,24	98,76
Barda2-4	3,12	0,7	1,089	0,33	-0,22	99,41

ELEMENTOS TRAZA

CABURGUA (en ppm)

Muestra	Sc	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni
LEM-1	28	234	313	682	17	89	220	33	80
LEM-2	25	209	252	758	17	81	180	43	80
LEM-3	26	238	301	720	19	90	80	33	50
LEM-4	27	241	305	695	18	91	70	32	50
LEM-5	26	242	290	725	21	92	80	33	50
LEM-6	26	244	257	717	18	91	50	31	40
Cab1-1	25	229	266	798	17	79	200	31	80
Cab1-2	25	220	263	779	18	81	210	32	80
Cab2-1	24	225	285	753	17	92	230	34	80
Cab2-2	25	229	270	773	18	85	290	34	100
Cab3-1	25	225	280	773	18	89	230	34	90

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Cu	Zn	Ga	Rb	Nb	Cs	La	Ce	Pr
LEM-1	70	80	19	8	8	< 0.5	15,8	34,1	4,53
LEM-2	60	80	19	9	3	< 0.5	12,5	27,9	3,88
LEM-3	70	90	21	9	3	0,5	13,4	31,1	4,11
LEM-4	70	90	21	9	5	0,5	14,6	32,2	4,39
LEM-5	70	90	21	9	5	< 0.5	14,1	32,5	4,3
LEM-6	70	90	20	9	3	< 0.5	13,6	31,3	4,15
Cab1-1	80	70	17	10	5	0,5	14,4	31,5	4,14
Cab1-2	80	70	17	9	5	0,5	16,3	35,1	4,65
Cab2-1	80	80	18	12	6	0,6	17,7	39	5,03
Cab2-2	80	80	17	9	4	< 0.5	14,4	31,7	4,24
Cab3-1	80	160	17	11	5	0,5	17,6	37,1	4,71

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm
LEM-1	19,4	4,3	1,3	3,8	0,5	3,1	0,6	1,9	0,28
LEM-2	16,9	3,5	1,15	3,4	0,5	2,9	0,6	1,8	0,25
LEM-3	17,9	4	1,21	3,6	0,5	3,3	0,7	2	0,29
LEM-4	19,2	4,1	1,26	3,9	0,6	3,4	0,7	2	0,29
LEM-5	18,6	4,2	1,32	3,9	0,6	3,3	0,7	2,1	0,3
LEM-6	18,4	4,2	1,25	3,8	0,6	3,4	0,7	2	0,3
Cab1-1	17,6	3,9	1,2	3,8	0,6	3,2	0,6	1,8	0,26
Cab1-2	19,3	4,3	1,25	3,9	0,6	3,5	0,7	2	0,28
Cab2-1	21	4,6	1,41	4,3	0,7	3,7	0,7	2	0,29
Cab2-2	18	4	1,26	4	0,6	3,4	0,7	1,9	0,26
Cab3-1	20	4,4	1,3	3,9	0,6	3,4	0,7	2	0,29

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
LEM-1	1,7	0,25	2	0,2	9	2,8	0,6
LEM-2	1,6	0,25	1,8	0,2	6	2,2	0,7
LEM-3	1,9	0,28	2	0,2	7	1,9	0,6
LEM-4	1,8	0,28	2,1	0,2	7	2,1	0,7
LEM-5	1,8	0,28	2	0,2	7	2,1	0,7
LEM-6	1,8	0,28	2,1	0,2	7	1,9	0,6
Cab1-1	1,7	0,28	1,7	2,2	7	2,7	0,7
Cab1-2	1,9	0,32	1,9	0,2	7	2,7	0,7
Cab2-1	1,9	0,31	2	0,2	8	3,3	0,7
Cab2-2	1,7	0,28	1,8	0,5	10	2,5	0,6
Cab3-1	1,9	0,33	1,9	0,5	8	2,7	0,7

HUILILCO (en ppm)

