

**Volcanismo Holoceno asociado al Sistema de falla Liquiñe-Ofqui:
Petrogénesis de los conos Oeste, Vanguardia y Bota Piedra, sector
norte del Grupo Volcánico Alto Palena, Región de Los Lagos y
Aysén.**

Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para
optar al Título de Geólogo.

FABIÁN ESTEBAN ESCALONA MOLTENI

Profesor Guía:

JAVIER REYES VIZCARRA

Miembros de la comisión evaluadora:

VIRGINIA TOLOZA TOLOZA

LUIS LARA PULGAR

Julio, 2021

SOLO USO ACADÉMICO

Cada día sabemos más, y entendemos menos – Albert Einstein

Aprende a vivir y sabrás como morir bien – Confucio

Agradecimientos

En primer lugar, agradecer a mi familia, a mis padres, por el amor entregado y por inculcar la educación como algo esencial en mi desarrollo personal, agradecer el esfuerzo porque nunca nos faltara nada. A mis hermanos por siempre estar, por la buena onda, y a toda mi familia en general, abuelos, tíos y primos por el cariño entregado durante toda la vida.

Agradecer a mi profesor guía Javier Reyes, por la dedicación, entrega, consejo y buena onda, y por confiar en mí en el tema de tesis propuesto. A los miembros de mi comisión evaluadora, Luis Lara y Virginia Toloza, en especial a esta última por acompañar este proceso desde un comienzo, y facilitar tanto información, como incluso muestras de roca.

A la comunidad que compone la Escuela de Geología, en especial a aquellos profesores que me hicieron amar esta carrera, entre ellos Matías Peña, Javier Reyes, Munizaga, Gonzalo Galaz, Ximena Prieto, y Felipe Gallardo por su vocación de docente, que lograron incluso que fuera a clases por puro gusto, y me hicieron querer ser un profesional completo y capaz de enfrentar cualquier cosa.

De suma importancia quiero agradecer a mis amigos de colegio y de la vida, que ya son parte de mi familia, y espero siga siendo así, agradecer a Carlitos, Maty, Pipe, Fabián Marín, y a las chiquillas, Sheryl, Pía, y Cony, porque por más que el tiempo haya pasado, todo sigue igual estando con ellos.

Agradecer a los cabros de Only Gold, por encontrarnos más aún en el camino, a Ariel, Luciano, Nico, y Álvaro, ya que sin ellos la tesis en pandemia no hubiese tenido esos rayitos de luz que tanto necesitaba.

Agradecer a mis amigos de la universidad, es especial a los grupos de: Petrólogos, con énfasis en Fabián Parra y Felipe Hernández, al grupo de Ganjah Family, al Andrés, Gabo, Diegol, Agatha, Pancha, Max, Lukas, entre otros, agradecer a mi grupo de Campo, a Wagner, Kim, Sopapo, y en especial a Sebastián por esas juntas de tesistas, y acompañarnos en este último proceso. Agradecerles por todo, desde los tiempos de estudio, hasta aquellos de carrete, haciendo más llevadero todo este proceso, volviéndolo una experiencia inolvidable.

Agradecer a mi compañera de años Javiera Sotito, por estar ahí conmigo durante casi la totalidad de la carrera, por su amor, buena onda y apañe incondicional.

Quiero dar las gracias a aquellos que conformaron junto a mí el centro de estudiantes durante casi 2 años, por la entrega y la garra entregada, a Nicolito, a la Feña, Sopapo y Parrita, por querer siempre lo mejor para los estudiantes y dar cara cuando era necesario.

Agradecer finalmente a aquellas personas que suelen pasar desapercibidas, pero no lo están, por esos amigos de carrete que me ayudaron a desestresarme, por la comunidad de estudiantes de la carrera de geología con los cuales compartí en más de una instancia, desde risas, hasta sus chelas en los míticos paseos de la carrera, por el personal de aseo de la universidad, en especial a la tía Rosita del 3er piso, a los guardias de seguridad, en especial al motoquero con quien compartí más de un pucho, y por todos quienes pasaron por mi vida durante este proceso de alguna u otra forma.

Agradecer a todos en estas líneas es poco, ya que me siento en deuda con cada uno de ellos, ya que ayudaron a forjar mis pensamientos e ideales y ser quién soy hoy en día. Gracias.

SOLO USO ACADÉMICO

Resumen

Los centros eruptivos menores (CEM) norte del Grupo volcánico alto Palena (GVAP), corresponden al menos a seis conos monogenéticos de escoria emplazados en dirección NNE. La totalidad de estos presenta una composición basáltica con firmas calcoalcalinas. Los conos estudiados corresponden a los Conos Oeste (1 y 2), Vanguardia (1, 2 y 3), y Bota Piedra.

Se realizaron estudios geoquímicos para analizar y dilucidar los procesos petrogenéticos involucrados en la formación y diferenciación de estos magmas. Diferenciando en una primera instancia dos grupos de lavas, el grupo A conformado por casi la totalidad de las muestras y el grupo B conformado por los productos del cono Oeste 1, que presenta un leve enriquecimiento en LILE y LREE y empobrecimiento en HREE en relación con el grupo A.

Mediante análisis químicos se logró identificar al proceso de cristalización fraccionada (principalmente de olivino) como el principal agente de diferenciación magmática, lo cual fue modelado y corroborado mediante el software Comagmat 3.74, cuyos resultados permiten explicar la diferenciación química de los productos volcánicos de ambos grupos, principalmente mediante modelos isobáricos de cristalización fraccionada, a profundidades que bordean los 20 km.

Se postuló que las diferencias químicas entre estos grupos ocurrirían en la fuente, propuesta como lherzolita de espinela, debido a variaciones en los grados de fusión parcial y en la adición de fluidos, teniendo el grupo B un mayor grado de fusión parcial (empobrecimiento en HREE), y un mayor aporte de fluidos derivados del slab (enriquecimiento en LILE y LREE).

Si bien el cono Oeste 1 se encuentra sobre la traza del sistema de falla Liquiñe-Ofqui, se postula que el resto del clúster de conos se encontrarían alojados sobre una falla de segundo orden asociada al SFLO, probablemente del tipo abanico imbricado extensional.

Finalmente, se compara al GVAP con otros estratovolcanes de la zona, observando que, si bien tendrían una fuente similar, no serían cogenéticos, debido a diferencias en los grados de adición de volátiles. Además, los estratovolcanes presentarían procesos de diferenciación mucho más intensos en relación con el GVAP. Mientras que, al compararlos con otros CEM de la zona estos muestran patrones de evolución magmática similares, pudiendo diferenciarlos en los grupos antes definidos.

Índice

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Formulación del problema.	1
1.2. Hipótesis del estudio.	2
1.3. Objetivo General.....	2
1.4. Objetivos específicos.....	2
1.5. Metodologías de trabajo.....	3
-Trabajo Pre-campaña terreno.....	3
-Trabajo en campaña de terreno.....	3
-Trabajo post-campaña de terreno.....	4
1.6. Ubicación y vías de acceso.....	5
2. MARCO TEÓRICO.....	6
2.1. Generación de magmas.....	6
2.2. Magmas en zona de subducción.....	7
2.3. Centros eruptivos menores.....	8
2.4. Relación entre tectónica y volcanismo.....	10
3. MARCO GEOLÓGICO.....	11
3.1. Generalidades.....	11
3.2. Geología de la zona.....	14
3.2.1. Basamento.....	14
3.2.2. Unidades estratificadas y otros plutones menores.....	15
3.2.3. Unidades cuaternarias no consolidadas.....	15
3.2.4. Centros eruptivos mayores.....	15
3.2.5. Grupos Volcánicos Menores.....	16
3.3. Marco Estructural.....	18
3.3.1. Sistema de falla Liquiñe- Ofqui (SFLO).....	18
3.3.2. Fallas heredadas del pre-andino.....	19
3.3.3. Relación entre tectónica y volcanismo en la ZVS.....	20
3.4. Antecedentes bibliográficos.....	21
4. CENTROS ERUPTIVOS NORTE DEL GRUPO VOLCÁNICO ALTO PALENA.....	23
4.1 Generalidades.....	23
4.2 Morfología.....	25
4.2.1 Morfología Subgrupo Oeste (conos Oeste 1 y 2).....	25
4.2.2 Morfología Subgrupo Vanguardia (conos Vanguardia 1, 2 y 3).....	26

4.2.3 Morfología Cono Bota Piedra.....	27
4.3 Petrografía.....	28
4.3.1 Petrografía cono Oeste 1	28
4.3.2 Petrografía cono Oeste 2	29
4.3.3 Petrografía cono Vanguardia 1.....	30
4.3.4 Petrografía cono Vanguardia 2.....	32
4.3.5 Petrografía cono Vanguardia 3.....	33
4.3.6 Petrografía cono Bota Piedra	35
4.4. Geoquímica de roca total.....	35
4.4.1 Elementos Mayores.....	38
4.4.2 Elementos Trazas	41
4.4.3. Tierras Raras.....	44
4.4.4 Multielementos.....	46
5. DISCUSIÓN.....	47
5.1 Morfología.....	47
5.2. Edad.....	47
5.3. Análisis textural	49
5.4. Composición química.....	50
5.4.1 Cristalización fraccionada (Descompresión e isobárico).....	50
5.4.2. Asimilación cortical	60
5.5 Generación del magma y fuente magmática.	61
5.6 Relación tectónica del GVAP	66
5.7 Evolución Magmática.	69
5.8 Comparación con otros centros eruptivos de la zona	71
6. CONCLUSIONES	78
BIBLIOGRAFÍA.....	80
ANEXOS	92
Anexos A: Simbología y Leyenda mapa Geológico de Chile escala 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2002), para figura 6 del texto.	92
Anexos B: Datos relacionado con las muestras (tabla de muestras recabadas en terreno y tabla inédita de datos geoquímicos).....	97
Anexos C: Descripciones Petrográficas.	101
Anexos D: Datos Geoquímicos de otros centros volcánicos de la zona.....	118

Índice Figuras

Figura 1. Ubicación geográfica del área de estudio (cuadro en rojo con transparencia), la cual engloba los CEM norte del GVAP, además de las principales rutas de acceso.	6
Figura 2. Esquema de zona de subducción y los procesos involucrados en la generación de magmas. Extraído de Zellmer (2014).....	7
Figura 3. Diagrama que muestra el vínculo teórico entre volcanismo monogenético y poligenético. Extraído y modificado de Németh y Kereszturi (2015).	9
Figura 4. A) Parámetros morfológicos que definen un cono de escoria. B) Morfología y facies posibles que dan lugar a un cono de escoria. Extraído y modificado de Sigurdsson (1999).	10
Figura 5. A) Evidencia la segmentación de la cordillera de los Andes en Sudamérica, mientras que B) muestra la segmentación de la zona volcánica sur y los principales volcanes de la zona. Extraído de Stern (2004).	13
Figura 6. Extraído y modificado de Mapa geológico de Chile, escala 1: 1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2002). Leyenda del mapa en Anexo A.	17
Figura 7. (A) Evidencia la configuración tectónica de la zona de estudio, una subducción oblicua (N78°E) con un ángulo de 68°. (B) Modelo de elevación digital de los Andes Chilenos, se evidencia el estilo estructural de la SFLO, así como también los mecanismos focales de sismos corticales, evidenciando un carácter dextral del SFLO. Extraído de Cabello (2019).....	19
Figura 8. Esquema resumen de los factores de primer y segundo orden que controlan las asociaciones volcano-tectónica. El primer zoom muestra una asociación cinemática desacoplada, mientras que el segundo una cinemática acoplada. A su vez se muestran ciertas generalidades a lo largo del SFLO. Extraído y modificado de Cembrano y Lara (2009).....	21
Figura 9. Relación del magmatismo de volcanes y clasificación de tipo de magmatismo. Extraído de Stern <i>et al.</i> (2015).	22
Figura 10. Lugar de estudio, evidenciando la ubicación de los CEM, sus coladas de lava respectiva y ubicación de las muestras tomadas.	24
Figura 11. Fotografía conos Oeste 1 y 2.	26
Figura 12. Fotografía de cono Bota Piedra. Extraída y modificada de Toloza y Bertin (2018).....	27
Figura 13. Microfotografía a nicols cruzado (izquierda) y paralelo (derecha) del corte transparente PAL26 (ocular 10x, objetivo 4x), donde se pueden apreciar algunas de las texturas y mineralogía antes mencionadas.	28
Figura 14. Fotografías del depósito de caída asociado al cono Oeste 1, en la imagen (derecha) se puede apreciar morfología de pináculos.....	29
Figura 15. Microfotografía a nicols cruzado (izquierda) y paralelo (derecha), de la muestra PAL18 (ocular 10x, objetivo 4x), donde se pueden apreciar algunas de las texturas y mineralogía antes mencionadas.	30
Figura 16. Microfotografías a nicols cruzado (izquierda) y paralelo de la muestra PAL 10 (ocular 10x, objetivo 4x), donde se pueden apreciar algunas de las texturas y mineralogía antes mencionada.	31

Figura 17. Fotografía de parte superior de la lava Vanguardia norte 1, sobre está se encuentra un depósito de caída asociado a este mismo cono.....	31
Figura 18. Microfotografía a nicoles cruzado (izquierda) y paralelo (derecha) de la muestra PAL08 (ocular 10x, objetivo 4x), en esta se pueden observar algunas de las texturas y mineralogía antes mencionada. 32	32
Figura 19. Microfotografía a nicoles cruzado (izquierda) y paralelo (derecha) de la muestra PAL10 (ocular 10x, objetivo 4x), en esta se pueden observar algunas de las muestras y mineralogía antes mencionada.	33
Figura 20. Microfotografía a nicoles cruzado (izquierda) y paralelo (derecha) de la muestra PAL13 (ocular 10x, objetivo 4x), evidenciando las texturas y mineralogía antes mencionada.	34
Figura 21. Microfotografía a nicoles cruzado (izquierda) y paralelo (derecha) de la muestra PAL 15 (ocular 10x, objetivo 4x), donde se pueden evidenciar algunas de las texturas y mineralogías antes mencionadas.	34
Figura 22. Microfotografía a nicoles cruzado (izquierda) y paralelo (derecha) de la muestra PAL30 (ocular 10x, objetivo 4x), donde se pueden reconocer algunas de las texturas y mineralogía antes mencionada.	35
Figura 23. Diagrama TAS de clasificación de rocas (Le Bas <i>et al.</i> 1986), es observable que la totalidad de las muestras se encuentran en el campo de basaltos.	38
Figura 24. Diagrama SiO ₂ vs Alcalis, para analizar series alcalinas. Se evidencia que la totalidad de las muestras presentan una serie subalcalina.....	38
Figura 25. Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971).	39
Figura 26. Diagrama de SiO ₂ vs K ₂ O (Ewart,1982) como discriminador de serie. A partir de este diagrama se corrobora que la totalidad de las muestras se encuentran bajo una serie Calcoalcalina.	40
Figura 27. Diagramas Harker de elementos mayores vs. MgO.	41
Figura 28. Diagramas Harker de elementos LILE vs. MgO.....	42
Figura 29. Diagramas Harker de elementos HSFE vs. MgO.....	43
Figura 30. Diagramas Harker elementos de transición vs. MgO.....	44
Figura 31. Diagrama de REE general normalizado a condrito.....	45
Figura 32. Diagramas de razones de REE para evaluar las pendientes de LREE (izquierda) y HREE (derecha).	46
Figura 33. Diagramas multielementos o Spider para las lavas por separado y en general. Normalizado a NMORB.....	46
Figura 34. Extraído de Toloza (2017), columna generalizada para los volcanes norte de GVAP.	49
Figura 35. Diagramas Harker de elementos de transición vs MgO, y CaO/Al ₂ O ₃ vs. MgO, indicadores de fraccionamiento de fases mineralógicas presentes.....	51
Figura 36. Diagramas Harker Sr y V vs. CaO, indicadores de fraccionamiento de plagioclasa y clinopiroxeno respectivamente.	52
Figura 37. Diagrama Zr vs. Nb, utilizado como discriminador de muestras cogenéticas.	53

Figura 38. Modelo de cristalización fraccionada mediante ascenso lento para el grupo A, comparado con elementos de afinidad cortical.....	54
Figura 39. Modelo de cristalización fraccionada mediante ascenso lento para el grupo A, comparado con elementos de menor afinidad cortical.	55
Figura 40. Modelo isobárico de cristalización fraccionada para el grupo A, comparado con elementos mayores.....	56
Figura 41. Modelo de cristalización fraccionada mediante ascensos rápidos y lentos para el grupo B.	58
Figura 42. Modelos isobáricos de cristalización fraccionada para el grupo A, comparado con	59
Figura 43 Diagramas de razones Ba/Th vs. K/La, y Th/Ce vs. Sr/Th, para interpretar procesos de asimilación cortical en las muestras analizadas.....	61
Figura 44. Diagrama Ta/Yb vs. Th/Yb (Pearce, 1983), como discriminador de serie y posible fuente magmática.....	62
Figura 45. Diagrama La/Yb vs. Dy/Yb como discriminador de facies mineralógicas asociadas a la fuente.	63
Figura 46. Diagrama REE normalizado a condrito (Sun y McDonough, 1983) de las muestras separadas en grupos.....	64
Figura 47. (A) y (B) Diagramas de discriminación entre enriquecimiento asociado a fusión parcial o a fluidos derivados del slab. (C) Diagrama Nb vs. Ba/Nb como discriminador de componente de subducción entre los grupos analizados.....	65
Figura 48. Estructuras asociadas a régimen transpresivo dextral. Extraído y modificado de Woodcock y Fisher (1986).....	66
Figura 49. Sistema de retroalimentación positiva para magmas en régimen transpresivo. Extraído de Blanquat <i>et al.</i> (1998).....	67
Figura 50. Tasas de exhumación del SFLO estimadas en la zona de estudio. Extraído y modificado de Göllner <i>et al.</i> , 2021.....	68
Figura 51. Figura resumen del modelo petrogenético para los CEM norte del GVAP.	71
Figura 52. Diagrama Zr vs. Nb como discriminador de magmas cogenéticos.	72
Figura 53. Diagrama Nb vs Ba/Nb como discriminador de magmas a partir de procesos asociados a la fuente o a la componente de subducción.....	73
Figura 54. Diagrama Nb/Y vs. Rb/Y como discriminador entre procesos de enriquecimiento relacionado al grado de fusión parcial, adición de volátiles y cristalización fraccionada.	74
Figura 55. Diagrama Rb vs. Rb/Zr el cual evidenciaría procesos de AFC (asimilación y cristalización fraccionada) para el resto de los volcanes de la zona en relación con el GVAP.	74
Figura 56. Diagrama Zr vs. Nb, utilizado como discriminador de muestras cogenéticas, para GVAP y otros CEM.	75
Figura 57. Diagrama La/Yb vs. Dy/Yb como discriminador de facies mineralógicas asociadas a la fuente para GVAP y otros CEM.....	75
Figura 58. Diagramas bivariantes como discriminador de proceso petrogenético involucrado en la fuente.	76

Figura 59. Diagrama de REE general normalizado a condrito para GVAP y otros CEM.77

Índice de Tablas

Tabla 1. Muestras extraídas en terreno con sus respectivas coordenadas, lugar de proveniencia y tipo de muestra.24

Tabla 2. Resumen datos geoquímicos de las muestras analizadas, los óxidos se expresan como wt%, mientras que los demás elementos se encuentran en ppm, con excepción de Au expresado en ppb.....36

SOLO USO ACADÉMICO

1. INTRODUCCIÓN

Chile continental se caracteriza por presentar un ambiente tectónico de convergencia de placas, en el cual la placa de Nazca subducta bajo la placa Sudamericana. En la placa subductada ocurre deshidratación del slab, y posteriormente adición de estos volátiles a la cuña astenosférica, lo que reduce la temperatura de fusión parcial, generando magmatismo en la zona (Sekine, 1982). Estos magmas posteriormente ascienden y sufren una serie de procesos de diferenciación, lo que genera finalmente el arco volcánico actual de la cordillera de los Andes.

Este arco volcánico se subdivide en cuatro segmentos, la zona volcánica Norte, Centro, Sur y Austral (López-Escobar *et al.*, 1995^a). Dentro de esto, la Zona volcánica Sur (ZVS), se caracteriza por presentar una cadena de estratovolcanes (Gill, 1981) y en menor medida una serie de edificios volcánicos de carácter monogenéticos o centros eruptivos menores (CEM), los cuales se encuentran en su mayoría en lineamientos y zonas de fallas (Valentine y Gregg, 2008), caracterizados por sistemas simples de ascenso, y productos volcánicos poco evolucionados (Németh y Kereszturi, 2015).

Además, la ZVS se encuentra influenciada por el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO) y por fallas relictas (pre-andinas), las cuales afectan el transporte y emplazamiento de magmas, así las fallas subverticales de tensión (SFLO) beneficiarían un ascenso rápido de magmas y, por ende, productos volcánicos poco evolucionados (Cembrano y Lara, 2009).

1.1. Formulación del problema.

Los procesos de generación de magmas bajo el contexto continental chileno se caracterizan por ser procesos complejos, debido a su carácter multifactorial, donde influyen parámetros como la tasa de fusión parcial, el porcentaje de adición de volátiles, los componentes del slab subductado, la relación entre las placas, entre otros. Esto lo vuelve un fenómeno difícil de estudiar, más aún si sumamos la influencia de estructuras mayores en el área como el SFLO, y que los magmas pasan por una serie de procesos de diferenciación como fusión, asimilación, almacenamiento, y homogenización (MASH por su sigla en inglés) que alteran su composición geoquímica original (Hildreth y Moorbath, 1988).

Es debido a esto, que los CEM son un punto de interés a la hora de estudiar la petrogénesis y química de sus productos volcánicos, ya que teóricamente estos se generan a partir de magmas poco evolucionados con una estrecha relación con la tectónica del lugar, siendo la clave para

conocer un producto inicial o magma primario, y evaluar los parámetros que afectan a la química de los arcos volcánicos (Hickey-Vargas *et al.*, 2016).

A partir de todo lo anterior, una zona de estudio que permitiría investigar y responder el cómo se formaron ciertos conos volcánicos, su fuente, las características del magma primario, los procesos magmáticos involucrados y su relación con estructuras mayores como el SFLO, correspondería al grupo volcánico Alto Palena (GVAP) en el cual se centra este trabajo, ubicado en la ZVS y formado por al menos 5 volcanes monogenéticos (Siebert y Simkin, 2002), localizados en el límite de las regiones de Los Lagos y Aysén. Los volcanes de este grupo tendrían una edad Holocena (Heusser *et al.*, 1992; Watt, 2010), y su formación y emplazamiento estaría fuertemente influenciada por el SFLO, y posiblemente también al retroceso de los glaciales de la última edad de hielo (Watt, 2010; Watt *et al.*, 2013)

Este trabajo pretende identificar los principales procesos que están presentes desde la generación de magmas, hasta los procesos petrogenéticos de diferenciación implicados en GVAP, así como también identificar el grado de influencia tectónica en el componente volcánico.

1.2. Hipótesis del estudio.

Los centros eruptivos norte del GVAP, corresponden a conos de escoria provenientes de un ambiente volcánico de subducción con afinidad calcoalcalina. Se evidenciaría una química básica similar en la totalidad de los CEM, con diferencias sutiles asociadas a procesos involucrados en la fuente, teniendo así dos grupos de basaltos. Tendrían un ascenso directo controlado por el SFLO, lo que influye en escasos procesos de diferenciación, dentro de los cuales la cristalización fraccionada, podría ser el gran agente de cambios químicos.

1.3. Objetivo General

Comprender los procesos petrogenéticos involucrados en la fuente, formación y evolución de los magmas que dan lugar a los conos norte (Oeste, Vanguardia y Botapiedra) del GVAP, y proponer en base a esto un modelo petrogenético que considere la influencia tectónica local.

1.4. Objetivos específicos

- 1.-Comprender la petrografía y química de las rocas emitidas por los volcanes norte del GVAP.
- 2.-Determinar los procesos implicados en la generación del magmatismo de la zona.

3.-Determinar cualitativamente las características químicas del magma parental y de la fuente que da origen al magma precursor de los productos volcánicos del norte de GVAP.

4.-Relacionar y entender la influencia que pueden tener estructuras mayores en la zona como el SFLO en el transporte y diferenciación de los magmas.

5.-Proponer un modelo que ayude a entender las posibles variaciones químicas entre los conos norte de GVAP.

6.-Relacionar los conos norte de GVAP con otros volcanes aledaños de la ZVS, en base a génesis y química.

1.5. Metodologías de trabajo

-Trabajo Pre-campaña terreno

El trabajo previo a terreno consistió principalmente en la revisión y recopilación de antecedentes bibliográfica sobre la zona de estudio, con enfoque en litología, estratigrafía, tectónica regional y centros eruptivos cercanos, poniendo especial énfasis en los CEM de GVAP, su generación, ambiente tectónico, diversidad en los distintos tipos de estructuras volcánicas y su signatura geoquímica (objetivos del 1, 2, 5 y 6).

Por otro lado, se realizó fotointerpretación de la zona de estudio, mediante imágenes satelitales y softwares como ArcGis y Google Earth Pro, delimitando así edificios volcánicos, posibles coladas de lava y otros tipos de depósitos. También se utilizaron las imágenes como base para la planificación de rutas hacia los distintos puntos de interés, ayudado a su vez con perfiles topográficos obtenidos de la herramienta Google Earth (objetivo 1).

Finalmente, se realizó la construcción de una base de datos con información bibliográfica relevante para el caso de estudio, cómo la química de los productos volcánicos de GVAP y de los volcanes aledaños. (objetivos 1 al 6).

-Trabajo en campaña de terreno

Se realizo en primera medida un levantamiento geológico de la zona, poniendo especial énfasis en las litologías emanadas de los conos norte de GVAP, destacando lavas, depósitos piroclásticos de caída y en menor medida depósitos de oleadas, además de describir, dar relaciones temporales y tratar de delimitar estos cuerpos junto con la ayuda de imágenes satelitales y fotografías tomadas mediante un dron (objetivo 1).

Se recolectaron en total 29 muestras, 16 provenientes de lavas, 9 de depósitos de caída y 4 de depósitos de oleadas, todas asociadas a los conos del sector norte del GVAP (conos Oeste y Vanguardia), además de una muestra cedida por la geóloga Virginia Toloza (Sernageomin), correspondiente a una bomba proveniente del CEM de Bota Piedra. Se privilegió la obtención de lavas por sobre otros productos volcánicos debido a futuros análisis químicos en laboratorio, ya que éstas representan de mejor manera la composición del magma y son menos propensas a alteraciones. También se privilegiaron aquellas lavas mejor conservadas y macizas, evitando las que tuvieran alteraciones o superficies vesiculares, para así obtener muestras que no hayan estado expuestas a la atmósfera. Para la toma de muestras de los niveles piroclásticos se realizó una limpieza previa del afloramiento, evitando tomar la superficie expuesta para así evitar la contaminación de suelo y material orgánico, y la asociada a la exposición atmosférica (objetivo 1).

-Trabajo post-campaña de terreno

Trabajo de preparación de muestras para futuros análisis

a.- Se seleccionaron 15 muestras de lavas, priorizando a aquellas que fueran representativas para cada una de las coladas de lavas estudiadas. Posteriormente se realizó un lavado con agua desmineralizada para poder realizar cortes transparentes, y chancado a tamaño chips para análisis químico, priorizando aquellas de carácter macizas, y sin evidencias de alteración ni presencia de materia orgánica (objetivos 1, 2 y 5).

b.- Para las muestras de depósitos de caída se realizó un lavado mediante vibración en un recipiente con agua desmineralizada, y posteriormente un secado para facilitar las labores descriptivas.

Trabajo Descriptivo

a.- Descripción meso y microscópica de las muestras obtenidas y los cortes transparentes (objetivo 1), mediante microscopios ópticos ubicados en las dependencias de la Universidad Mayor, Escuela de Geología.

b.- Análisis geoquímico de roca total para 15 muestras de lavas, mediante espectrometría óptica (ICP-AES) para elementos mayores y espectrometría de masa (ICP-MS) para elementos trazas en AcmeLabs, Vancouver, Canadá. Se elige este método ya que dentro de las principales ventajas se encuentra una alta precisión de las concentraciones a analizar y además es capaz de considerar un mayor número de elementos en simultáneo en un bajo período de tiempo. Además, este método

analítico permite asegurar la exactitud y precisión de los resultados, mediante análisis de duplicados internos, blancos de laboratorios, comparación con estándares, entre otros.

c.- Construcción de una base de datos general con los datos recolectados en terreno, y los análisis químicos realizados, compactando y ordenando la información, para su posterior interpretación mediante gráficos principalmente bivariantes.

d.- Modelación geoquímica mediante el software “COMAGMAT 3.74” el cual ayuda a generar un modelo de evolución magmática bajo condiciones controladas (objetivos del 1 a 6).

1.6. Ubicación y vías de acceso

El GVAP (S43°36'-S43°59') se extiende por las regiones de los Lagos y Aysén, concentrándose el estudio en los volcanes monogenéticos del norte, que se encuentran en la provincia de Palena, comuna de Chaitén, en las cercanías del Parque Nacional Corcovado. La principal ruta de acceso es mediante la carretera Austral (Ruta CH-7), a unos 50km al sur de Chaitén y 36km al norte del poblado La Junta. Además de un camino privado de ripio (sin nombre), al oeste de Villa Vanguardia, que circula por el borde sur del río Oeste y permite el acceso a algunos de los puntos de interés visitados (Figura 1).

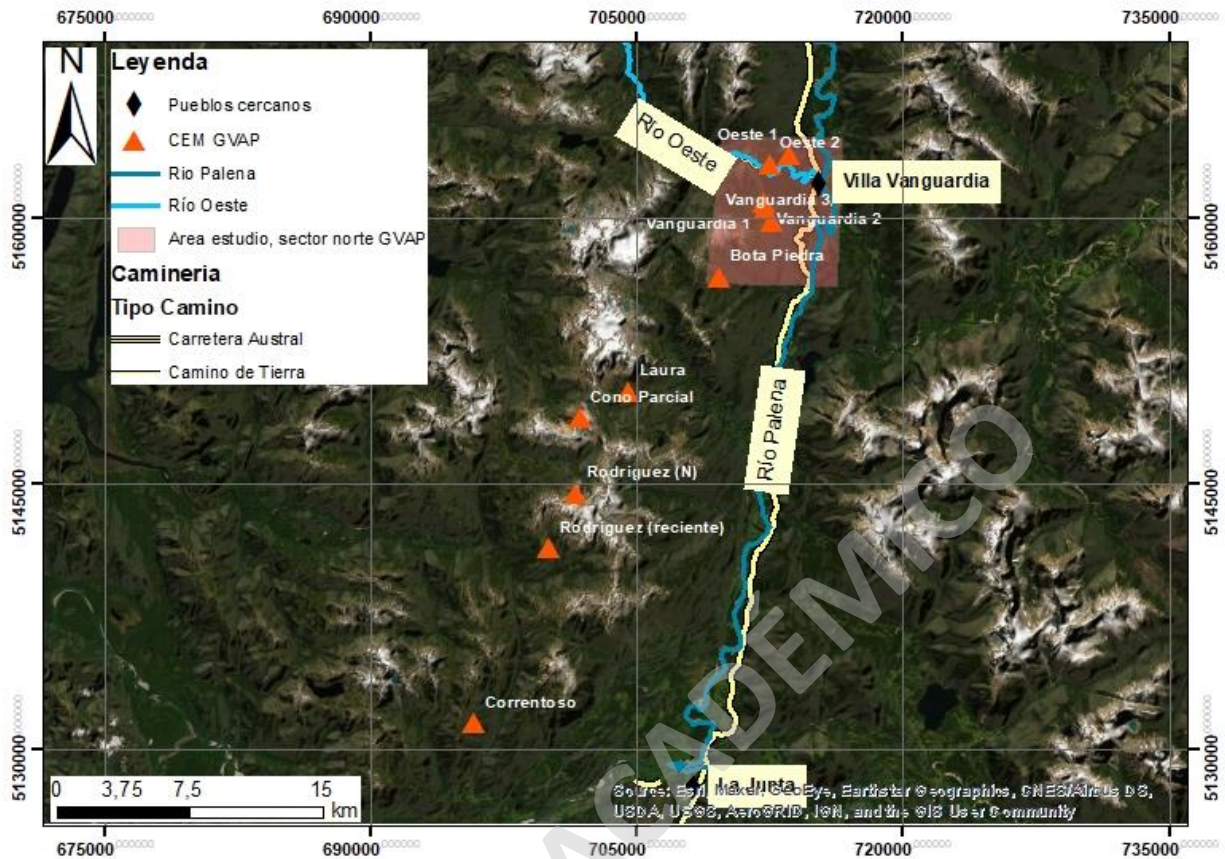


Figura 1. Ubicación geográfica del área de estudio (cuadro en rojo con transparencia), la cual engloba los CEM norte del GVAP, además de las principales rutas de acceso.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Generación de magmas

La generación de magmas en la corteza terrestre se da en diversos ambientes tectónicos, dentro de los cuales destacan los límites entre placas ya sean convergentes o divergentes, y en menor medida intraplaca. Dependiendo del ambiente, los principales mecanismos de generación de magmas pueden ser el aumento de temperatura, la despresurización de las rocas o la adición de volátiles que generan la baja en la temperatura de fusión de las rocas. En particular, los ambientes de convergencia de placas son zonas en que una placa subducta bajo otra, principalmente por su diferencia de densidad y temperatura, pudiendo ser estas de carácter oceánica-oceánica u oceánica-continental. Dentro de esta configuración se destaca el cinturón de fuego del Pacífico con un carácter oceánico-continental en Chile (Stern, 2002).

2.2. Magmas en zona de subducción

La generación de magmas en zona de subducción ocurre principalmente por la adición de volátiles provenientes de la deshidratación del slab, lo que genera cambios en las condiciones de la cuña astenosférica (Zellmer *et al.* 2014). Esta adición de volátiles con alto contenido de H₂O viene dada por los sedimentos que posee el slab (Grove *et al.*, 2002; Forneris y Holloway., 2003), y por la deshidratación de minerales metamórficos (Grove *et al.*, 2002; Jackson *et al.*, 2003), la que ocurre cuando las condiciones de presión y temperatura a las que está sometida la placa subductante sobrepasan las condiciones de estabilidad de los minerales hidratados como el anfíbol (Grove *et al.*, 2012), cercano a los 90-110 km de profundidad (Forneris y & Holloway, 2003).

Una vez se deshidrata el slab, los fluidos migran hacia la cuña astenosférica que sobreyace a la placa, generando un cambio en las condiciones preexistentes, desplazando la curva de temperatura del solidus a la cual se funden los materiales, facilitando así los procesos de fusión parcial (Zellmer *et al.*, 2015), y por ende la generación de un magma primitivo (Petford y Gallagher, 2001; Izbekov *et al.*, 2004).

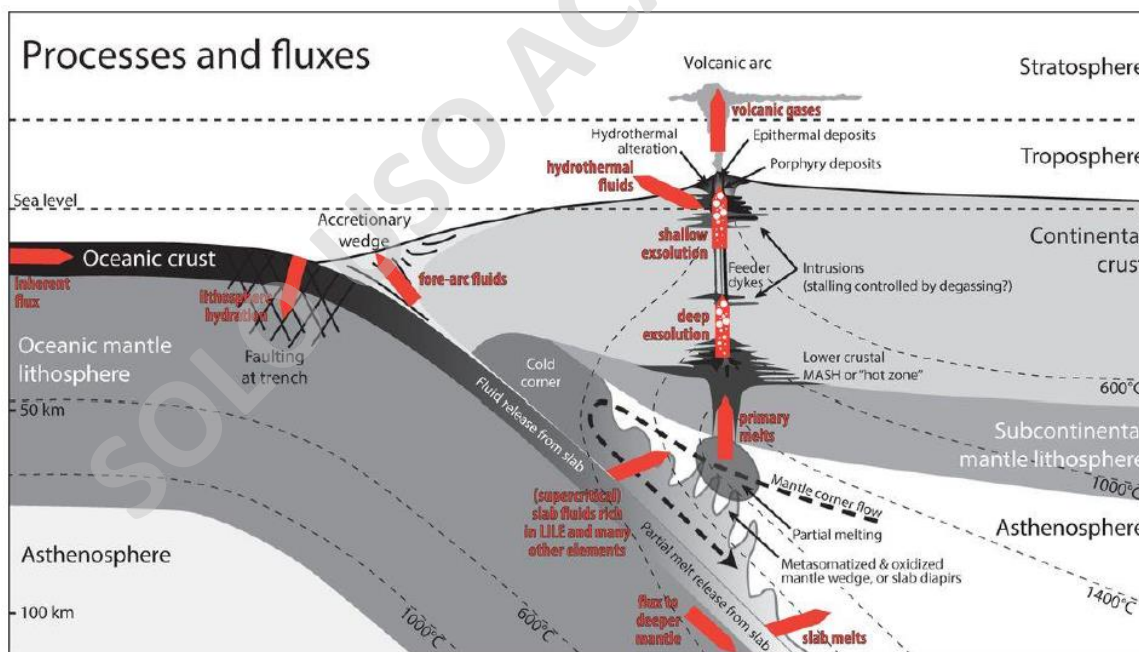


Figura 2. Esquema de zona de subducción y los procesos involucrados en la generación de magmas. Extraído de Zellmer (2014).

El magma generado en esta zona de subducción, si bien tiene características generales comunes, presenta variaciones composicionales a lo largo del arco volcánico. Para el caso de Los Andes,

dichas variaciones corresponden a diferencias asociadas a los volátiles (Grove *et al.*, 2012), a la edad y características de la placa subductada (la cual varía a lo largo del ridge), el grosor y tipo de la corteza continental (Hildreth y Moorbath, 1988), y las características del régimen tectónico que influyen en la zona volcánica.

Una vez generado el magma, este asciende mediante bouyancia, es decir, mediante la diferencia de densidad con la roca caja que lo rodea, y puede ser ayudado por múltiples fallas corticales que funcionan como canales magmáticos (Cembrano y Lara, 2009). Mediante este ascenso el magma suele emplazarse y formar reservorios magmáticos, donde ocurren una serie de procesos de diferenciación magmática como cristalización fraccionada, asimilación cortical, mezcla de magmas y fusión parcial, descritos como procesos de MASH (Hildreth y Moorbath, 1988), lo que modificará sus condiciones químicas y físicas originales transformándolo en un magma evolucionado (Annen *et al.*, 2005).

En cuanto a la química, estos magmas se caracterizan por ser calcoalcalinos, aunque no se descarta la presencia de magmas toleíticos y en menor medida alcalinos. Debido a la fuerte influencia de la placa subductada (que aporta los fluidos) y al material cortical, es que se presenta enriquecimiento de elementos inmóviles e incompatibles. Es por esto, que los magmas generadores del arco volcánico presentan un enriquecimiento de elementos LILE (Large Ion Lithophile Element) en relación con elementos HFSE (High Field Strength Element) y LREE (Wilson, 1989). Además, la signatura isotópica de estos magmas suele estar enriquecida en razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y empobrecidos en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, lo cual evidenciaría el aporte de la interacción del magma con la corteza continental (Wilson, 1989), mientras que altas concentraciones de $^{207}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y ^{10}Be se explicarían mediante un aporte significativo de fluidos, provenientes de los sedimentos alojados en el slab (Wilson, 1989; Plank y Langmuir, 1998).

2.3. Centros eruptivos menores

Los CEM son una de las expresiones de volcanismo más comunes, ya que se encuentran en diversos ambientes tectónicos (Valentine y Gregg, 2008; Németh, 2010; McGee *et al.*, 2011). Éstos se pueden generar a partir de erupciones desde hawaianas a subplinianas, presentando por lo general un bajo volumen de material emitido ($<1 \text{ km}^3$), un ascenso relativamente simple y rápido, alimentado de uno o más inputs de magma (Németh y Kereszturi, 2015), con una composición generalmente de carácter básica (Valentine y Gregg, 2008; McGee y Smith, 2016), la que puede

variar de acuerdo a la tectónica en la cual se desarrolle, y a la influencia de mecanismos de diferenciación, los cuales suelen ocurrir en la cámara magmática (McGee y Smith, 2016). Frecuentan generarse bajo orientaciones preferenciales debido a que se encuentran emplazados sobre lineamientos, estructuras corticales o sistemas de fallas (Németh y Kereszturi, 2015), ya que, dependiendo de la cinemática, estos pueden favorecer el ascenso de magmas (Cembrano y Lara, 2009).

Por su parte los CEM que se desarrollan en arcos continentales exhiben de manera general una química sobresaturada en SiO₂, y bajo porcentaje de MgO, acompañado por un bajo grado de diferenciación magmática (McGee y Smith, 2016).

La morfología de los CEM depende de diversos factores, como el tipo de erupción, ambiente tectónico, interacción con el nivel freático, entre otros, que influirán en las características de las estructuras volcánicas resultantes, las que pueden ser del tipo: conos de escoria, de salpicadura, de toba, maares-diatremas y anillos de toba (Németh y Kereszturi, 2015). Dada esta gran variabilidad de estructuras, productos y geoquímica presentes en los CEM, que autores como Németh y Kereszturi (2015) sugieren que estas fluctuaciones pueden ser debido a una transición entre volcanismo monogenético en sensu stricto hacia volcanismo poligenético. Cabe destacar que esta posible transición no implica una línea evolutiva, sino que un espectro de casos posibles.

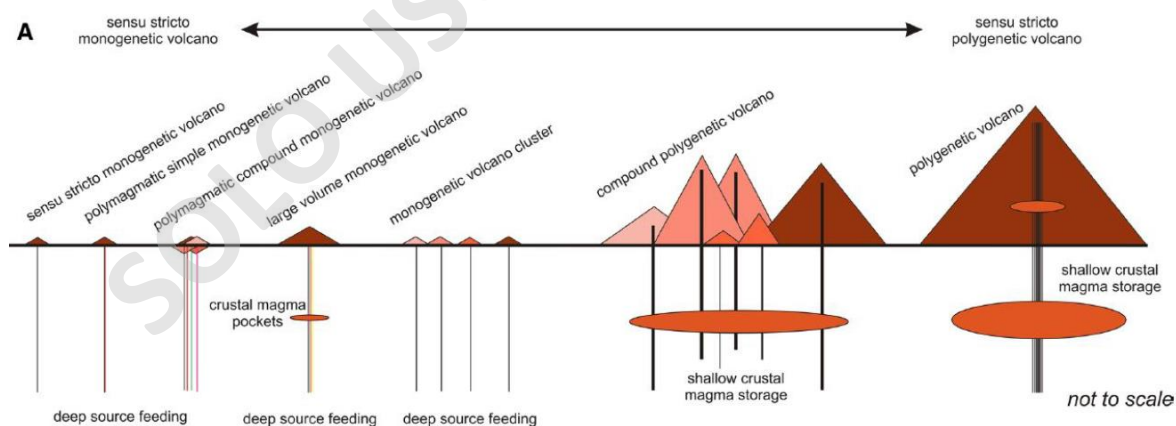


Figura 3. Diagrama que muestra el vínculo teórico entre volcanismo monogenético y poligenético. Extraído y modificado de Németh y Kereszturi (2015).

Las diferencias entre las estructuras volcánicas se deben a la relación existente entre agua/magma y el nivel freático (Kurszlaukis y Lorenz, 2016; Sigurdsson, 1999). En presencia de alta razón agua/magma se producen erupciones freatomagmáticas que forman volcanes hidroclásticos, los

que pueden ser anillos de toba, mar-diatremas y conos de toba (Sigurdsson, 1999). Por otro lado, una baja razón agua/magma genera conos “secos” que corresponden a conos de salpicadura y escoria (ceniza) (Sigurdsson, 1999).

Además, según Sigurdsson (1999), las características generales de los conos de escoria son diámetros basales (W_{co}) de 0,25 a 2,5 km (promedio de 0,8 km), altura (H_{co}) de 0,18 km, un diámetro del cráter (W_{cr}) de 0,4 km y un ángulo de pendiente (α) entre 25° y 38° . En relación con la petrografía, estos conos se componen por depósitos escoracéos de caída de tamaño variable desde ceniza a bomba o bloque (White y Ross, 2011). Como principal producto volcánico se encuentra la presencia de flujos de lava usualmente de tipo aa', comunes en estos tipos de conos (White y Ross, 2011; Kereszturi y Németh, 2012), y en menor medida se pueden observar corrientes de densidad piroclásticas producto al colapso de una columna eruptiva.

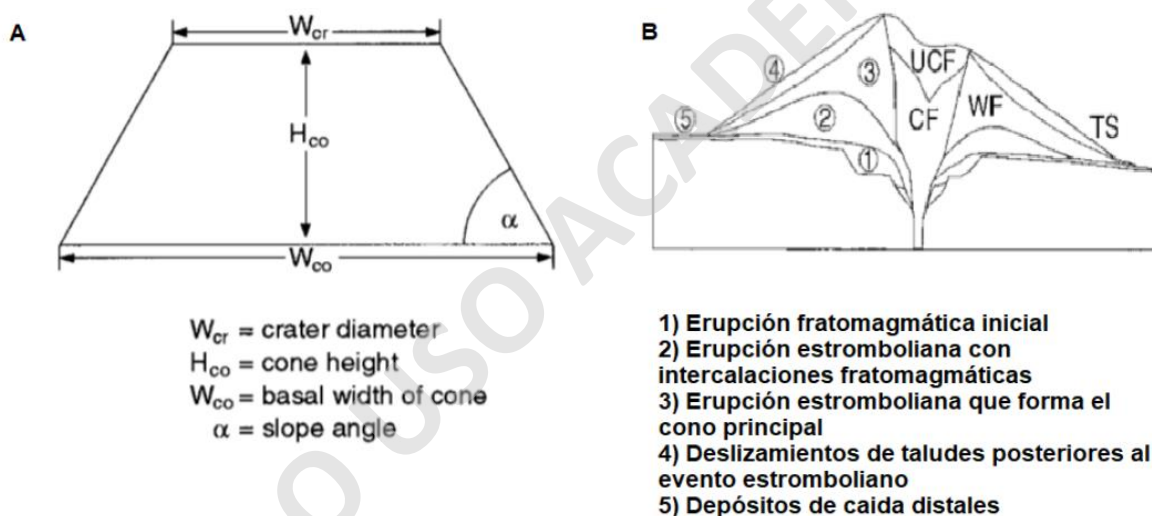


Figura 4. A) Parámetros morfológicos que definen un cono de escoria. B) Morfología y facies posibles que dan lugar a un cono de escoria. Extraído y modificado de Sigurdsson (1999).

2.4. Relación entre tectónica y volcanismo

Diversos autores han establecido relaciones entre la tectónica y el volcanismo. Inicialmente se propuso la formación de centros eruptivos y/o diques como respuesta a stress regional (Muller y Pollard, 1977; Nakamura, 1977; Delayni *et al.*, 1986; Smith, 1987), al igual que las alineaciones de centros eruptivos menores y la morfología de ciertos estratovolcanes. Por ende, en zonas de subducción oblicua se podría interpretar la dirección de máximo stress a escala regional y local, la cual sería transcurrente (σ_1 y σ_3 horizontal; σ_2 vertical), en vez de netamente compresiva (σ_1 y σ_2 horizontales; σ_3 vertical) permitiendo el ascenso del magma (Nakamura, 1977).

A partir de lo anterior, una serie de investigaciones y modelos estructurales concluyen que los sistemas de fallas presentes en la corteza influyen el transporte y el tiempo de emplazamiento de los magmas en profundidad, esto bajo cualquier tipo de configuración tectónica, ya sea transcurrente (strike-slip)(Corti *et al.*,2005), extensional (Hutton, 1988), compresiva (Browns y Solar, 1988; Kalakay *et al.*, 2001; Galland *et al.*, 2003; Musumeci *et al.*,2005), transtensional (Guineberteau *et al.*, 1987) o transpresiva (De Saint Blanquat *et al.*, 1998).

Otros autores, como Takada (1994) hacen una distinción entre los tipos de volcanes que se encontrarían bajo efecto de esfuerzos regionales, proponiendo una relación entre la entrada de magma y el stress diferencial en la corteza superior. Por su parte los volcanes poligenéticos se generarían en condiciones de bajo stress diferencial y grandes “inputs” de magmas, en contraste con volcanes monogenéticos, los cuales estarían bajo fuertes stress diferencial y bajas tasas de entrada de magma. Estas condiciones de stress sumadas a las características de las estructuras asociadas al volcanismo influirán en los procesos de diferenciación magmática (Cembrano y Moreno, 1994).

3. MARCO GEOLÓGICO

3.1. Generalidades

La subducción de las placas de Nazca y Antártica bajo la placa Sudamericana genera un régimen tectónico convergente formando al menos cinco rasgos morfoestructurales predominantes, los cuales son la fosa Perú-Chile, depresión central, precordillera, cordillera principal (arco volcánico) y el tras arco andino (Lavenu y Cembrano, 1999). Este régimen además de originar el arco volcánico activo controlaría en gran parte su deformación y también la del tras arco (Stern, 2004).

Debido a variaciones a lo largo del arco volcánico, como la edad del basamento, su evolución Meso-Cenozoica, el grosor de la corteza continental y los estilos estructurales, es que las características del volcanismo a lo largo de la cordillera de los Andes presentan diferencias considerables, por ello se divide en cuatro segmentos, la zona volcánica Norte o ZVN (12°-5°S), zona volcánica Central o ZVC (5°-33°S), zona volcánica Sur o ZVS (33°-46°S), y la zona volcánica Austral o ZVA (46°-56°S)(López-Escobar *et al.*, 1995b).

En particular, la ZVS se encuentra a unos 250-300 km de la fosa Perú-Chile, y se estima que se ha desarrollado en los últimos 25Ma (Mpodozis y Ramos, 1989; Dewey y Lamb, 1992). Se caracteriza por un basamento de edad que varía entre el Paleozoico y Mesozoico (Munizaga *et al.*, 1988), una corteza bajo el arco volcánico que presenta una disminución regular en su espesor en dirección sur que varía desde los 50 km a 35 km (López-Escobar *et al.*, 1995b), acompañado a su vez de una disminución en el promedio de las altitudes desde los 5 km a menos de 2 km (Tassara y Echaurren, 2012). Por otro lado, la edad de la placa de Nazca también decrece en dirección sur, desde los 25Ma (38°S) a 0Ma en límite sur (46°S), donde se subducta la dorsal Chile (Cande y Leslie, 1986). La ZVS se encuentra fuertemente influenciada por el SFLO, sobre el que se emplazan cerca de 60 estratovolcanes y numerosos CEM ya que funcionaría como vía de ascenso de magmas desde el Pleistoceno (López-Escobar *et al.*, 1995a, Cembrano *et al.*, 1996, 2000; Lavenu y Cembrano, 1999; Stern, 2004; Lara *et al.*, 2008; Cembrano y Lara, 2009).

Las características intrínsecas de la ZVS antes mencionadas, generan variaciones composicionales en los productos volcánicos (e.g., Hildreth y Moorbath, 1988; Cembrano y Lara, 2009). Es debido a esto que se genera otra subdivisión en cuatro segmentos, a partir de criterios geoquímicos: la Zona Volcánica Sur Norte (ZVSN; 33°-34.5°S), Transicional (ZVST; 34.5°-37°S), Central (ZVSC; 37°-42°S) y Sur (ZVSS; 42°-46°S) (López-Escobar *et al.*, 1995a).

La zona de estudio se encuentra en la ZVSS, la cual consiste en al menos 13 centros volcánicos, ubicados sobre basamento metamórfico del Paleozoico y plutones del Mesozoico y Cenozoico. En cuanto a la naturaleza de los magmas, existe dominancia de basaltos y andesitas basálticas de firmas calcoalcalinas y toleíticas, con alto contenido de aluminio, para estratovolcanes y CEM (López-Escobar *et al.*, 1977, 1995a; Hickey-Vargas *et al.*, 1986, 1989; Futa y Stern, 1988).

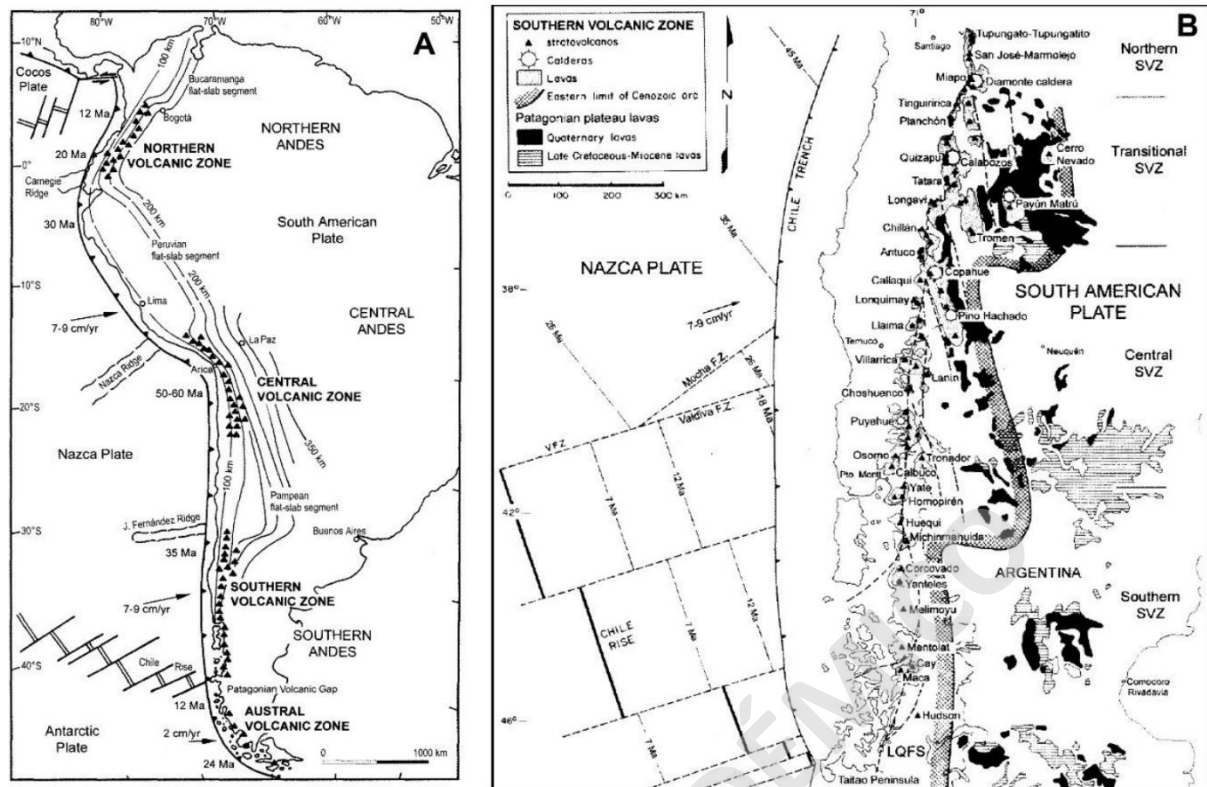


Figura 5. A) Evidencia la segmentación de la cordillera de los Andes en Sudamérica, mientras que B) muestra la segmentación de la zona volcánica sur y los principales volcanes de la zona. Extraído de Stern (2004).

Análisis de López-Escobar *et al.* (1995), indican que los basaltos de ZVSS suelen contener valores de $MgO < 11\%$ (entre 3 a 10.5%). Por otro lado, se pueden diferenciar dos tipos de basaltos, los de tipo 1 (empobrecidos) presente comúnmente en estratovolcanes y los de tipo 2 (enriquecido) presente en los CEM, la diferencia es que estos últimos presentan un enriquecimiento en LREE en contraste con HREE y menor abundancia de elementos alcalinos (K, Rb y Cs) y Ba en relación con REE y HFSE (Nb, Ta, Hf, Zr), así como también bajas relaciones de $^{10}Be/^{9}Be$ y $^{238}U/^{235}Th$.

Finalmente, existen en la ZVSS casos de CEM ubicados al este del arco volcánico actual (emplazados sobre la traza del SFLO) con una signatura geoquímica diferente, llamada “Kangechi” (en mapudungun “de otra manera” o “de otra forma”), propuesta por Rawson *et al.* (2016). Los magmas Kangechi se caracterizan por ser más primitivos, teniendo altas concentraciones de elementos incompatibles (alto en LREE y menor en HREE), además de altas concentraciones de P_2O_5 , K_2O , MgO y bajo porcentaje de SiO_2 (47 – 52%), en comparación con los otros centros eruptivos de la ZVS. Se estima que los CEM que presentan características primitivas, más un fuerte control estructural asociado al SFLO, serían postulantes para este tipo de signatura geoquímica (Rawson *et al.*, 2016).

3.2. Geología de la zona

La geología de la cordillera principal entre los 43°- 44°S y los 73°30'-72°E fue subdividida debido al alcance de este trabajo según las unidades que podrían tener influencia en la química de los magmas de GVAP, separando así en basamento, unidades estratigráficas y plutones menores, unidades no consolidadas, y finalmente otros centros eruptivos. El basamento es la principal unidad geológica que podría influir en la química de estos magmas, debido a procesos de asimilación y/o periodos de estadía mayores, y está compuesto principalmente por rocas metamórficas de Bahía Mansa y rocas intrusivas asociadas al batolito Norpatagónico (BNP). Sobre estas se exhiben formaciones asociadas a cuencas principalmente de edades Jurásicas-Cretácicas, con litologías volcano-sedimentarias, y finalmente litologías provenientes de volcanismo cuaternario.

3.2.1. Basamento

El basamento metamórfico Bahía Mansa de edades Devónico-Triásico (CMBM)(Duhart *et al.*, 1998) aflora como “islas” discontinuas y aisladas producto del BNP. Este complejo evidencia una sobreposición de eventos, teniendo facies esquisto azul (Carbonífero-Permico), y facies esquistos verdes (Permo-Triásico), además de presentar metamorfismo retrogrado asociado a su exhumación triásica. Aflora en el sector esquistos anfíbolíticos y rocas máficas y ultramáficas (PzTrbmc), fuertemente serpentizados. Además, existen unidades plutónicas asociadas a este complejo metamórfico de edades Tardi-paleozoicas a Permo-triásicos (Ptrg) (SNGM y BRGM, 1995).

Por su parte, el Batolito NorPatagónico (BNP) de edades Cretácicas a Miocenas (SNGM y BRGM, 1995), corresponde a una super unidad geológica con una extensión de más de 2.000 km desde los 38°S hasta el extremo sur de Chile continental. Se subdivide en dos franjas de granitoides con orientación aproximada N-S, que presentan un claro control estructural asociado al SFLO, ya que se presenta un bloque de edad Mioceno hacia el oeste de la traza principal del SFLO y un bloque de edad Cretácico hacia el este de está.

La división geológica de las unidades del BNP fue definida por Aguilera *et al.* (2014), diferenciando 10 unidades intrusivas, nombradas en base a su edad (M: Mioceno y K: Cretácico) y litología (d: diorita, g: granito, lg: leucogranito, mg: monzogranito y t: tonalita). Observando en la zona de estudio dioritas, tonalitas y leucogranitos del Mioceno (Md, Mt y Mlg), y dioritas y tonalitas del Cretácico (Kd y Kt).

3.2.2. Unidades estratificadas y otros plutones menores.

Las unidades alojadas sobre el basamento corresponden principalmente a formaciones estratificadas de edades que van desde el Mesozoico, asociadas principalmente a las cuencas Futaleufú-Palena y Río Manso (SNGM y BRGM, 1995), encontrando unidades sedimentarias, volcánicas y volcano-sedimentarias.

En menor medida y de manera más localizada existen cuerpos plutónicos menores de edades principalmente Cretácicas y Miocenas de afinidades calcoalcalinas definidas como granodiorita Río Rosselot (GdR), Diorita Gallardo (DtG), y Unidad Berger (DcB)(Urbina, 2001). Se cree que el emplazamiento de estas unidades más la activación de la SFLO, habría generado la Fm La Junta (Urbina, 2001), compuesta por rocas clásticas gruesas continentales con intercalaciones volcánicas.

Las unidades más recientes presentan edades Cuaternarias, y corresponden a productos volcánicos, dividido de manera genérica por SNGM y BRGM (1995), según edades relativas a partir de glaciaciones en la zona (desde glaciación Petregualda (790Ka) hasta glaciación Llanquihue (13,9Ka)), pudiendo distinguir así al menos 10 tipos litológicos, destacando en la zona depósitos piroclásticos, cenizas recientes, y volcanitas post-glaciales, asociados principalmente a estratovolcanes (Pleistoceno sup- Holoceno).

3.2.3. Unidades cuaternarias no consolidadas

Corresponden a depósitos fluviales (Hf) (Pleistoceno superior-holoceno) (Duhart *et al.*, 1998), y coluviales (Hc) (SNGM y BRGM, 1995), ubicados principalmente en quebradas y en las faldas de altos topográficos.

3.2.4. Centros eruptivos mayores

-Volcán Yanteles y la asociación Cordón fisural Canef -Vn. Yeli (SNGM y BRGM, 1995).

Corresponde a un cordón volcánico de 10km de longitud con orientación N30°E, unido mediante un cordón fisural de 6km de longitud. El Vn. Yanteles corresponde a un estratovolcán que presenta lavas y depósitos pumíceos andesíticos con dataciones de 9.560 BP y 9.190 BP, aunque se reconocen depósitos de tefra más reciente (Naranjo y Stern, 2004). El Vn, Yeli presenta centros de adventicios post glaciales (inducidos por el buen estado de conservación) con actividad histórica, presentando el cráter más reciente fumarolas de forma permanente.

La asociación Yanteles-Yeli, presenta una secuencia volcano-sedimentaria, interpretada como corrientes de barro volcánico (SNGM y BRGM, 1995). Tiene un espesor de al menos 1000 m y edades terciarias superior a pleistocena. La composición de estos productos es andesítica a andesítica-basáltica (SiO_2 entre 54,5-57,5%).

-Volcán Melimoyu

Corresponde a un estratovolcán con elongación en dirección NE. Tefrocronología evidencia al menos 2 erupciones explosivas considerables de edades Holocenas (Naranjo y Stern, 2004), en cuanto a estos productos, el depósito de tefra MEL-1 presenta una gradación composicional de dacítica a basáltica (65% SiO_2 y 50% SiO_2 respectivamente), mientras que MEL-2 presenta una composición andesítica (61% SiO_2).

-Volcán Michimahuida

Consiste en un estratovolcán alojado sobre la traza del SFLO, compuesto por una caldera que aloja un estratovolcán de 500 mts de altura y 5 km de diámetro. Presenta otras manifestaciones de volcanismo como los conos llamados El Amarillo ubicados en dirección sur. La composición de sus productos volcánicos y conos parásitos es principalmente de carácter basáltico a basalto andesíticos (Gho, 2019).

3.2.5. Grupos Volcánicos Menores.

El Grupo Volcánico Alto Palena se ubica al este de la cordillera principal, y está compuesto por al menos 5 conos de escoria (González-Ferrán O., 1995), aunque trabajos posteriores incluyen más conos monogenéticos a este grupo volcánico (Watt, 2010; Toloza *et al.*, 2017). Presenta una extensión de unos 37km de manera alargada en dirección N30°E, lo que podría deberse a una falla o lineamiento en profundidad asociado a SFLO (Watt, 2010). Se encuentra formado principalmente por conos monogenéticos de escoria cuya base ronda 1 km de diámetro. El principal producto volcánico son lavas basálticas y en menor medida depósitos de caída y de corrientes de densidad piroclástica (Heusser *et al.*, 1992, Watt *et al.*, 2010), con fase mineralógica predominante de olivino, derivadas de erupciones de tipo estrombolianas y sub-plinianas (Watt, 2010; Toloza *et al.*, 2017) post-glaciares (Watt, 2010; Naranjo y Stern, 2004).

3.3. Marco Estructural

La generación de magmas y los procesos involucrados en el transporte, emplazamiento y mecanismos de diferenciación en la ZVS se encuentra fuertemente influenciada por tres grandes componentes, el carácter de la subducción, el SFLO y las fallas heredadas. La subducción es de tipo convergente dextral oblicua (N79°E) entre la placa de Nazca con la Sudamericana, con tasas de avance entre 7-9 cm/año, y ángulo de subducción aproximado de 65° (Figura 7.A.) (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Angermann *et al.*, 1999). Este tipo de convergencia oblicua presente en la zona se considera la principal causa de deformación de cizalle lateral a lo largo del SFLO (Hervé, 1976; Cembrano 1992a).

3.3.1. Sistema de falla Liquiñe- Ofqui (SFLO)

Es el rasgo estructural más importante de la ZVS, presentando una geometría global que consiste en segmentos rectos de orientación NNE-SSW unidos por lineamientos geomorfológicos de echelón (similar a un dúplex de rumbo)(Hervé, 1976; Hervé y Thiele, 1987; Cembrano y Hervé, 1993). Presenta de manera global un rumbo N10°E y extensión de aproximadamente 1.200 km abarcando desde el complejo volcánico Callaqui-Copahue a los 38°S hasta el Golfo de Penas a los 46°S (Rosenau, 2004; Melnick *et al.*, 2006; Cembrano y Lara, 2009).

Este sistema de falla se cataloga como un sistema de larga vida y como un rasgo morfotectónico de primer orden, en el cual se reconoce deformación cinemática dúctil (Mioceno sup-Plioceno) y frágil (post-Mioceno sup) para la parte sur del SFLO (bajo los 42°S). Se representa como un modelo triclínico de transpresión dextral general (Cembrano, 1998), caracterizado por un régimen compresivo con acortamiento este-oeste, particionado por un régimen de cizalle lateral de dirección noreste. Rosenau *et al.* (2006) proponen una clasificación de las estructuras del SFLO, basados principalmente en la escala en que se exhiben, separándolas en estructuras de primer, segundo y tercer orden.

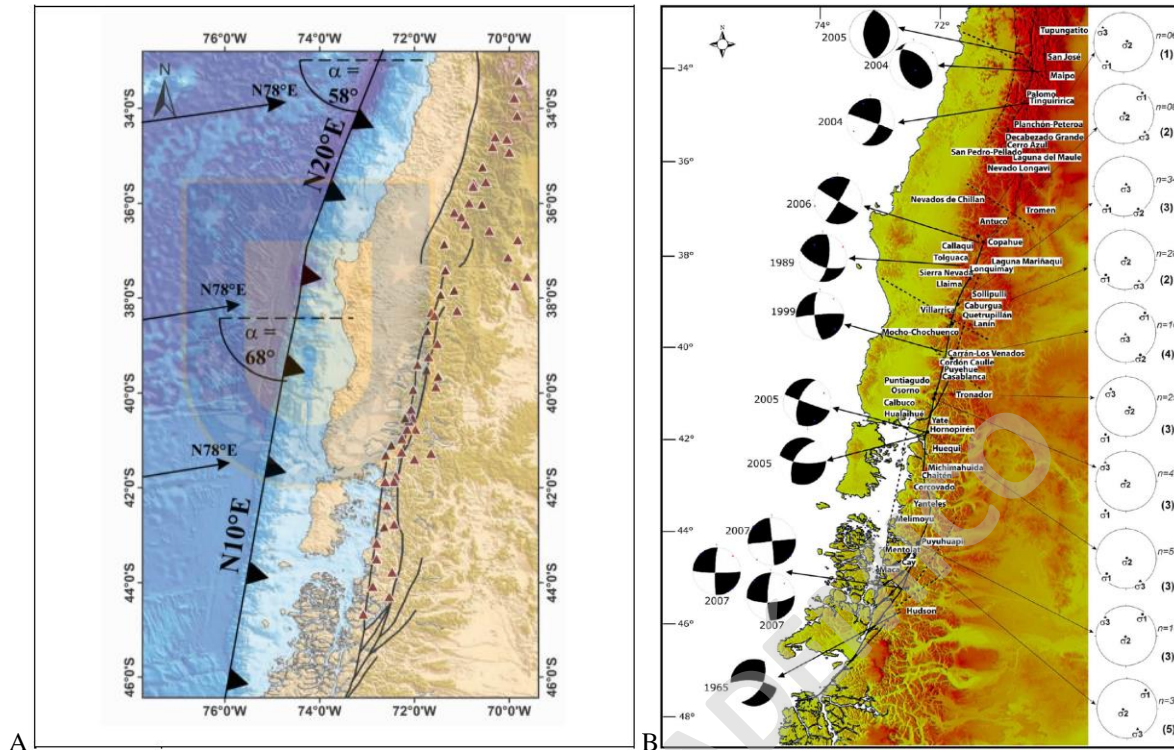


Figura 7. (A) Evidencia la configuración tectónica de la zona de estudio, una subducción oblicua (N78°E) con un ángulo de 68°. (B) Modelo de elevación digital de los Andes Chilenos, se evidencia el estilo estructural de la SFLO, así como también los mecanismos focales de sismos corticales, evidenciando un carácter dextral del SFLO. Extraído de Cabello (2019).

En base a modelos cinemáticos se estima que las tasas de cizalle aumentan de norte a sur (Rosenau *et al.*, 2006), con tasas de 11,6 a 12,8 mm/yr en un rango de edades superior entre los 12,9 a 11,7 ka (De Pascale *et al.*, 2021). A su vez se estimaron profundidades mínimas de 8 a 9 km en base al hasta ahora evento sísmico más profundo registrado entre los 42° y 42°05' cerca de la localidad de Hornopirén (Lange *et al.*, 2008).

Cembrano *et al.* (1996 y 1998), postulan que el SFLO condiciona y tiene relevancia en el desarrollo del arco magmático, y en el crecimiento del orógeno de la ZVS, esto debido a que incide en el transporte de material magmático, funcionando como canales de propagación.

3.3.2. Fallas heredadas del pre-andino

Corresponden a estructuras NW heredadas del Pre-Andino y llamadas “Estructuras transversales al Arco (ETA, ATS o ALFS por sus siglas en inglés) (Sánchez-Alfaro *et al.*, 2013; Piquer *et al.*, 2015; Pérez-Flores *et al.*, 2016). Las características principales de estas es que se encuentran

desacopladas con el régimen tectónico actual (Cembrano y Lara, 2009), y presentan principalmente una cinemática inversa-sinistral. Al igual que el SFLO pueden servir como canales de ascenso de magmas, es más, muchos de los estratovolcanes y complejos volcánicos de la ZVS se construyen sobre estas, ya que suelen generar grandes reservorios de fluidos magmáticos e hidrotermales (Sánchez-Alfaro *et al.*, 2013; Pérez-Flores *et al.*, 2016), donde tienen largos periodos de residencia debido a su estructura de tipo “ramp-and-flat” de carácter subhorizontal, generando productos de composiciones más evolucionados, pudiendo alcanzar incluso riolitas (González *et al.*, 2009; Sánchez-Alfaro *et al.*, 2013).

3.3.3. Relación entre tectónica y volcanismo en la ZVS.

Cembrano y Lara (2009) estudian la relación entre volcanismo y tectónica en la ZVS de los Andes (específicamente entre los 33° y 46°S), estableciendo relaciones directas entre dos factores de primer y segundo orden. El de primer orden corresponde al espesor cortical y a la presencia o no de fallamiento cortical intra-arco (SFLO). La corteza relativamente más gruesa del sector norte de SVZ (50 km aprox), favorece los procesos de diferenciación del magma, en contraste con el sector sur de SVZ (30 km aprox). Por otro lado, la presencia de un sistema activo de fallas (SFLO), genera varias vías de segundo orden que pueden, o no, favorecer los procesos de diferenciación, y que influyen en el ascenso de los magmas. Factor de segundo orden corresponde a la naturaleza del basamento del sistema volcánico (comparando entre litologías volcano-sedimentarias vs basamento metamórfico o plutónico) que tendrá influencia en la arquitectura tridimensional de la corteza superior, inclusive si se encuentran bajo la misma cinemática, debido principalmente a la conectividad generada entre fallas de tensión con fallas inactivas o pudiendo alcanzar la superficie.

A partir de lo anterior los autores proponen dos categorías dependiendo de las interacciones que se generan:

-Asociación cinemática acoplada: Corresponde a estructuras volcánicas como centros eruptivos menores o estratovolcanes de orientación preferente NE debido a su relación espacial y temporalmente con estructuras de segundo orden como fracturas de tensión, fracturas extensionales, grietas de cola, entre otras, derivadas del movimiento transpresional dextral actual del arco volcánico. La mayoría de los magmas más primitivos se encuentran bajo esta categoría, debido a un ascenso rápido facilitado por fallas de rumbo subverticales.

-Asociación cinemática desacoplada: Corresponde a estructuras volcánicas individuales y grupos volcánicos de orientación NW asociados espacial y temporalmente a estructuras antiguas, que pueden proporcionar vías directas para el ascenso de magmas, en el que no se requiere la cinemática actual de transpresión dextral. Estos estarían asociados mecánicamente a estructuras de fallas inversas y grietas subhorizontales que favorecerían tiempos de residencia más largos y por ende la formación de magmas más diferenciados. Se incluyen también volcanes monogenéticos alojados justo sobre el SFLO.

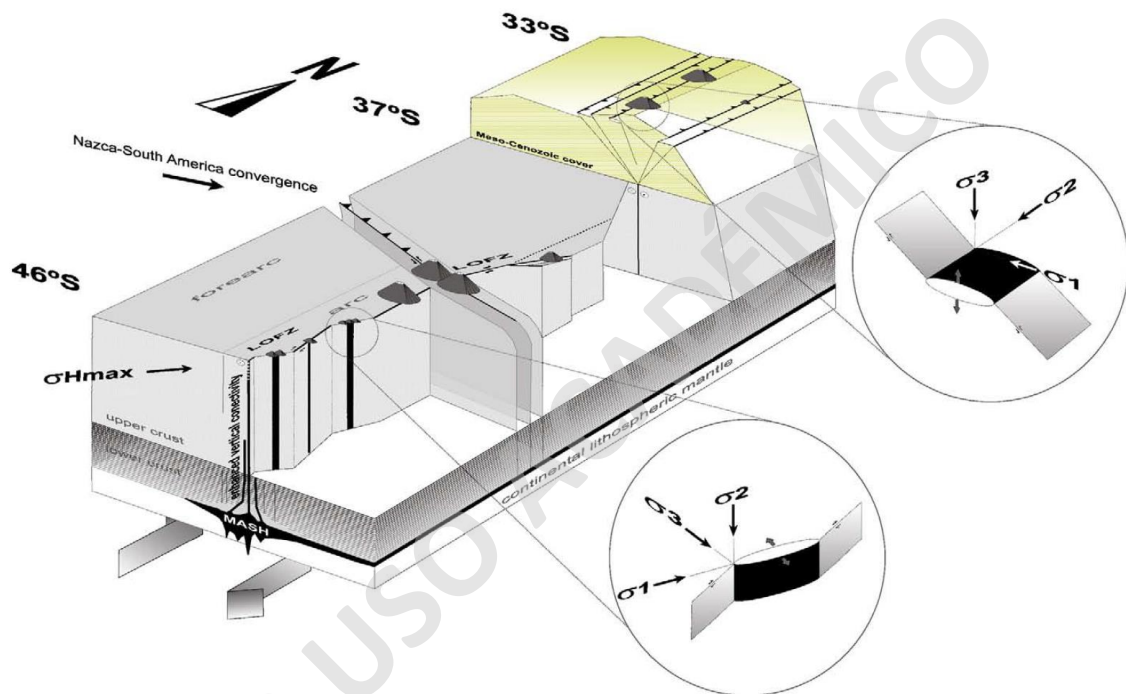


Figura 8. Esquema resumen de los factores de primer y segundo orden que controlan las asociaciones volcanotectónica. El primer zoom muestra una asociación cinemática desacoplada, mientras que el segundo una cinemática acoplada. A su vez se muestran ciertas generalidades a lo largo del SFLO. Extraído y modificado de Cembrano y Lara (2009).

3.4. Antecedentes bibliográficos.

Para GVAP en sí los estudios son escasos. En cuanto a la petrografía, se reconocen principalmente tres productos volcánicos, coladas de lava basálticas, depósitos de corrientes piroclásticas (CDP), y depósitos de caída, todos de composición máfica donde el olivino es la fase mineralógica predominante (Watt: 2010; Toloza *et al*, 2017). Estudios enfocados en tefrocronología de los centros eruptivos mayores de la zona (Naranjo y Stern, 2004; Stern *et al*. 2014; Watt, 2010), estiman al menos tres erupciones para los conos norte del GVAP, los cuales tendrían edades

aproximadas desde los 9,5ka a 11ka (método ^{14}C), seguido de edades de 5,3ka a 5,9 ka (Tolozza *et al.*, 2018), donde dichas erupciones serían de tipo subplinianas y estrombolianas (Watt, 2010; Tolozza *et al.* 2017). En cuanto al basamento, mapeos geológicos evidenciarían que los volcanes norte de GVAP se encontrarían alojados sobre dioritas y tonalitas del Mioceno, unidades provenientes del BNP (SNGM y BRGM, 1995; Aguilera *et al.* 2014). Estos conos se encontrarían bajo una cinemática tectónica desacoplada, ya que se encontrarían sobre el SFLO, lo cual facilita un ascenso de magmas rápidos debido a fallas de rumbo subverticales con segmentos que describen tensión (Cembrano y Lara, 2009).

En relación con la química de GVAP, ésta ha sido abarcada en estudios más amplios, autores como Hickey *et al.* (1986, 1989) y López-Escobar *et al.* (1993, 1995a, 1995b) incluyen al volcán Yánteles y al grupo volcánico Alto Palena en los basaltos de tipo 1, mientras que volcanes como Melimoyu se verían enriquecidos.

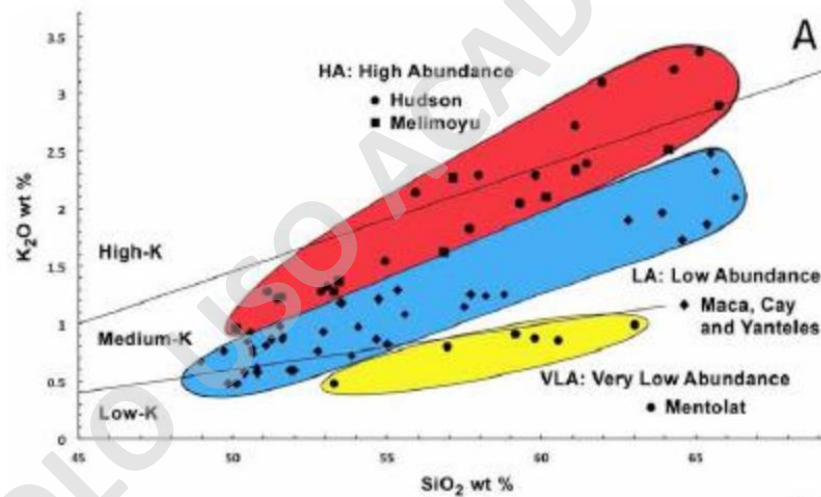


Figura 9. Relación del magmatismo de volcanes y clasificación de tipo de magmatismo. Extraído de Stern *et al.* (2015).

Watt (2010) y Watt *et al.* (2013) determinan mediante olivinos temperaturas de cristalización de 1178°C y presiones mínimas desde los 4 kbar, esto basado en los termómetros de Putirka *et al.* (2007 y 2008). Además, en inclusiones fluidas en olivinos determinaron bajos valores de contenido de agua (hasta 1,8 wt%) y cerca de 2000 ppm de CO_2 . Estas bajas concentraciones en relación con los volcanes aledaños son explicadas mediante una mayor lejanía con la fosa, lo que se traduce en que ya habría ocurrido una deshidratación importante desde los fluidos primarios generadores de magma. Debido a esto, los autores concluyen que estos magmas son distintos a los generados en el arco frontal, y serían producto de bajas tasas de fusión parcial, condicionado por la lejanía con la

fosa oceánica, además de presentar modificaciones en su química debido a fluidos provenientes de la subducción.

Estos autores además mencionan que los ascensos magmáticos se dan gracias a la interacción con zonas permeables del SFLO, donde posiblemente el lineamiento de todo el cluster de GVAP se encuentre alojado sobre una falla de segundo orden asociada al SFLO (Watt, 2010).

Además, Watts (2010) busca establecer relaciones de procesos de desglaciación con el volcanismo de la ZVS, proponiendo que en especial conos monogenéticos pueden deberse a la descompresión abrupta generada por el retroceso glacial ayudado también por fallas en la zona las cuales pueden reactivarse por dicha descompresión. Esto coincide de manera general con las edades de deshielo y las erupciones de volcanes monogenéticos como el GVAP y Puyuhuapi. Considerando lo anterior, propone una línea base llamada Licán-Palena, a partir de las erupciones del GVAP y del volcán Villarrica (ignimbrita Licán), las cuales responden de manera regional al deshielo y erupciones posglaciales de la época con errores de 1 ka.

4. CENTROS ERUPTIVOS NORTE DEL GRUPO VOLCÁNICO ALTO PALENA

4.1 Generalidades

Este estudio se centra en los CEM norte de GVAP, subdivididos morfológicamente de norte a sur como subgrupo Oeste (conos Oeste 1 y 2), subgrupo Vanguardia (conos vanguardia 1, 2, 3 y posiblemente 4) y cono Bota Piedra. Éstos se encuentran alineados en dirección NNE y se extienden por poco más de 8 km de largo. En trabajo de terreno se extrajo un total de 29 muestras, expuestas en la tabla 1. A la colección se adicionó una muestra del cono Bota Piedra cedida por la geóloga Virginia Toloza (SERNAGEOMIN).

Para simplificar de manera visual el sector de estudio, se realizó un esquema geológico (Figura 10), ubicando los CEM con sus coladas de lavas respectivas y los lugares de muestreo. Para delimitar dichos cuerpos se trabajó con los softwares ArcGis 10.3, Google Earth y herramientas como, imágenes satelitales, modelos de elevación digital (DEM) y perfiles de elevación, sumados a las observaciones y la experiencia recabada en terreno.

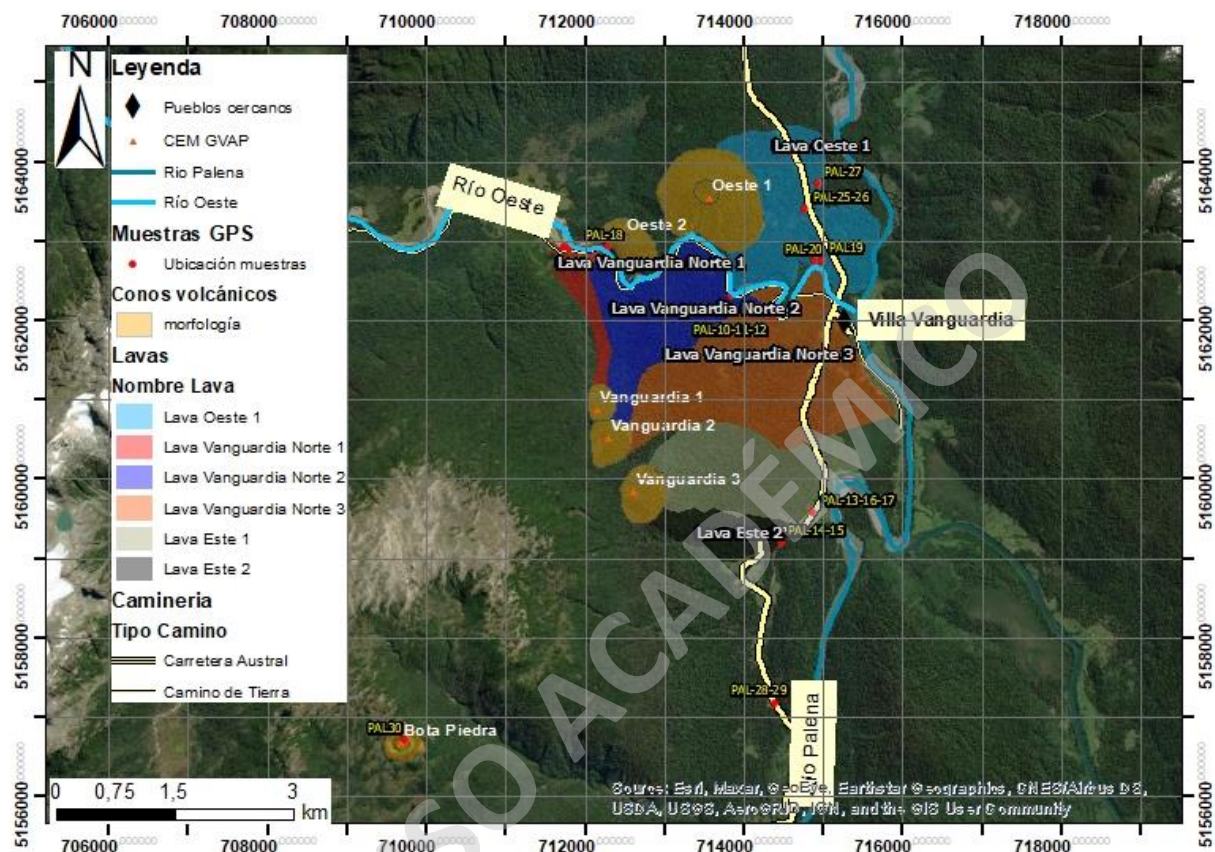


Figura 10. Lugar de estudio, evidenciando la ubicación de los CEM, sus coladas de lava respectiva y ubicación de las muestras tomadas.

Tabla 1. Muestras extraídas en terreno con sus respectivas coordenadas, lugar de proveniencia y tipo de muestra.