Muestra	Sc	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni
LEM-8	28	229	343	559	21	128	190	31	90
LEM-8A	27	231	344	556	20	123	200	30	70
LEM-9	28	224	338	561	17	121	200	29	80
LEM-10	28	230	346	566	20	122	200	47	70
LEM-11	28	234	390	615	22	142	130	37	40
LEM-12	27	232	377	618	20	139	160	30	60
LEM-13	31	309	235	413	23	98	120	23	< 20
HUIL-1	27	227	340	537	20	122	200	31	80
HUIL-2	27	223	338	567	20	118	220	30	80
HUIL-3	28	229	346	527	19	124	210	41	70
HUIL-4	28	224	345	559	18	121	200	41	70
HUIL-5	28	236	383	605	19	141	150	28	40

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Cu	Zn	Ga	Rb	Nb	Cs	La	Ce	Pr
LEM-8	80	80	19	26	6	1,3	17,2	37	4,78
LEM-8A	70	80	19	26	6	1,2	17,8	38,8	4,88
LEM-9	70	90	18	25	6	1,1	17,9	37,9	4,93
LEM-10	70	90	18	25	6	1,2	21,3	43	5,31
LEM-11	60	90	19	31	10	1,3	20,7	44,1	5,57
LEM-12	70	90	20	34	10	1,4	21	44,1	5,6
LEM-13	130	100	20	19	2	1,6	9,4	22,2	3,08
HUIL-1	50	80	18	26	6	1,2	17,7	37,6	4,73
HUIL-2	70	80	18	25	5	1,2	16,7	35,9	4,53
HUIL-3	70	80	18	27	6	1,2	18,4	40,4	4,96
HUIL-4	70	80	18	26	5	1,2	17	36,9	4,7
HUIL-5	60	80	18	31	10	1,2	21,2	45,6	5,66

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm
LEM-8	20,1	4,3	1,26	4,1	0,6	3,5	0,7	2,1	0,31
LEM-8A	20,1	4,7	1,35	4,3	0,7	3,8	0,8	2,4	0,34
LEM-9	20,9	4,3	1,32	4	0,6	3,7	0,8	2,2	0,33
LEM-10	21,6	4,8	1,38	4,2	0,7	3,9	0,8	2,3	0,35
LEM-11	23	4,8	1,45	4,5	0,7	4,1	0,8	2,4	0,36
LEM-12	23,1	5	1,4	4,7	0,7	4	0,8	2,3	0,34
LEM-13	14,5	3,6	1,15	4,2	0,7	4,3	0,9	2,7	0,4
HUIL-1	19,8	4,2	1,28	4,1	0,6	3,8	0,7	2,3	0,34
HUIL-2	18,8	3,9	1,25	4	0,6	3,5	0,7	2,2	0,32
HUIL-3	21,5	4,7	1,35	4,4	0,7	4	0,8	2,4	0,35
HUIL-4	20	4,3	1,32	4,2	0,6	3,7	0,8	2,2	0,34
HUIL-5	24	5,2	1,54	4,7	0,7	3,9	0,8	2,4	0,35

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
LEM-8	1,9	0,29	2,7	0,4	7	2,9	0,9
LEM-8A	2,2	0,34	3,1	0,4	8	3,3	1
LEM-9	2,1	0,33	3,1	0,4	8	3,2	1
LEM-10	2,2	0,32	3	0,4	8	3,5	1
LEM-11	2,2	0,34	3,4	0,6	8	3,5	1,1
LEM-12	2,2	0,34	3,5	0,6	8	3,5	1,1
LEM-13	2,6	0,39	2,9	0,1	8	1,8	0,7
HUIL-1	2,1	0,33	3,1	0,4	8	3,2	1
HUIL-2	2,1	0,31	2,8	0,4	8	3	0,9
HUIL-3	2,3	0,35	3,1	0,4	8	3,2	1
HUIL-4	2,1	0,31	3	0,4	7	3,1	1
HUIL-5	2,3	0,35	3,5	0,6	9	3,6	1,1

LA BARDA (en ppm)