Código	Coordenada N	Coordenada E	Nombre Lava	CEM	Litología
PAL01	5162927	711758	Vang. Norte 1	Vanguardia 1	Lava
PAL02	5162904	711807	Vang. Norte 1	Vanguardia 1	Lava
PAL03	5162904	711807	Vang. Norte 1	Vanguardia 1	Depósito de caída
PAL04	5162574	712904	Vang. Norte 1	Vanguardia 2	Lava
PAL05	5162701	713049	Vang. Norte 2	Vanguardia 2	Lava
PAL06	5162701	713049	Vang. Norte 2	G. Vanguardia	Depósito de oleada
PAL07	5162701	713049	Vang. Norte 2	G. Vanguardia	Depósito de oleada
PAL08	5162304	713840	Vang. Norte 2	Vanguardia 2	Lava
PAL09	5162304	713840	Vang. Norte 2	Oeste 1	Depósito de caída
PAL10	5162043	714398	Vang. Norte 3	Vanguardia 2	Lava
PAL11	5162043	714398	Vang. Norte 3	G. Vanguardia	Depósito de caída

PAL12	5162043	714398	Vang. Norte 3	Vanguardia 2	Lava
PAL13	5159576	714884	Vang. Este 1	Vanguardia 3	Lava
PAL14	5159197	714472	Vang. Este 2	Vanguardia 3	Lava
PAL15	5159197	714472	Vang. Este 2	Vanguardia 3	Lava
PAL16	5159576	714884	Vang. Este 1	G. Vanguardia	Depósito de caída
PAL17	5159576	714884	Vang. Este 1	G. Vanguardia	Depósito de caída
PAL18	5162925	712292	Oeste 2	Oeste 2	Escoria (edificio volcánico)
PAL19	5162752	714990	Oeste1	Oeste 1	Lava
PAL20	5162748	712904	Oeste1	Oeste 1	Depósito de caída
PAL21	5164132	714597	Oeste1	Oeste 1	Lava
PAL22	5164132	714597	Oeste1	Oeste 1	Depósito de Caída + bomba
PAL23	5164132	714597	Oeste1	Oeste 1	Depósito de oleada
PAL24	5164132	714597	Oeste1	Oeste 1	Lava
PAL25	5163398	714782	Oeste1	Oeste 1	Depósito de caída + bomba
PAL26	5163398	714782	Oeste1	Oeste 1	Lava
PAL27	5163718	714932	Oeste 1	Oeste 1	Lava (regolito in situ)
PAL28	5157172	714396	Bota Piedra	Bota Piedra	Depósito de caída
PAL 29	5157172	714396	Bota Piedra	Bota Piedra	Depósito de caída
PAL 30	*Muestra in situ	del cráter	Bota Piedra	Bota Piedra	Bomba

4.2 Morfología

4.2.1 Morfología Subgrupo Oeste (conos Oeste 1 y 2)

El CEM Oeste 1 corresponde a un cono de escoria monogenético ubicado al sur de la región de Los Lagos, en la ladera Norte del río Oeste. Presenta una morfología general algo alargada en dirección noroeste con un diámetro basal que varía entre 1,45 km (máximo) y 1,2 km (mínimo), abarcando un área de 1,37 km². Posee una altura máxima de 415 mt, teniendo en la cima un evidente cráter de diámetro promedio 0,3 km, y posee una pendiente promedio de 31°. Se reconoce como producto una colada de lava de morfología dendrítica cayendo en dirección este, llamada lava “Oeste 1” de al menos 2,45 km², además de depósitos piroclásticos de oleada y caída. La ladera sur de este presenta una remoción en masa que dejó expuestos depósitos estratificados escoráceos, con manteos de hasta 30°, que conforman el edificio volcánico (Figura 11).

El cono Oeste 2 también corresponde a un cono de escoria, ubicado al SW de Oeste 1 separados por 1,2 km desde cráter a cráter. Presenta una morfología alargada en dirección NW-SE, con dimensiones de 0,7 km de diámetro basal (máximo) y 0,45 km (mínimo), abarcando un área de 0,25 km². Presenta una altura máxima de 230 mt y 0,15 km de diámetro de cráter. No se reconocen productos volcánicos efusivos desde este cono, aunque se infiere que podría existir una colada de

lava en dirección noroeste. Al igual que Oeste 1, presenta un desprendimiento del edificio volcánico en su ladera SW que deja expuesta la estructura del cono, observando depósitos escoráceos estratificados de coloraciones negras a rojizas y manteos de hasta 30°.

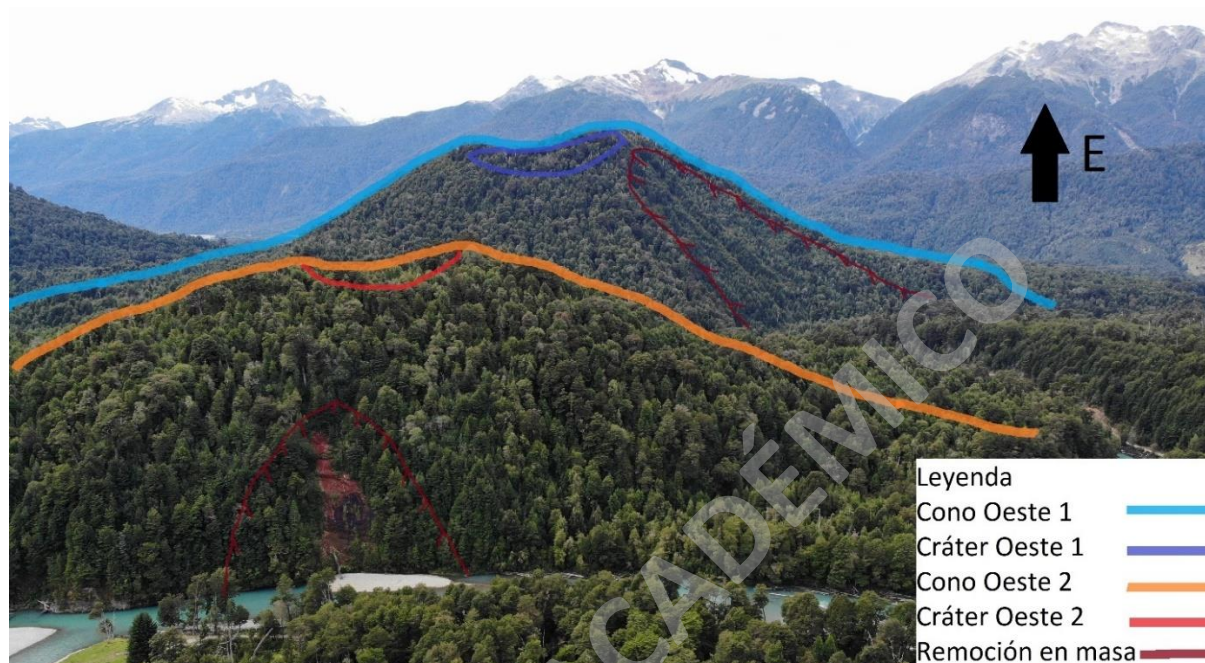


Figura 11. Fotografía conos Oeste 1 y 2.

4.2.2 Morfología Subgrupo Vanguardia (conos Vanguardia 1, 2 y 3)

Los conos asociados al grupo Vanguardia se encuentran justo en los límites de las regiones de los Lagos y Aysén, al sur del río Oeste y están alineados en dirección NNO-SSE. Se encuentran separados del grupo Oeste por poco más de 3 km en dirección sur. Entre ellos presentan morfologías similares, siendo conos de escoria asimétricos que sobresalen en los altos topográficos correspondiente a los cerros ubicados en la ladera oeste del río Palena. Presentan alturas que bordean los 250 mt desde su base en las laderas de los cerros, y diámetros basales entre 0,5 km a 1,2 km, siendo Vanguardia 2 el cono más grande de este grupo abarcando un área basal de 0,95 km². Sus pendientes varían entre los 20° a los 35°, haciéndose mayor a medida que nos acercamos a la cúspide, donde no se reconocen morfologías de cráteres para ninguno de estos conos.

En cuanto a los productos volcánicos asociados, se reconoce para Vanguardia 1, la colada de lava llamada “Vanguardia norte 1” con morfologías dendríticas que se extiende por más de 3 km de distancia en dirección norte, donde incluso se cree sobrepasó el curso del río y se encontraría sobreyaciendo a los conos Oeste. Presentaría una dimensión de al menos 0,6 km².

Para el cono Vanguardia 2, se reconocen 2 coladas de lavas, nombradas “Vanguardia norte 2 y 3”, que se encuentran sobre Vanguardia norte 1, y al igual que esta, presentaría morfología dendrítica en dirección norte con extensiones que bordean los 3 km. Respecto a su área, vanguardia norte 2 abarcaría un área de 2,1 km² aproximadamente, mientras que para vanguardia norte 3 serían de al menos 4,1 km².

Finalmente, al cono Vanguardia 3 se le asocian las lavas denominadas “Vanguardia este 1 y 2”, las que se extienden un poco más de 2 km en dirección este, viéndose expuestas de buena forma en los costados de la carretera Austral, abarcando un área promedio de 3,2 km².

4.2.3 Morfología Cono Bota Piedra.

Bota Piedra corresponde a un cono de escoria ubicado en la región de Aysén, a un poco más de 4 km de distancia de Vanguardia 2 en dirección suroeste. Presenta una morfología simétrica de diámetro basal 0,5 km, abarcando un área de 0,2 km², y un cráter de diámetro 50 mt, con alturas que bordean los 100 mt sobre las laderas del cerro en el cual se encuentra. En el presente estudio sólo se reconocieron depósitos piroclásticos y de caída asociados a este CEM, expuestos de buena forma en los costados de la carretera Austral. Sin embargo, Toloza *et al.* (2017) han reconocido la presencia de lavas en el sector asociadas a este CEM.



Figura 12. Fotografía de cono Bota Piedra. Extraída y modificada de Toloza y Bertin (2018).

4.3 Petrografía

La totalidad de las muestras se clasificaron como basaltos de olivino, con porcentajes variables de fenocristales y vesículas, provenientes de lavas tipo aa'. Las descripciones microscópicas se encuentran en los Anexos C (Descripción cortes transparentes).

4.3.1 Petrografía cono Oeste 1

Para este cono se reconoció una colada de lava denominada Oeste 1, de tipo aa' que aflora en dirección norte del río Oeste a lo largo de los cortes de la carretera austral, es distinguible una parte basal mucho más maciza de al menos 2 m de espesor y una parte rugosa con mayor vesicularidad en el techo de al menos 1 m de espesor, presentando coloraciones negras a rojizas. Los cortes transparentes de estas muestras evidencian fenocristales (15-20%) de olivino (7-10%) y plagioclasa (8-13%), inmersos en una masa fundamental (MF) (55-75%) de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, vidrio y opacos (óxidos de Fe-Ti), además de presentar vesículas (10-30%, valores máximos provenientes de bombas) subredondeadas con mala esfericidad de hasta 2 mm.

Dentro de sus texturas presenta: hipocristalina, inequi a equigranular, hipidiomorfica, vesicular, porfírica, glomeroporfírica, intergranular (traquitica localizada en PAL27), esqueletal y embahiamiento en olivinos, además de exhibir alteración a iddingsita y a opacos en sus bordes.

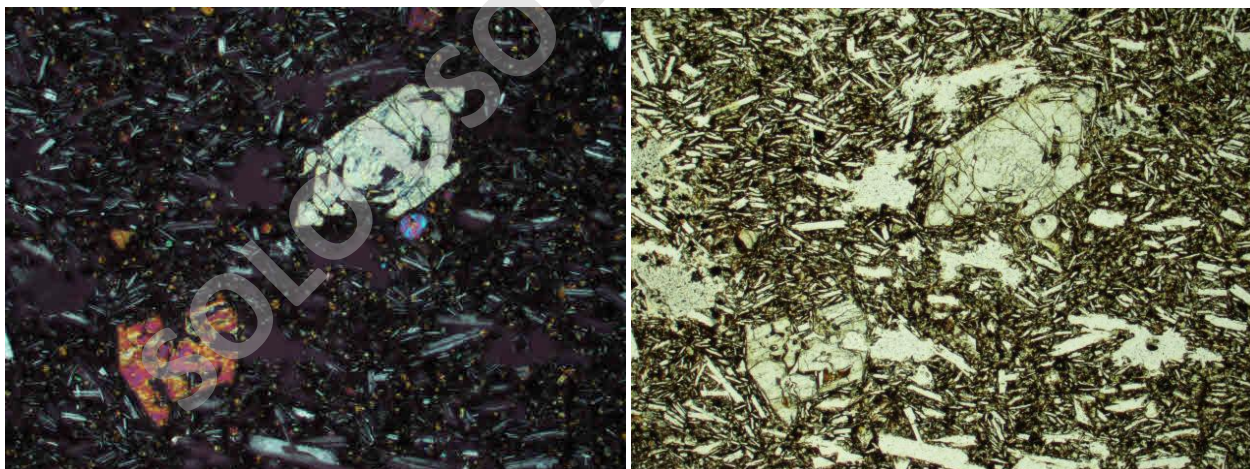


Figura 13. Microfotografía a nicols cruzado (izquierda) y paralelo (derecha) del corte transparente PAL26 (ocular 10x, objetivo 4x), donde se pueden apreciar algunas de las texturas y mineralogía antes mencionadas.

Asociado a este cono se reconocen también bombas en los depósitos de caída, las cuales presentan texturas piroclásticas (PAL25) y fragmentos mayores de olivino (8%), plagioclasa (7%), líticos juveniles de escoria (10%) subredondeados y subsfericos con bordes sinuosos de la misma

composición de la matriz, la cual se compone de un 55% de microlitos de olivino, plagioclasas, vidrio y opacos, y también, por un 20% de vesículas. Presenta textura piroclástica, porfírica, fragmentada en algunos olivinos, además de embahiamiento y esqueletal en estos minerales.

A meso escala sobre la lava Oeste 1, se encuentra un gran depósito de caída de escorias uniforme de al menos 4 mts de espesor, de tamaño ceniza grande. Hacia el techo y la base, se evidencian una intercalación de capas de menor espesor y granulometría más finas, que podrían corresponder a CDP, teniendo un contacto difuso y sinuoso entre estas. Este depósito también aflora cruzando el río Oeste en dirección sur (PAL09), con espesor de 4mts, donde es observable estructura de pináculos.



Figura 14. Fotografías del depósito de caída asociado al cono Oeste 1, en la imagen (derecha) se puede apreciar morfología de pináculos.

4.3.2 Petrografía cono Oeste 2

De este cono se analizaron escorias provenientes del edificio volcánico de tamaños variables que rondaban los 10 a 15 cm de coloración negro a rojizo, reconociendo en microscopio fenocristales (20%) de olivino (10%) y plagioclasa (10%), inmersos en una MF (75%) de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, vidrio y opacos, además de presentar vesículas (5%) subredondeadas y subesfericas.

Presenta textura hipocristalina, equigranular, hipidiomorfica, porfírica, glomeroporfírica (en pequeños grupos de 3 a 4 cristales, principalmente de olivino), pilotaxítica, vesicular con embahiamiento y bordes alterados a opacos en olivinos.

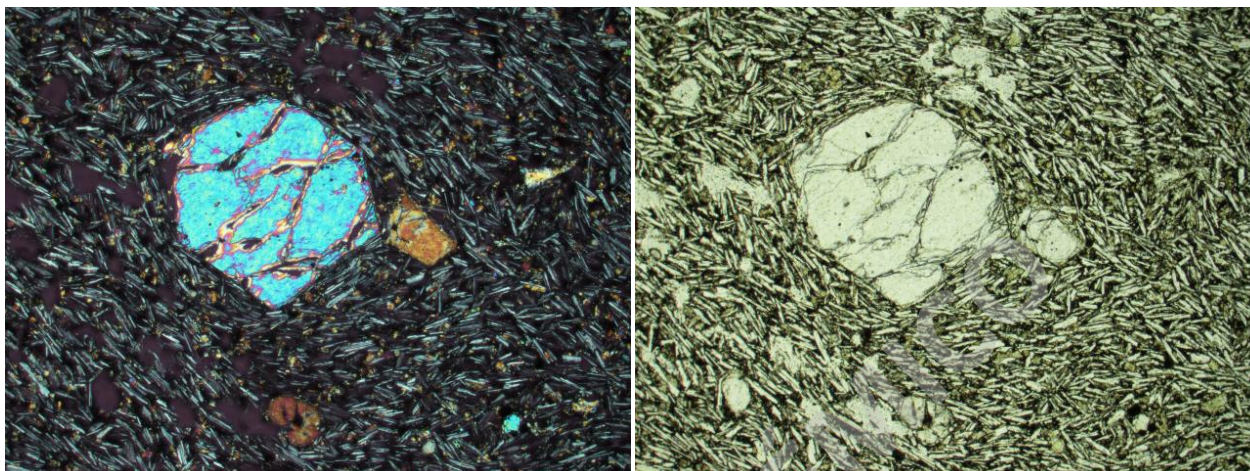


Figura 15. Microfotografía a nicoles cruzado (izquierda) y paralelo (derecha), de la muestra PAL18 (ocular 10x, objetivo 4x), donde se pueden apreciar algunas de las texturas y mineralogía antes mencionadas.

4.3.3 Petrografía cono Vanguardia 1

Asociado a este cono se reconoció una lava denominada Vanguardia norte 1 de tipo aa', la cual presenta una parte basal maciza de entre 4 a 5 m de espesor como mínimo, con presencia de disyunción columnar de manera localizada, mientras que la parte superior de la lava presenta textura rugosa con mayor porcentaje de vesículas, y espesores de entre 1 a 2 m. Está lava se encuentra en contacto con los edificios volcánicos de Oeste (1 y 2), sobreyaciendo a estos últimos. De éstas se identifican fenocristales (9-10%), de olivino (4%), plagioclasa (4-5%) y clinopiroxeno (1%), inmersos en MF (75-89%) compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, vidrio, opacos y apatito, además de presentar vesículas (1-16%) subredondeadas de hasta 0,8mm.

Las texturas presentes en general de éstas lavas son: hipocristalina, equigranular, hipidiomorfica, vesicular, porfírica, glomeroporfírica, textura pilotaxítica de forma localizada, y bordes de embahiamiento en olivinos.

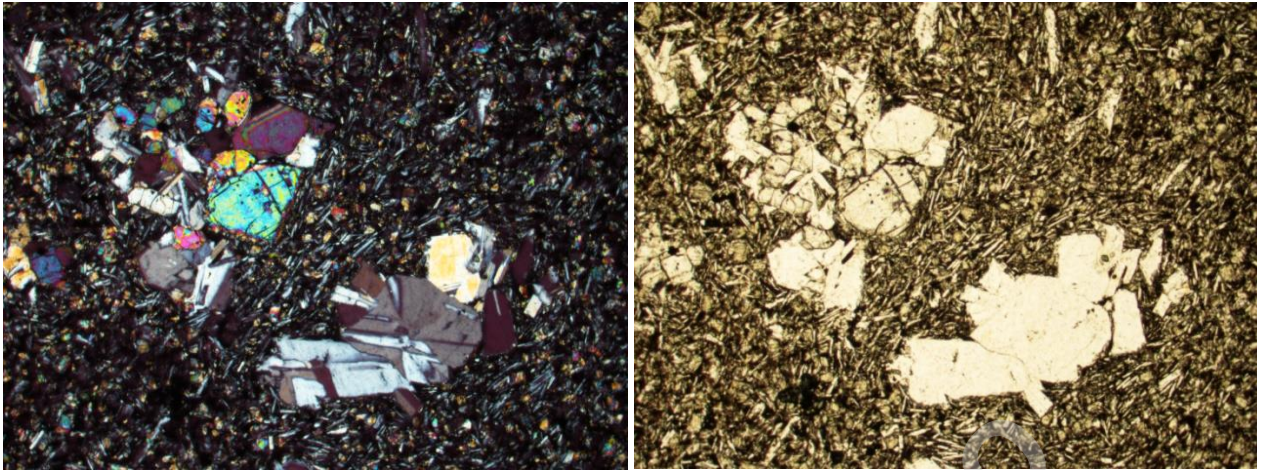


Figura 16. Microfotografías a nicoles cruzado (izquierda) y paralelo de la muestra PAL 10 (ocular 10x, objetivo 4x), donde se pueden apreciar algunas de las texturas y mineralogía antes mencionada.

Sobre la lava Vanguardia norte 1 se observa un depósito de caída escoráceo de hasta 1,5cm con coloración grisáceo a café- amarillento con espesores de 60 a 90 cm.

Existen además otros depósitos de caída escoráceos y oleadas intercaladas que afloran cercano al río Oeste, de espesores entre 10 cm a 1 m, las cuales se asociaron al grupo de conos vanguardia (vanguardia 1, 2 y 3).



Figura 17. Fotografía de parte superior de la lava Vanguardia norte 1, sobre está se encuentra un depósito de caída asociado a este mismo cono.

4.3.4 Petrografía cono Vanguardia 2

De este CEM se reconocieron 2 coladas de lava tipo aa', denominadas lava Vanguardia norte 2 y 3. Vanguardia norte 2 presenta espesores de cerca de 10 m, con presencia de vesículas y disyunción columnar en la base y un nivel rugoso con mayor contenido de vesículas hacia el techo, de al menos 1 m de espesor. Mineralógicamente se compone de fenocristales (10-15%) de olivino (4-8%), plagioclasa (5-6%), clinopiroxeno (1%), inmersos en una MF (75-85%) de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, vidrio y opacos, además de presentar vesículas (5-15%) subredondeadas y subsféricas de hasta 2mm.

Las texturas presentes en estas lavas son: hipocristalina, equigranular, hipidiomorfa, vesicular, porfírica, glomeroporfírica, intergranular (pilotaxítica de forma localizada en corte PAL08), bordes de embahamiento y textura sieve en olivinos.

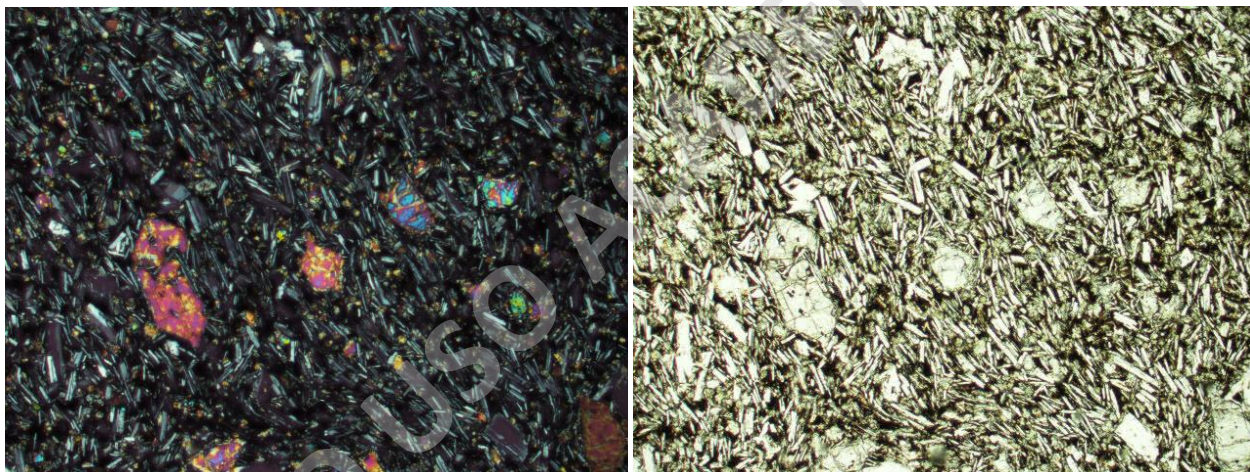


Figura 18. Microfotografía a nicols cruzado (izquierda) y paralelo (derecha) de la muestra PAL08 (ocular 10x, objetivo 4x), en esta se pueden observar algunas de las texturas y mineralogía antes mencionada.

La lava Vanguardia norte 3 presenta espesor mínimo de 5 m, de coloraciones grisáceas a rojizas, observando una base brechosa (posible autobrecha). Está compuesta por fenocristales (7-10%), de olivino (2-5%), y plagioclasa (5%), inmersos en una MF (68-82%) de olivino, plagioclasa, clinopiroxeno, opacos y vidrio, además de presentar vesículas (8-25%) subredondeadas a subsféricas de hasta 2mm.

La totalidad de las muestras de esta lava presenta textura hipocristalina, equigranular, porfírica, hipidiomorfa, vesicular, glomeroporfírica, intergranular (pilotaxítica en zonas localizadas de PAL12), y embahamiento en olivinos.



Figura 19. Microfotografía a nicoles cruzado (izquierda) y paralelo (derecha) de la muestra PAL10 (ocular 10x, objetivo 4x), en esta se pueden observar algunas de las muestras y mineralogía antes mencionada.

4.3.5 Petrografía cono Vanguardia 3

De este CEM se reconoció las coladas de lavas denominadas Vanguardia este 1 y 2. Vanguardia este 1 es una lava de tipo aa' rugosa de al menos 50 cm, aflorando a un costado de la carretera Austral. Mineralógicamente presenta fenocristales (12%) de olivino (4%), plagioclasa (7%) y clinopiroxeno (1%), inmersos en una MF (85%) compuesta por plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, vidrio y opacos, además de presentar vesículas (3%) subredondeadas de hasta 0,2mm.

Dentro de sus texturas se encuentran: hipocristalina, equigranular, hipidiomorfica, porfírica, glomeroporfírica, vesicular, intergranular y bordes alterados a opacos en olivinos.

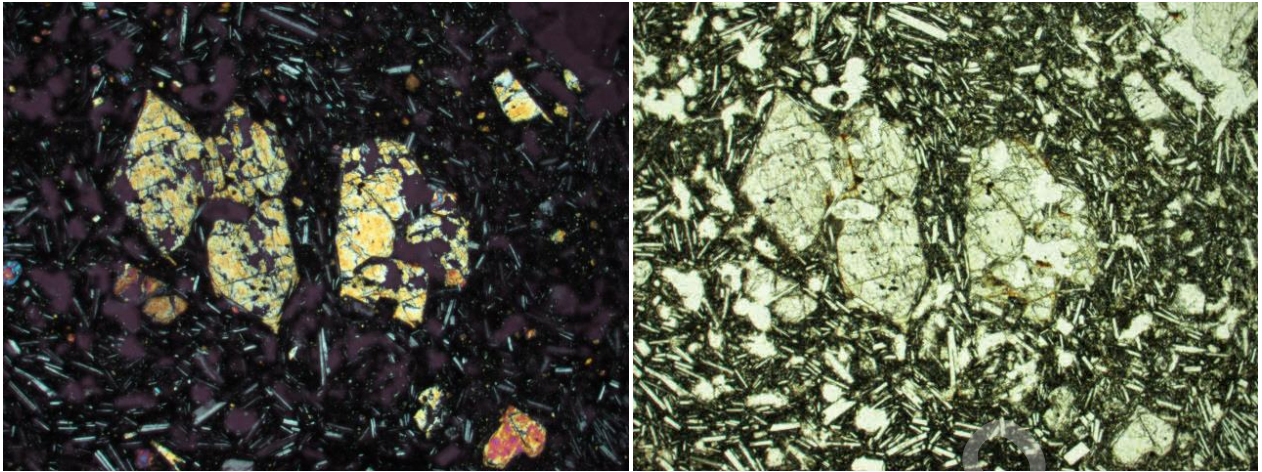


Figura 20. Microfotografía a nicoles cruzado (izquierda) y paralelo (derecha) de la muestra PAL13 (ocular 10x, objetivo 4x), evidenciando las texturas y mineralogía antes mencionada.

La lava Vanguardia este 2 es una colada basáltica tipo aa' con base maciza (50 cm de espesor), y techo rugoso y vesicular (40 cm espesor). Se compone de fenocristales (15-17%) de olivino (5-6%), plagioclasa (6-9%), y clinopiroxeno (2%), inmersos en una MF de (60-70%) de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, vidrio y opacos, además de presentar vesículas alargadas (15-23%) subredondeadas con mala esfericidad, de hasta 1mm.

Dentro de sus texturas se observan: hipocristalina, equigranular, hipidiomorfica, porfírica, glomeroporfírica, vesicular, intergranular (pilotaxitica de forma localizada), con embahiamiento y alteración a opacos en olivinos y texturas sieve en plagioclasas.

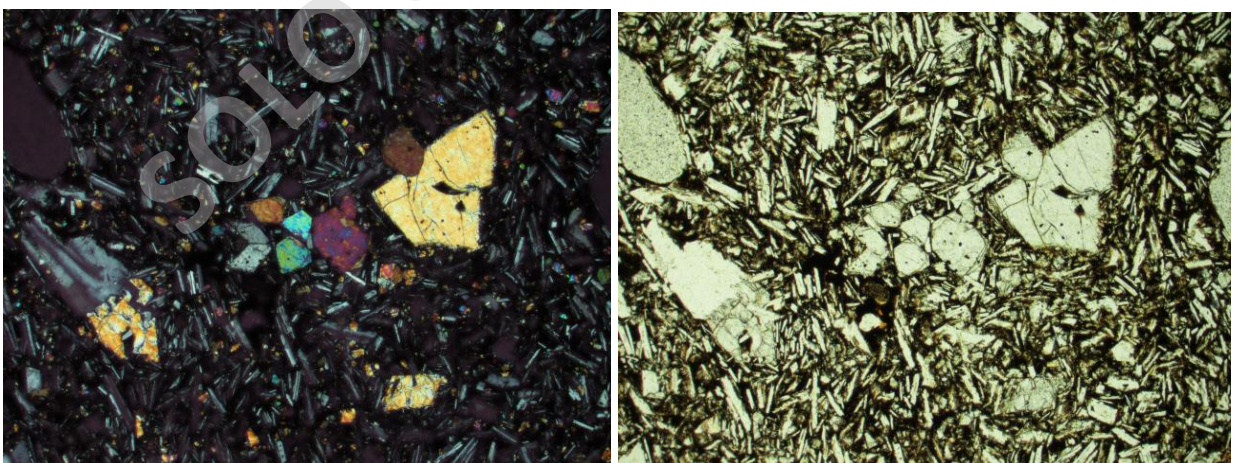


Figura 21. Microfotografía a nicoles cruzado (izquierda) y paralelo (derecha) de la muestra PAL 15 (ocular 10x, objetivo 4x), donde se pueden evidenciar algunas de las texturas y mineralogías antes mencionadas.

4.3.6 Petrografía cono Bota Piedra

De este cono se analizó bombas escoráceas provenientes del edificio volcánico, que presenta fenocristales (10%), de olivino (4%) y plagioclasa (6%), inmersos en una MF (50%) de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, vidrio y opacos, además de vesículas (40%) subredondeadas y subesfericas.

Se observan texturas porfírica, vesicular, intergranular, con embahiamiento y bordes de alteración a opacos en olivinos.

Asociado a este cono también se encuentran depósitos de caída escoráceos de coloración negra de espesores mínimos de 3 m, con intercalaciones hacia el techo de depósitos de densidad piroclástica, los cuales podrían estar asociados también a productos provenientes del grupo de CEM de Vanguardia.

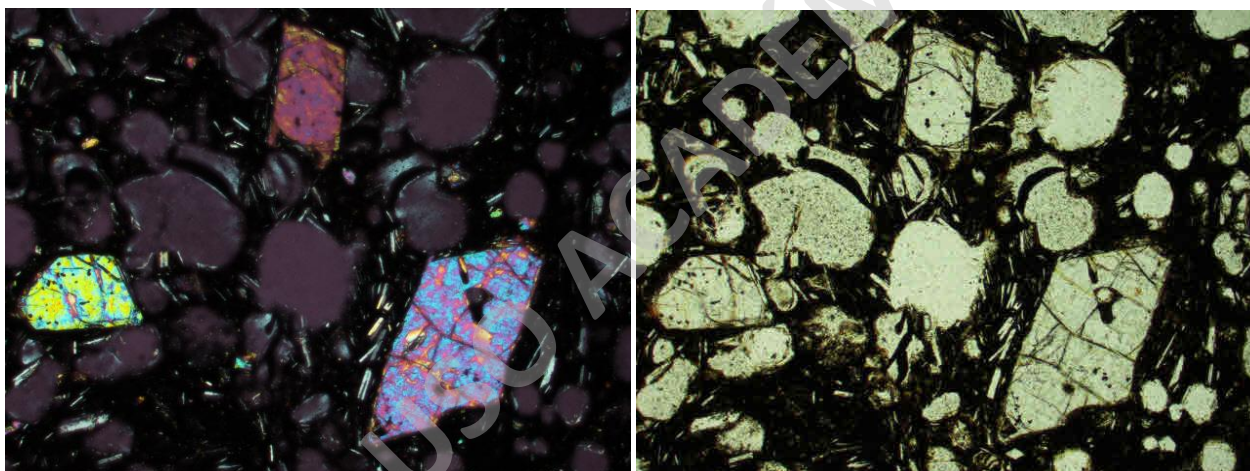


Figura 22. Microfotografía a nicoles cruzado (izquierda) y paralelo (derecha) de la muestra PAL30 (ocular 10x, objetivo 4x), donde se pueden reconocer algunas de las texturas y mineralogía antes mencionada.

4.4. Geoquímica de roca total

Se realizó análisis geoquímico para un total de 15 muestras asociadas a los CEM del GVAP (Tabla 2), todas provenientes de muestras de lavas a excepción de una muestra caracterizada como bomba (PAL30, Bota Piedra). Todas las muestras contienen un bajo contenido de LOI (entre 0 a 0,8% wt), por lo cual son consideradas aptas para realizar interpretaciones petrogenéticas. Para una caracterización más específica, se han realizado los análisis separando cada colada de lava por si sola, además de normalizar los datos considerando un 100% a la suma de óxidos libre de volátiles (Tabla 2). Se observa de manera general que las muestras presentan una química similar, con variaciones sutiles en los elementos traza.

Tabla 2. Resumen datos geoquímicos de las muestras analizadas, los óxidos se expresan como wt%, mientras que los demás elementos se encuentran en ppm, con excepción de Au expresado en ppb.

Lava	V.N 1		V. N 2			V. N. 3		V. E 1	V. E 2			Oeste 2	Oeste 1			B.P
Código	PAL-01	PAL-02	PAL-04	PAL-05	PAL-08	PAL-10	PAL-12	PAL-13	PAL-14	PAL-15	PAL-18	PAL-19	PAL-24	PAL-26	PAL-30	
SiO2	50,95	50,70	50,64	50,46	50,34	50,93	50,96	50,94	51,29	50,92	50,91	49,70	49,74	49,50	50,36	
Al2O3	17,09	17,44	17,40	17,65	17,65	17,73	17,89	17,15	18,10	17,98	17,61	18,48	17,88	18,58	17,72	
Fe2O3	9,73	9,08	9,50	9,22	9,40	9,21	9,14	9,19	9,04	9,17	9,18	9,82	9,66	9,86	9,60	
MgO	7,26	7,76	7,60	7,70	7,64	7,27	7,16	7,91	6,61	6,75	7,43	6,86	7,53	6,86	7,69	
CaO	10,05	10,25	10,14	10,33	10,25	9,73	9,68	10,09	9,77	9,83	9,89	9,84	10,05	9,94	9,69	
Na2O	2,93	2,86	2,82	2,80	2,83	3,06	3,06	2,82	3,05	3,16	3,01	2,91	2,71	2,87	2,83	
K2O	0,63	0,61	0,55	0,53	0,57	0,67	0,67	0,58	0,69	0,72	0,63	0,93	0,99	0,93	0,64	
TiO2	0,98	0,94	0,96	0,95	0,95	1,02	1,03	0,94	1,05	1,06	0,95	1,05	1,01	1,06	1,03	
P2O5	0,18	0,15	0,18	0,17	0,18	0,20	0,21	0,18	0,22	0,22	0,19	0,22	0,21	0,21	0,21	
MnO	0,16	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,16	0,16	0,15	
Cr2O3	0,03	0,06	0,06	0,05	0,04	0,04	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,08	
SUMA%	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
Ba	171	174	156	152	157	191	190	160	188	195	180	192	197	191	177	
Be	1	1	<1	1	2	1	<1	1	<1	<1	1	<1	<1	<1	2	
Co	35,9	37,3	38,8	37,8	38	37,5	36,3	39,4	33,9	34,7	35,9	34,1	37,6	35,1	38,6	
Cs	0,6	0,5	0,6	0,4	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,3	0,6	0,3	0,2	0,4	0,3	
Ga	16,4	16,4	15,2	14,7	13,8	14,3	14,9	13,9	14,5	15,8	13,6	14,6	14	15,3	13,9	
Hf	2	2,1	1,9	2	2	2,3	2,4	2,1	2,4	2,5	2,2	2	2,1	2,1	2,1	
Nb	3,4	3,1	2,7	2,5	2,5	3,5	3,4	3,1	3,7	3,7	2,9	2,4	2,1	2,3	3,2	
Rb	11,9	12,4	10,3	10,2	10,2	11,4	12,6	11,6	12,8	12,8	11,5	15,3	16,4	15,8	11,5	
Sr	415,7	427,9	427,4	425,1	439	488,4	482,5	426,4	486,9	498,8	437,6	610,5	625,6	630,4	451,5	
Ta	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,3	0,2	0,1	<0,1	0,1	0,2	
Th	1,5	1,7	1,4	1,4	1,4	1,8	1,8	1,7	1,8	1,7	1,7	1,6	1,8	1,9	1,6	
U	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,4	
V	225	215	222	222	224	201	208	214	204	231	214	242	238	244	211	

W	1,5	<0,5	3,9	1,1	0,6	0,8	0,7	<0,5	0,5	1,8	0,9	<0,5	<0,5	0,6	<0,5
Zr	81	82,9	71,9	70,4	71,6	90	92	78,8	96,8	95,7	81	74,7	73,4	76,5	86,5
Y	18,3	19,3	17,3	17,4	16,8	19,6	19,1	18,3	19,5	19,4	18,4	17,4	16,2	16,8	18,9
La	10,3	9,8	8,9	9	8,5	11	11,3	9,4	11,4	12	10,2	12	11,5	11,6	10,8
Ce	21,8	21,7	18,3	18,5	19,3	23,5	23,7	18,9	24,5	25,2	20,4	23,7	24	24,1	23,5
Pr	2,86	2,84	2,53	2,5	2,51	3,09	3,19	2,64	3,2	3,29	2,76	3,04	3,11	3,11	3,09
Nd	12,7	12	11,7	11,1	11	13,5	13,5	11,9	13,4	13,9	12,5	12,9	13,1	12,4	12,9
Sm	3,08	2,96	2,78	2,71	2,68	3,08	3,28	2,67	3,2	3,49	3	2,86	2,88	2,9	3,1
Eu	1,03	1	0,97	0,9	0,92	1,08	1,09	0,99	1,13	1,12	0,99	1,01	1	1,05	1,02
Gd	3,24	3,27	2,9	2,95	2,98	3,3	3,4	3,13	3,65	3,73	3,22	3,08	3,04	3,16	3,34
Tb	0,55	0,53	0,5	0,49	0,51	0,55	0,57	0,51	0,57	0,58	0,53	0,49	0,48	0,5	0,56
Dy	3,24	3,26	3,08	2,94	3,02	3,34	3,61	3,18	3,52	3,61	3,15	2,91	3,06	3,13	3,42
Ho	0,7	0,71	0,65	0,67	0,64	0,73	0,74	0,67	0,76	0,73	0,72	0,63	0,63	0,65	0,77
Er	2,14	2,12	1,96	1,97	1,92	2,1	2,16	2,06	2,16	2,34	2,02	1,86	1,89	1,93	2,15
Tm	0,3	0,3	0,28	0,29	0,28	0,31	0,3	0,29	0,32	0,31	0,28	0,27	0,26	0,27	0,3
Yb	1,95	1,96	1,76	1,84	1,8	1,87	2,06	1,9	2,08	2,04	1,85	1,67	1,65	1,77	1,89
Lu	0,29	0,28	0,28	0,28	0,27	0,3	0,32	0,29	0,31	0,31	0,28	0,26	0,27	0,27	0,3
Mo	0,9	1,8	2	0,9	1,1	0,8	1,3	1,2	0,9	1,2	0,9	1,1	1,2	1	2,1
Cu	34,9	32,1	34,8	29,1	33	31,1	37,3	32,2	38	22,7	23,9	26	10,6	27,5	20
Pb	3,3	1,9	1,8	1,6	1,5	1,7	1,1	0,9	1,5	0,9	0,9	1,5	0,9	1,2	1,7
Zn	47	97	41	40	46	43	37	35	38	40	41	56	25	37	39
Ni	66,3	79,9	72,3	80,8	86,1	89,1	96,6	93,4	62,4	71,9	84,7	32,3	36,4	31,9	112
Au	3,8	<0,5	1,8	1,3	2,2	1,7	1,7	0,7	<0,5	0,6	0,8	<0,5	1,7	1,1	1

4.4.1 Elementos Mayores

Como fue mencionado, la totalidad de las muestras presentan un comportamiento similar, con bajos contenidos de SiO₂ y Álcalis (% wt) entre 49,50 a 51,29, y 3,33 a 3,88 respectivamente, con valores de MgO entre 6,61 a 7,90, clasificándolas en la categoría de basaltos según el diagrama de Total Alcalis vs. Silice o diagrama TAS (Le Bas *et al*, 1986) (Figura 23). Mientras que los diagramas de Alcalis vs. SiO₂ de Irvine y Baragar, (1971), indican que los CEM de GVAP presentan signatures subalcalinas (Figura 24).

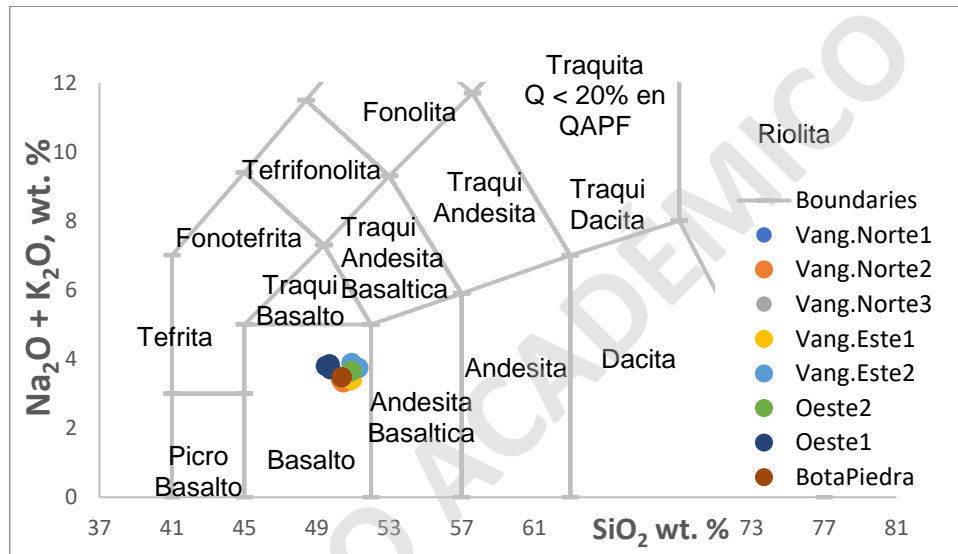


Figura 23. Diagrama TAS de clasificación de rocas (Le Bas *et al*. 1986), es observable que la totalidad de las muestras se encuentran en el campo de basaltos.

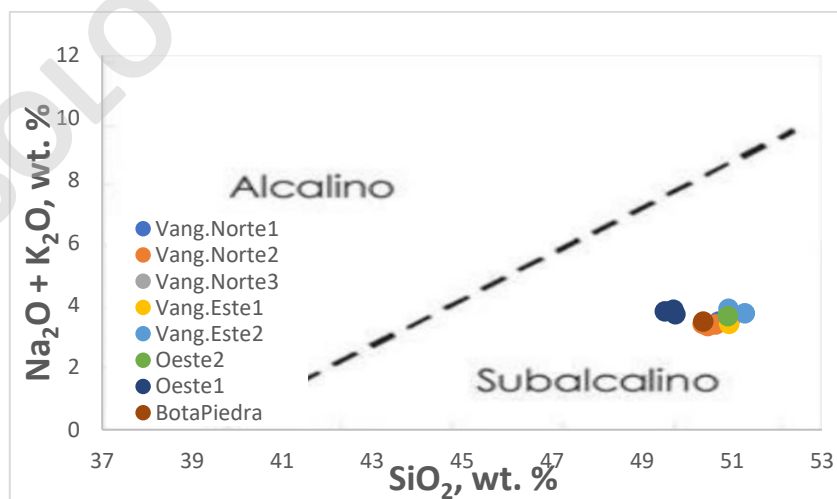


Figura 24. Diagrama SiO₂ vs Alcalis, para analizar series alcalinas. Se evidencia que la totalidad de las muestras presentan una serie subalcalina.

Por su parte, en el diagrama “AFM” (Irvine y Baragar, 1971) (Figura 25), se aprecia que las muestras se encuentran en el límite entre las series calcoalcalinas y toleíticas, aunque tiene preferencia a la serie calcoalcalina. Para una mejor lectura de estos datos se realizó también el diagrama SiO_2 vs. K_2O (Eawrt, 1982) (Figura 26), denotando que, si bien se encuentran cercano al límite, la totalidad de las muestras presentan signatura calcoalcalina.

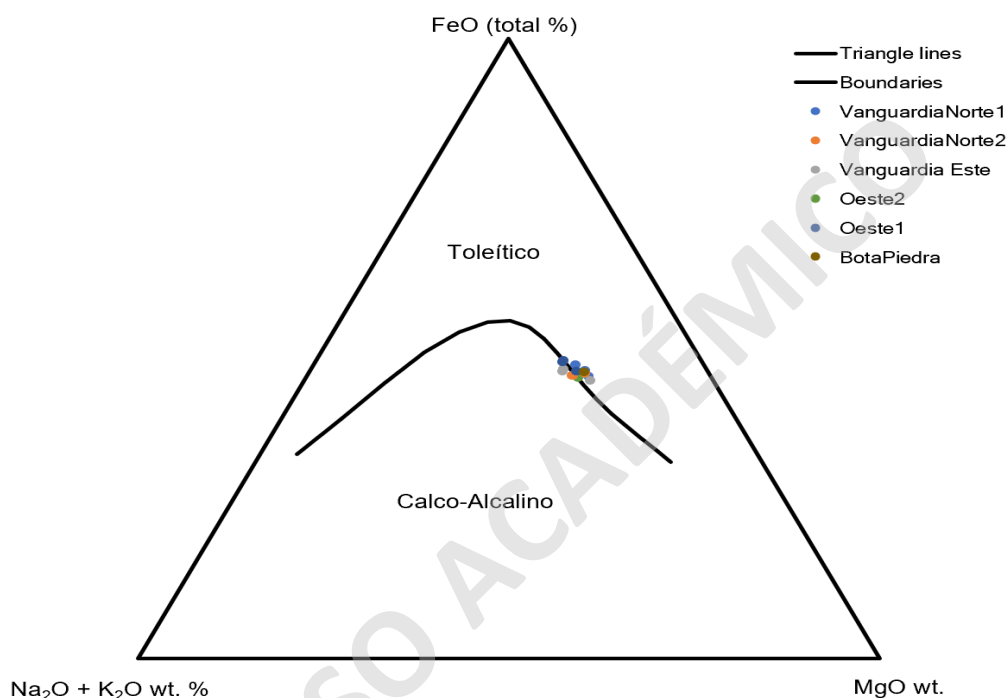


Figura 25. Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971).

Para los diagramas Harker se utilizó el MgO (wt% normalizado) como índice diferenciador debido a la poca variabilidad de SiO_2 en las muestras (49,50 a 51,28, teniendo las menores concentraciones Oeste 1), y se clasificaron y trabajaron las unidades según los distintos eventos eruptivos (lava), por sobre la proveniencia de las coladas (CEM). Se puede observar en la tabla 2 que los contenidos de MgO varían entre 6,61 y 7,90 wt%, teniendo los menores valores las muestras provenientes de Oeste 1, mientras que el contenido de K_2O varía entre 0,53 y 0,99 teniendo las mayores concentraciones las muestras de Oeste 1.

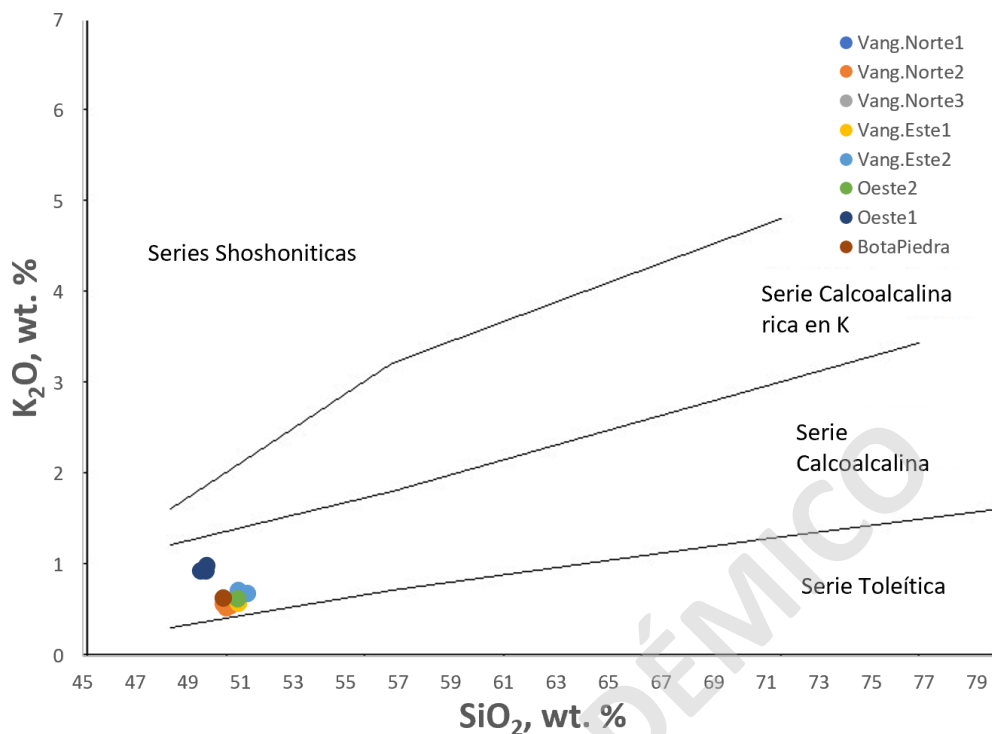


Figura 26. Diagrama de SiO₂ vs K₂O (Ewart, 1982) como discriminador de serie. A partir de este diagrama se corrobora que la totalidad de las muestras se encuentran bajo una serie Calcoalcalina.

Los diagramas Harker (Figura 27) evidencian que los elementos corticales como SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O, P₂O₅ y TiO₂ presentan una tendencia lineal negativa con respecto a MgO de manera generalizada, es decir, que aumentan mientras el MgO decrece. Cabe destacar que las muestras provenientes de Vanguardia Este 2 y Oeste 1 estarían enriquecidas en dichos elementos, mientras que Vanguardia Norte 2 y Vanguardia Este 1 presentarían los mínimos valores. Para elementos como CaO y el Cr₂O₃ se observa que presentan un comportamiento lineal positivo con respecto al MgO, donde muestras como Vanguardia Norte 2 y Vanguardia Este 1 presentan enriquecimiento conforme aumenta el MgO, en contraste con Vanguardia Este 2 y Oeste 1. Por otro lado, elementos como FeO y MnO parecieran tener un comportamiento más errático, por lo cual no se pueden establecer correlaciones claras ni un comportamiento sistemático en estos elementos. Por una parte, se observa que el Fe₂O₃ presenta valores entre 0,94 y 0,98, teniendo los máximos valores las muestras de Oeste 1, mientras que para el MnO este comportamiento errático podría deberse a la baja variabilidad de este elemento en las muestras. Es apreciable a su vez, que las muestras provenientes de Oeste 1, suelen alejarse de los comportamientos generales del resto de las muestras, esto para todos los elementos mayores u óxidos, presentando enriquecimiento en casi la totalidad

de los elementos mayores analizados con excepción del SiO₂, Na₂O y Cr₂O₃, elementos en los cuales se encontraría empobrecido en comparación con las demás muestras.



Figura 27. Diagramas Harker de elementos mayores vs. MgO.

4.4.2 Elementos Trazas

Al igual que para los elementos mayores, se realizaron los diagramas de variación con respecto al MgO (wt% normalizado) como índice diferenciador, y se agruparon a aquellos elementos que tienen un comportamiento geoquímico similar, separando así en elementos “large ion lithophile element” o LILE, “high field strength element” o HFSE y elementos de transición. Como se mencionó anteriormente las diferencias de estas muestras suelen ser mínimas (en un rango acotado

de valores), aun así, es posible observar pequeñas variaciones en los elementos traza y REE, en especial diferencias atribuibles a las muestras de Oeste 1 en relación con el resto de las muestras.

Para los elementos LILE, se puede observar que Ba, Rb y Sr presentan una tendencia lineal con pendiente muy cercana a 0, debido a que las variaciones en los contenidos de dichos elementos suelen ser pequeñas. Se destaca nuevamente, que las muestras obtenidas de Oeste 1 se distinguen del resto, siendo más enriquecida en estos elementos, especialmente en Rb, Sr y levemente en Ba.

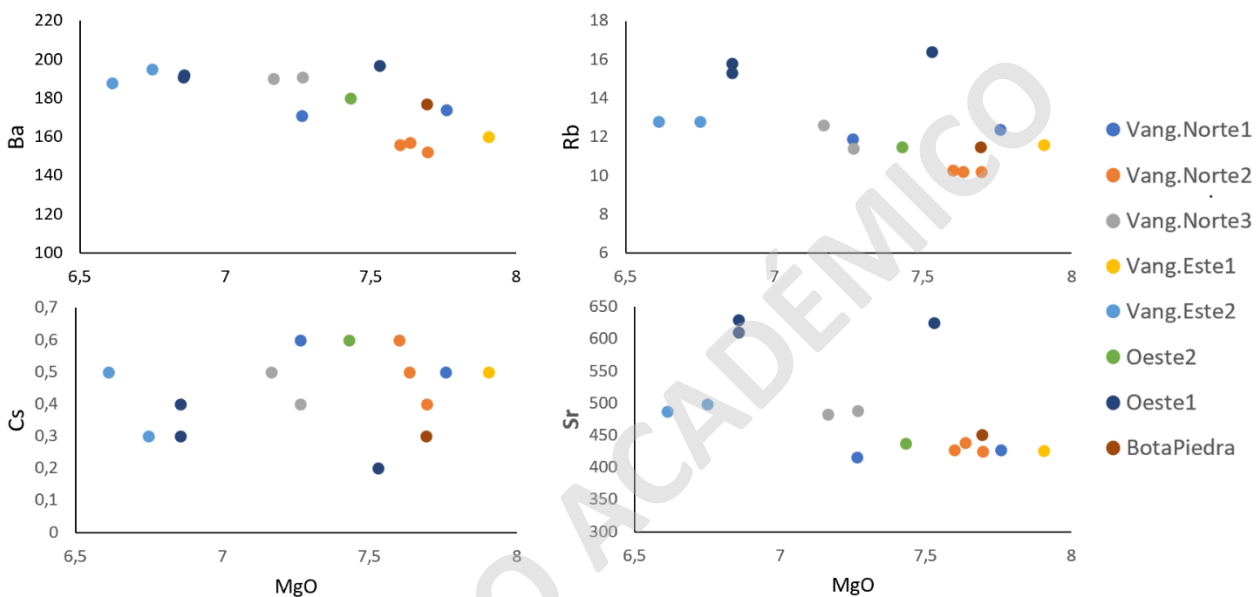


Figura 28. Diagramas Harker de elementos LILE vs. MgO.

Los diagramas de HSFE (Figura 29) (Zr, Nb, Th, La, Yb) también evidencian tendencias negativas generales con respecto al MgO, donde las muestras de Oeste 1 presentan un leve empobrecimiento de Nb, Yb y Zr relativo a su contenido de MgO al comparar con el resto de los datos. Mientras que Vanguardia Este 2 presentaría los máximos valores para HSFE en general.

Para los elementos de transición (Figura 30), los elementos Co, Ni y Cr_2O_3 presentan una tendencia lineal positiva con respecto a MgO, debido a que estos elementos suelen ser incorporados en las fases de minerales máficos presentes, mientras que Ga y V no presentan una tendencia clara debido a la poca variabilidad de los datos.

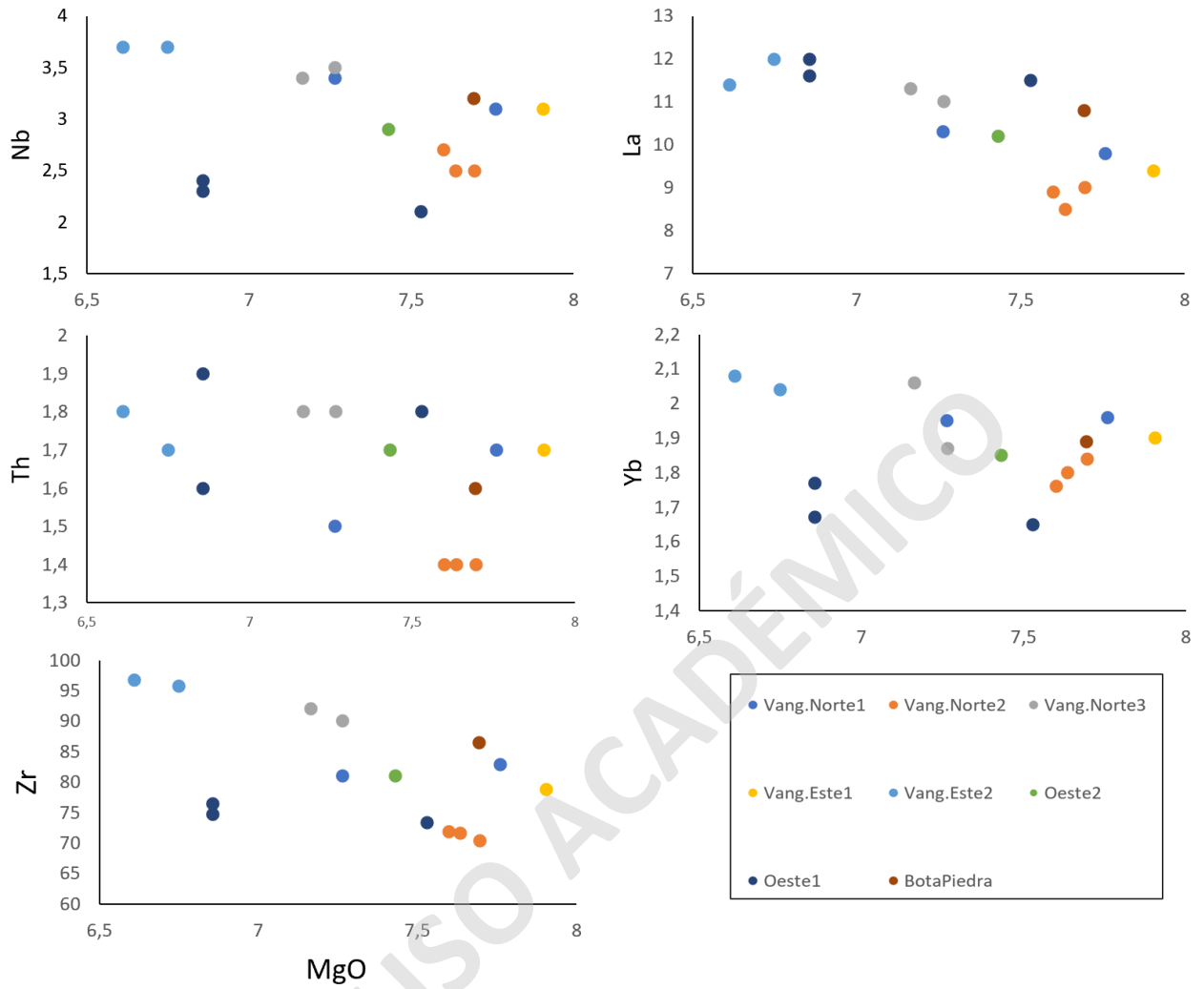


Figura 29. Diagramas Harker de elementos HSFE vs. MgO.

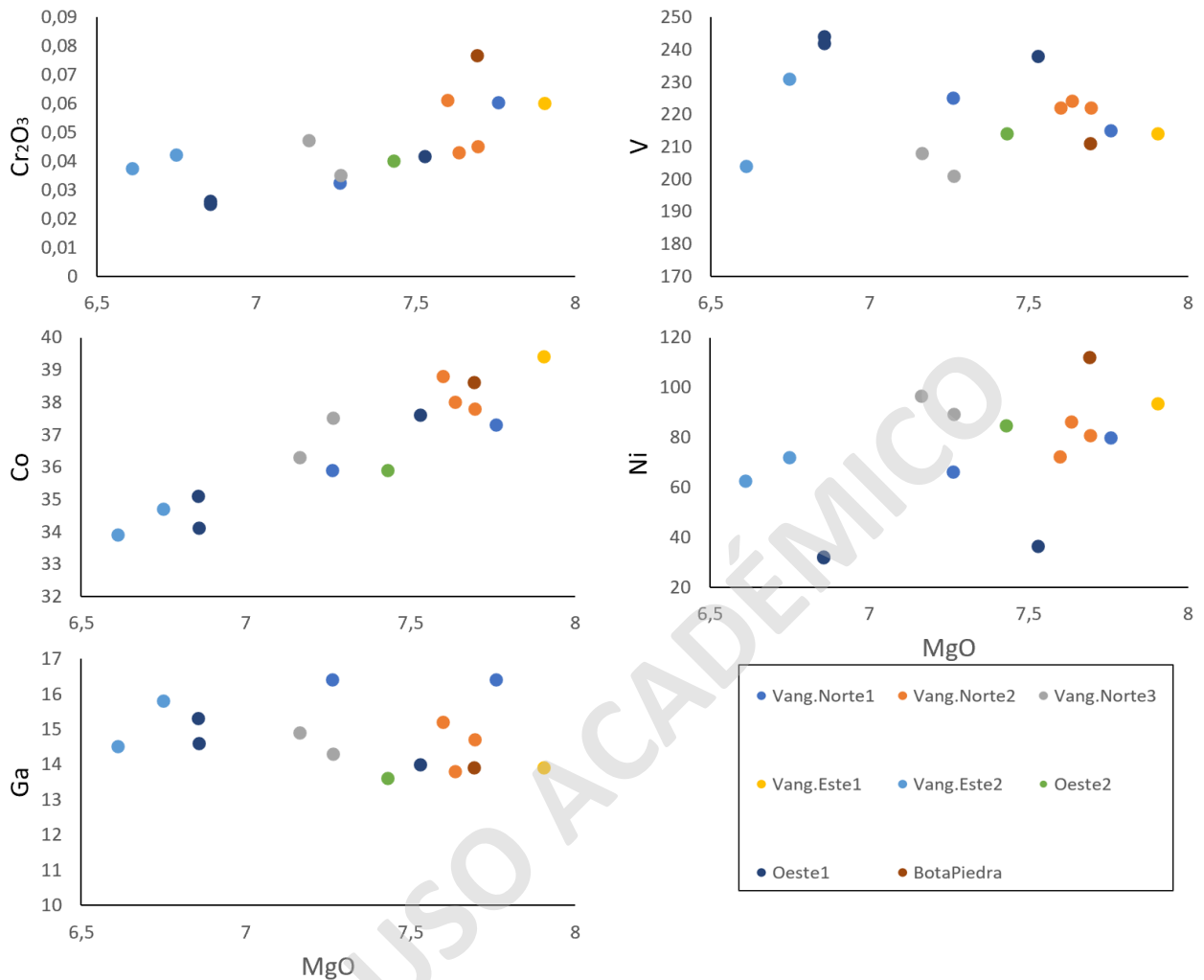


Figura 30. Diagramas Harker elementos de transición vs. MgO.

4.4.3. Tierras Raras

Los diagramas de tierras raras o REE normalizados a Condrito (Sun y McDonough, 1989), evidencian un comportamiento similar para todas las muestras de lavas, evidenciando mayores concentraciones en LREE en comparación con las HREE (Figura 31). Por su parte, las muestras de Oeste 1 presentan un leve enriquecimiento en LREE, y un leve empobrecimiento en HREE con respecto a la totalidad de las muestras, destacando también leves anomalías negativas de Sm, Dy e Yb. Por otro lado, las muestras de Vanguardia Este 2 y Vanguardia Norte 3 se caracterizan por estar enriquecidas en REE con respecto al general de las muestras.

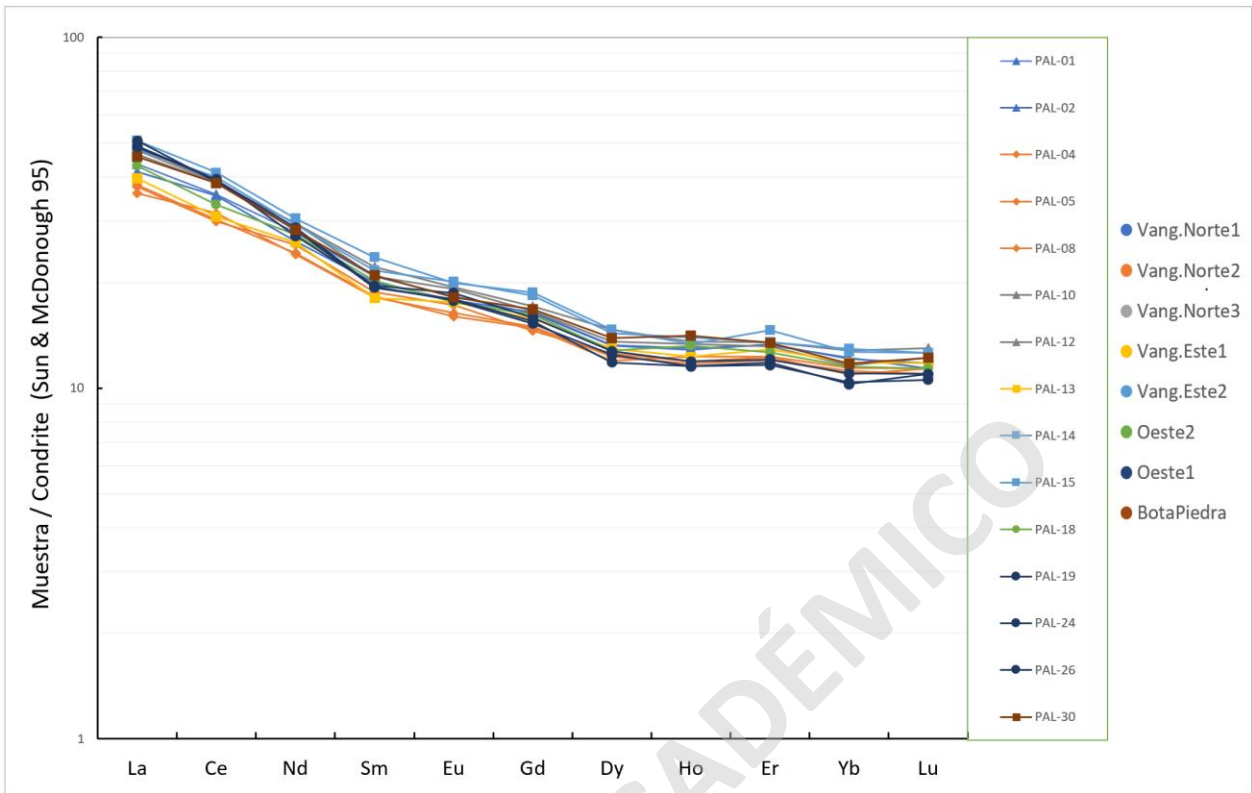


Figura 31. Diagrama de REE general normalizado a condrito.

En cuanto a las razones con respecto a las pendientes de las REE, se obtuvieron valores promedio de 3,54 y 10,35 para LREE (La/Sm) y HREE (Sm/Lu) respectivamente, donde, las muestras provenientes de Oeste 1 muestran los mayores valores en dichas pendientes en especial en LREE, obteniendo valores promedio de 4,06 para La/Sm y 10,80 para Sm/Lu, versus valores de 3,40 y 10,22 para La/Sm y Sm/Lu respectivamente en el resto de las muestras.

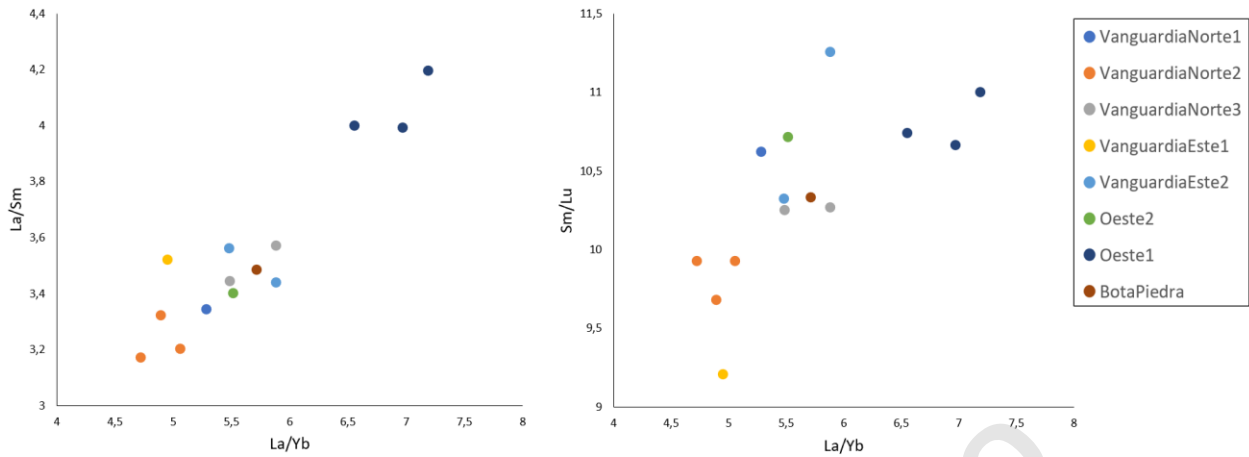


Figura 32. Diagramas de razones de REE para evaluar las pendientes de LREE (izquierda) y HREE (derecha).

4.4.4 Multielementos

Los diagramas multielementos o Spider normalizados a NMORB (Sun y McDonough, 1989), evidencian un comportamiento típico de magmatismo de arco continental, con anomalías positivas de Sr y negativas de Nb y Ti (Figura 33). Se puede observar también que el elemento Pb presenta un comportamiento con anomalías positivas, y gran variabilidad dentro de las muestras.

Por su parte, las muestras provenientes de Oeste 1 nuevamente difieren en el comportamiento general del grupo de muestras, ya que se observa enriquecimiento relativo en algunos elementos LILE y LREE, y empobrecimiento en elementos HSFE y HREE.

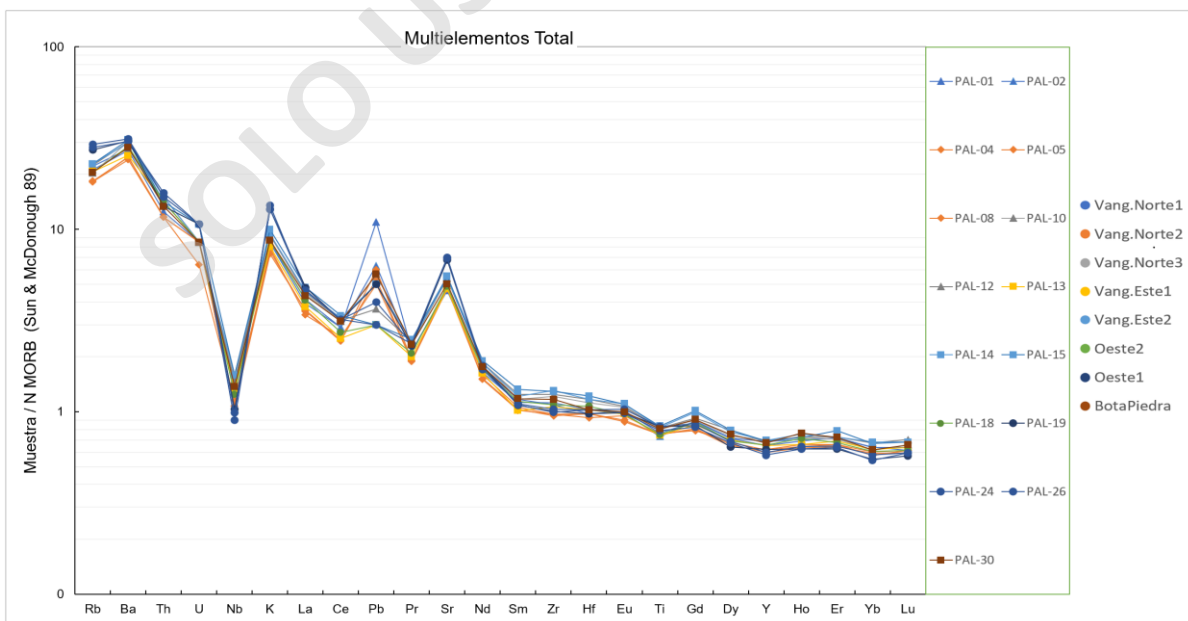


Figura 33. Diagramas multielementos o Spider para las lavas por separado y en general. Normalizado a NMORB.

5. DISCUSIÓN

5.1 Morfología

Los procesos que llegaron a formar los CEM de GVAP fueron similares, debido a que fueron definidos como conos monogenéticos de escoria, los cuales responden a las características generales descritas por Sigurdsson (1999), esto en cuanto a forma y dimensiones (diámetro, altura y pendiente). Además, el tipo de estructura propuesta guarda relación con una baja razón agua/magma y, por ende, la poca o nula participación de niveles freáticos en estas erupciones. Cabe destacar que Oeste 1 presenta las máximas dimensiones de los conos norte de GVAP, además de tener la colada de lava de mayor extensión y área, junto con los depósitos de caída y de densidad piroclástica de mayor espesor. Esta mayor volumetría sugiere un carácter más explosivo en comparación al resto de los CEM.

En cuanto a la formación de los conos, los procesos para Oeste 1, 2 y Bota Piedra debiesen ser similares, ya que se reconoce como evento final una etapa netamente explosiva donde se termina de generar el edificio volcánico, generando así cráteres de manera simétrica, donde posiblemente los eventos efusivos de emisión de lava sean previos. Aun así, no se descarta que estás lavas sean posteriores y se abrieran paso bajo el edificio volcánico. Existe para los conos Oeste también el colapso de una de sus laderas, generando morfologías de escarpes pronunciados en los flancos sur de dichos CEM.

Para los CEM de Vanguardia estos procesos son difusos, pero, habitualmente este tipo de morfología de conos comienza con fases explosivas donde se inicia la formación del edificio volcánico, seguido de una mezcla de fases explosivas y efusivas, donde se reconocen lavas y se termina de generar la morfología de volcán.

En cuanto a la asimetría de los conos Vanguardia, pueden deberse a que se encuentran adosados sobre la ladera de un alto topográfico, lo que propicia que el desarrollo de los flancos del edificio volcánico sea de manera preferente en dirección norte y este, ya que en dirección sur choca rápidamente con la topografía.

5.2. Edad

La buena preservación de los CEM indica en una primera instancia que no han estado expuestos por mucho tiempo a los agentes erosivos de la zona, pudiendo acotar una edad relativa posterior a la última era glacial que tuvo paso por esa zona, llamada glaciación Llanquihue (13,9Ka).

Mediante relaciones de cortes observadas en terreno se interpreta que el cono Oeste 1 sería el más antiguo de todos, ya que la lava Vanguardia Norte 1, proveniente del CEM Vanguardia 1, se encuentra en contacto, sobreyaciendo los conos Oeste 1 y 2, lo que sugiere que ya estaban cuando dicha lava llegó a las faldas de estos CEM. Posteriormente, en orden cronológico vendrían los demás conos de Vanguardia, ya que sus productos volcánicos se encuentran sobre la lava Vanguardia Norte 1.

Finalmente, para el cono Bota Piedra se desconoce una edad relativa en relación con los otros CEM, ya que no son reconocibles de buena forma las relaciones de contacto de sus productos volcánicos. Aun así, Toloza (2017) lo ubica entre la formación de los conos Oeste y Vanguardia, ya que un depósito de caída asociado a este se encuentra bajo la lava Vanguardia Norte 1 (el cual no fue apreciable en la campaña de terreno) (Figura 34).

Estudios cronoestratigráficos en los depósitos de caída del centro eruptivo Oeste 1, estiman edades entre 9,5 ka a 11 ka, mediante métodos de ^{14}C (Naranjo y Stern, 2004; Stern *et al.* 2013; Watt, 2010). Además, según Toloza (2017), los productos provenientes de Bota Piedra y de la lava Vanguardia norte 1, tendrían edades entre los 5,9 a 5,3 ka (edades relativas calculadas a partir de otros productos volcánicos que sirven de base y techo para los productos antes mencionados, Figura 35). Lo cual indicaría un gap temporal entre Oeste 1 con los demás CEM de GVAP de al menos unos 4 a 6 ka, lo cual podría incidir en las diferencias composicionales observadas en los productos volcánicos provenientes de Oeste 1. Mientras que el resto de los conos estudiados se encontrarían levemente espaciados en el tiempo, siguiendo patrones composicionales similares.

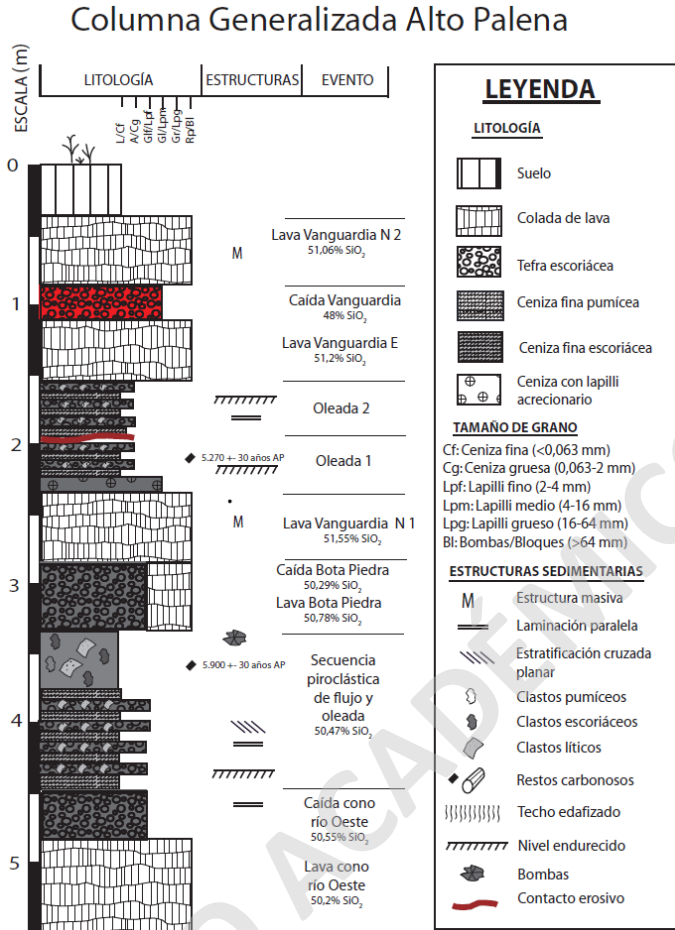


Figura 34. Extraído de Toloza (2017), columna generalizada para los volcanes norte de GVAP.

5.3. Análisis textural

Las muestras analizadas corresponden a lavas y bombas provenientes de los CEM, presentando similitudes mineralógicas, difiriendo en porcentajes de fenocristales, vesículas y vidrio. A su vez se destaca que las muestras de Oeste 1 no presentan fenocristales de piroxenos.

La totalidad de las muestras exhiben textura hipocristalina y porfírica (glomeroporfírica a microscopio) y evidencian 2 etapas de enfriamiento y cristalización, la primera con una baja tasa de enfriamiento y nucleación que genera un mayor crecimiento de cristales formando los fenocristales de olivino, plagioclasa y clinopiroxenos. La segunda etapa corresponde a una alta tasa de enfriamiento y nucleación en niveles superficiales del magma, donde se forman microlitos de olivino, clinopiroxenos y plagioclasa con un bajo crecimiento, además de la generación de vidrio volcánico.

La falta de familias de fenocristales de tamaños intermedios (entre fenocristales y microlitos), podrían responder a la falta de un período de residencia intermedio, ya que se podrían generar las condiciones óptimas para nuevas etapas de cristalización de fenocristales.

En la primera etapa de cristalización se da la textura glomeroporfírica, debido a un crecimiento de los cristales en forma de cúmulos para un ahorro energético, aprovechando superficies de otros minerales para comenzar la nucleación y su posterior crecimiento (Shelley, 1993).

Texturas de desequilibrio tendrían lugar posterior a la formación de fenocristales, como consecuencia de cambios termodinámicos en las condiciones iniciales del magma (como temperatura, presión, y cambios químicos), lo cual podría deberse a ascensos rápidos o nuevos inputs de magmas (Shelley, 1993). Observando en las muestras texturas esquelética y de reabsorción en olivinos, y sieve en plagioclasa. Las muestras que no presentan estas texturas evidenciarían la ausencia de estos procesos o que dichos procesos fueron graduales, teniendo el tiempo suficiente para que los fenocristales se reequilibraran con el medio.

Una vez en superficie, la textura piroclástica de la bomba proveniente de Oeste 1 (PAL25), indica una actividad eruptiva explosiva. También se genera la textura pilotaxítica presente en algunas muestras, que evidencia flujos al interior de la colada de lava, viendo de esta forma plagioclasas orientadas rodeando a los fenocristales de olivino. Mientras que la textura vesicular presente en casi la totalidad de las lavas indica procesos de exsolución y desgasificación de fases volátiles presentes.

La alteración a iddingsita y los bordes alterados a opacos en olivinos, ocurren en condiciones post eruptivas, debido a desequilibrios en condiciones superficiales.

5.4. Composición química

5.4.1 Cristalización fraccionada (Descompresión e isobárico)

Las tendencias en los elementos Harker permiten inferir en una primera instancia la acción de procesos de cristalización fraccionada, esto, ya que ciertos elementos comienzan a empobrecerse en los líquidos residuales a medida que se diferencian los magmas, debido a que son captados por las fases mineralógicas presentes. Por ejemplo, el diagrama SiO_2 vs MgO es utilizado como indicativo de cristalización fraccionada de olivino, el cual concuerda con las pendientes positivas de elementos como Ni y Co vs MgO , elementos que también son incorporados en los cristales de

olivino. De igual manera el diagrama $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. MgO evidencia fraccionamiento tanto de olivino como de clinopiroxeno (ya que este último presenta una mayor razón $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ en comparación con la plagioclasa). Cabe destacar que, si bien se observa una tendencia que evidencia dichos fraccionamientos, para el caso del clinopiroxeno, está es mucho menor en comparación al olivino (Figura 35).

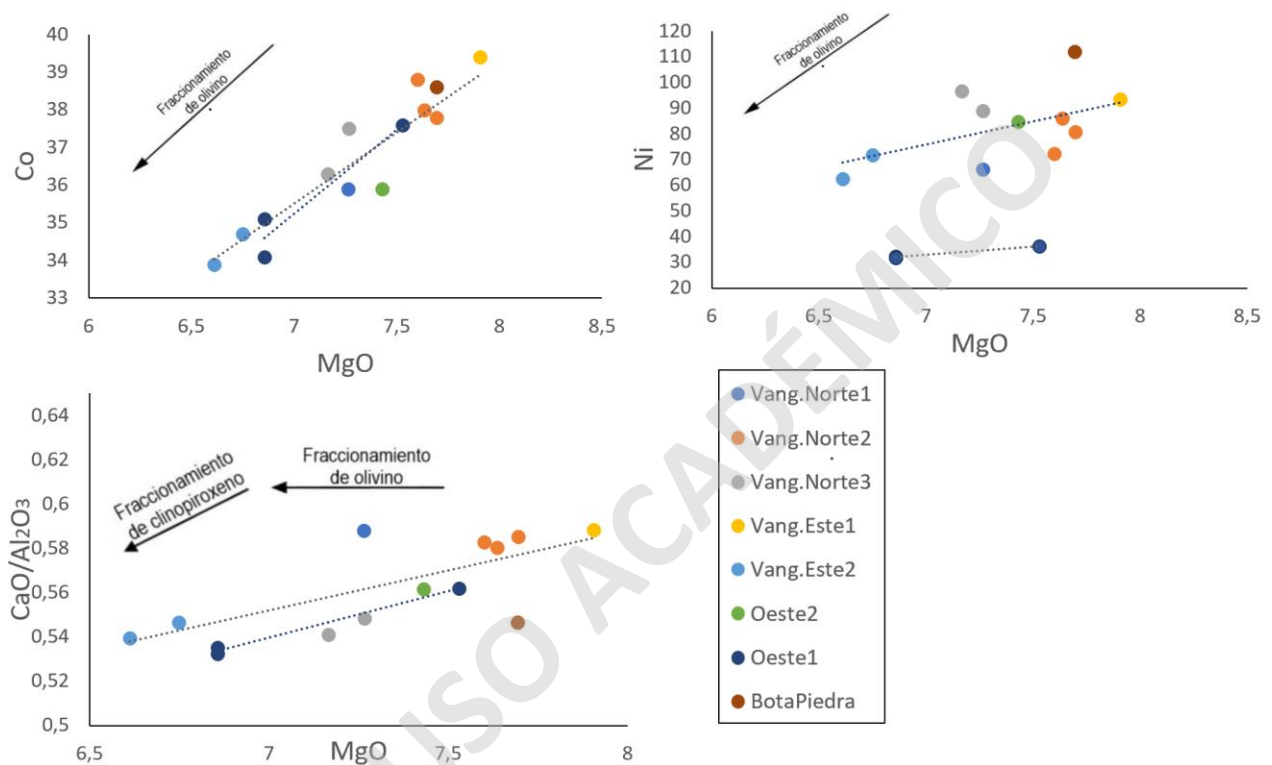


Figura 35. Diagramas Harker de elementos de transición vs MgO , y $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. MgO , indicadores de fraccionamiento de fases mineralógicas presentes.

El diagrama CaO vs. MgO define una tendencia lineal positiva que demuestra procesos de fraccionamiento para clinopiroxeno y/o plagioclasas. Para saber que fase mineral es la que está fraccionando se analizan los diagramas de Sr vs CaO y V vs CaO (Figura 36), ya que el V reemplaza al CaO en la estructura de los clinopiroxenos, no así en la plagioclasa. Teniendo en cuenta que V también puede fraccionar en óxidos de Fe-Ti . Por otro lado, para evidenciar fraccionamiento de plagioclasas se analizan los diagramas de Sr vs CaO , ya que este sí reemplaza al CaO en su estructura cristalina.