Muestra	Sc	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni
LEM-14	28	233	253	665	16	88	280	33	70
LEM-16	28	238	240	663	16	89	240	32	70
LEM-17	28	236	283	689	16	86	290	33	80
LEM-18	30	225	200	601	17	96	260	36	80
LEM-19	27	242	256	688	17	88	240	33	70
LEM-20	27	224	251	670	18	87	220	31	70
LEM-21	27	237	268	711	17	87	240	32	70
LEM-21A	27	238	251	669	17	85	240	34	70
LEM-22	27	237	252	692	16	87	240	31	60
LEM-23	27	238	252	706	16	87	260	34	70
LEM-24	28	231	259	697	15	88	230	56	60
LEM-25	27	211	252	687	15	86	230	31	60
Barda1-1	27	233	258	681	17	91	290	36	100
Barda1-2	27	230	260	672	18	91	290	33	90
Barda2-3	28	235	247	683	18	91	190	32	70
Barda2-4	28	239	273	697	17	91	190	33	70

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Cu	Zn	Ga	Rb	Nb	Cs	La	Ce	Pr
LEM-14	40	80	19	10	3	0,5	14,2	31,4	4,14
LEM-16	80	80	18	9	3	< 0.5	13,3	29,5	3,97
LEM-17	90	80	18	9	3	< 0.5	13,6	30,3	4,13
LEM-18	70	80	19	6	3	< 0.5	14,8	31,8	4,36
LEM-19	40	90	19	10	3	< 0.5	14,1	31	4,12
LEM-20	70	80	17	10	3	< 0.5	13,7	31,1	4,07
LEM-21	80	80	18	9	3	< 0.5	13,7	30	4,06
LEM-21A	80	90	18	10	3	0,5	14,7	33,2	4,4
LEM-22	80	80	18	10	3	0,5	13,2	29,7	3,92
LEM-23	80	80	19	10	3	< 0.5	13,2	29	3,96
LEM-24	100	80	18	10	4	0,6	13,3	29,8	3,98
LEM-25	120	80	17	11	3	0,5	13,1	29,5	3,93
Barda1-1	70	70	17	10	3	0,5	14,9	32,5	4,23
Barda1-2	70	80	17	10	3	0,5	15	33	4,33
Barda2-3	70	70	17	9	3	< 0.5	15,5	32,9	4,21
Barda2-4	90	80	17	9	3	< 0.5	15,1	33,3	4,32

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm
LEM-14	18	4	1,25	3,8	0,6	3,4	0,7	2	0,31
LEM-16	17,5	3,8	1,28	3,6	0,5	3,2	0,6	2	0,3
LEM-17	17,7	4	1,23	3,8	0,6	3,3	0,7	2	0,29
LEM-18	19,2	4,1	1,33	4,1	0,6	3,6	0,7	2,2	0,32
LEM-19	18,1	4,1	1,26	4	0,6	3,3	0,7	2,1	0,31
LEM-20	18,6	4,1	1,29	3,7	0,6	3,4	0,7	2	0,29
LEM-21	17,3	3,9	1,22	3,9	0,6	3,2	0,6	1,9	0,28
LEM-21A	19,6	4,1	1,36	4	0,6	3,5	0,7	2,1	0,31
LEM-22	17,5	3,8	1,19	3,8	0,6	3,4	0,6	2	0,29
LEM-23	17,5	3,9	1,22	3,8	0,6	3,2	0,7	1,9	0,3
LEM-24	17,6	3,8	1,22	3,6	0,6	3,3	0,6	1,9	0,28
LEM-25	16,9	3,8	1,18	3,6	0,6	3,3	0,7	1,9	0,27
Barda1-1	18	3,9	1,17	3,5	0,6	3,3	0,6	1,8	0,27
Barda1-2	18,2	4	1,18	3,5	0,6	3,2	0,6	1,9	0,27
Barda2-3	17,8	4	1,27	3,9	0,6	3,4	0,7	2	0,29
Barda2-4	17,9	4	1,27	3,7	0,6	3,5	0,7	2	0,28