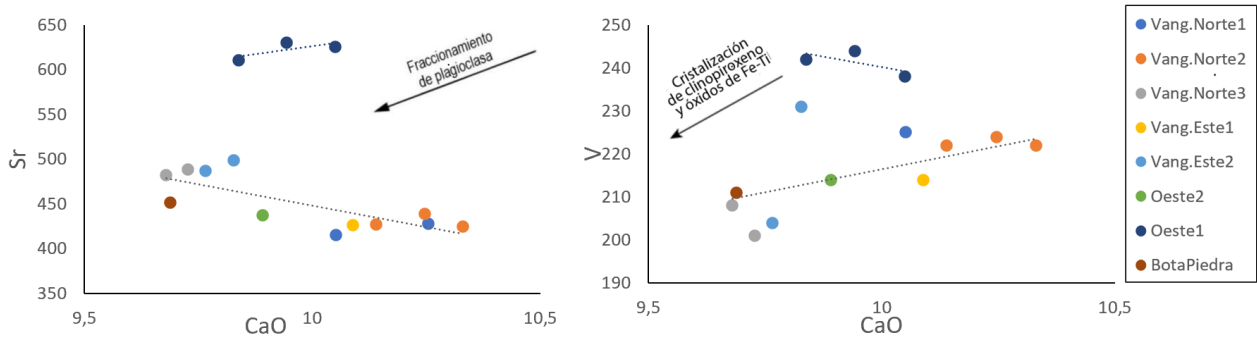


Figura 36. Diagramas Harker Sr y V vs. CaO, indicadores de fraccionamiento de plagioclasa y clinopiroxeno respectivamente.

Mediante los gráficos se observa que ocurre fraccionamiento de clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti para el grupo general de muestras, con excepción de las provenientes de Oeste 1, donde posiblemente esta fase mineral no ejerza un control significativo en la modificación de la composición del magma. Para el caso de la cristalización fraccionada de plagioclasas las variaciones son tan pequeñas que no es concluyente para Oeste 1, ni para el resto de las muestras. Por otro lado, si se observa el comportamiento de cada colada de lava por separada, es observable que posiblemente si ocurre fraccionamiento de plagioclasas en menor medida.

Es debido a esto, que se realizaron modelos de cristalización fraccionada mediante el software COMAGMAT (Ariskin *et al.*, 1993; Ariskin y Barmina, 2004), con el fin de ver el grado de influencia que puede tener este proceso en la diferenciación de las lavas del sector, y si es capaz de explicar la variabilidad química presente en los grupos de lavas.

Al realizar los modelos se debe tener en cuenta que se elige entre las muestras a aquella que servirá como magma parental, eligiendo así la muestra más básica, usando como criterio aquella con mayor valor en wt% de MgO y/o número magnésico, siempre y cuando todas las muestras sean cogenéticas. Para determinar lo anterior, se utiliza el diagrama de Nb vs. Zr (Figura 37) ya que son elementos muy incompatibles que se fraccionan en tasas similares, por lo que las muestras debiesen pasar por una pendiente promedio que conecte a dichas muestras.

Se observa en la figura 37, que existe una tendencia lineal clara para la totalidad de las muestras con excepción una vez más de las muestras provenientes de Oeste 1, por lo cual se considera que éstas no serían cogenéticas con el resto, lo que es consistente con las leves diferencias de elementos vistas anteriormente, separando así dos grupos de lavas, que provendrían por ende de dos magmas

parentales distintos. El primer grupo denominado grupo A es definido por la totalidad de las muestras con excepción de las provenientes de Oeste 1, las cuales se definieron como el grupo B. Si bien las pendientes de ambas tendencias son similares (0,037 para la tendencia general, y 0,036 para tendencia Oeste 1), la ecuación de la recta muestra que éstas serían subparalelas, por lo cual nunca una será parte de la otra.

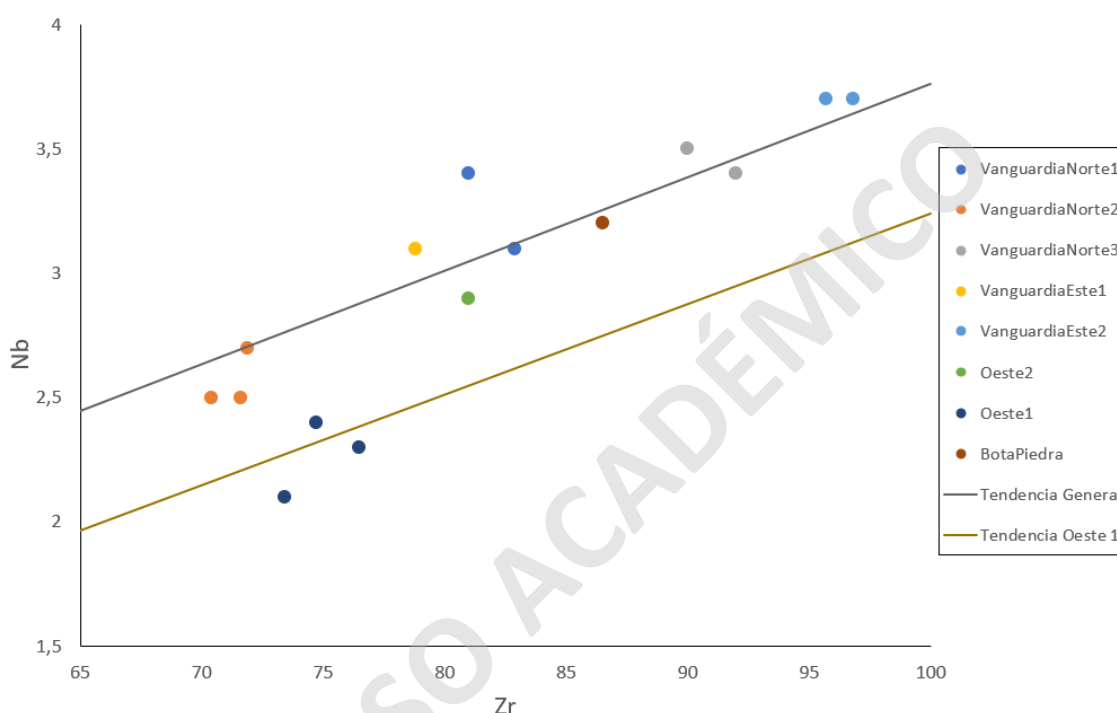


Figura 37. Diagrama Zr vs. Nb, utilizado como discriminador de muestras cogenéticas.

Se realizaron dos modelos para cada grupo a partir de los datos bases de la zona recopilados mediante bibliografía. Entre estos, valores de agua de 1,8 wt%, estimados en inclusiones fluidas (Watt, 2013), temperaturas que bordean los 1170°C, presiones superiores a 4kbar, estas últimas calculadas bajo los termómetros de Putirka en olivinos (Watt, 2013), y buffer de oxígeno QFM +1 (Watt, 2010). Teniendo esto como base, se estiman los parámetros como rangos de profundidad (kbar) y velocidad de ascenso, buscando así aquellos modelos que calzan de mejor manera con las muestras, y al mismo tiempo respondan con valores coherentes que se pueden dar en estos ambientes.

A partir de lo anterior se modeló el grupo A utilizando como muestra parental PAL13, proveniente de Vanguardia este 1 (cono Vanguardia 3). Se simularon condiciones para modelos isobáricos y descompresivos, que emulan condiciones de almacenamiento y de ascensos directos

respectivamente. Para los modelos descompresivos se simulan condiciones de magma bajo velocidades rápidas y lentas, obteniendo de los ascensos rápidos modelos que se alejan del comportamiento real de las muestras, e incluso que no logran responder a las muestras más diferenciadas.

Para los modelos de ascensos lentos, las condiciones introducidas en el software COMAGMAT que mejor responden al comportamiento de las muestras fueron presiones entre 6.5 a 7 kbar, contenidos de agua de 1,8 wt%, buffer de oxígeno QFM (Myers y Eugster, 1983) con valor de +1, y velocidades de ascenso lenta que se traducen en $dP/dF = 0,03$ e incremento de cristalización de 0,1% (Ariskin y Barmina, 2004).

Es observable que los modelos se aproximan bastante a las muestras del grupo A, más aún los elementos con mayor afinidad cortical (Figura 38) como K_2O , Na_2O , y SiO_2 , además, los distintos modelos no presentan grandes variaciones. El SiO_2 por su parte, presenta un mayor desfase, debido a que la muestra parental elegida posee un alto contenido de este elemento, por lo cual el modelo parte con un contenido de SiO_2 mayor en comparación con otras muestras más diferenciadas.

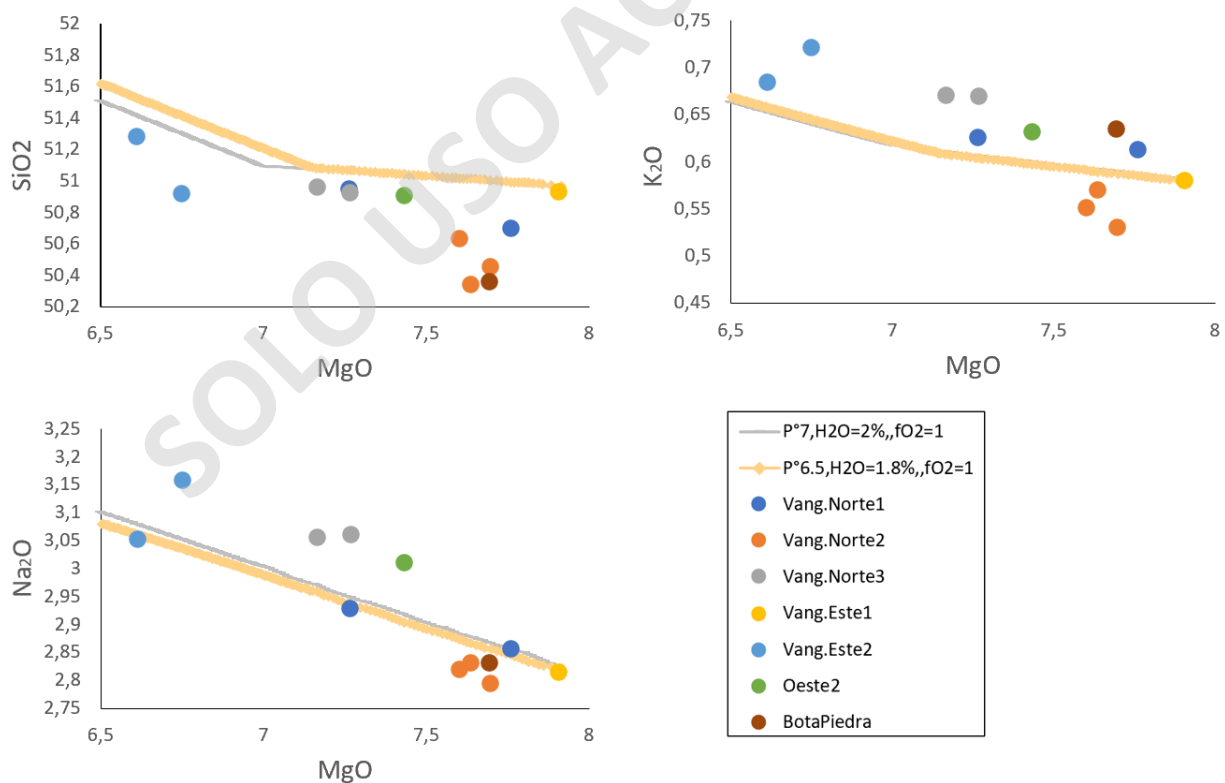


Figura 38. Modelo de cristalización fraccionada mediante ascenso lento para el grupo A, comparado con elementos de afinidad cortical.

Por otro lado, los elementos con una menor afinidad cortical presentan una mayor variabilidad entre los modelos (Figura 39), los cuales son más susceptibles a cambios en los parámetros de entrada como profundidad de inicio del sistema, buffer y/o contenido de agua. Aún así, se observa que los modelos logran explicar la variabilidad química como respuesta a procesos de fraccionamiento mineral de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno, bajo las condiciones dadas.

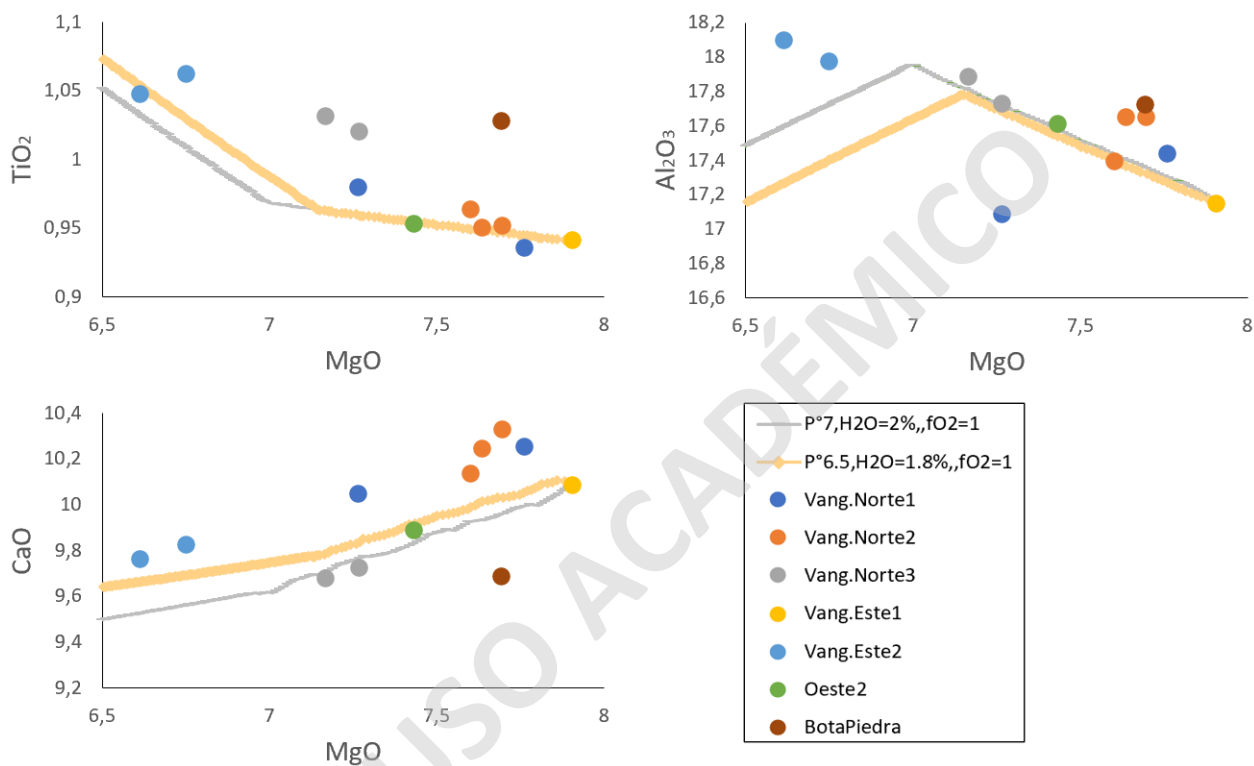


Figura 39. Modelo de cristalización fraccionada mediante ascenso lento para el grupo A, comparado con elementos de menor afinidad cortical.

Los modelos isobáricos del grupo A suponen un estancamiento y almacenamiento del magma bajo presiones estimadas en un rango entre 5,5 a 6 kbar, buffer de oxígeno QFM + 1, y contenidos de agua de 1,8 wt%. Es observable que estos modelos (Figura 40) parecen ajustarse de mejor forma a las muestras en comparación a los modelos de descompresión, esto para todos los elementos mayores, evidenciando que la variabilidad química es producto de la cristalización fraccionada (de olivinos, plagioclasas y clinopiroxenos) a menores presiones y bajo diferentes escenarios que en el caso anterior. Se evidencia que las muestras provenientes de Vanguardia Este 2 es la que representa mayor desfase en los modelos, en especial en elementos con menor afinidad cortical.

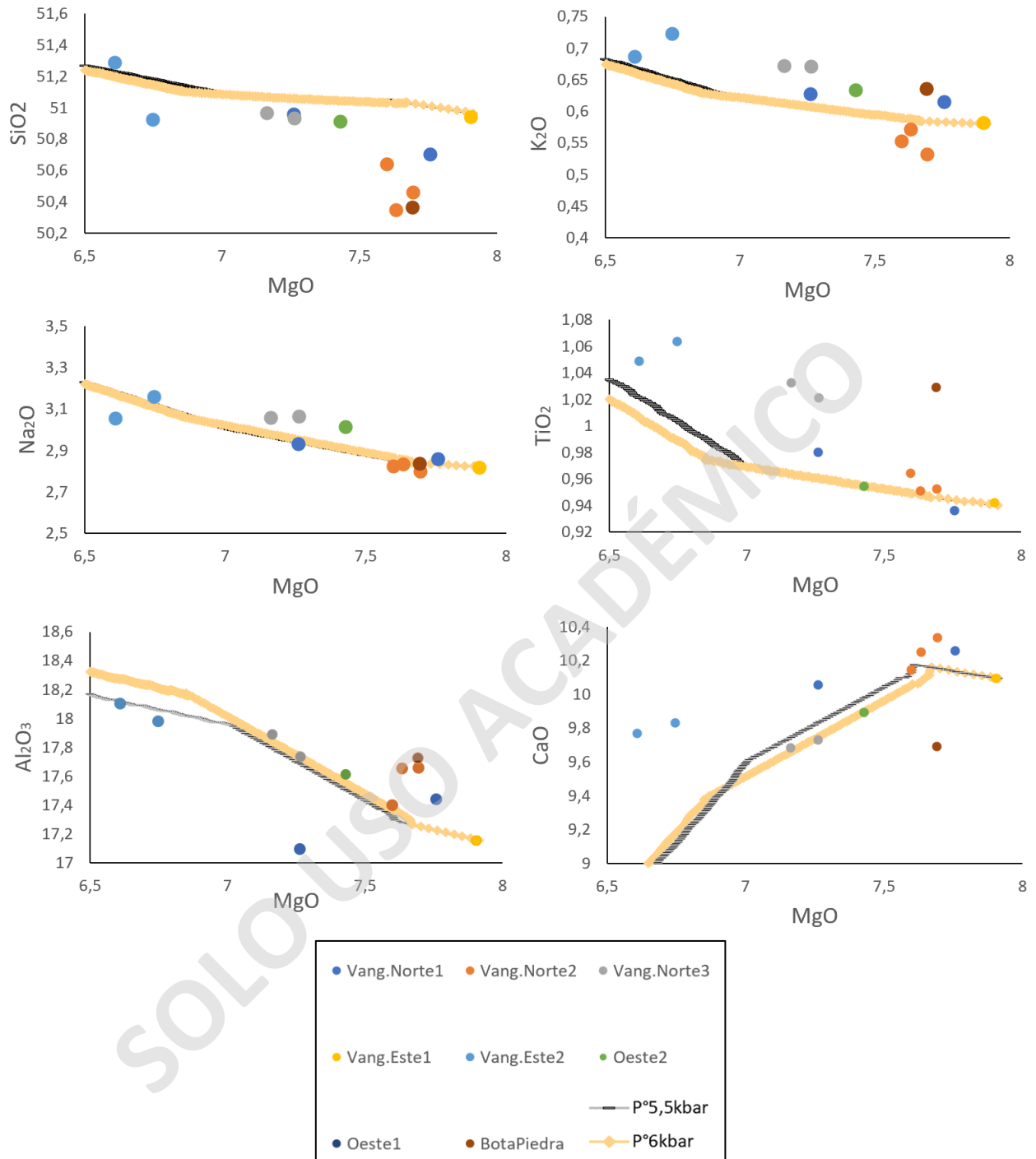


Figura 40. Modelo isobárico de cristalización fraccionada para el grupo A, comparado con elementos mayores.

Para el grupo B, se utilizó como muestra parental a PAL24, y al igual que en el caso anterior, se realizaron modelos isobáricos y de descompresión (rápidas y lentas), siendo los modelos isobáricos, aquellos que mejor respondían al comportamiento de las muestras.

Las condiciones de entradas para modelar descompresión en COMAGMAT fueron similares, presiones entre 6,5 a 7 kbar, buffer de oxígeno QFM +1, contenidos de agua de 1,8 wt%, y velocidades de ascenso tanto lenta como rápida (Ariskin y Barmina, 2003) que se traducen en $dP/dF = 0,03$ y $0,06$ respectivamente, con incremento de cristalización de 0,1%.

En este caso, los modelos planteados de cristalización fraccionada mediante ascenso no parecen responder de buena forma a las muestras analizadas, ya que se ve una sobreestimación de los modelos en la concentración de elementos corticales, esto tanto para ascensos rápidos y lentos, lo cual podría deberse también a la baja cantidad de datos. Además, es apreciable que los modelos de ascenso rápido terminan antes, y no responden a condiciones más evolucionadas, llegando solo hasta las muestras analizadas, lo que podría inducir a errores, más aún si sumamos que el número de pasos estimados es menor, teniendo así más variabilidad entre ellos.

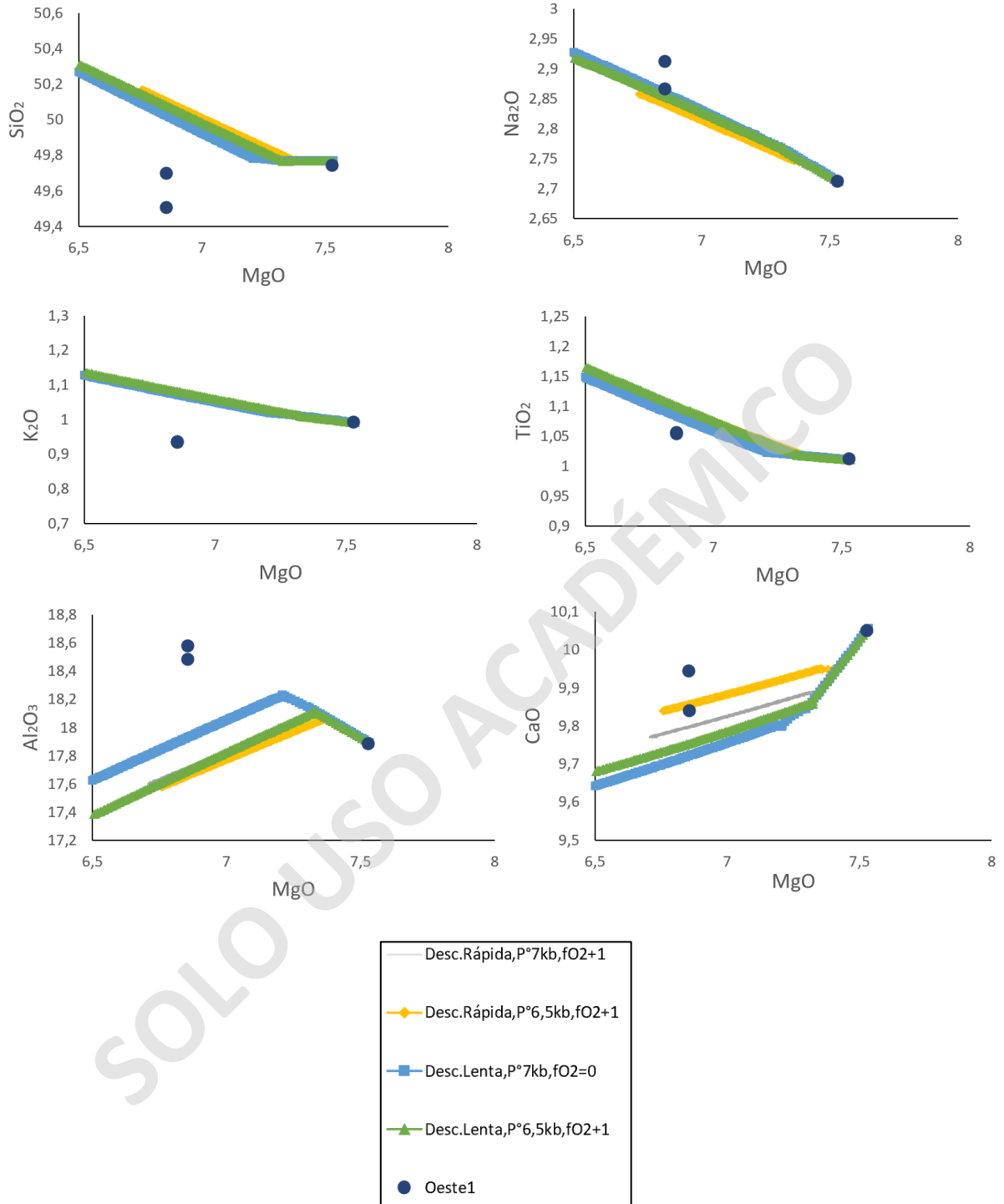


Figura 41. Modelo de cristalización fraccionada mediante ascensos rápidos y lentos para el grupo B.

Los modelos isobáricos del grupo B presentan similares condiciones de entradas en COMAGMAT, presiones entre 6,5 a 7 kbar, buffer de oxígeno QFM +1, y contenidos de agua de 1,8 wt%. Para estos modelos (Figura 42) se hace evidente que responden de mejor manera comparados a los

modelos de descompresión propuestos anteriormente, ya que, estos responden de mejor manera a los elementos analizados, con excepción de CaO, lo que podría deberse a un menor grado de cristalización de fases minerales como clinopiroxenos y plagioclasas. Aun así, explica satisfactoriamente que los cambios químicos de este grupo, por pequeños que sean logran ser explicados mediante la cristalización de las fases mineralógicas presentes, principalmente de olivinos, junto a clinopiroxeno y plagioclasa.

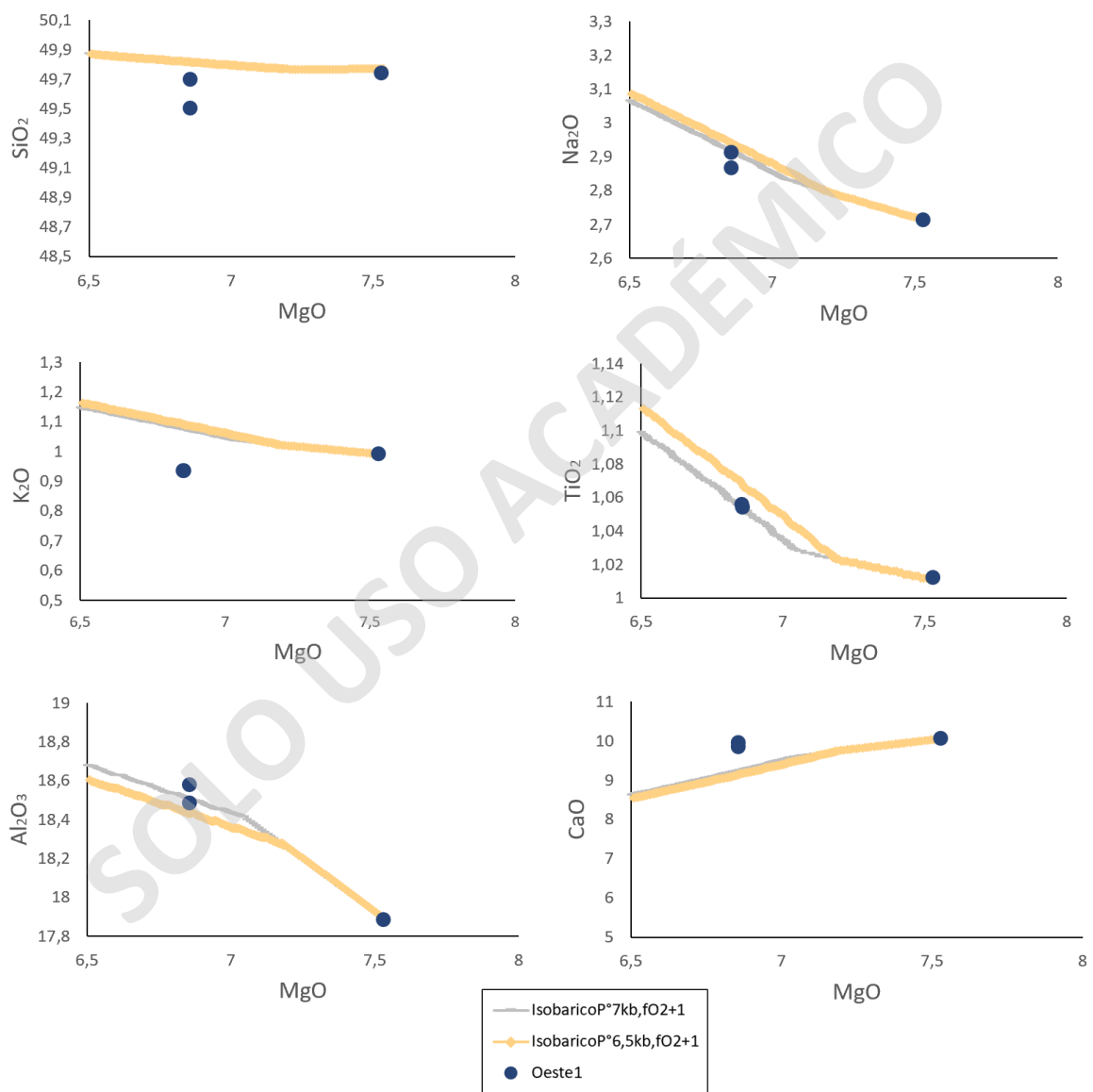


Figura 42. Modelos isobáricos de cristalización fraccionada para el grupo A, comparado con elementos mayores.

De los modelos propuestos se pueden extraer las profundidades desde donde comenzarían los procesos de cristalización fraccionada, las cuales serían entre los 18 a 20 km para el grupo A, y 21

a 23 km para el grupo B, profundidades en las cuales se encuentra la discontinuidad de Mohorovicic en la zona (44°S) (Tassara *et al.* 2006) límite entre la corteza y el manto. Esta discontinuidad sería la responsable del estancamiento temporal de estos magmas al poseer diferencias de densidad y un comportamiento reológico diferente, la cual propiciaría los procesos de diferenciación mediante cristalización fraccionada.

Cabe destacar que los modelos isobáricos son los que mejor se adecuaron al comportamiento real de las muestras para ambos grupos, y al mismo tiempo podrían ser más confiables ya que no se observan familias de fenocristales intermedios (tamaños relativos entre fenocristales mayores y microlitos), lo que podría deberse a la falta de períodos de estadía intermedios mediante bajos periodos temporales.

Aun así, los modelos de descompresión lenta también son capaces de explicar la diferenciación mediante cristalización fraccionada, por lo cual no se descartan completamente, ya que en la práctica las variaciones tanto entre los grupos A y B, como la diferenciación dentro de cada grupo son leves. Pudiendo discretizar si existiesen mayores tasas de diferenciación, y por ende, una mayor gama composicional, consiguiendo corroborar así los modelos de cristalización fraccionada.

5.4.2. Asimilación cortical

Se evalúa la posibilidad de influencia de procesos de contaminación cortical mediante los diagramas de Ba/Th vs. K/La, y Th/Ce vs. Sr/Th (Figura 43), los cuales evidencian algunas incongruencias, ya que ambos grupos presentarían una mayor asimilación cortical con respecto al otro. Para el grupo B una mayor asimilación debido a un aumento de potasio como muestra la figura 44 podría deberse netamente a bajas tasas de fusión parcial, o a la adición de volátiles, ya que de ser por asimilación vendría de la mano con alzas en otros elementos corticales como sílice o sodio, más aun teniendo en cuenta que la roca caja son dioritas y tonalitas, las cuales presentan un alto contenido de plagioclasa, lo que se traduce en mayores concentraciones de sílice, sodio, calcio y aluminio, lo que no se condice con este grupo. Por otro lado, el grupo A podría tener un leve grado de asimilación como lo muestra la figura 43, ya que las muestras que representarían mayor asimilación son también las que presentan mayor contenido de MgO y SiO₂, y son de las muestras que contienen a su vez mayor concentración de Alcalis (Na₂O y K₂O) del grupo A. Aun así para efectos prácticos la influencia como proceso de diferenciación sería mínimo a nulo, ya que

la cristalización fraccionada logra explicar de buena forma la leve variación química observada en este grupo.

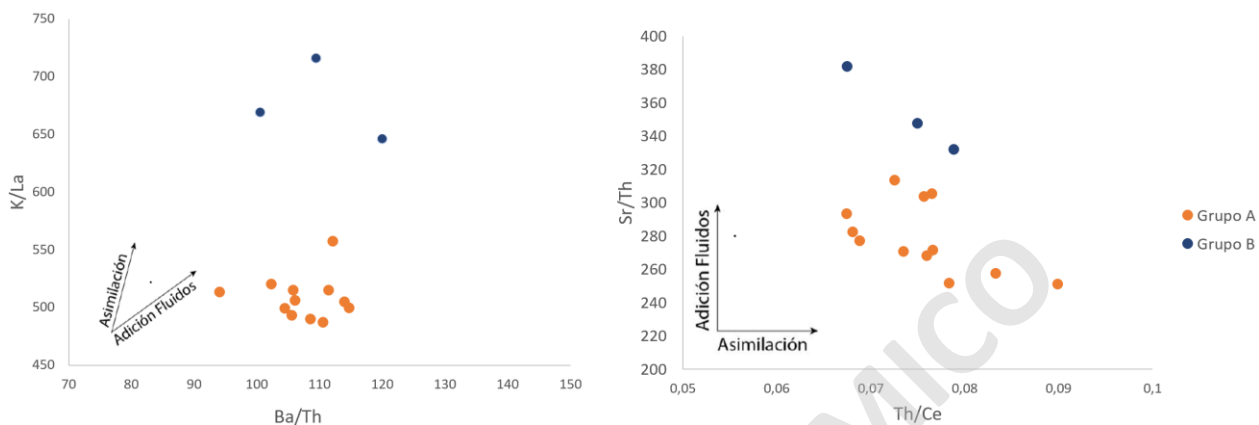


Figura 43 Diagramas de razones Ba/Th vs. K/La, y Th/Ce vs. Sr/Th, para interpretar procesos de asimilación cortical en las muestras analizadas.

5.5 Generación del magma y fuente magmática.

Los basaltos de GVAP presentan signatures típicas de ambiente de subducción (Figura 33), por lo cual se postula que estos magmas provienen de la fusión parcial mediante deshidratación de un manto primario empobrecido (DM), comparable a una fuente tipo NMORB (especialmente de elementos traza), ya que al igual que en la generación de magmas en las dorsales, estos derivan del manto superior oceánico. Lo que se refleja en el diagrama Ta/Yb vs Th/Yb (Pearce, 1983) (Figura 44), que entrega como primera aproximación una fuente entre PM a DM. A su vez, bajo el contexto geodinámico presente se espera una fuente litológica de peridotitas de espinela, lo cual es corroborado mediante la figura 45, que indicaría esta fuente para la totalidad de las muestras estudiadas.

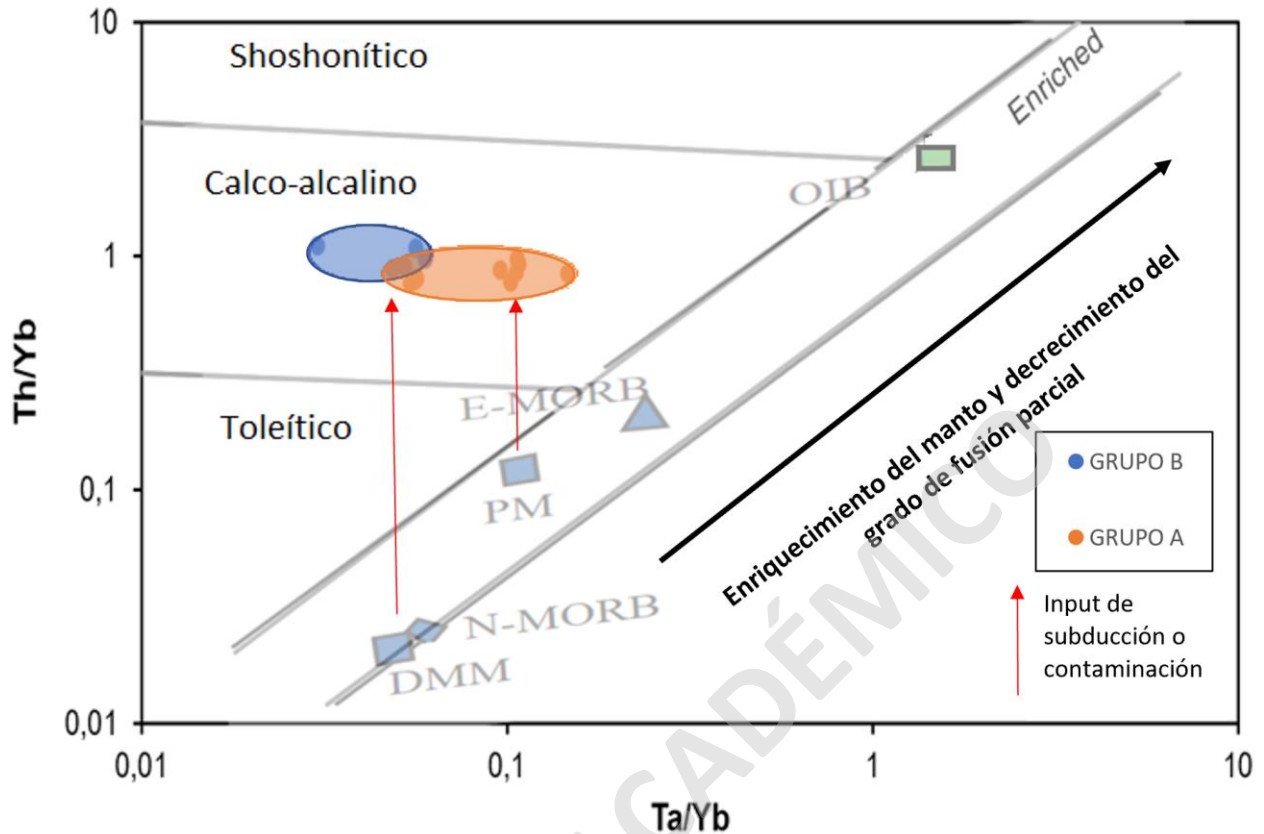


Figura 44. Diagrama Ta/Yb vs. Th/Yb (Pearce, 1983), como discriminador de serie y posible fuente magmática.

Si bien se considera una fuente de peridotitas de espinela, existen heterogeneidades que podrían incluir facies de piroxenitas o granate, está última por lo general a una mayor profundidad (Wang et al. 2002). Bajo este punto de vista, los elementos traza previamente normalizados a NMORB nos permiten identificar algunas características principales de este magmatismo, por ejemplo, el incluir fases de piroxenitas suelen estar asociado a un manto más enriquecido, evidenciado en los elementos incompatibles, lo cual no se condice con las muestras obtenidas. Por otro lado, el comportamiento lineal sin anomalías en las HREE, sugiere la nula participación de la fase mineral granate, como se demuestra en el diagrama La/Yb vs. Dy/Yb (Wang et al. 2002), donde también se evidencia la espinela como fase residual de la fuente. A partir de todo lo anterior la fuente propuesta para estos magmas sería a partir de un manto empobrecido (DM a PM) de fases lherzolita de espinela (Figura 45), considerando una composición modal “estándar” de olivino (55%), ortopiroxeno (20%), clinopiroxeno (15%) y espinela (2%) (Nakamura *et al.* 1989; Johnson *et al.* 1990), y concentraciones de SiO₂ entre 42% - 44%, MgO 42% - 46% y Ni y Cr entre 0,3% a 0,4%

(Yoshikawa y Nakamura, 2000), esto de acuerdo a modelos y estimaciones de la fuente propuesta para partes del cinturón de fuego del Pacífico (Yoshikawa y Nakamura, 2000).

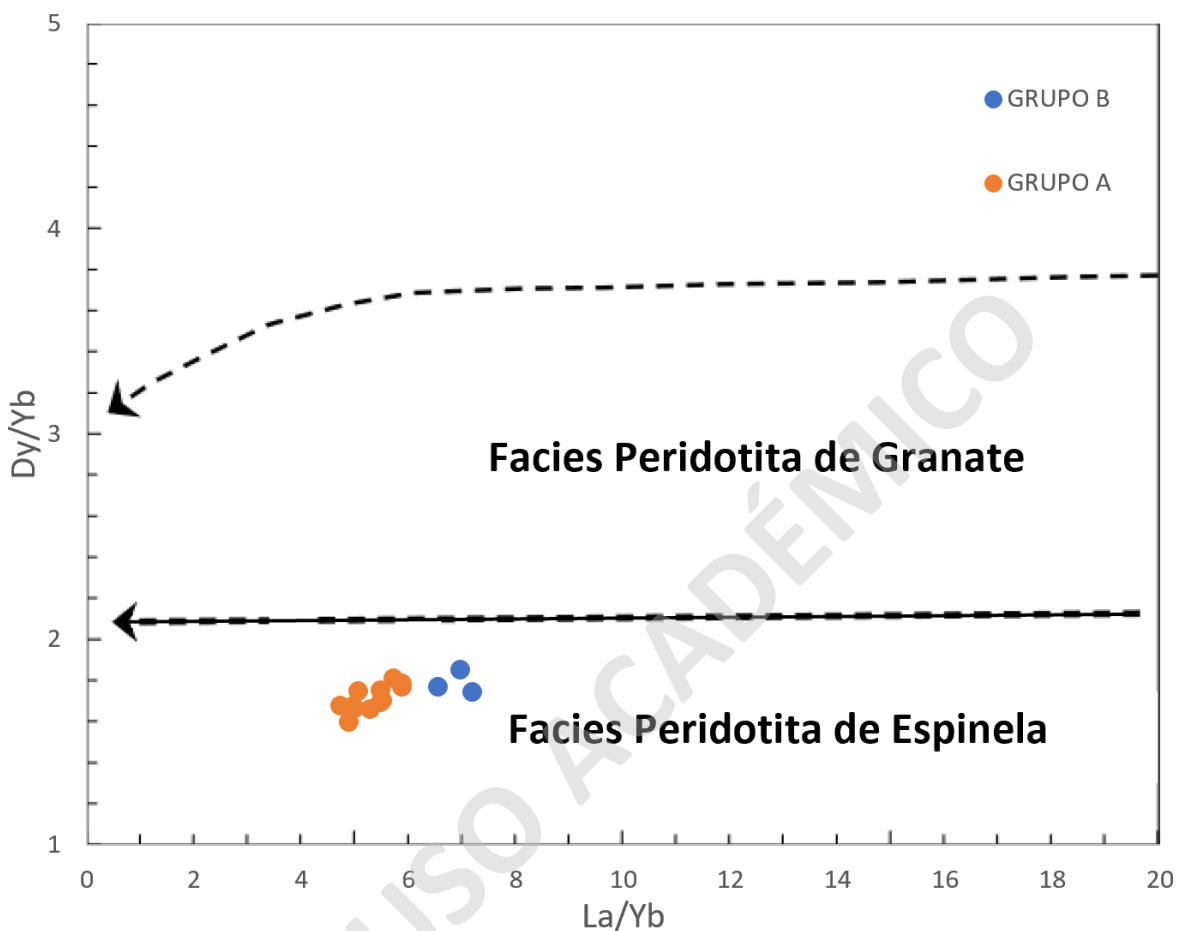


Figura 45. Diagrama La/Yb vs. Dy/Yb como discriminador de facies mineralógicas asociadas a la fuente.

Aunque la fuente postulada es litológicamente igual para ambos grupos, existen procesos que los diferencian, obteniendo así dos magmas parentales en la zona. Para el grupo B proveniente de Oeste 1, se observaron principalmente leves anomalías positivas de elementos LILE (Sr, K, Rb, Ba), y LREE (La, Ce, Nd, Sm) con respecto al grupo A, lo que indicaría posibles diferencias atribuibles principalmente a los grados de fusión parcial, y/o a aportes del slab (principalmente fluidos).

Por un lado, el menor grado de fusión parcial podría ser una opción válida para los enriquecimientos del grupo B, pero este aportaría también un enriquecimiento en HREE traducido en mayores pendientes de estos elementos en el diagrama de REE, lo cual no es observable en este grupo (Figura 46).

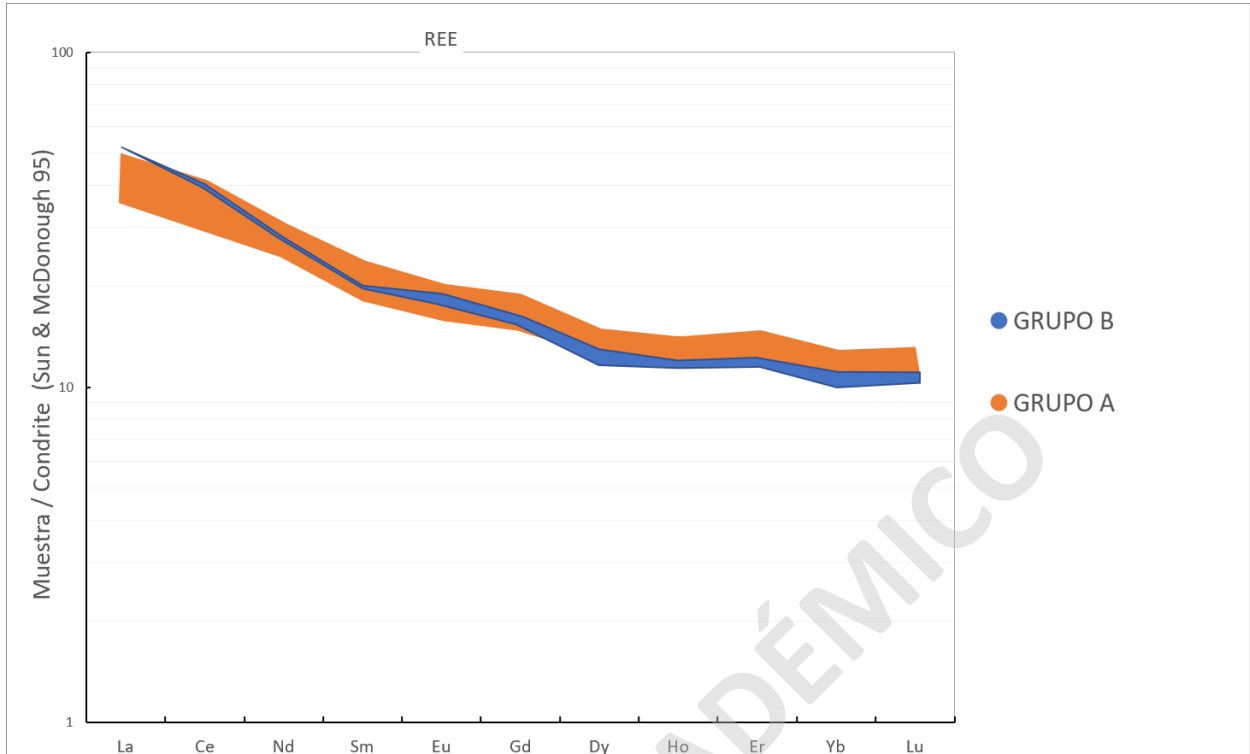


Figura 46. Diagrama REE normalizado a condrito (Sun y McDonough, 1983) de las muestras separadas en grupos.

Es por esto, que se propone un enriquecimiento producto de un aumento en el aporte de fluidos derivados del slab, el cual explicaría las anomalías de elementos incompatibles como K, Rb, y Sr (destacando a este último ya que se encuentra fuertemente ligado a fluidos), LILE, y LREE, y no así de HREE, estando éstas últimas empobrecidas debido a un mayor grado de fusión parcial (Figura 47). Denotando así una relación directa entre mayores aportes de fluidos con mayores tasas de fusión parcial, pudiendo observar esta relación también en otros centros eruptivos de la zona.

Por otro lado, el grupo A presenta un menor grado de fusión parcial, lo que es observable especialmente en las muestras de Vanguardia Este 2 y Norte 3, que presentan enriquecimiento en REE en general (Figura 46 y 47).

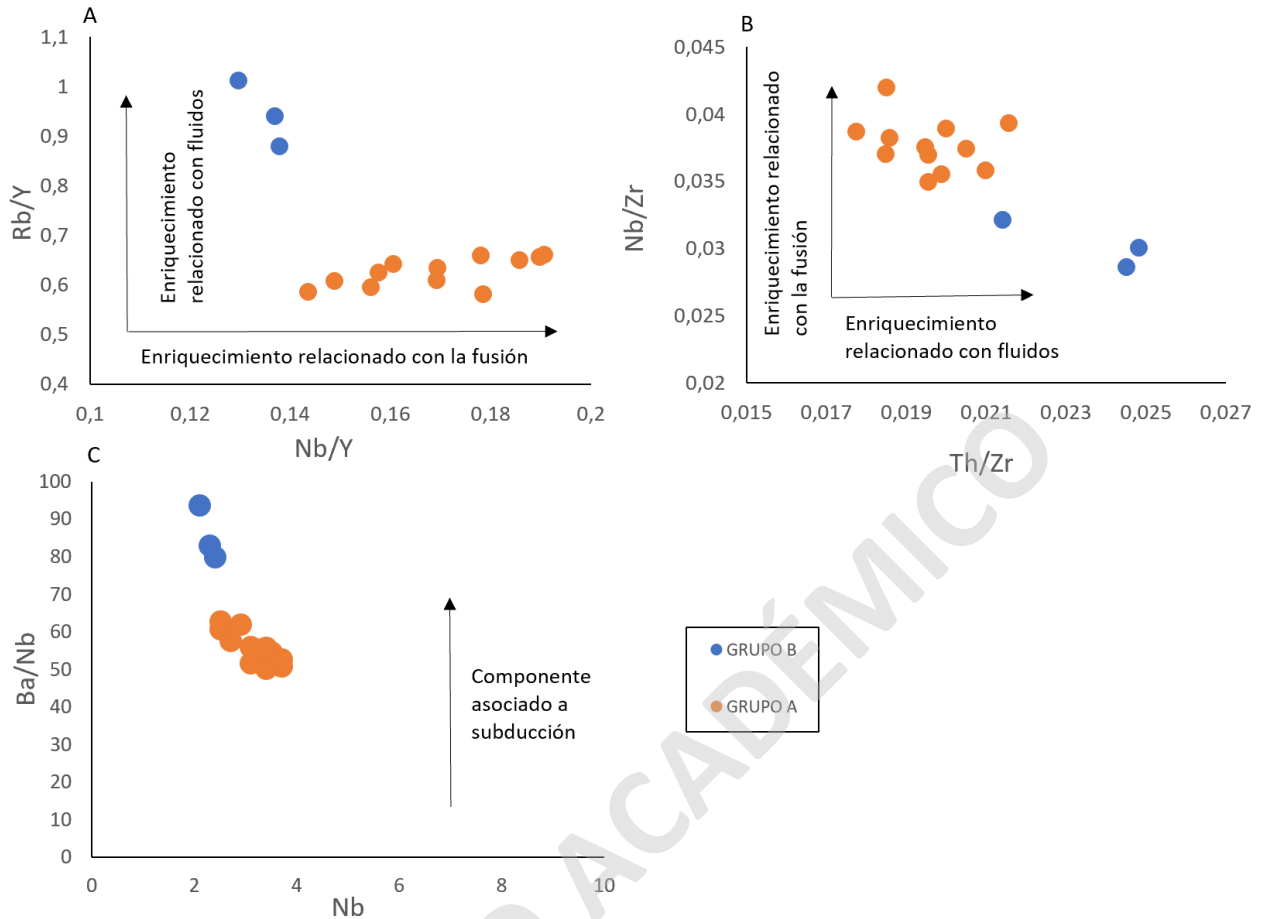


Figura 47. (A) y (B) Diagramas de discriminación entre enriquecimiento asociado a fusión parcial o a fluidos derivados del slab. (C) Diagrama Nb vs. Ba/Nb como discriminador de componente de subducción entre los grupos analizados.

La diferencia en la adición de fluidos puede ser atribuible a un carácter temporal, donde en una primera instancia (límite Pleistoceno Holoceno) habría un mayor aporte de fluidos, lo que generaría a su vez un mayor grado de fusión parcial para los magmas del grupo B, seguido de una menor adición de fluidos y menor grado de fusión parcial, lo que habría generado a los magmas del grupo A (Holoceno).

Finalmente, otro proceso que podría interactuar como componente del slab en el grupo B, es la fusión de sedimentos provenientes de la placa subductante, lo cual, de ocurrir, debiese venir de la mano con otras anomalías positivas de elementos asociados a los sedimentos, como Nb y Be, lo cual no ocurre. De hecho, se puede observar en la tabla 2, como el grupo B presenta empobrecimiento en Nb, mientras que el elemento Be, se encuentra bajo el límite de detección en las muestras.

5.6 Relación tectónica del GVAP

Se postulan dos regímenes tectónicos para los grupos analizados, por un lado, el grupo A estaría bajo la influencia de una estructura de segundo orden asociada a la cinemática de la zona de falla Liquiñe-Ofqui, siendo así una asociación cinemática acoplada (Cembrano y Lara, 2009), mientras que el grupo B al ser un volcán monogenético emplazado sobre la traza de falla de la Liquiñe-Ofqui se encontraría bajo una cinemática desacoplada (Cembrano y Lara, 2009).

Para el grupo A se postula que se encontraría bajo una falla de segundo orden asociado al SFLO, la cual presentaría una cinemática tipo abanico imbricado extensional (Figura 48), donde esta característica de “apertura” por extensión permite la circulación más fácil de fluidos y de magmas en las zona.



Figura 48. Estructuras asociadas a régimen transpresivo dextral. Extraído y modificado de Woodcock y Fisher (1986).

Por su parte el grupo B se encontraría bajo la influencia del SFLO de carácter transpresional dextral. Se cree que este tipo de movimiento generaría una sobrepresión en la corteza, que se traduce en la sobrepresurización de los magmas, los cuales ayudados por el sistema de bouyancia y calórico, generarían una retroalimentación positiva que ayudaría a estos magmas a exhumar (Blanquat *et al.*, 1998) (Figura 49). Según Lara *et al.* (2008) el volcanismo cuaternario bajo el contexto de estar alojado sobre la traza del SFLO, ocurriría como resultado de una succión gatillada por la descompresión adiabática en la fuente como consecuencia de movimientos principalmente verticales en la falla maestra.

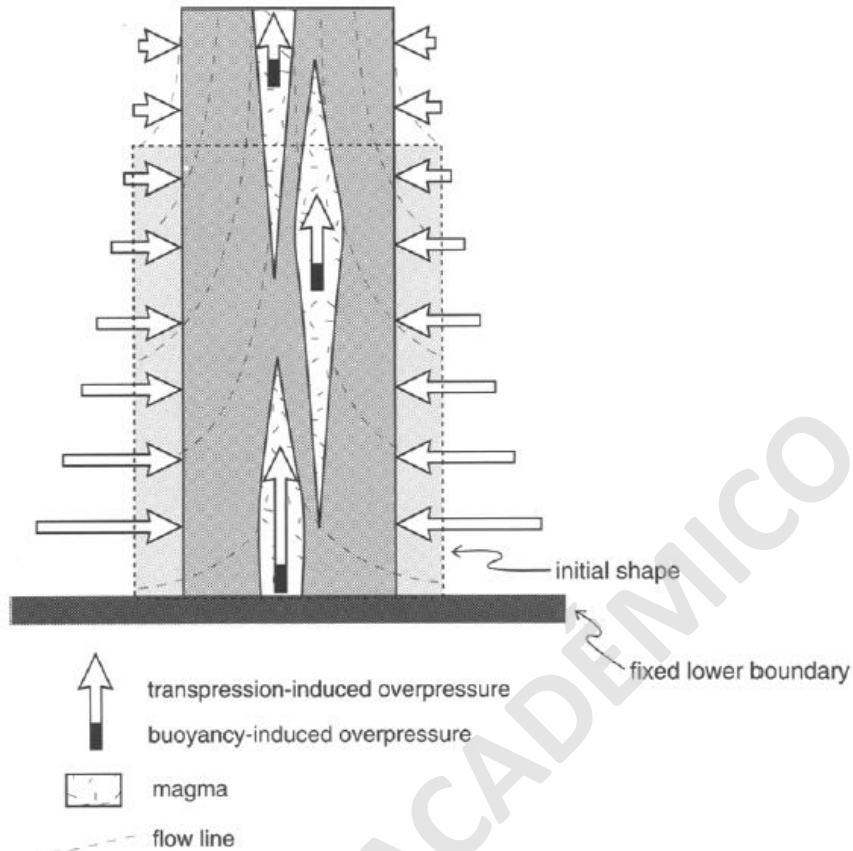


Figura 49. Sistema de retroalimentación positiva para magmas en régimen transpresivo. Extraído de Blanquat *et al.* (1998).

Diversos autores postulan en la zona una falla de carácter dextral, paralela a la traza de falla del SFLO en dirección oeste, por lo cual la falla propuesta en este trabajo sería una falla extensional de componente dextral (Figura 49). Además, Göllner *et al.* (2021) estiman rangos de exhumación del SFLO, donde se puede observar correlación directa con aquellas zonas de mayores tasas de exhumación con la aparición de CEM (Figura 50), dentro de esto responden además del GVAP los CEM de Puyuhuapi, y El Amarillo. Este trabajo también evalúa los períodos de mayor movimiento

de cizalle asociado a está falla correspondientes a edades postglaciales (Göllner *et al.*, 2021), que concuerdan a su vez con las edades de formación de los CEM estudiados.

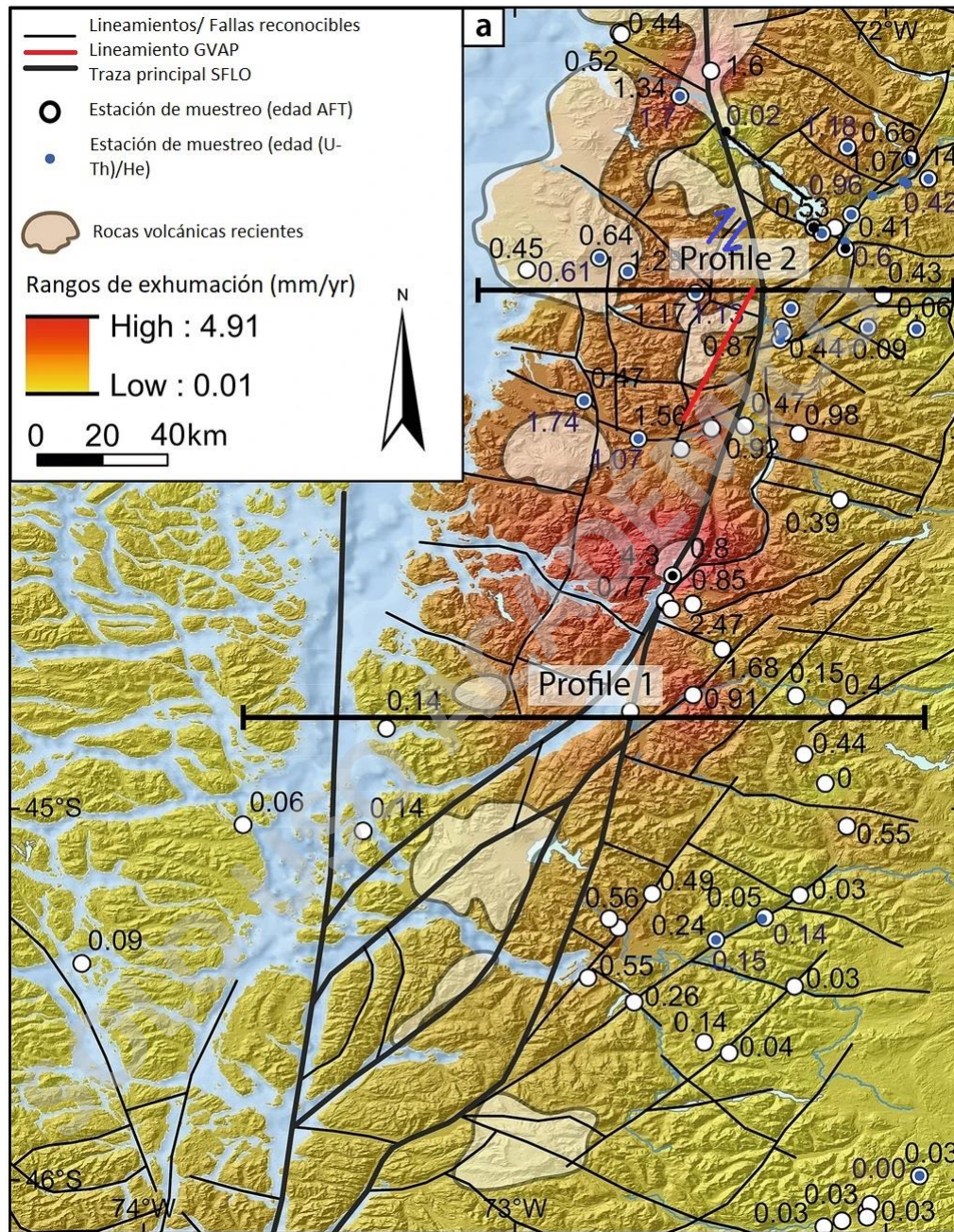


Figura 50. Tasas de exhumación del SFLO estimadas en la zona de estudio. Extraído y modificado de Göllner *et al.*, 2021.

5.7 Evolución Magmática.

En base a todo lo expuesto anteriormente se evidencia que los procesos implicados en la formación y diferenciación de los magmas que dan origen a los CEM del GVAP son más complejos que los procesos estipulados de manera teórica para los volcanes monogenéticos.

Primeramente, la generación de estos magmas vendría dada por un ambiente de convergencia oceánico-continental, mediante mecanismos de adición de volátiles a la cuña astenosférica, lo cual reduciría el punto de fusión de la roca, donde, dichos volátiles provendrían de la deshidratación de fases minerales del slab subductado. Destacando que al estar alejado del arco volcánico el aporte de volátiles sería en menor medida en comparación a este.

Se postula que la fuente de estos magmas sería un manto entre DM a PM, donde el primero puede ser asociado a firmas de tipo N-MORB, de litología lherzolita de espinela. A su vez, los diversos pulsos magmáticos se diferencian levemente en una primera instancia, debido a variaciones en la tasa de adición de fluidos y grados de fusión parcial, generando 2 magmas parentales en la zona. El grupo B presentaría mayores tasas de adición de volátiles y de fusión parcial, lo que explica el enriquecimiento en elementos incompatibles como Rb, K, Ba, LILE y LREE, y empobrecimiento en HREE respectivamente en relación con el grupo A. Estas diferencias se podrían asociar a la diferencia temporal que presentan, siendo el grupo B más antiguo (11 ka; Watt, 2010), donde transcurrido el tiempo (5,9 ka; Toloza et al., 2018) los magmas tendrían menores aportes de fluidos derivados del slab.

Posteriormente, estos magmas ascenderían mediante mecanismos de buoyancia hasta los límites de la corteza-manto, la discontinuidad de Mohorovicic, estimada a una profundidad que ronda los 20 a 22 km en los 44°S (Tassara *et al.*, 2006), concordante con las profundidades de los modelos de cristalización fraccionada, donde los magmas se estancarían, y cristalizarían las primeras fases minerales exhibidas como fenocristales en las muestras, ya que las condiciones son óptimas para una baja nucleación y alto crecimiento, en estas circunstancias ocurriría también la formación de la textura glomeroporfírica debido a un ahorro energético. Por otro lado, desde estas profundidades podría ocurrir la adición de nuevos pulsos magmáticos de firmas químicas similares, generando leves cambios químicos en los magmas, como también cambios en las condiciones termodinámicas (P° - T°) de estos, lo que provocaría las texturas de desequilibrio presentes como embahiamientos, esqueletal y sieves.

Finalmente, los magmas ascenderían desde la discontinuidad de Mohorovicic mediante buoyancia hasta profundidades cercanas a los 10km, donde lograrían conectar con el SFLO, inyectándolos a superficie generando una segunda etapa de nucleación y crecimiento asociada a la MF compuesta por microlitos de fases mineralógicas como olivino, plagioclasa, clinopiroxenos y opacos, además de vidrio volcánico. Cabe destacar que entre estas profundidades (10 km en la zona), se encuentra también la discontinuidad cortical o “intercrustal”, la cual incluso siendo un cambio reológico importante no presentaría mayor relevancia en procesos de diferenciación o estancamientos del magma, ya que lograría conectar antes con el SFLO, lo que propicia su ascenso sin mayores dificultades, esto ayudado por una cinemática sobrepresurizados (Blanquat *et al.* 1998), sumado a la descompresión adiabática como consecuencia de movimientos verticales del SFLO (Lara *et al.* 2008). Además, la ubicación de los CEM coincide con zonas de mayores tasas de exhumación del SFLO (Göller *et al.* 2021) presentando edades de movimientos de cizalle postglaciales (De Pascuale *et al.*, 2021), concordante con las edades de formación de los conos norte de GVAP.

Por su parte los magmas provenientes del grupo A serían exhumados a partir de conductos volcánicos espacialmente diferentes unos de otros, ya que, de no serlo, ocurriría la homogenización de los magmas y por ende no veríamos las diferencias que se presentan en este grupo.

Para este grupo se postuló estar alojado sobre una falla del tipo imbricado de carácter extensional asociada al SFLO, lo cual podría generar una rápida exhumación a superficie, esto al igual que el grupo B sumado a posibles nuevos pulsos o recargas magmáticos podrían generar las texturas de desequilibrio presentes.

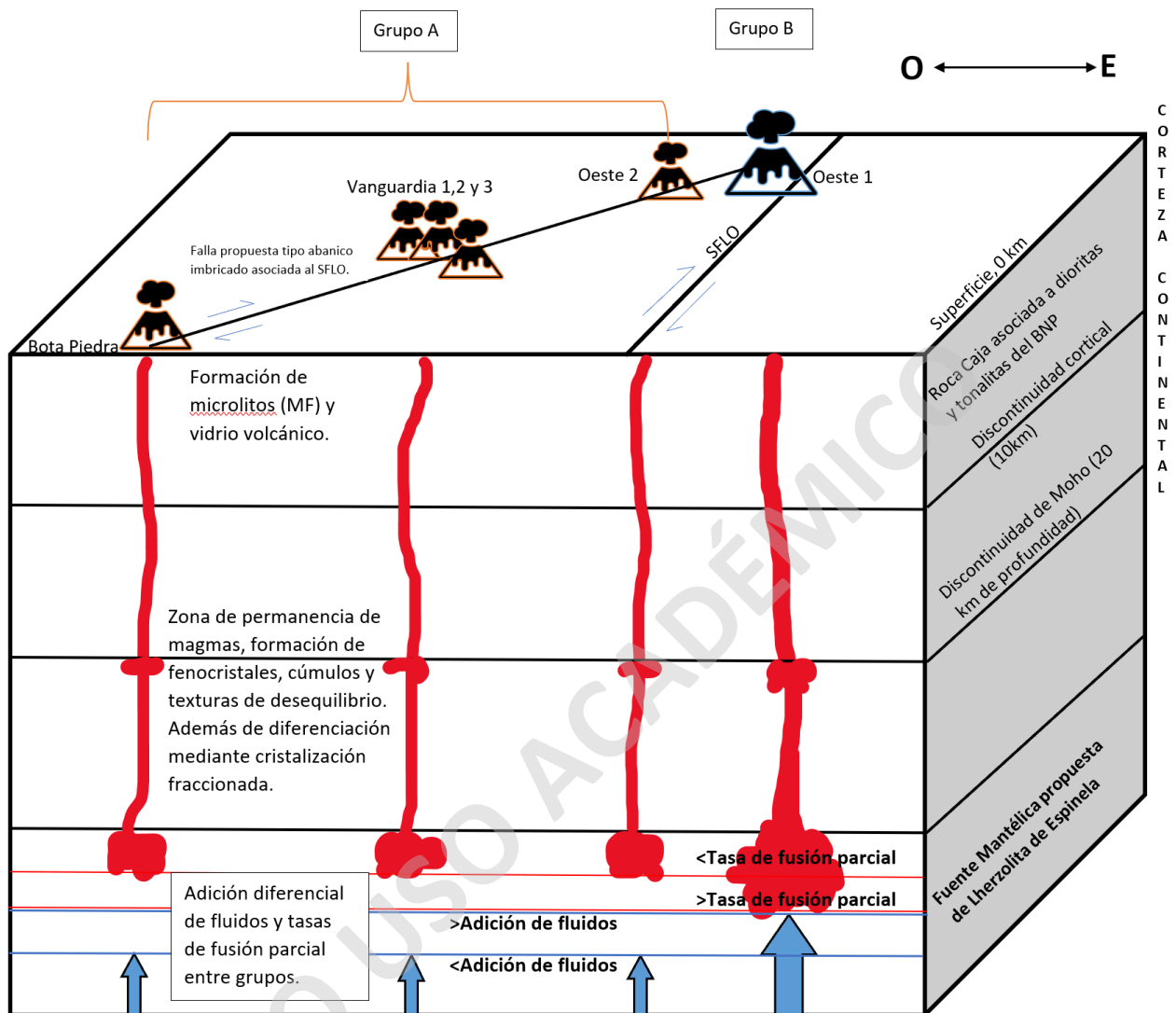


Figura 51. Figura resumen del modelo petrogenético para los CEM norte del GVAP.

5.8 Comparación con otros centros eruptivos de la zona

Los centros eruptivos más próximos corresponden a los estratovolcanes Melimoyu, Yanteles, y Michimahuida, los primeros dos pertenecientes a la cordillera principal (dirección oeste de GVAP), y el último ubicado en dirección norte sobre la traza del SFLO, al este del volcán Chaitén. A modo de comparación y poder o no establecer relaciones entre estos volcanes con el GVAP, es que se analizan los diagramas utilizados con anterioridad, denotando por ejemplo en la figura 52 (Nb vs Zr), que los magmas provenientes de todos los centros podrían tener un magma parental similar, por ende, probablemente también una fuente similar, pero estos estratovolcanes habrían sufrido procesos de diferenciación posteriores con una mayor intensidad.

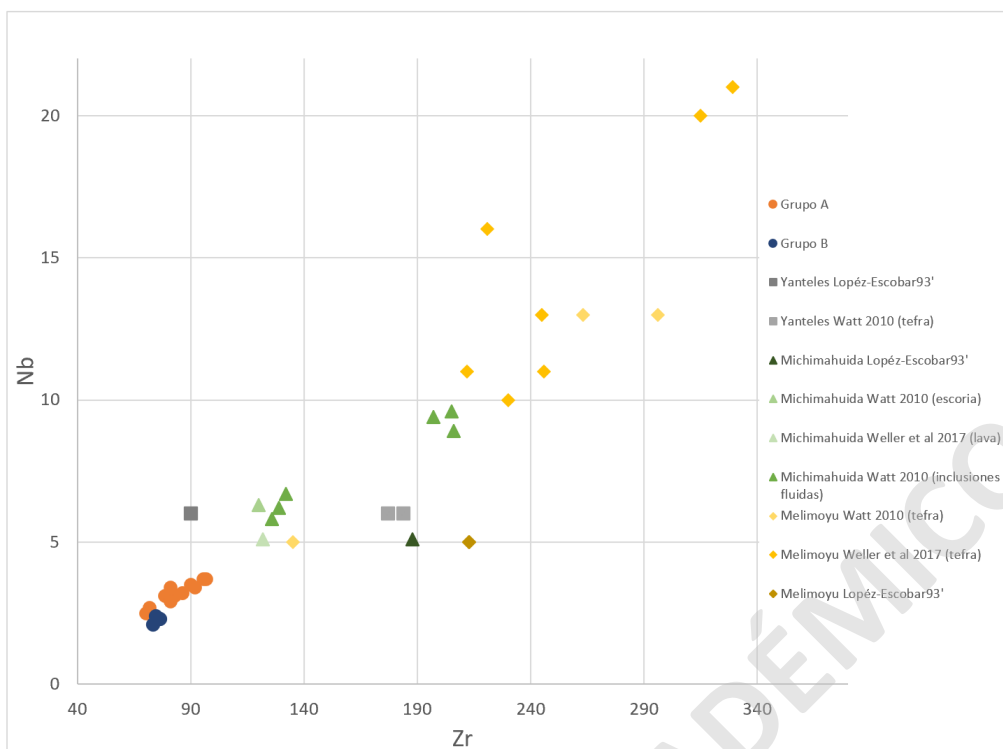


Figura 52. Diagrama Zr vs. Nb como discriminador de magmas cogenéticos.

Si bien los magmas podrían tener un origen común, existen características a considerar que los separan. Por ejemplo, los volcanes Melimoyu y Michimahuida se alojan principalmente sobre un basamento metamórfico (Complejo metamórfico Bahía Mansa; SNGR y BRGM, 1995) y se caracterizan por presentar basaltos tipo 2 (basaltos a andesitas basálticas). Por otro lado, el volcán Yanteles presentaría algunas características similares a GVAP, partiendo por un basamento de dioritas y tonalitas del Mioceno asociado al BNP (Aguilera *et al.* 2014), además de presentar basaltos de tipo 1.

Para una correcta comparación de estos datos, es que se analizaron solo muestras de basaltos provenientes de los volcanes, hasta andesitas basálticas para el caso del volcán Melimoyu.

Para evaluar las diferencias entre estos volcanes con el GVAP se evalúan los diagramas Nb vs. Ba/Nb (Figura 53), la cual nos indica que los volcanes Melimoyu y Michimahuida podrían tener menores grados de fusión parcial en relación con el GVAP, ya que se cree que la fuente magmática es similar.

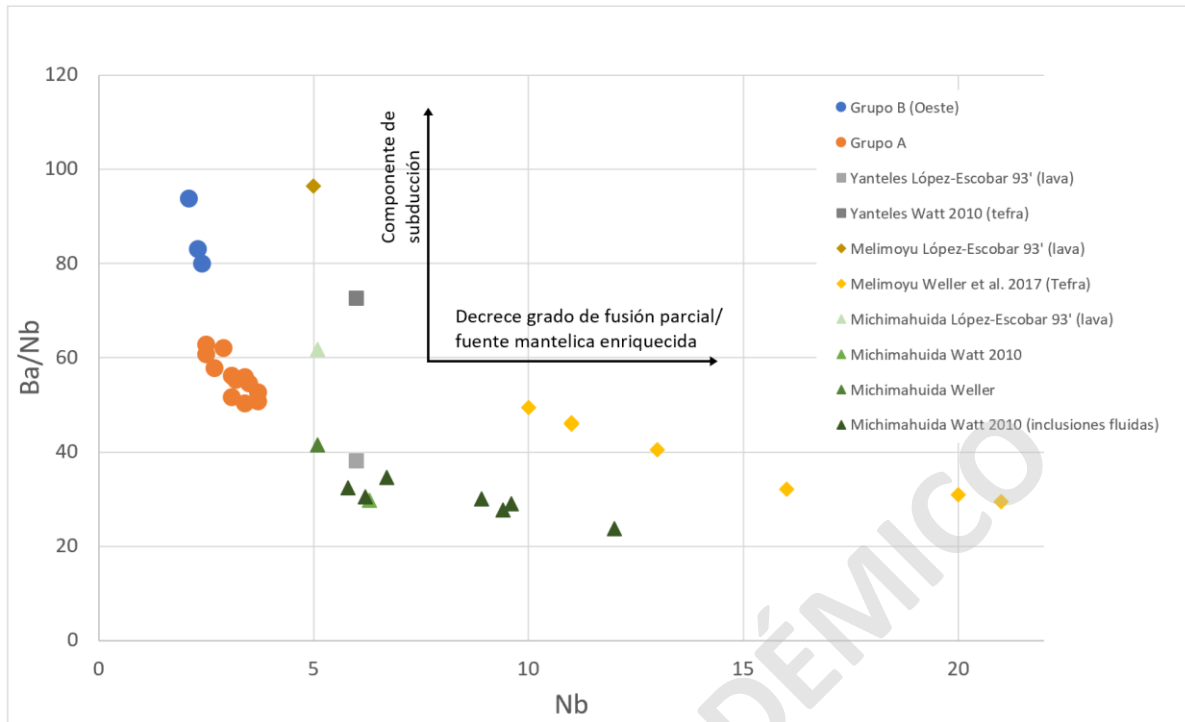


Figura 53. Diagrama Nb vs Ba/Nb como discriminador de magmas a partir de procesos asociados a la fuente o a la componente de subducción.

Por otro lado, los diagramas de Nb/Y vs Rb/Y, y Rb vs. Rb/Sr (Figura 54 y 55) estarían evidenciando procesos tanto de cristalización fraccionada como de asimilación de la roca caja para los volcanes Melimoyu y Michimahuida. Mientras que para los productos volcánicos del volcán Yanteles se cree que tiene similares tasas de fusión parcial con respecto al GVAP, pero un mayor aporte de fluidos derivados del slab, y procesos de diferenciación más intensos (tanto asimilación como cristalización fraccionada), todo esto en relación con los CEM del GVAP.

Lo anterior es concordante con lo planteado por otros autores como Watt et al. (2010 y 2013) que proponen que los magmas de GVAP difieren de los estratovolcanes de la zona, ya que se encontrarían condicionados por la lejanía con el arco volcánico principal, caracterizándolos por presentar un menor aporte de fluidos a la hora de la generación de magmas en profundidad.

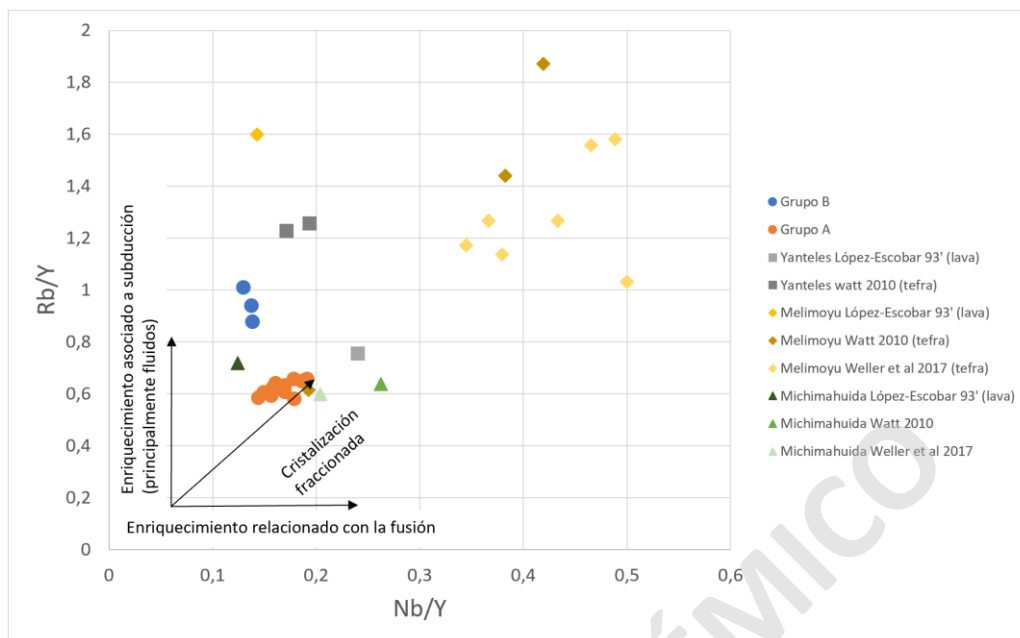


Figura 54. Diagrama Nb/Y vs. Rb/Y como discriminador entre procesos de enriquecimiento relacionado al grado de fusión parcial, adición de volátiles y cristalización fraccionada.

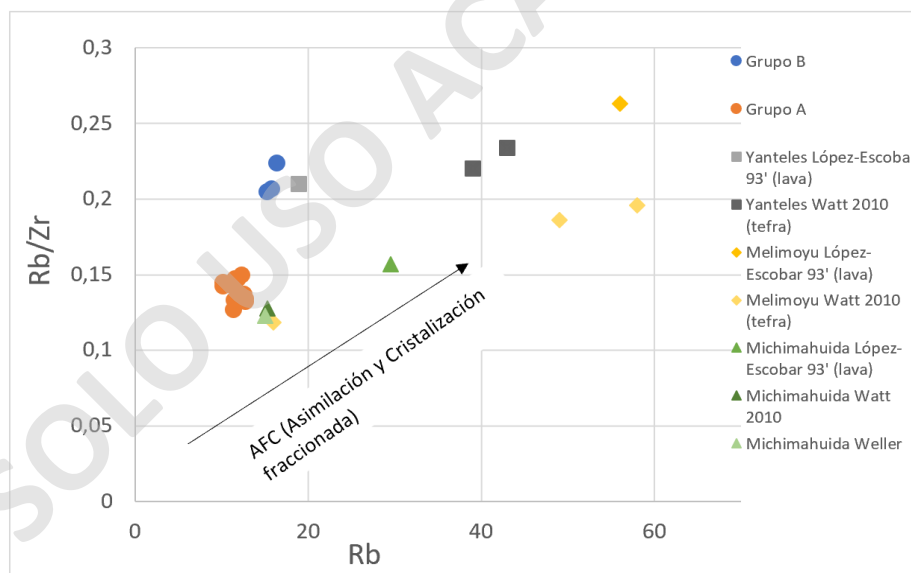


Figura 55. Diagrama Rb vs. Rb/Zr el cual evidenciaría procesos de AFC (asimilación y cristalización fraccionada) para el resto de los volcanes de la zona en relación con el GVAP.

Por otro lado, existen CEM que, si bien no se encuentran cercanos a la zona de estudio, compartirían una configuración volcanotectónica similar controlada por el SFLO. Dentro de estos desatacan los CEM de Cayutué, El Amarillo, y del Estuario de Reloncaví, todos con productos volcánicos asociados a basaltos del tipo 1. Al comparar estos CEM con el GVAP es observable

químicas muy similares con pequeñas variaciones en elementos trazas, teniendo 2 grupos de magmas no cogenéticos entre ellos debido a su razón de Zr/Nb (Figura 56), que provendrían de la misma fuente (Figura 57).

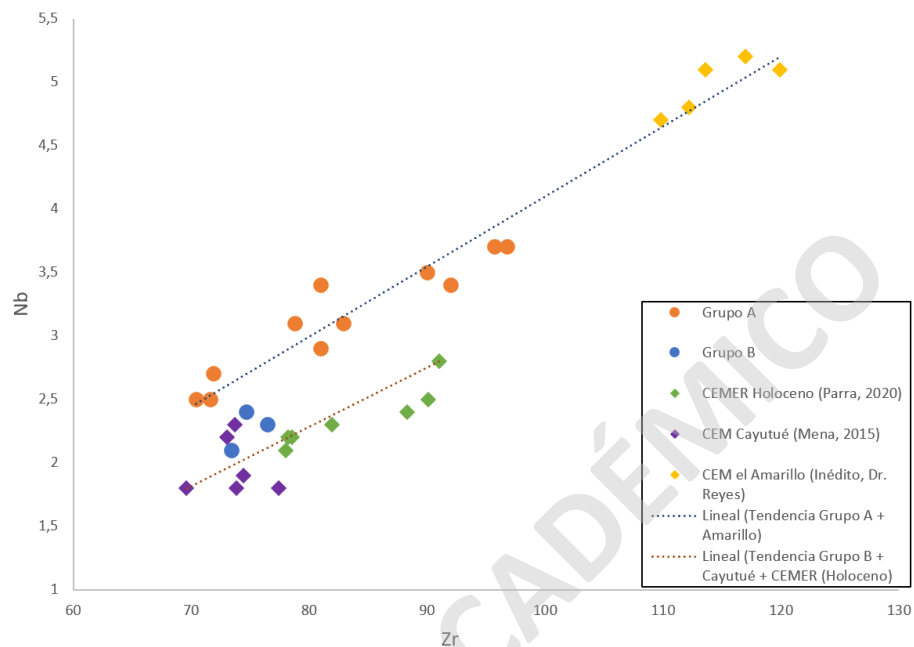


Figura 56. Diagrama Zr vs. Nb, utilizado como discriminador de muestras cogenéticas, para GVAP y otros CEM.

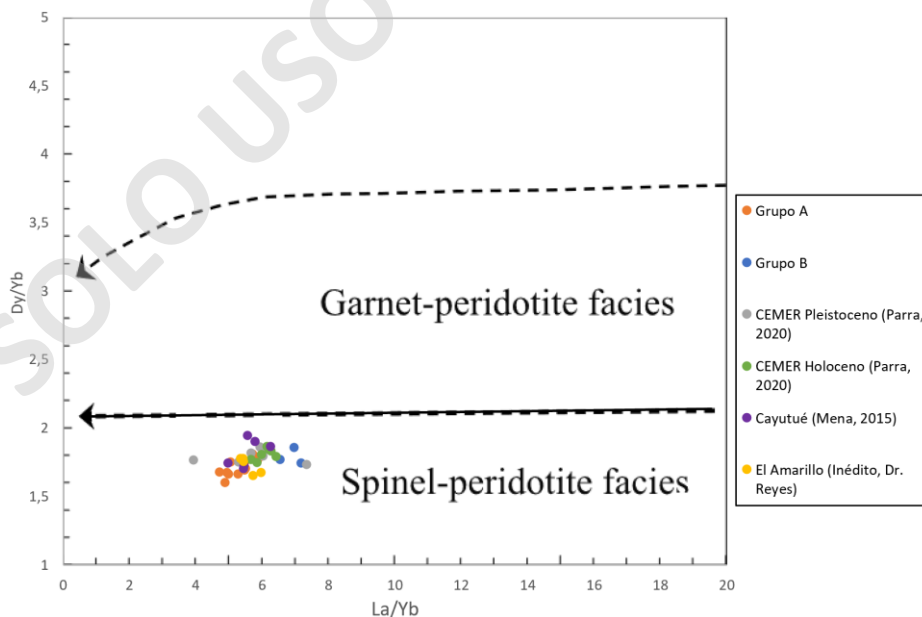


Figura 57. Diagrama La/Yb vs. Dy/Yb como discriminador de facies mineralógicas asociadas a la fuente para GVAP y otros CEM.

Siguiendo la lógica de las diferencias químicas entre los grupos A y B se postula que los CEM provenientes de El Amarillo tendrían similitudes con el grupo A, debido a que serían magmas poco evolucionados provenientes de una fuente tipo lherzolita de espinela con menores tasas de fusión parcial (Figura 58), lo que genera enriquecimiento principalmente en REE (Figura 59), presentando los CEM de El Amarillo un mayor enriquecimiento que el grupo A, debido a menores tasas de fusión parcial.

Por otro lado, los CEM provenientes de Cayutué y el estuario Reloncaví (CEMER), se asocian a procesos petrogenéticos más cercanos a los del grupo B, vendrían de igual forma desde una fuente de lherzolita de espinela (concordante con los CEM de Cayutué; Mena, 2015) y presentarían un mayor aporte de fluidos. Parra (2020) por su parte postula un mayor aporte de fluidos del Holoceno en comparación con el Pleistoceno en la zona, concordando temporalmente los CEM de estos grupos, lo cual vendría de la mano con un mayor grado de fusión parcial comparado con el grupo A y El Amarillo (Figura 58). Esto se traduce en depresiones en HREE y un aumento más abrupto de la pendiente para las LREE (Figura 59), de la mano con un enriquecimiento en elementos LILE (especialmente Rb) debido a la adición de volátiles.