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
LEM-14	1,9	0,29	2,2	0,2	5	2,1	0,7
LEM-16	1,9	0,27	2,2	0,2	8	2	0,6
LEM-17	1,9	0,29	2,2	0,2	6	2	0,7
LEM-18	2,1	0,32	2,4	0,2	7	2,2	0,7
LEM-19	2	0,3	2,3	0,2	10	2,1	0,7
LEM-20	1,9	0,29	2,4	0,2	7	2	0,6
LEM-21	1,8	0,28	2,2	0,2	6	2	0,6
LEM-21A	1,9	0,3	2,4	0,2	7	2,3	0,7
LEM-22	1,8	0,27	2	0,2	6	2	0,6
LEM-23	1,9	0,29	1,9	0,2	5	1,9	0,6
LEM-24	1,8	0,28	2,1	0,2	7	2	0,7
LEM-25	1,7	0,27	2,2	0,2	6	1,9	0,6
Barda1-1	1,8	0,29	1,9	0,2	7	2,2	0,6
Barda1-2	1,7	0,28	1,8	0,1	7	2,2	0,6
Barda2-3	1,8	0,29	1,9	0,1	7	2,1	0,6
Barda2-4	1,8	0,28	1,9	0,3	10	2,1	0,6

ANEXO E: DATOS BIBLIOGRÁFICOS USADOS EN ESTE TRABAJO.

DATOS OBTENIDOS DE (HICKEY - VARGAS *ET AL.*, 1989).

ELEMENTOS MAYORES

VILLARRICA 1 (óxidos en wt%)

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (t)	MnO	MgO
V1-1	56,69	1,29	15,79	10,03	0,18	3,56
V1-2	55,56	1,02	16,88	8,42	0,17	4,53
V1-3	52,49	1,23	16,55	10,25	0,16	6,40
Prom V1	54,91	1,18	16,41	9,57	0,17	4,83

(CONTINUACIÓN)

Muestra	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
V1-1	7,20	3,51	1,03	0,27	99,55
V1-2	8,32	3,98	0,90	0,22	100,01
V1-3	9,00	3,08	0,71	0,24	100,11
Prom V1	8,17	3,52	0,88	0,24	

VILLARRICA 2 (óxidos en wt%)

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (t)	MnO	MgO
V2-1	52,87	1,11	17,37	9,28	0,15	5,08
V2-2	51,79	1,14	16,89	10,03	0,16	6,63
V2-3	55,00	1,37	16,11	10,06	0,16	4,20
V2-4	51,97	0,98	16,90	9,51	0,16	7,40
V2-5	55,38	1,32	16,04	10,68	0,17	3,67
V2-6	52,40	1,11	17,97	9,30	0,15	5,01
V2-7	52,68	1,05	18,74	8,92	0,15	4,47
V2-8	51,47	0,86	17,58	9,12	0,15	7,04
V2-9	52,74	1,03	18,20	9,13	0,15	5,07
Prom V2	52,92	1,11	17,31	9,56	0,16	5,40

(CONTINUACIÓN)

Muestra	CaO	Na2O	K2O	PzOs	Total
V2-1	9,86	2,88	0,64	0,20	99,44
V2-2	9,77	2,91	0,61	0,21	100,14
V2-3	8,10	3,83	0,86	0,29	99,98
V2-4	9,81	2,92	0,58	0,19	100,42
V2-5	7,65	3,75	0,91	0,26	99,83
V2-6	10,31	3,00	0,66	0,23	100,14
V2-7	10,25	3,06	0,61	0,19	100,12
V2-8	10,84	2,67	0,43	0,13	100,29
V2-9	10,22	3,08	0,58	0,19	100,39
Prom V2	9,65	3,12	0,65	0,21	

VILLARRICA 3 (óxidos en wt%)

Muestra	SiO2	TiOz	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO
V3-1	52,71	1,23	18,25	8,81	0,17	4,48
V3-2	52,04	1,14	17,59	9,71	0,15	5,74
V3-3	52,21	1,32	16,62	10,46	0,17	5,33
V3-4	52,43	1,17	18,13	9,36	0,15	4,90
Prom V3	52,35	1,22	17,65	9,59	0,16	5,11