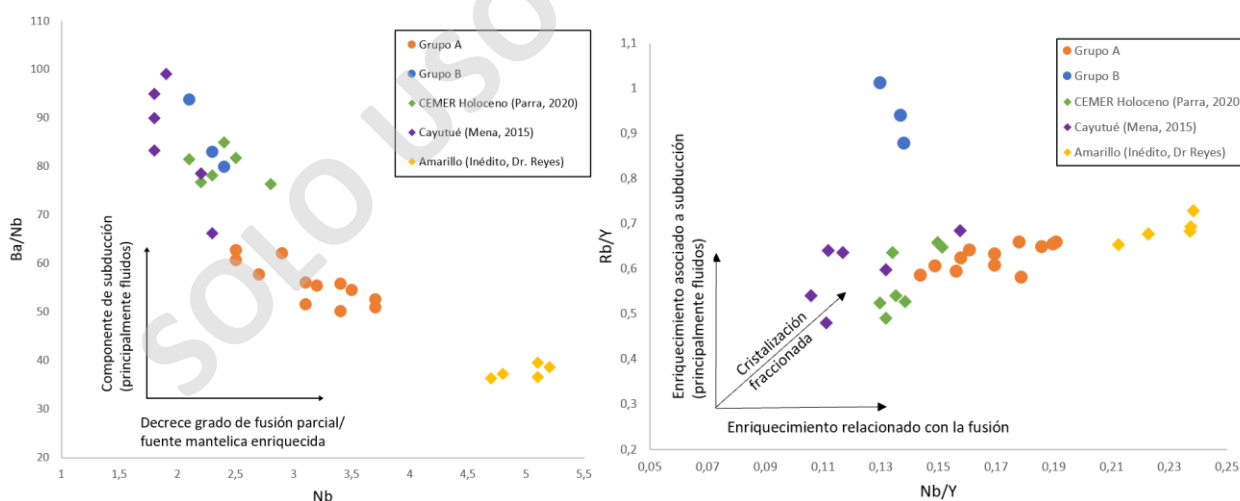


Figura 58. Diagramas bivariados como discriminador de proceso petrogenético involucrado en la fuente.

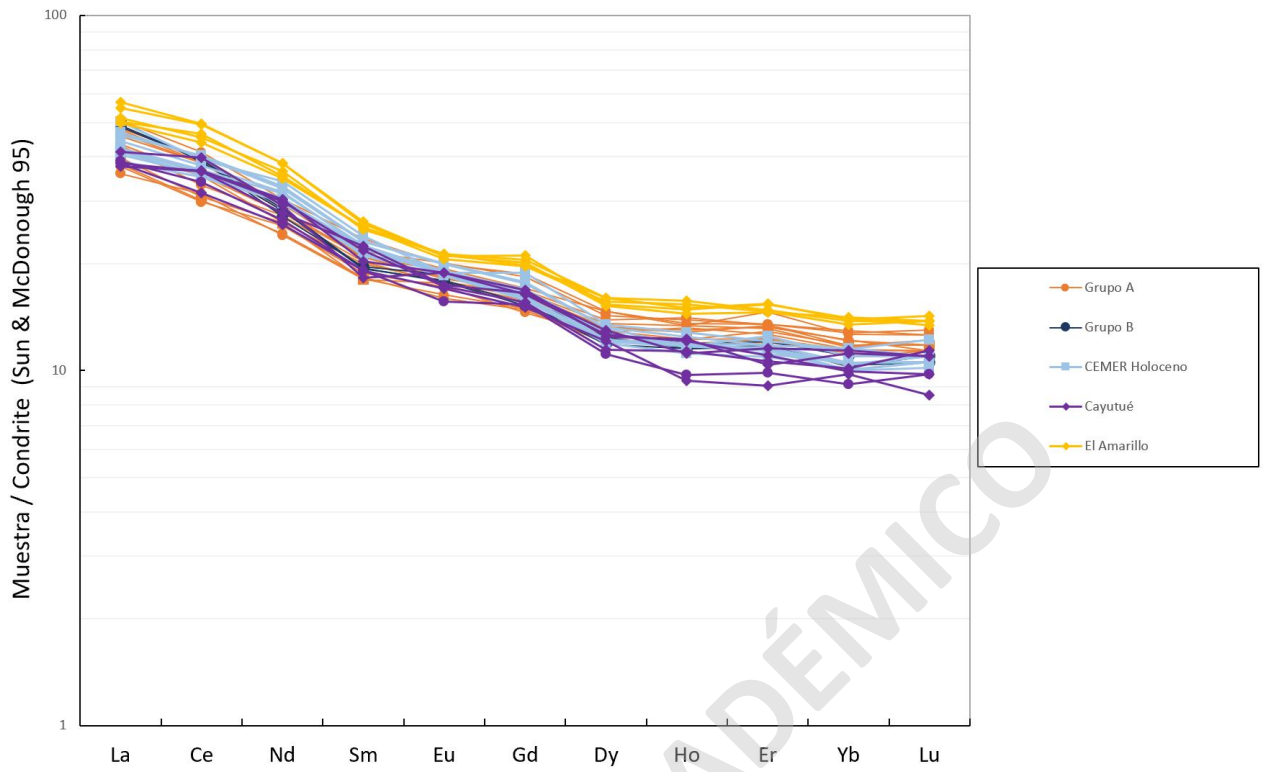


Figura 59. Diagrama de REE general normalizado a condrito para GVAP y otros CEM.

6. CONCLUSIONES

- La totalidad de los CEM norte del GVAP corresponden a volcanes monogenéticos de escoria.
- La morfología del grupo Oeste y Bota Piedra sugiere al menos 2 etapas de formación, siendo la última de carácter explosiva, donde se termina de crear el edificio volcánico, lo cual explicaría la forma del cráter simétrica bien preservada.
- La edad relativa observada en terreno para los CEM sería postglacial, siendo el más antiguo el cono Oeste 1 o grupo B, seguido de los CEM del grupo A (Bota Piedra y Vanguardia).
- Todo el GVAP se compone de lavas basálticas (basaltos de tipo 1), con pequeñas variaciones en porcentajes de fenocristales y vesículas, pero similar mineralogía, compuesta principalmente por fenocristales de olivino, plagioclasa y clinopiroxenos.
- Las lavas presentan texturas de desequilibrio como bordes de embahamiento, esqueletal y sieve, evidencia de desequilibrio en las condiciones primarias del magma.
- Se postulan dos grupos de lavas no cogenéticos para el GVAP observando enriquecimiento de elementos LILE y LREE, y empobrecimiento en HREE en el grupo B en relación con el grupo A.
- Los modelos realizados en COMAGMAT logran responder a la diferenciación que sufren los 2 grupos de lavas a partir de modelos de cristalización fraccionada mediante descompresión isobárica (a profundidades que bordean los 20 km, y temperaturas alrededor de los 1170°C).
- Se sugiere una fuente magmática entre DM a PM de lherzolita de espinela.
- Los agentes de cambios para generar 2 magmas parentales en la zona son una mayor tasa de adición de volátiles para el grupo B, que condiciona un mayor grado de fusión parcial de este grupo, lo cual explica las anomalías positivas de LILE y LREE y negativa en HREE respectivamente.
- Se sugiere un sistema estructural desacoplado para el grupo B (Oeste), debido que es un cono monogenético alojado sobre la traza del SFLO, y un sistema acoplado para el grupo A ya que se postula una falla de segundo orden proveniente del SFLO de tipo abanico imbricado de carácter extensional dextral.
- Relacionado a otros estratovolcanes y CEM de la zona se sugiere una fuente similar, con variaciones en los procesos asociados a la generación de magmas (principalmente tasa de

fusión parcial y adición de fluidos), con procesos de diferenciación más intenso para los estratovolcanes (principalmente cristalización fraccionada y asimilación). Mientras que para otros CEM la evolución química sería similar, pudiendo clasificarlos en los grupos antes definidos.

- Para profundizar con los estudios se sugiere realizar un análisis petrográfico de los volcanes sur del GVAP ya que debiesen responder a los modelos propuestos para el grupo A. También se sugiere realizar análisis isotópicos de los productos volcánicos del GVAP para profundizar aún más en procesos de diferenciación, en la fuente magmática, y en procesos que generen diferencia en los magmas desde su fuente.

SOLO USO ACADÉMICO

BIBLIOGRAFÍA

- Aguilera, F., Honores, C., Lemus, M., Neria, H., Pérez, Y. y Rojas, J. (2014). *Evaluación del recurso geotérmico de la Región de Los Lagos*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-14-57, 253 p., 2 mapas escala 1:500.000. Santiago.
- Angermann, D., Klotz, J. y Reigber, C. (1999). *Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector*. Earth and Planetary Science Letters. (Vol. 171, pp. 329-334).
- Annen, C., Blundy, J. y Sparks, R. (2005). *The genesis of intermediate and silicic magmas in Deep crustal hot zones*. Journal of Petrology, (47), 505-539.
- Ariskin, A. y Barmina, G. (2004). *COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrological applications*. Geochemistry Int. (Vol.42, s1-s1 57).
- Ariskin, A., Frenkel, M., Barmina, G., Nielsen, R. (1993). *COMAGMAT: a Fortran program to model magma differentiation processes*. Computers & Geosciences, (Vol.19 (8), pp. 1155–1170).
- Blanquat, S., Tikoff, B., Teyssier, C. y VIGNERESSE, J. (1998). *Transpressional kinematics and magmatic arcs*. In: HOLDSWORTH, R. E., STRACHAN, R. A. • DEWZY, J. E (eds). Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society, London, Special Publications, (Vol.135, pp. 327-340).
- Bobenrieth, L., Díaz, F., Davidson, J. y Portigliati, C. (1983). *Complemento del Mapa Metalogénico XI Región. Sector Norte Continental comprendido entre 45°Lat.Sur y el límite con la X Región*. CORFO. Informe Inédito SERNAGEOMIN.
- Brown, M. y Solar, G. (1998). *Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens*. Journal of Structural Geology, (20), 1365–1393.
- Bruhn, R., Stern, C. y Witt, M. (1978). *Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southern South America*. Earth and planetary Science Letter. (Vol.41, pp.32-46).
- Cabello, C. (2019). *Configuración estructural del basamento y su relación con el volcanismo activo de la zona volcánica sur*. Memoria de título, Depto. De Ciencias de la Tierra. U. de Concepción.
- Cande, S. y Leslie, R. (1986). *Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 91(1), 471-496.
- Cembrano, J. (1992a). *The Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ) in the province of Palena: Field and microstructural evidence of a ductile-brittle dextral shear zone*. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones, (43), pp. 3-27.

- Cembrano, J. (1998). *Kinematics and timing of intra-arc deformation, southern Chilean Andes*. Ph.D. Thesis (Unpublished), Dalhousie University, Canada.
- Cembrano, J. y Lara, L. (2009). *The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review*. *Tectonophysics*. (Vol. 471, pp. 96–113).
- Cembrano, J. y Hervé, F. (1993). *The Liquiñe Ofqui-Fault Zone: a major Cenozoic strike-slip duplex in the Southern Andes*. Second ISAG, pp. 175-178. Oxford, U. K.
- Cembrano, J., Hervé, F. y Lavenu, A. (1996). *The Liquiñe Ofqui Fault Zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile*. *Tectonophysics*. (Vol. 259, pp. 55-66).
- Cembrano, J. y Moreno, H. (1994). *Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo Cuaternario entre los 38°S y 46°S: Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente*. In Congreso Geológico Chileno. (Vol. 7, pp. 240-244).
- Corti, G., Moratti, G. y Sani, F. (2005). *Relations between surface faulting and granite intrusions in analogue models of strike-slip deformation*. *Journal of Structural Geology*, (27), 1547–1562.
- Crignola, P. (2000). *Depósitos metalíferos, anomalías geoquímicas y recursos energéticos del sector norte de la Región de Los Lagos*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapa de Recursos Minerales de Chile, No.6, 30 p., 1 anexo, 1 mapa escala 1:500.000. Santiago.
- Cristallini, E. (1998). *Introducción a las fajas plegadas y corridas*. Departamento de Ciencias Geológicas, Argentina. (pp. 4-12).
- De Saint Blanquat, M., Tikoff, B., Teyssier, C. y Vigneresse, J. (1998). *Transpressional kinematics and magmatic arcs*. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds.), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ. (Vol. 135, pp. 327–340).
- Delaney, P., Pollard, D., Ziony, J. y McKee, E. (1986). *Field relations between dikes and joints; emplacement processes and paleostress analysis*. *Journal of Geophysical Research*, (91), 4920–4938.
- Delanyi P., Pollard, D., Ziony, J. y Mckee, E. (1986). *Field relations between dikes and joints: emplacement processes and paleostress analysis*. *Journal of Geophysical Research*. (Vol. 91, pp. 4920-4938).
- Dewey, J. y Lamb, S. (1992). *Active tectonics of the Andes*. *Tectonophysics*, 205(1), 79-95.
- Duhart, P., Lara, L., Pérez, Y., Rodríguez, C., Antinao, J., Clayton, J., McDonough, M., Fonseca, E. y Muñoz, J. (1998). *Estudio Geológico económico de la Xª Región Norte*. Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe Registrado IR-98-15.

- Ewart, A (1982). *The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range*. Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks (Vol.7 pp. 25-98).
- Fornieris, J. y Holloway, J. (2003). *Phase equilibria in subducting basaltic crust: implications for H₂O release from the slab*. Earth and Planetary Science Letters, (214), 187–201.
- Fuenzalida, R. (1963). *Reconocimiento geológico de Alto Palena (Chiloé Continental)*. Depto. De Geología U. de Chile. Inédito.
- Futa, K. y Stern, C. (1988). *Sr and Nd isotopic and trace element compositions of orogenic Quaternary volcanic centers of the southern Andes*. Earth and Planetary Science Letters, (88), 253-262.
- Galland, O., de Bremond d'Ars, J., Cobbold, P.R. y Hallot, E. (2003). *Physical models of magmatic intrusion during thrusting*. Terra Nova (15), 405–409.
- Gerlach, D., Frey, F., Moreno, H. y López-Escobar, L. (1988). *Recent volcanism in the Puyehue–Cordón Caulle Region, Southern Andes, Chile (40.5°S): petrogenesis of evolved lavas*. Journal of Petrology (29), 333–382.
- Gill, J. B. (1981). *Bulk chemical composition of orogenic andesites*. In *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer, Berlin, Heidelberg. (pp. 97-167).
- Gonzalez, G., Cembrano, J., Aron, F., Veloso, E., y Shyu, J. (2009). *Coeval compressional deformation and volcanism in the central Andes, case studies from northern Chile (23°S-24°S)*.
- Göllner, P., Eisermann, J., Balbis, C., Petrinovic, I. y Riller, U. (2021). *Kinematic partitioning in the Southern Andes (39°S-46°S) inferred from lineament analysis and reassessment of exhumation rates*. International Journal of Earth Sciences. <https://doi.org/10.1007/s00531-021-02068-y>.
- Gribble, R., Stern, R., Newman, S., Bloomer, S y O'Hearn, T. (1998). *Chemical and isotopic composition of lavas from the northern Mariana Trough: Implications for magmagenesis in back-arc basins*. J. Petrol., (39), 125–154.
- Grove, T., Parman, S., Bowring, S., Price, R. y Baker, M. (2002). *The role of an H₂O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from Mt. Shasta region, N California*. Contributions to Mineralogy and Petrology (142), 375–396.
- Grove, T., Till, C., y Krawczynski, M. (2012). *The role of H₂O in subduction zone magmatism*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 40(1), 413–439.

- Guineberteau, B., Bouchez, J. y Vignerresse, J. (1987). *The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments*.
- Hausser, C., Heusser, L., Heusser, A. (1992). *Paleoecología de los depósitos del cuaternario en Chiloé Continental, Chile*. Revista Chilena de Historia Natural.
- Hawkins, J., y Melchior, J. (1985). *Petrology of Mariana Trough and Lau Basin basalts*. J. Geophys. Res., 90(B13), 11,431–11,468.
- Hervé, F. y Thiele, R. (1987). *Estado de conocimiento de las megafalla en Chile y su significado tectónico*, Megafaults in Chile: A review. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones, (No. 38, pp. 67-91).
- Hervé, M. (1976). *Estudio geológico de la Falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia)*. In Congreso Geológico Chileno, No. 1, Actas, (Vol. 1, pp. B-39-B56). Santiago.
- Hickey-Vargas, R., Frey, F., Gerlach, D. y López-Escobar, L. (1986). *Multiple sources for basaltic arc rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes (34°-41S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust*. Journal of Geophysical Research (91), 5963–5983.
- Hickey-Vargas, R., Gerlach, D. y Frey, F. (1984). *Geochemical variations in volcanic rocks from central-south Chile (33°-42°S): implications for their petrogenesis*. In: Harmon, R., Barreiro, B. (Eds.), *Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints*. Shiva Publishing Limite, England, (pp. 72–95).
- Hickey-Vargas, R., Moreno, H., López Escobar, L. y 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 crustal assimilation*. Contributions to Mineralogy and Petrology (103), 361–386.
- Hickey-Vargas, R., Sun, M. y Holbik, S. (2016). *Geochemistry of basalts from small eruptive centers near Villarrica stratovolcano, Chile: Evidence for lithospheric mantle components in continental arc magmas*. Geochimica et Cosmochimica Acta, (185), 358–382.
- Hildreth, W. y Moorbath, S. (1988). *Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile: Contributions to Mineralogy and Petrology*.
- Hutton, D. (1988). *Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies*. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Science (79), 245–255.

- Hutton, D. (1988). *A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal Granite, NW Ireland*. Journal of the Geological Society of London (139), 615–631.
- Irvine, T. y Baragar, W. (1971). *A guide to the chemical classification of the common rocks*. Journal of South American Earth Sciences, (Vol. 8, pp. 523-548).
- Izbekov, P., Gardner, J. y Eichelberger, J. (2004). *Comagmatic granophyre and dacite from Karymsky volcanic center, Kamchakta; experimental constraints and magma storage conditions*. Journal of Volcanology and Geothermal Research (131), 1–18.
- Jackson, M., Cheadle, M. y Atherton, M. (2003). *Quantitative modeling of granitic melt generation and segregation in the continental crust*. Journal of Geophysical Research 108, no. 2332.
- Jacques, G., Hoernle, K., Gill, J., Wehrmann, H., Bindeman, I. y Lara, L. (2014). *Geochemical variations in the Central Southern Volcanic Zone, Chile (38°-43°S): The role of fluids in generating arc magmas*. Chemical Geology. 371, 27-45. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2014.01.015.
- Johnson, K., Dick, H. y Shimizu, N. (1990). *Melting in the oceanic upper mantle: An ion microprobe estudy of diopsides in abyssal peridotite*. Journal Geophys.Res.,95, 2661-2678.
- Jordan, T., Isaaks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V. y Ando, C. (1983). *Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate*. Geological Society of America, Bulletin, (Vol. 94, No. 3, pp. 341-361).
- Jordan, T. (1995). *Retroarc foreland and related basins, in Tectonics of Sedimentary Basins*, edited by C. J. Busby and R. V. Ingersoll, pp. 331–362, Blackwell, Malden, Mass.
- Kalakay, T., John, B. y Lageson, D. (2001). *Fault-controlled pluton emplacement in the Sevier fold-and-thrust belt, SW Montana*. Journal of Structural Geology (23), 1151–1165.
- Kay, S., Ramos, V., Mpodozis, C. y Sruoaga, P. (1989). *Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Godwana margin: Analogy to the Moddle Proterozoic in the North America?*. Geology, (Vol.17, pp.324-328).
- Kereszturi, G. y Németh, K. (2012). *Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation*. Updates in Volcanology - New Advances in Understanding Volcanic Systems.
- Kurszlauskis, S. y Lorenz, V. (2016). *Differences and similarities between emplacement models of kimberlite and basaltic maar-diatreme volcanoes*. Geological Society, London, Special Publications.
- Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T. y Bataille, K. (2008). *First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone*

at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes. Tectonophysics (455), pp. 14–24.

Lara, L., Cembrano, J. y Lavenu, A. (2008). *Quaternary vertical displacement along the Liquine-Ofqui Fault Zone: Differential uplift and coeval volcanism in the Southern Andes?*. International Geology Review, 2008, 50 (11), p. 975-993.

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

Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettini, B. (1986). *A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram*. Journal of Petrology, (Vol. 27, pp. 745-750).

López-Escobar, L., Frey, F. y Vergara, M. (1977). *Andesites and high alumina basalts from the central-south Chile High Andes: Geochemical evidences bearing on their petrogenesis*. Contributions to Mineralogy and Petrology, (Vol. 63, pp. 199-228).

López-Escobar, L., Parada, M., Hickey-Vargas, R., Frey, F., Kempton, P. y Moreno, H. (1995a). *Calbuco volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui fault zone, Chile (41°–42° S): contrasting origin of andesitic and 78 basaltic magma in the southern volcanic zone of the Andes*. Contrib. Mineral. Petrol. 119 (4), 345–361.

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

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

Malumián, N. y Ramos, V. (1984). *Magmatic intervals, transgression-regression cycles and oceanic events in the Cretaceous and Tertiary of southern South America*. Earth and planetary Science Letter, (Vol.67, pp.228-237).

McGee, L., Beier, C., Smith, I. y Turner, S. (2011). *Dynamics of melting beneath a small-scale basaltic system: a U–Th–Ra study from Rangitoto volcano, Auckland volcanic field, New Zealand*. Contrib. Mineral. Petrol. 162 (3), 547–563.

McGee, L. y Smith, I. (2016). *Interpreting chemical compositions of small-scale basaltic systems: A review*. Journal of Volcanology and Geothermal Research (325), 45-60.

- Melnick, D., Rosenau, M., Folguera, A. y Echtler, H. (2006). *Neogene tectonic evolution of the Neuquén Andes western flank (37-39°S)*. Geological Society of America. Special Paper 407, 73-95.
- Mena, R. (2015). *Geoquímica, Desarrollo y cronología de los Centros Eruptivos Menores de Cayutué situados sobre la traza de Falla Liquiñe-Ofqui, entre S41°10' Y S41°20', Región de Los Lagos*. Memoria de Geólogo. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.
- Morgado, E. (2015). *Contrasting records from mantle to Surface of Holocene lavas of two nearby arc volcanic complexes: Caburgua-Huelemolle small eruptive centers and Villarrica volcano, Southern Chile*. Tesis para optar al grado de magíster en ciencias, mención Geología. Universidad de Chile, Santiago.
- Mpodozis, C. y Ramos, V. (1989). *The Andes of Chile and Argentina. In Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, (Vol.11, pp.59-90).
- Muller, O., Pollard, D. (1977). *The stress state near Spanish peaks, Colorado, determined from a dike pattern*. Pure and Applied Geophysics (PAGEOPH) 115, 69–86.
- Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, J., Brook, M. y Snelling, N. (1988). *Geochronology of the Lake Region of south-central Chile (39°-42°S): Preliminary results*. Journal of South America Earth Sciences. (Vol. 1, (3), pp. 309-316).
- Musumeci, G., Mazzarini, f., Corti, G., Barsella, M. y Montanari, D. (2005). *Magma emplacement in a thrust ramp anticline: the Gavorrano Granite (northern Apennines Italy)*. Tectonics 24, TC6009. DOI:10.1029/2005TC001801.
- Myers, J. y Eugster, H. (1983). *The system Fe-Si-O: Oxygen buffer calibrations to 1,500K*. Contrib. Mineral. Petrol. (Vol. 82, pp. 75-90).
- Nakamura, K. (1977). *Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation – Principle and proposal*. Journal of volcanology and geothermal research. (Vol. 2, pp. 1-16).
- Nakamura, E., Campbell, M., McCulloch, S. y Sun, S. (1989). *Chemical geodynamics in a back arc region around the Sea of Japan: Implications for the genesis of alkaline basalts in Japan, Korea, and China*. Journal Geophys. Res., 94, 4634-4654, 1989.
- Naranjo, J. y Stern, C. (2004). *Holocene tephrochronology of the southernmost part (42-45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone*. Revista Geológica de Chile 31 (2), 225-240. DOI: 10.5027/andgeoV31n2-a03.
- Németh, K. (2010). *Monogenetic volcanic fields: origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism*. In: Canon- Tapia E, Szakacs A (eds) What Is a Volcano? Geological Society of America, Boulder, pp 43–66.

- Németh, K. y Kereszturi, G. (2015). *Monogenetic volcanism: personal views and discusión*. International Journal of Earth Sciences.
- Newman, S., Stolper, E. y Stern, R. (2000). *H₂O and CO₂ in magmas from the Mariana arc and back arc systems*, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1, 1999GC000027 [15,062 words].
- Parada, M., Lahsen, A. y Palacios, C. (2001). *Ages and geochemistry of Mesozoic-Eocene back-arc volcanic rocks in the Aysén region of the Patagonian Andes, Chile*. *Andean Geology*, (Vol.28, núm.1, pp.25-46).
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P. (1987). *Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time*. *Tectonics*, 6 (3), 233-248.
- Parra, F. (2020). *Volcanismo sobre la traza del Sistema de fallas Liquiñe-Ofqui: Petrogénesis de los centros eruptivos menores del Estuario de Reloncaví (S41°20' – S41°30')*, región de los Lagos, Chile. Memoria de Geólogo, Universidad Mayor.
- Pearce, J. (1983). *Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins*. In: Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. eds. *Continental basalts and mantle xenoliths*, Nantwich, Cheshire: Shiva Publications, pp. 230-249.
- Pérez-Flores, P., Cembrano, J., Sánchez-Alfaro, P., Veloso, E., Arancibia, G. y Roquer, T. (2016). *Tectonics, magmatism and paleo-fluid distribution in a strike-slip setting: Insights from the northern termination of the Liquiñe-Ofqui fault System, Chile*. *Tectonophysics*. (Vol. 680, pp.192-210).
- Petford, N. y Gallagher, K. (2001). *Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma*. *Earth and Planetary Science Letters* (193), 483–489.
- Piquer, J., Skarmeta, J. y Cooke, D. (2015). *Structural evolution of the Rio Blanco-Los Bronces district, Andes of Central Chile: controls on stratigraphy, magmatism and mineralization*. *Economic Geology*. (Vol. 110, pp.1995-2023).
- Plank, T. y Langmuir, C. (1998). *The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle*. *Chemical Geology*, 145(3-4), 325–394.
- Ramos, V. (1989). *Andean foothills structures in northern Magallanes Basin, Argentina*. *The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, (Vol.73, No.7, pp. 887-903).
- Ramos, V. y Kay, S. (1992). *Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions*. *Tectonophysics*, (Vol. 205, pp. 261-282).
- Rawson, H., Keller, T., Fontijn, K., Pyle, D., Mather, T., Smith, V. y Naranjo, J. (2016). *Compositional variability in mafic arc magmas over short spatial and temporal scales:*

Evidence for the signature of mantle reactive melt channels. Earth and Planetary Science Letters, (456), 66–77.

Rosenau, M. (2004). *Tectonics of the Southern Andean intra-arc zone (38°-42°S)*. Ph.D. thesis. 154 pp. Freie University. Berlin.

Rosenau, M., Melnick, D. y Echtler, H. (2006). *Kinematic constraints on intra-arc shear and train partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude.* Tectonophysics. (Vol. 25, (TC4013), pp.1-16).

Sánchez-Alfaro, P., Pérez-Flores, P., Arancibia, G., Cembrano, J. y Reich, M. (2013). *Crustal deformation effects on the chemical evolution of geothermal systems: the intraarc Liquiñe–Ofqui Fault System, Southern Andes.* International Geology Review. (Vol. 55, pp.1384-1400). Santiago.

Sekine, P. (1982). *The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization.* Contributions to mineralogy and petrology , 375-380.

Servicio Nacional de Geología y Minería y Bureau de Recherches Géologiques et Minières (SNGM y BRGM). (1995). *Carta metalogénica X Región Sur, Chile.* Informe Registrado IR 95-05, 4 Tomos, 10 Vols., 95 mapas. Santiago.

Siebert, L. y Simkin, T. (2002). *Volcanoes of the World: an Illustrated Catalog of Holocene Volcanoes and their Eruptions.* Smithsonian Institution, Global Volcanism Program Digital Information Series, GVP-3, (<http://www.volcano.si.edu/world/>).

Sigurdsson, H. (1999). *Encyclopedia of volcanoes*, academic press, pp. 683-694.

Smith, R. (1987). *Dyke emplacement at Spanish Peaks, Colorado.* In: Halls, H.C., Fahrig, W.F. (Eds.), *Mafic Dyke Swarms.* Geological Association of Canada Bd, p. 47-44. Ontario.

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

Stern, C. R. (2002). *Subduction zones.* Reviews of Geophysics, 40(4), 1012.

Stern, C.R. (2004). *Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting.* Revista Geológica de Chile. (Vol.31, no.2, pp.161-206).

Stern, C.R., Moreno, P., Henríquez, W., Villa-Martínez, R., Sagredo, E. y Aravena, J. (2013). *Tephrochronology in the area around Cochrane, southern Chile.* Bollettino di Geofisica 54, Supplement (2), 199-202

Sun, M. (2001). *Geochemical variation among small eruptive centers in the central SVZ of the Andes: an evaluation of subduction, mantle and crystal influences*. FIU Electronic Theses and Dissertations, DOI: 10.25148/etd.FI15071601.

Sun, S, y McDonough W. (1989) *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. In: Saunders AD, Norry MJ (eds) *Magmafism in the oceanic basins*. Geol Soc Spec Publ Lond (Vol. 42, pp. 313-345).

Takada, A. (1994). *The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism*. Journal of Geophysical Research (Vol.99, Nro.13, pp.563–573).

Tassara, A., Götze, H., Schmidt, S. y Hackney, R. (2006). *Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin*. Journal of geophysical research. DOI: 10.1029/2005JB003976.

Tassara, A. y Echaurren, A. (2012). *Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models*. Geophysical Journal International. (Vol. 189 (1), pp. 161-168).

Thiele, R., Castillo, J., Hein, R. y Ulloa, M. (1978). *Geología del sector fronterizo de Chiloé Continental entre los 43°00' y 43°45' L.S., Chile*. Resúmenes VII Congreso Geológico Argentino, Neuquen, Argentina.

Tolozá, V., Amigo, A., Hermosilla, G. y Bertini, L. (2017). *Informe de visita técnica sobre peligros volcánicos en Villa Vanguardia, Región de los Lagos*.

Tolozá, V. y Bertin, L. (2018). *Evaluación de peligros volcánicos en Villa Vanguardia, comuna de Chaitén, Región de los Lagos*.

Urbina, O. (2001). *Geología de la Cordillera Norpatagónica en el área del río Palena. XI Región de Aysén*. Memoria de título, Depto. De Geología. U. de Chile.

Urbina, O. (2003). *Evolución Geologica de la cordillera Norpatagónica en el área del río Palena. XI Región de Aysén. Chile: Nuevos Antecedentes*. En congreso Geológico Chileno Nro. 10.

Valentine, G. y Gregg, T. (2008). *Continental basaltic volcanoes — Processes and problems*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 177(4), 857–873. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.01.050.

Wang, K., Plank, T., Walker, J., y Smith, E. (2002). *A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA*. Journal of Geophysics Research, (Vol. 107). Do: 10.1029/2001JB000209.

Watt, S. (2010). *Records of volcanism and control on volcanic processes in southern Chile*. Thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy. Worcester College and the Department of Earth Sciences, University of Oxford.

Watt, S., Pyle, D. y Marther, T. (2013). *The volcanic response to deglaciation: Evidence from glaciated arcs and a reassessment of global eruption records*. Earth-Science Reviews.

Weller, D., De Porras, M., Maldonado, A., Méndez, C., Stern, C. (2017). *Holocene tephrocronology of the lower Río Cisnes valley, southern Chile*. Andean Geology 44, (Vol 3. Pp 229-248). Doi: 10.5027/andgeoV44n3-a01.

White, D. y Ross, P. (2011). Maar-diatreme volcanoes: A review. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 201(1-4), 1-29.

Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Chapman & Hall, 466 pp.

Winter, J. (1972). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, New Jersey.

Woodcock, N. y Fischer, M. (1986), *Strike-slip duplexes*. Journal Structural Geology, (Vol. 25, pp. 725-735).

Yoshikawa, M. y Nakamura, E. (2000). *Geochemical evolution of the Horoman peridotite complex: Implications for melt extraction, metasomatism, and compositional layering in the mantle*. Journal of Geophysical Research, (Vol 105. Pp 2879-29).





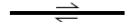





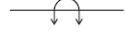

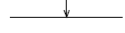






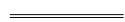





Zellmer, G., Sakamoto, N., Iizuka, Y., Miyoshi, M., Tamura, Y., Hsieh, H., y Yurimoto, H. (2014). *Crystal uptake into aphyric arc melts: Insights from two-pyroxene pseudo-decompression paths, plagioclase hygrometry, and measurement of hydrogen in olivines from mafic volcanics of SW Japan*. Geological Society of London, Special Publications. 385(1), 161-184.

SOLO USO ACADÉMICO

ANEXOS

Anexos A: Simbología y Leyenda mapa Geológico de Chile escala 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2002), para figura 6 del texto.

SIMBOLOGIA

	Contacto geológico observado, inferido, cubierto
	Falla observada, inferida, cubierta
	Falla inversa
	Falla normal
	Falla de rumbo, flechas indican sentido de desplazamiento
	Falla fotointerpretada
	Milonitas
	Nitratos
	Traza de plano axial de anticlinal
	Traza de plano axial de sinclinal
	Traza de plano axial de anticlinal volcado
	Traza de plano axial de sinclinal volcado
	Traza de flexura con indicación de manteo del limbo
	Centro volcánico
	Caldera
	Capital nacional (área urbana)
	Capital regional
	Ciudad o pueblo
	Carretera
	Camino principal
	Río, estero o curso de agua intermitente
	Lago, laguna o embalse
	Glaciar, ventisquero o hielo
	Isolínea batimétrica
	Límite internacional

	SECUCENCIAS SEDIMENTARIAS	SECUCENCIAS VOLCANOSSEDIMENTARIAS	SECUCENCIAS VOLCANICAS	ROCAS INTRUSIVAS	ROCAS METAMORFICAS	
Cuaternario	Qan Holoceno Depósitos de origen antrópico: trauques de relave y depósitos de material estéril de la gran minería de cobre; rellenos sanitarios.		Q3i Cuaternario Estratovolcánicos y complejos volcánicos: lavas basálticas a riolíticas, domos y depósitos proclásticos andesítico-basálticos a dacíticos, principalmente calcocalcálicos, adakíticos al sur de los 4°S. En la Cordillera Principal, regiones I a III: volcanes Taupaca, Paríacota, Lascar y Cjos del Salado. Principalmente holocenos en la Cordillera Principal, regiones Metropolitana a X: volcanes San José, Peteroa, Añilco, Llaima, Villarrica, Osorno y Calbuco, entre otros, en la Cordillera Patagónica, regiones XI a XII: volcanes Hudson, Lautaro y Monte Burney. En Atlántica: isla Deception.			
	Q1 Pleistoceno-Holoceno Depósitos aluviales, coluviales y de remoción en masa, en menor proporción fluvio-glaciales, delatcos, litorales o indiferenciados. En la Depresión Central, regiones Metropolitana a IX: abaricos mixtos de depósitos aluviales y fluvio-glaciales con intercalación de depósitos volcanoclasticos.		Q2t Cuaternario Depósitos de flujo proclástico, localmente soldados. En la Cordillera Principal, regiones I a III: ignimbritas Tuyafo, Cajón, Chato Aislado.	Q3av Cuaternario Depósitos de avalancha volcánica, asociados a colapso parcial de edificios volcánicos. En la Cordillera Principal, regiones I a VI: avalanchas de Paríacota, Ollague, Socompa, Colón-Coya y Teno.		
	Qf Pleistoceno-Holoceno Depósitos fluviales, gravas, arenas y limos del curso actual de los ríos mayores o de sus terrazas subactuales y llanuras de inundación.					
	Qm Pleistoceno-Holoceno Depósitos litorales: arenas y gravas de playas actuales.					
	Qa Pleistoceno-Holoceno Depósitos aluviales, subordinadamente coluviales o lacustres: gravas, arenas y limos. En la Depresión Central, regiones I a III: abaricos aluviales.					
	Q1g Pleistoceno-Holoceno Depósitos morénicos, fluvio-glaciales y glaciales: diamantos de bloques y matriz de limonita, gravas, arenas y limos. En la Cordillera Principal, regiones I a IV. En la Depresión Central, regiones IV, V, X, en regiones XI y XII: lobullos morénicos en el frente de las lagos proglaciales, abaricos fluvio-glaciales frontales o varnes en la ribera de lagos o cursos fluviales, asociados a las principales glaciaciones del Pleistoceno donde son indiferenciados o relativos a las glaciaciones Llanquihue (1. 35-14.2 ka), Santa María (2. 203-132 ka), Río Llico (3. 480-336 ka) o Caracá (4. 687-512 ka).					
	Qe Pleistoceno-Holoceno Depósitos eólicos: arenas finas a medias con intercalaciones biocásticas en dunas y barrajes ligo activos como inactivos. En las regiones I a VII: dunas de Santo Domingo y Quilvoque.					
	PIIm Pleistoceno Secuencias sedimentarias marinas litorales o fluviales estuarias: coquinas, conglomerados coquinales, areniscas y conglomerados dispuestos en niveles alterados emergidos. En la costa, regiones I y III: Estratos de Mejillones y de Caldera, en la región X: Estratos de Niebla (Cancagua).					
		PP1f Plioceno-Pleistoceno Depósitos de remoción en masa: brechas polymíticas con matriz de arenalino en proporción variable, de flujo o deslizamiento gradual. En la Cordillera Principal: Raje de detritos de las quebradas Luta y Camarones (región I); avalancha de detritos de Colón-Coya (región VI).		PI3 Pleistoceno Secuencias lávicas y centros volcánicos básicos e intermedios: domos, proclásticos andesítico-basálticos. En la Cordillera Principal, regiones Metropolitana a X.		
		PP1c Plioceno-Pleistoceno Conglomerados, areniscas, limolitas y arcillolitas, generalmente consolidados, de facies principalmente aluviales, subordinadamente lacustres y eólicas. En las regiones I a III: formas abaricos aluviales radeas mientras en Chile central (Estratos de Pofreño Alto) son niveles alterados adosados al sustrato de la zona costera.		PI3t Plioceno-Pleistoceno Secuencias y centros volcánicos parcialmente erodados: lavas principalmente basálticas con intercalaciones de lobos y conglomerados. En la Cordillera Principal, regiones VII a X: formaciones Cota de Zoro y Mateco en la Cordillera Patagónica, región XII: basaltos de Pali-Aike, en las islas oceánicas: volcán Poike (Isla de Pascua), archipiélago Juan Fernández, isla Salas y Gómez; islas San Félix y San Ambrosio.		
	PP1l Plioceno-Pleistoceno Secuencias sedimentarias lacustres: limos y arcillas con intercalaciones de niveles calcáreos, conglomerados o proclásticos. En la Cordillera Principal, regiones I y II: formaciones Luca, Chichu y El Tambo.		PI3i Plioceno Centros volcánicos: lavas, domos y depósitos proclásticos andesíticos a dacíticos, conos de proclastos y lavas basálticas a andesítico-basálticas. En la Cordillera Principal, regiones I a III: volcanes Larrancagua, Milto, Peñas Blancas y Laguna Escondida, en la región XI: centros volcánicos de la península de Taltao.			
CENOZOICO		MP2 Mioceno Superior-Plioceno Secuencias volcanosedimentarias: conglomerados, lavas andesíticas, domos y tobas. En la Cordillera Principal, región VIII: Formación Mitraquén.	MP3 Mioceno-Plioceno Basaltos de plácula y rocas proclásticas intermedias a ácidas. En la Cordillera Principal, región VII y Cordillera Patagónica, regiones XI y XII: basaltos de Chile Chico, adakitas de península de Taltao y Formación Palomares.		Pg Plioceno (4-0 Ma) Granodioritas, tonalitas y monzogranitos. En la costa, región XI: granolitos de península Tres Montes y Taltao, en la Cordillera Patagónica, región XI: intrusivo del río de las Nieves.	
	M3s Mioceno-Cuaternario Depósitos evaporíticos: sulfatos, cloruros, carbonatos y niveles detriticos finos, localmente con bórax y/o litio. En los salares, regiones I a III: salares de Surte, Huasco, Coposa, Pintados, Bellavista, Grande, Alacama, Pedemales y Maricunga.		M3t Mioceno Superior Ignimbritas dacíticas a riolíticas y depósitos proclásticos asociados a estratovolcánicos. En la Cordillera Principal, regiones I a IV: ignimbritas Uña, Sifón, San Andrés, Grande y Formación Valleco.	M3i Mioceno Superior Centros y secuencias volcánicas: lavas, domos y depósitos proclásticos, andesíticos a dacíticos, con intercalaciones aluviales, asociados a depósitos epitermales de Au-Ag. En la Cordillera Principal, regiones I a IV: volcanes Chupalempu, Capapó, Wheelwright y Formación Vacas Heladas.		Msh Mioceno Superior (8-4 Ma) Pórfidos andesíticos, dacíticos y granodioríticos de hornblenda, portadores de mineralización de tipo Porfido cuprífero gigante y chimeneas de brechas. En la Cordillera Principal, región VI: El Teniente.
	MPIm Mioceno Superior-Plioceno Secuencias sedimentarias marinas transgresivas: areniscas, limolitas, coquinas, conglomerados, calizas y brechas. En la costa, regiones I a VIII: formaciones La Portada, Bahía Inglesa, Coquimbo, Navidad y Tubo.		M3o Mioceno Serpentinitas, gabbros, diques y lavas almohadadas diabásicas, con intercalaciones de limolitas y areniscas finas. En la región XI: ofiolitas de la península de Taltao.	M3v Mioceno Inferior-Medio Depósitos de avalancha volcánica asociados a colapso parcial de estratovolcánicos; depósitos de remoción en masa gravitacionales. En la Cordillera Principal, regiones I y III.		M3g Mioceno Superior (13-7 Ma) Granodioritas de hornblenda y biotita, en menor proporción monzogranitos, monzonitas cuarcíferas y monzonolitas. En la Cordillera Principal, regiones Metropolitana y VI: plutones La Gloria y San Gabriel.
	MP1c Mioceno Superior-Plioceno Secuencias sedimentarias clásticas de piedemonte, aluviales, coluviales o fluviales: conglomerados, areniscas y limolitas. En las regiones I a IV: formaciones Huaylas, Luta y Pastos Chicos, Gravas del Cospupú, en la región XI: Formación Galeas.		M3b Mioceno Lavas basálticas y andesítico-basálticas continentales. En la Cordillera de la Costa, región V: Lavas Las Pataguas, en la Cordillera Patagónica, región XII: Complejo Volcánico Paeksaddle.	M3t Mioceno Inferior-Medio Secuencias proclásticas dacíticas a riolíticas asociadas a cadenas de colapso. En la Cordillera Principal, regiones I a III: ignimbritas Huasco, Maricunga y Vega Helada.		Mh Mioceno (20-12 Ma) Pórfidos dacíticos, andesíticos, monodioritas y dioritas de hornblenda, piroxeno y biotita. En la Cordillera Principal, regiones I a III: pórfidos de Fogués, Chapuilla y "Pórfidos auríferos" de la Franja de Maricunga. En la Depresión Central y Cordillera Principal, región Metropolitana: cerro Manquehue.
	MP1l Mioceno Superior-Plioceno Secuencias sedimentarias lacustres, en parte fluviales y aluviales: limos, arenas, conglomerados, calizas y cenizas volcánicas. En las regiones I, II: formaciones El Liso, Ollague y Villama.		M3i Mioceno Inferior-Medio Complejos volcánicos parcialmente erosionados y secuencias volcánicas: lavas, brechas, domos y rocas proclásticas andesítico-basálticas a dacíticas. En la Cordillera Principal, regiones I a VIII: complejo volcánico Doña Inés y Cjos de Maricunga; formaciones Cerro Las Tortolas y Faretones.			M3o Mioceno (18-4 Ma) Granodioritas, dioritas y tonalitas. En la Cordillera Principal, regiones VII a X: en la Cordillera Patagónica, regiones XI y XII: franja central del Batoflito Nuplagagnico y plutones orientales, plutones Liguife, San Lorenzo, Paso Las Lavas y Torres del Paine.
	M1c Mioceno Inferior-Medio Secuencias sedimentarias de abaricos aluviales, piedemonte o fluviales: gravas, arenas y limos con ignimbritas intercaladas. En las regiones I a III: formaciones Dabó, Chacal, Alto de Pica (superior) y Gravas de Atacama, en las regiones VIII a IX: Formación Cura-Mallín (superior), en la región XI: Formación Las Dunas.					M3m Mioceno Inferior-Medio (22-16 Ma) Granodioritas, monzogranitos, monzonolitas, monzonitas y dioritas de biotita y hornblenda. En Cordillera Principal, regiones V y Metropolitana: Plutón La Cruz.
	M1m Mioceno Secuencias sedimentarias marinas transgresivas platformales: areniscas finas, arcillolitas y limolitas. En la costa, región VIII: Fm. Ranquil, en la Depresión Central, región IX: Formación Choldid.					