(CONTINUACIÓN)

Muestra	CaO	Na2O	K2O	PzOs	Total
V3-1	9,91	3,38	0,69	0,29	99,92
V3-2	9,74	3,20	0,64	0,22	100,17
V3-3	9,59	3,13	0,78	0,28	99,89
V3-4	9,95	3,23	0,68	0,24	100,24
Prom V3	9,80	3,24	0,70	0,26	

ELEMENTOS TRAZA

VILLARRICA 1 (en ppm)

Muestra	Sc	V	Cr	Co	Ni	Zn	Ga	K	Rb
V1-1a	32,9	266	20	25,6	19	108	19,2	8538	24,7
V1-2	30,9	192	86	24,6	21	81	19,3	-	19,4
V1-3	31,9	222	228	35,2	81	80	19,6	-	17,8

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Cs	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	Hf	Th
V1-1a	2,22	402	285	27,6	124	3,2	3,2	2,2
V1-2	1,3	463	287	23,1	118	3,6	2,9	1,8
V1-3	1,7	437	229	24,4	106	2,3	2,9	1,3

(CONTINUACIÓN)

Muestra	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
V1-1a	10,6	27,8	17	4,42	1,31	0,77	3,05	0,42
V1-2	10,6	25,9	15,5	3,95	1,2	0,6	2,5	0,37
V1-3	7,96	22,3	15,1	3,92	1,21	0,55	2,42	0,36

VILLARRICA 2 (en ppm)

Muestra	Sc	V	Cr	Co	Ni	Zn	Ga	K	Rb
V2-1a	32,6	246	134	25	42	89	18,6	5447	15,1
V2-2a	33,3	246	248	37	85	87	18,3	5171	14,6
V2-3	32,4	312	35	26,9	22	101	19,5	-	20,4
V2-4	31,3	223	333	34,9	102	80	18,7	-	12,9
V2-5	32,2	300	17	25,3	12	104	20,2	-	21,4
V2-6	33,4	254	126	28,3	40	88	18,6	-	15,5
V2-7	31,3	239	147	26,6	36	90	19,6	-	14
V2-8	35,3	217	225	35,6	70	73	16,9	-	9,7
V2-9	33,5	246	108	28,7	42	85	19	-	12,2

(CONTINUACIÓN)

Muestra	Cs	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	Hf	Th
V2-1a	1,62	437	200	21,7	95	2,6	2,3	1,7
V2-2a	1,6	429	191	21,9	92	2,4	2,5	1,5
V2-3	1,4	428	255	25,2	114	2,8	2,8	1,7
V2-4	1,1	439	182	19,5	84	1,9	2	1,3
V2-5	2	428	256	27,1	118	3,1	3,1	2
V2-6	1,3	453	200	22,6	97	2,4	2,5	1,5
V2-7	1,2	482	196	20,7	89	2,5	2,2	1,3
V2-8	1	410	138	17	62	1,3	1,7	0,6
V2-9	0,9	474	181	19,9	84	2,9	2,1	1

(CONTINUACIÓN)

Muestra	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
V2-1a	7,74	19,5	13,2	3,5	1,07	0,66	2,33	0,33
V2-2a	7,8	19,8	12,2	3,29	1,15	0,68	2,35	0,36
V2-3	10,1	25,8	16,3	4,32	1,28	0,72	2,66	0,36
V2-4	7,32	18,7	11,9	3,05	0,92	0,49	2,04	0,31
V2-5	9,76	26,3	16,6	4,14	1,26	0,56	2,83	0,4
V2-6	8,15	21,5	13,6	3,75	1,16	0,55	2,25	0,34
V2-7	6,8	19	12,1	3,28	1,06	0,57	1,99	0,31
V2-8	4,21	12,9	8,9	2,38	0,85	0,4	1,41	0,22
V2-9	6,68	18,2	12	3,06	1,07	0,47	1,91	0,3