Periodo	Unidad	Descripción
Paleógeno	OM1m	Oligoceno-Mioceno Secuencias sedimentarias marinas areniscas y coquinas. En la región XI: Formaciones Guadalupe y Ayacura.
	OM2m	Oligoceno-Mioceno Secuencias volcanosedimentarias marinas: cherts, areniscas y lutitas con lavas y brechas basálticas intercaladas. En la región XI: Formación Traiguén.
	OM1c	Oligoceno-Mioceno Secuencias sedimentarias continentales paralicas o aluviales: conglomerados, areniscas, lutitas, calizas y mantos de carbón. En la Cordillera Principal y Precordillera, regiones I y II; formaciones Años de Faja (inferior) y San Pedro, en la Cordillera de la Costa, región X; Estratos de Pupunahue y Parga, Formación Cheuquemé, en la región XII: Formación Loreto.
	OM2c	Oligoceno-Mioceno Secuencias volcanosedimentarias: lavas basálticas y dacíticas, rocas epiclasticas y proclásticas. En la Cordillera Principal, regiones I a IV; Formaciones Lipica, Escabrozo, Abanico, Coya-Machali, Curamalin (inferior).
	EM1m	Eoceno-Mioceno Secuencias sedimentarias marinas subtorales: lutitas y arcillitas. En la región XII: Grupo Bahía Inútil.
	EO1c	Eoceno-Oligoceno Secuencias sedimentarias continentales aluviales y fluviales: conglomerados, areniscas y lutitas, con intercalaciones menores de yeso, tobos y lavas. En las regiones I a II: Formaciones Azapa, Sclat, y Calama.
	EO2c	Eoceno-Oligoceno Secuencias volcanosedimentarias: brechas volcanoclasticas, bloques cherticos y areniscas lutificadas, intercalaciones evaporiticas (yeso), lutitas y calizas locales. En la Cordillera Principal, región III: estratos Llano Gasés Blancos y Río Nevado (Aldebarán).
	EO3c	Eoceno Secuencias volcanosedimentarias: brechas sedimentarias y volcánicas, areniscas e intercalaciones de tobos. En la Cordillera, regiones II a IV; Estratos (zona Amariña, Formaciones Pisco y Aclatunaga), Gravas del Torín.
	ETc	Eoceno Secuencias sedimentarias continentales paralicas: areniscas, lutitas y mantos de carbón. En la costa, región VIII: Formación Tihucoc; en la región XI: Formación San José.
	ETm	Eoceno Secuencias sedimentarias marinas areniscas y lutitas. En la región VIII: Formación Millonque; en la región XII, parte inferior del Grupo Bahía Inútil.
	PE1c	Paleoceno-Eoceno inferior Secuencias sedimentarias continentales aluviales, fluviales o lacustres: areniscas, conglomerados, lutitas, niveles evaporiticos y carbonosos. En la Cordillera Principal, región II: Formaciones Chopras y Sigla; en la Precordillera, región II: "Unidad Narrajan"; en la región XI: Formación Liguño Márquez.
	PE1	Paleoceno-Eoceno Secuencias sedimentarias marinas y transicionales: areniscas, lutitas calcáreas y mantos de carbón. En la costa, región VIII: Formaciones Curanahué y Boca Lebu.
	PA1m	Paleoceno Secuencias sedimentarias marinas detriticas y paralicas: areniscas e limolitas. En la región XII: Formación Chorro Chico.
	KT1c	Cretácico Superior-Terciario inferior Secuencias sedimentarias continentales aluviales y fluviales: conglomerados, areniscas y limolitas rojas. En la Precordillera de la región II: Formaciones Tolar y Tambillo, estratos de Quepe y Barros Arana.
	KS1m	Cretácico Superior Secuencias sedimentarias marinas de plataforma, litóreas o transicionales: areniscas, conglomerados, lutitas, calizas estratificadas y oolíticas, sucesiones turbiditicas. En la Cordillera Principal, región II: Formación Lomas Negras y Estratos de Quebrada Blanca de Pogue; en la costa, regiones VII y VIII: Formación Quiriquina; en la XII: Formaciones Cerro Toro y Punta Barros.
	KS1mp	Campaniano-Maestrichtiano Secuencias sedimentarias marinas y paralicas: areniscas y lutitas. En la región XII: Formaciones Tres Pasos, Rocalosa, Fuentes, Cerro Cuchilla y Dorotea.
	KS1c	Cretácico Superior Secuencias sedimentarias continentales aluviales y lacustres: conglomerados, brechas, areniscas y limolitas rojas con intercalación de tobos rojizos y lavas andesiticas. En la Precordillera, regiones I a III: Formaciones Guaviña, Cerro Estipé (inferior) y Parlicar (inferior); Estratos del Leoncito.
	KIa2	Cretácico inferior alto (Albiano-Denominiano) Secuencias sedimentarias y volcánicas: lutitas, fluviales y lacustres: areniscas, conglomerados, limolitas, calciflitas y brechas sedimentarias con intercalación de tobos. En la región IV: Formaciones Pucallma y Villa (inferior); en la Cordillera Principal, regiones V y Metropolitana: Formaciones Cosmapu y Cristo Redentor.
	KI1m	Cretácico inferior (Neocomiano) Secuencias sedimentarias marinas litóreas: calizas, calcarenitas, areniscas, margas y coquinas. En las regiones I a IV: Formaciones Blanco, El Way, Grupo Chañarillo y Río Tacadero.
KI2m	Cretácico inferior (Neocomiano) Secuencias volcánicas y sedimentarias marinas: lavas andesiticas y basálticas, tobos y brechas volcánicas y sedimentarias, areniscas y calizas fosilíferas. En la Cordillera, región III: Estratos Cerro El Aguila; en la Cordillera Principal, región IV: Formación Los Pelambres; en la Cordillera de la Costa, regiones V y Metropolitana: Formación Lo Prado.	
KS2c	Cretácico Superior Secuencias volcanosedimentarias: areniscas, paraconglomerados, lavas andesiticas y dacíticas, intercalaciones de ignimbritas, lutitas y calizas. En la Precordillera, regiones II y III: Estratos Cerro Tolosa y Formación Verdoso.	
KE2	Cretácico-Eoceno Secuencia volcanosedimentaria: lutitas y rocas epiclasticas. En la región XI: secuencia de Puerto Good en Isla Byron.	
KS2c	Cretácico Superior Secuencias volcanosedimentarias continentales: rocas epiclasticas y proclásticas rojizas, lavas andesiticas e intratíticas. En la Precordillera, región I a III: Formaciones Quebrada Mala, Llanu, Hornos; en las regiones IV a Metropolitana: Formaciones Quebrada Seca, Vitilla (oriental), Los Esquiños y La Valle.	
KS3	Cretácico Superior Secuencias volcánicas continentales: lavas, domos y brechas basálticas a dacíticas con intercalaciones proclásticas y epiclasticas. En la Precordillera, regiones I a IV: Formación Cerro Empexa (superior), Estratos del Estanque, Cerro Los Carneros; en la Cordillera Patagónica, región XI: Grupo Niregaco.	
KSa	Cretácico Superior Secuencias y complejos volcánicos ácidos: ignimbritas, domos e intrusivos dacíticos a ríolíticos, asociados a cadenas de colapsos. Entre las cordilleras Principal y de la Costa, regiones II a IV: Ignimbritas de Cerro Los Tigres-Cerro Dominador, cadenas de Condorito, Las Pircas y Cerro Tolosa.	
KS3	Cretácico Superior Secuencias volcánicas continentales: lavas, domos y brechas basálticas a dacíticas con intercalaciones proclásticas y epiclasticas. En la Precordillera, regiones I a IV: Formación Cerro Empexa (superior), Estratos del Estanque, Cerro Los Carneros; en la Cordillera Patagónica, región XI: Grupo Niregaco.	
KIa3	Cretácico inferior alto Secuencias y complejos volcánicos continentales: lavas y brechas basálticas a andesiticas, rocas proclásticas andesiticas a ríolíticas, escasas intercalaciones sedimentarias. En las regiones II y III: Formaciones Susca, Punta Barranco y Estratos de Quebrada San Cristóbal; en la Cordillera Patagónica, región XI: Grupo Divisadero.	
KI2e	Cretácico inferior-Cretácico superior Secuencias sedimentarias y volcánicas continentales, con escasas intercalaciones marinas: brechas sedimentarias y volcánicas, lavas andesiticas, oolitos, conglomerados, areniscas, limolitas, calcáreas, lacustres con flora fosil, localmente calizas fosilíferas marinas en la base. En Cordillera de la Costa, regiones IV, V y Metropolitana: Formaciones Quebrada Marquesa y Veta Negra.	
KI2m	Cretácico inferior (Neocomiano) Secuencias volcánicas y sedimentarias marinas: lavas andesiticas y basálticas, tobos y brechas volcánicas y sedimentarias, areniscas y calizas fosilíferas. En la Cordillera, región III: Estratos Cerro El Aguila; en la Cordillera Principal, región IV: Formación Los Pelambres; en la Cordillera de la Costa, regiones V y Metropolitana: Formación Lo Prado.	
OM3	Oligoceno-Mioceno Secuencias proclásticas dacíticas a ríolíticas asociadas a cadenas de colapsos. En la Cordillera Principal, regiones I a III: Formación Olaya, ignimbritas Río Frio y Los Termos.	
OM3	Oligoceno-Mioceno Secuencias y centros volcánicos intermedios a ácidos: lavas, brechas, domos y rocas proclásticas andesiticas a ríolíticas. En la Precordillera y Cordillera Principal, regiones III y IV: complejos volcánicos de la "Franja de Manzanar", Complejo Volcánico Cerros Bravo y Formación Tillo.	
OM3b	Oligoceno-Mioceno Secuencias y centros volcánicos básicos: lavas, brechas y rocas proclásticas. En la Cordillera Principal, región III: Basaltos de Segerstén; en la Depresión Central, región Metropolitana: cerro Huechur; en la Cordillera de la Costa, regiones IX y X: complejos volcánicos de Ancud, Pargua y Capitanes.	
OM3b	Oligoceno-Mioceno Basaltos de "plateau" continentales, basaltos de intraplaca, y domos ríolíticos subordinados. En la Cordillera Patagónica, regiones XI y XII: Basaltos Balmaceda y lavas del cabo Heland.	
OM3b	Oligoceno-Mioceno Basaltos de "plateau" continentales, basaltos de intraplaca, y domos ríolíticos subordinados. En la Cordillera Patagónica, regiones XI y XII: Basaltos Balmaceda y lavas del cabo Heland.	
E3	Eoceno Secuencias y centros volcánicos continentales: lavas y brechas basálticas a andesiticas con intercalaciones de rocas proclásticas y domos ríolíticos. En la Precordillera, regiones I y II: Formación Icañuche y Estratos del Cerro Casado; en la Cordillera Patagónica, región XI: domos de Lago Chacabuco y alto Río Cisnes.	
PE3a	Paleoceno-Eoceno inferior Secuencias y complejos volcánicos continentales ácidos: domos y rocas proclásticas dacíticas a ríolíticas asociadas a cadenas de colapsos. En la Precordillera, región III: cadenas El Salvador, San Pedro de Cachiyuyo y Lomas Bayas.	
PE3i	Paleoceno-Eoceno inferior Secuencias y complejos volcánicos continentales: lavas y domos, andesítico-basálticos a dacíticos, con intercalaciones de rocas proclásticas y epiclasticas. En la Precordillera, regiones I y III: Formaciones Cinchado, Augusta Victoria y Chile-Alemania.	
OG (33-24 Ma)	Oligoceno (33-24 Ma) Granodioritas, monzogranitos, tonalitas, dioritas de hornblenda y biotita, gneiss. En la Precordillera, región I: Batolito Yabucoyca; en la Cordillera Principal, región IV: Plutón Río Las Cuevas; en la región XI: Gabro Bandurmas.	
EGp (42-31 Ma)	Eoceno-Oligoceno (42-31 Ma) Porfidos granodioríticos, monzoníticos, dioríticos, dacíticos y ríolíticos de biotita y hornblenda, porfidos de mineralización de tipo "Porfido cupífero gigante". En la Precordillera, regiones I a III: Calahuasi, El Abra, Chuzumacuta, La Escondida, El Salvador.	
EG (52-33 Ma)	Eoceno (52-33 Ma) Granodioritas, tonalitas y dioritas cuarcíferas de hornblenda y biotita, dioritas y monodioritas de proxiño y biotita, porfidos dacíticos y ríolíticos. En la Precordillera y Cordillera Principal, regiones I a V; en la Cordillera Patagónica, región XI: archipiélago de los Chonos.	
PEG (63-38 Ma)	Paleoceno-Eoceno (63-38 Ma) Monodioritas de proxiño y biotita, granodioritas y monzogranitos de hornblenda y biotita, dioritas, gneiss, y porfidos ríolíticos y dacíticos, asociados a mineralización de Cu-Au. En la Precordillera, regiones II y III: San Cristóbal; Ica de Oro; en la Cordillera Principal, región IV; en la Cordillera Patagónica, región XII: islas Hoste y Londonderry.	
PEG (65-53 Ma)	Paleoceno-Eoceno (65-53 Ma) Monodioritas de proxiño y biotita, granodioritas y granitos de hornblenda y biotita, porfidos dacíticos y ríolíticos, asociados a mineralización tipo porfido cupífero y chemenes de brechas. En la Precordillera, regiones I a III: Cerro Coloso, Sierra Gorda, Cabeza de Vaca.	
KTG (80-66 Ma)	Cretácico Superior-Terciario inferior Granodioritas, dioritas y porfidos graníticos. Entre las cordilleras de la Costa y Principal, regiones I a IV; en la Cordillera Patagónica, regiones XI y XII: granodios y porfidos de Puerto Ibañez e islas Evans. (a) Facies marginales de granodioritas y gneiss del Batolito Supralatónico: Isla Riesco y estrecho de Magallanes.	
KSg (80-66 Ma)	Cretácico Superior (80-66 Ma) Monodioritas, granodioritas, gneiss y dioritas de proxiño, biotita y hornblenda, porfidos andesíticos y ríolíticos. En la Precordillera, regiones I a III y entre las cordilleras de la Costa y Principal, regiones IV, V y Metropolitana; en la región XII: granodios de las islas Wallaston y Navarro, Cordillera Darwin.	
KSg (84-66 Ma)	Cretácico Superior (84-66 Ma) Porfidos andesítico-ríolíticos, dacíticos y ríolíticos. Entre las cordilleras de la Costa y Principal, regiones III y IV; asociados a secuencias volcánicas de edad similar.	
KIag (122-85 Ma)	Cretácico inferior alto-Cretácico superior bajo (122-85 Ma) Dioritas y monodioritas de proxiño y hornblenda, granodioritas, monzogranitos de hornblenda y biotita. En la Cordillera de la Costa, regiones II a IV, al este del Sistema de Fallas Alacana-El Romeral y asociados a mineralización de Fe-Cu-Au (Candelaria) y Cu-Au (Andacollo); en la Cordillera de la Costa, regiones V a X.	
KIbg (144-124 Ma)	Cretácico inferior bajo (144-124 Ma) Monodioritas y dioritas de proxiño, hornblenda y biotita, granodioritas y tonalitas. En la Cordillera de la Costa, regiones II a IV; asociados al Sistema de Fallas Alacana-El Romeral y mineralización de Fe (Cerro Iman, Algarrobo).	
KIg (144-90 Ma)	Cretácico inferior (144-90 Ma) Granitos, granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita. En la Cordillera Principal, regiones VIII a XI: Grupo Plutónico Qualibamb; archipiélago de los Chonos y borde oriental del Batolito Norpatagónico; en la península Antártica.	

MESOZOICO

Jurásico

- Jk1m**
Jurásico Superior-Cretácico Inferior
Secuencias sedimentarias marinas litorales o plataformas: calizas, lutitas, areniscas calcáreas, areniscas y coquinas. En la Precordillera, región III: Formación Pedernales, en la Cordillera Principal, regiones Metropolitana y VI: formaciones La Valdes, Baños del Flaco; en las regiones XI a XIII: Grupo Colchagua y formaciones La Paicaniña, Erizocho, Zapata, Sutherland, Río Jackson, Vicuña y Yaghuán.
- Jk1c**
Jurásico Superior-Cretácico Inferior
Secuencias sedimentarias continentales aluviales, fluviales y eólicas, en parte transicionales: areniscas, limolitas, lutitas y conglomerados rojos. En la Precordillera, regiones I a III: formaciones Chacarilla, Quinchamalé y Quechuta (superior), Cerros Bajos, Llanura Colobrada y Quebrada Monardes, en la Cordillera de la Costa, regiones I a II: formaciones Ajaña y Caleta Coloso.
- Jk1t**
Jurásico Superior-Cretácico Inferior
Secuencias sedimentarias transicionales: areniscas, lutitas, calizas, conglomerados. En la Precordillera, regiones I a III: formaciones Santa Ana, Piuado, Los Cuartos.
- Jj1m**
Jurásico-Neocomiano
Secuencias sedimentarias marinas carbonatadas y clásticas: calizas, lutitas, areniscas calcáreas, paraconglomerados, niveles de yeso e intercalaciones volcánicas subordinadas. En la Precordillera, regiones I a III: formaciones Luján, Sierra del Cobre, Quechuta (inferior), Quinchamalé (inferior) y El Profeta (superior).
- Jj1c**
Jurásico Superior
Secuencias sedimentarias continentales y transicionales, en parte lacustres: brechas sedimentarias, conglomerados y areniscas rojas con intercalación de tobas y niveles evaporíticos. En la Cordillera Principal, regiones Metropolitana y VI: formaciones Río Damas y Leñas-Espinoza.
- Jj1m**
Jurásico Medio-Superior
Secuencias sedimentarias marinas litorales: calizas, areniscas, lutitas calcáreas, en parte lutinosas, con intercalaciones epididimas y niveles evaporíticos superiores. En las regiones I y II: formaciones Los Tornos, Chica, Guantayá, Cholila, Paicani, Dipujá y Grupo Caracoles; en las regiones V a VIII: formaciones Cerro Calera, Río Colina y Nacientes del Teno.
- Jj1m**
Jurásico Inferior-Medio
Secuencias sedimentarias marinas litorales o de plataforma: calizas, areniscas calcáreas, lutitas, conglomerados y areniscas con intercalaciones volcánicas y lavas; basaltos almohadillados. En la Precordillera, regiones II a IV: formaciones Montañón y Asentón; en la Cordillera de la Costa: formaciones Pan de Azúcar y Posada Los Hielos; en la Cordillera Principal, regiones III a IV: formaciones Lastaró y Tres Cruces; en la Cordillera Principal, regiones VIII y IX: Formación Nacientes del Bibio (inferior).

- Jj2m**
Jurásico
Secuencias volcánicas y sedimentarias marinas: lavas y brechas, andesíticas y basálticas, calizas y areniscas marinas fosilíferas. En la Cordillera de la Costa, región I: Formación Caleta Ligata; en la Depresión Central, regiones II a III: formaciones Sierra Candelero y Sierra Fraga.
- Jj2c**
Jurásico Medio-Superior
Secuencias sedimentarias y volcánicas continentales: rocas epiclásticas, proclásticas, y lavas andesíticas a ríolíticas. En la Cordillera Principal, regiones III a IV: formaciones Lagunillas, Algarrobal, Mostazal. En la Cordillera de la Costa, regiones V y Metropolitana: Formación Horqueta.

- Jt2**
Jurásico-Terciario
Basaltos, andesitas y ríolitas con intercalaciones proclásticas y sedimentarias. En Antártica: Grupo Volcánico Península Antártica.
- Jk3c**
Jurásico-Cretácico
Gabros, diabásos y basaltos almohadillados. En la Cordillera Patagónica: complejos ofiolíticos Sarmiento y Tortuga.
- Jk3**
Jurásico Superior-Cretácico Inferior
Secuencias volcánicas: lavas basálticas a ríolíticas, domos, brechas y aglomerados andesíticos a dacíticos con intercalaciones clásticas continentales y marinas. En la Precordillera, regiones I, III y IV: formaciones Punta del Cobre y Arqueros; en la Cordillera Patagónica, región XII: Formación Hardy.
- Jj3a**
Jurásico
Secuencias y centros volcánicos: rocas proclásticas dacíticas a ríolíticas, lavas andesíticas e intercalaciones sedimentarias. En la Cordillera Patagónica y Antártica, regiones XI y XII: Grupo bañez y Formación Tobler.
- Jj3i**
Jurásico
Secuencias volcánicas continentales y marinas: lavas y aglomerados basálticos a andesíticos, tobas ríolíticas, con intercalaciones de areniscas, calizas marinas y conglomerados continentales. En la Cordillera de la Costa, regiones I a III: formaciones Camaraca y La Negra; en la Cordillera Principal, región VIII: Formación Nacientes del Bibio (Miembro Isalm).

JkG
Jurásico-Cretácico (160-100 Ma)
Grandodortas, dioritas, monzodortas y granitos; porfidos dacíticos y andesíticos. En la Cordillera de la Costa, regiones I y II: batolitos Punta Negra y Huara-Pozo Almirante.

- Jt4a**
Jurásico-Terciario
Esquistos micáceos, cuarcitas y mármoles con metamorfismo cretácico de bajo gradiente P/T. En la Península Antártica, isla Elefante: Complejo Metamórfico de Scotia.
- Jt4b**
Jurásico-Terciario
Esquistos gneolíticos, micáceos y metabasitas con metamorfismo de alto gradiente P/T. En la Península Antártica, isla Elefante: Complejo Metamórfico Scotia.

- Jj4**
Jurásico Superior
Esquistos con metamorfismo de alto gradiente P/T. En la región XII: complejo metamórfico acrecionario de las islas Diego de Almagro y Diego Ramírez.
- Jj4g**
Jurásico Superior
Ortenses de protolito intrusivo. En la región XII: neises de Cordillera Darwin.

JjG
Jurásico Medio-Superior (180-142 Ma)
Microdortas jurásicas, dioritas y grandodortas de biotita, proterozo y hornblenda. En la Cordillera de la Costa, regiones I a IV; en la Cordillera Principal, regiones X y XI: Plutón Pianguipulli y borde oriental del Batolito Neopitagónico; en la península Antártica.

JjG
Jurásico Inferior (202-178 Ma)
Dioritas, gabros y monzodortas de proterozo, dioritas cuarcíticas y grandodortas y tonalitas de hornblenda y biotita. En la Cordillera de la Costa, regiones II a III: plutones Flamenco y Caldera-Pajonales.

Triásico

- Tr1m**
Triásico-Jurásico Inferior
Secuencias sedimentarias marinas litorales y transicionales: areniscas cuarcíticas, orbconglomerados, calizas fosilíferas, lutitas y limolitas calcáreas con intercalaciones volcánicas subordinadas. En la Precordillera y localmente en la costa, regiones II a III: Estratos de Renocer y formaciones Quebrada del Salitre, El Profeta (inferior) y Canto del Agua.
- Tr1c**
Triásico-Jurásico Inferior
Secuencias sedimentarias continentales aluviales, fluviales y lacustres, conglomerados, areniscas cuarcíticas y feldespáticas y lutitas carbonosas con intercalación de tobas ríolíticas y lavas basálticas. En la Precordillera, región III: Formación La Temera y Estratos El Mono.
- Tr1s**
Triásico Superior
Secuencias sedimentarias continentales aluviales, fluviales y lacustres, en parte transicionales: conglomerados, brechas, areniscas, lutitas e intercalaciones calcáreas. En la región II: Formación Santa, en las regiones VIII a X: Estratos de Santa Juana y Ullapuebe-Huaput, formaciones Tralcan y Pianguipulli.
- Tr1m**
Triásico Superior
Secuencias sedimentarias marinas y transicionales: areniscas, conglomerados, limolitas y calizas. En la Precordillera y zona costera, regiones II a IV: formaciones Cerro Minado, San Félix y El Quereo.

Tr1c
Triásico-Cretácico
Turbitas, cherts y basaltos almohadillados. En Antártica, isla Alejandro: Formación Le May.

Tr2c
Triásico Medio-Superior
Secuencias sedimentarias y volcánicas continentales: rocas epididimas fosilíferas, calizas estromatolíticas, lavas, brechas y tobas andesíticas a ríolíticas. En la región I: Formación Triásico, Estratos de Conacoa; en la Precordillera, región II: Estratos El Bordo; en la Cordillera de la Costa, regiones II a III: formaciones Agua Chica y Cullincho; en la Precordillera y costa, región IV: formaciones Las Breas y La Ligua.

Tr2j
Triásico-Jurásico Inferior
Secuencias volcánicas continentales y transicionales: lavas, domos, brechas, basálticos a ríolíticos con intercalaciones de areniscas y conglomerados. En la Formación La Temera, en la Cordillera Principal, región IV: Estratos de los Tics; en la Cordillera de la Costa, región IV: Formación Pichidanguí.

Tr2g
Triásico-Jurásico (215-180 Ma)
Grandodortas, monzodortas, monzodortas, dioritas y gabros de proterozo y hornblenda, sienogranitos. En Cordillera de la Costa, regiones III a V.

Trg
Triásico (240-208 Ma)
Granitos leucocráticos, monzo y sienogranitos de biotita y muscovita, grandodortas y dioritas de biotita y hornblenda, porfidos hipotaxiales. En la Cordillera de la Costa y Precordillera, regiones II y III: centros de Paqui, grandodortas Este y Elena, Plutón Cerros del Velado; en la Cordillera Principal, región IV.

- Tt4a**
Triásico
Secuencias metabasálticas de protolito Triásico, afectadas por metamorfismo de bajo grado del Jurásico-Cretácico. En la Cordillera de la Costa, región XI: Formación Potranca.
- Tt4b**
Triásico
Esquistos micáceos y filitas de protolito mesosediamentario (Tt4a). En la Cordillera de la Costa, región XI: Formación Canal King.

PALEOZOICO

PRECAMBRICO

P1m
Pérmico
Secuencias turbidíticas. En la península Antártica: Formación Polar Star.

CP1
Carbonífero Superior-Pérmico
Secuencias sedimentarias continentales y marinas: areniscas, conglomerados, lutitas, calizas y mármoles. En las regiones I a IV: formaciones Juan de Morales, Diablo, Cerro del Arbol, Huenteleaguén, en la región XII: Calizas Tartán, Complejo Duque de York, en la península Antártica: Grupo Vintouat.

DT1c
Devónico-Tríasico
Secuencias sedimentarias continentales: areniscas. En la península Antártica: areniscas de las montañas Elsworth y Pensacola.

DC1
Devónico-Carbonífero
Secuencias sedimentarias marinas, en parte transicionales: areniscas cuarzo-feldespáticas, lutitas micáceas, conglomerados. En la Precordillera, regiones II a III: formaciones Lila y Chanchos, en la Cordillera Principal, regiones II y IV: formaciones Zoritas y Hurtado.

OS1m
Ordovícico-Silúrico
Secuencias sedimentarias marinas: cuarcitas, areniscas cuarzo-feldespáticas, limolitas y conglomerados. En la Cordillera Principal, regiones I y II: formaciones Quebrada Aroma, Aguada de la Perdiz, Poqui y Estratos de Quisquero.

CO1m
Cámbrico-Ordovícico
Secuencias sedimentarias marinas: calizas y sucesiones turbidíticas. En la península Antártica: Formación Hanna Ridge y Grupo Neptuno.

CO1
Cámbrico Medio-Devónico
Secuencias sedimentarias: areniscas cuarzosas y lutitas. En la península Antártica: Grupo Crashote.

CO1
Cámbrico
Secuencias sedimentarias: conglomerados, areniscas, lutitas y mármoles. En la península Antártica: formaciones Minaret y Liberty Hills.

CP2m
Carbonífero-Pérmico
Secuencias volcánicas sedimentarias: basaltos almohadados, cherts y calizas marinas. En la región XII: complejos Duque de York y Denaro.

CP2
Carbonífero-Pérmico
Secuencias sedimentarias y volcánicas continentales: rocas epidiotíticas con intercalaciones de lavas andesíticas y tobas ríolíticas. En Precordillera, región II: formaciones Luna y Neke; en la Cordillera Principal, región IV: Formación Matahuaco.

PT13
Pérmico-Tríasico
Secuencias volcánicas continentales y complejos subvolcánicos: lavas, brechas, basos y domos ríolíticos y dacíticos con intercalaciones de areniscas y conglomerados. Incluye porfíritos ríolíticos. En la Cordillera Principal, regiones III y IV: Formación Pantano y Estratos de Guanaco Sonso.

CP3
Carbonífero-Pérmico
Secuencias volcánicas continentales: lavas, domos, tobas y brechas andesíticas a ríolíticas con intercalaciones de areniscas, conglomerados y calizas. Incluye cuerpos hipabisales ríolíticos. En la Precordillera y Cordillera Principal, regiones I a IV: formaciones Quisipa, Collahuasi, Cas y La Taba.

OS3
Ordovícico-Silúrico
Secuencias volcánicas continentales y marinas: lavas básicas y andesíticas con intercalaciones de lutitas, areniscas y tobas. En la Precordillera, región II: Complejo Igneo y Sedimentario del Cordón de Lila.

PT1g
Pérmico-Tríasico (270-205 Ma)
Granitos holocrocíticos, porfíros graníticos y granodioritas de biotita. En la Cordillera Principal, regiones III y IV: Batolito Elqui-Limarí (Unidad Inguasá), en Antártica.

CPg
Carbonífero-Pérmico (328-235 Ma)
Granitos, granodioritas, tonalitas y dioritas, de homblenda y biotita, localmente de muscovita. En la Precordillera y Cordillera Principal, regiones I a IV: Batolitos compuestos, 'stocks' y cuerpos hipabisales (Sierra Moreno: Cordillera de Donkeyko, Batolito Elqui-Limarí), en la Cordillera Principal, regiones X y XI: Batolito Panguipulli-Ritruue y 'Stock' Leones.

OSg
Ordovícico-Silúrico (486-418 Ma)
Granitos leucocríticos y monogranitos de muscovita y biotita, granodioritas, migmatitas y ortoneses. En la Precordillera, regiones I y II: plutones de Tucucaro y Pingo-Pingo; en la península Antártica: granitoses de monte Elisinger y Target Hill.

PK4
Pérmico-Cretácico
Neses, metabasitas y granitoides con protolitos de edades desde Pérmico a Tríasico y metamorfismo del Jurásico a Cretácico. En la península Antártica: Formación Península Trinidad.

PT4
Pérmico-Tríasico
Metaturbiditas con metamorfismo de bajo grado. En la península Antártica: Grupo Península Trinidad.

P2T4
PALEOZOICO-TRIASICO
Metapelitas, metacherts, metabasitas y, en menor proporción, neses y rocas ultramáficas con protolitos de edades desde el Devónico al Tríasico y metamorfismo del Pérmico al Jurásico. En la Cordillera de la Costa, regiones IX a X: Complejo Metamórfico Bahía Mansa, en la Cordillera Principal, región X: Complejo Metamórfico Liguire. Se distinguen esquistos pelíticos (a) y esquistos y anfibolitas, en menor proporción, rocas metamórficas ultramáficas (b).

DC4
Devónico-Carbonífero
Metaareniscas, filitas y, en menor proporción, mármoles, cherts, metabasaltos y metaconglomerados, metaturbiditas con folios de 'mélange'. En la Cordillera de la Costa, regiones I a III: Formación El Toco, Complejo Epimetamórfico Chañaral, en la Cordillera Patagónica, regiones XI y XII: Complejo Metamórfico Oriental de Aisen y Magallanes.

P24a
Silúrico-Carbonífero
Esquistos muscovíticos y metabasitas, metachert y serpentinas con metamorfismo de alto gradiente PT (Serie Occidental) y metamorfismo del Carbonífero temprano. En la Cordillera de la Costa, regiones VI a IX.

P24b
Silúrico-Carbonífero
Esquistos muscovíticos y metabasitas con metamorfismo de bajo gradiente PT (Serie Oriental) del Carbonífero temprano. En la Cordillera de la Costa, regiones VI a IX.

PCP4
Precámbrico-Pérmico
Esquistos micáceos, metabasitas, anfibolitas, ortoneses y, en menor proporción, cuarcitas y mármoles con protolitos de probable edad desde Precámbrico a Paleozoico temprano y metamorfismo del Carbonífero al Pérmico. En la Precordillera, regiones II y III: complejos metamórficos Limón Verde y El Talmo, Neses de la Pampa.

PCO4
Precámbrico-Ordovícico
Esquistos micáceos, neses, migmatitas y, en menor proporción, anfibolitas, ortoneses, cuarcitas y filitas con protolitos de edades desde el Precámbrico a Paleozoico temprano y de metamorfismo del Cámbrico-Ordovícico. En la Precordillera y Cordillera de la Costa, regiones I y II: Esquistos de Belén, Formación Chojá, metamorfitas de sierra Moreno y Mejillones.

NOTA:
La Leyenda que acompaña al Mapa Geológico de Chile, escala 1:1.000.000, está organizada en cinco columnas que representan, de izquierda a derecha, sucesiones sedimentarias (1), volcanosedimentarias (2), volcánicas (3), rocas intrusivas (g) y rocas metamórficas (4), respectivamente. Los prefijos corresponden a alteraciones que susciben el intervalo de edad para cada unidad. En las columnas 1 y 2, algunas unidades poseen como sufijo las letras c, m, l, que identifican ambiente continental, marino o lacustre. En la columna 3, los sufijos indican secuencias o volcanes de composición intermedia (i), basáltica a dacítica, biotita (z), dacitas a ríolitas) o estrictamente basáltica (b), mientras en otros casos aluden a secuencias proclásicas o ignimbrias (ft), lavas/lavas volcánicas (av) u ríolitas (o). Las unidades geológicas definidas tienen valor regional con intervalos de edad que pueden incluir unidades geológicas de menor distribución temporal y reflejan el detalle geológico que ha permitido segregarse. La mayor parte de las unidades geológicas se simplifica con una selección de unidades formales o informales representativas consignadas en la nomenclatura geológica local, listadas de norte a sur.

Anexos B: Datos relacionado con las muestras (tabla de muestras recabadas en terreno y tabla inédita de datos geoquímicos).

Código	Coordenada N	Coordenada E	Nombre Lava	CEM	Tipo de muestra	Corte Transparente	Geoquímica total
PAL01	5162927	711758	Vang. Norte 1	Vanguardia 1	Lava	X	X
PAL02	5162904	711807	Vang. Norte 1	Vanguardia 1	Lava	X	X
PAL03	5162904	711807	Vang. Norte 1	Vanguardia 1	Dep Caída		
PAL04	5162574	712904	Vang. Norte 2	Vanguardia 2	Lava	X	X
PAL05	5162701	713049	Vang. Norte 2	Vanguardia 2	Lava	X	X
PAL06	5162701	713049	Vang. Norte 2	Vanguardia 2	Dep oleada		
PAL07	5162701	713049	Vang. Norte 2	Vanguardia 2	Dep oleada		
PAL08	5162304	713840	Vang. Norte 2	Vanguardia 2	Lava	X	X
PAL09	5162304	713840	Vang. Norte 2	Oeste 1	Dep Caída		
PAL10	5162043	714398	Vang. Norte 3	Vanguardia 2	Lava	X	X
PAL11	5162043	714398	Vang. Norte 3	Vanguardia 2	Dep Caída		
PAL12	5162043	714398	Vang. Norte 3	Vanguardia 2	Lava	X	X
PAL13	5159576	714884	Vang. Este 1	Vanguardia 3	Lava	X	X
PAL14	5159197	714472	Vang. Este 2	Vanguardia 3	Lava	X	X
PAL15	5159197	714472	Vang. Este 2	Vanguardia 3	Lava	X	X
PAL16	5159576	714884	Vang. Este 1	Vanguardia 3	Dep Caída		
PAL17	5159576	714884	Vang. Este 1	Vanguardia 3	Dep Caída		
PAL18	5162925	712292	Oeste 2	Oeste 2	Escoria (edificio volcánico)	X	X
PAL19	5162752	714990	Oeste1	Oeste 1	Lava	X	X
PAL20	5162748	712904	Oeste1	Oeste 1	Dep Caída		
PAL21	5164132	714597	Oeste1	Oeste 1	Lava		
PAL22	5164132	714597	Oeste1	Oeste 1	Dep Caída + bomba		
PAL23	5164132	714597	Oeste1	Oeste 1	Dep oleada		
PAL24	5164132	714597	Oeste1	Oeste 1	Lava	X	X
PAL25	5163398	714782	Oeste1	Oeste 1	Dep caída	X	
PAL26	5163398	714782	Oeste1	Oeste 1	Lava	X	X
PAL27	5163718	714932	Oeste 1	Oeste 1	Lava (regolito in situ)	X	
PAL28	5157172	714396	Bota Piedra	Bota Piedra	Dep caída		
PAL 29	5157172	714396	Bota Piedra	Bota Piedra	Dep caída		
PAL 30	*Muestra in situ	del crater	Bota Piedra	Bota Piedra	Bomba	X	X

			PAL-01	PAL-02	PAL-04	PAL-05	PAL-08	PAL-10	PAL-12	PAL-13	PAL-14	PAL-15	PAL-18	PAL-19	PAL-24	PAL-26	PAL-30
MDL	Analyte	Unit	Rock	Rock	Rock	Rock	Rock	Rock	Rock	Rock	Rock	Rock	Rock	Rock	Rock	Rock	Rock
0.01	SiO2	%	50,44	50,38	50,44	50,36	50,31	50,89	50,86	50,84	50,89	50,78	50,7	49,5	49,15	49,24	49,95
0.01	Al2O3	%	16,92	17,33	17,33	17,62	17,64	17,72	17,85	17,12	17,96	17,93	17,54	18,41	17,67	18,48	17,58
0.04	Fe2O3	%	9,63	9,02	9,46	9,2	9,39	9,2	9,12	9,17	8,97	9,14	9,14	9,78	9,55	9,81	9,52
0.01	MgO	%	7,19	7,71	7,57	7,68	7,63	7,26	7,15	7,89	6,56	6,73	7,4	6,83	7,44	6,82	7,63
0.01	CaO	%	9,95	10,19	10,1	10,31	10,24	9,72	9,66	10,07	9,69	9,8	9,85	9,8	9,93	9,89	9,61
0.01	Na2O	%	2,9	2,84	2,81	2,79	2,83	3,06	3,05	2,81	3,03	3,15	3	2,9	2,68	2,85	2,81
0.01	K2O	%	0,62	0,61	0,55	0,53	0,57	0,67	0,67	0,58	0,68	0,72	0,63	0,93	0,98	0,93	0,63
0.01	TiO2	%	0,97	0,93	0,96	0,95	0,95	1,02	1,03	0,94	1,04	1,06	0,95	1,05	1	1,05	1,02
0.01	P2O5	%	0,18	0,15	0,18	0,17	0,18	0,2	0,21	0,18	0,22	0,22	0,19	0,22	0,21	0,21	0,21
0.01	MnO	%	0,16	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,16	0,15
0.002	Cr2O3	%	0,032	0,06	0,061	0,045	0,043	0,035	0,047	0,06	0,037	0,042	0,04	0,025	0,041	0,026	0,076
1	Ba	PPM	171	174	156	152	157	191	190	160	188	195	180	192	197	191	177
20	Ni	PPM	75	82	87	78	80	99	97	104	75	83	84	33	46	28	106
1	Sc	PPM	32	30	32	32	32	29	29	31	29	28	30	31	33	31	29
-5.1	LOI	%	0,8	0,3	0,2	0	-0,1	-0,1	0	0	0,6	0	0,2	0,2	1	0,3	0,6
0.01	Sum	%	99,84	99,73	99,85	99,84	99,85	99,84	99,83	99,84	99,83	99,76	99,85	99,83	99,82	99,82	99,84
1	Be	PPM	1	1	<1	1	2	1	<1	1	<1	<1	1	<1	<1	<1	2
0.2	Co	PPM	35,9	37,3	38,8	37,8	38	37,5	36,3	39,4	33,9	34,7	35,9	34,1	37,6	35,1	38,6
0.1	Cs	PPM	0,6	0,5	0,6	0,4	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,3	0,6	0,3	0,2	0,4	0,3
0.5	Ga	PPM	16,4	16,4	15,2	14,7	13,8	14,3	14,9	13,9	14,5	15,8	13,6	14,6	14	15,3	13,9
0.1	Hf	PPM	2	2,1	1,9	2	2	2,3	2,4	2,1	2,4	2,5	2,2	2	2,1	2,1	2,1
0.1	Nb	PPM	3,4	3,1	2,7	2,5	2,5	3,5	3,4	3,1	3,7	3,7	2,9	2,4	2,1	2,3	3,2
0.1	Rb	PPM	11,9	12,4	10,3	10,2	10,2	11,4	12,6	11,6	12,8	12,8	11,5	15,3	16,4	15,8	11,5
1	Sn	PPM	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
0.5	Sr	PPM	415,7	427,9	427,4	425,1	439	488,4	482,5	426,4	486,9	498,8	437,6	610,5	625,6	630,4	451,5
0.1	Ta	PPM	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,3	0,2	0,1	<0,1	0,1	0,2
0.2	Th	PPM	1,5	1,7	1,4	1,4	1,4	1,8	1,8	1,7	1,8	1,7	1,7	1,6	1,8	1,9	1,6
0.1	U	PPM	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,4

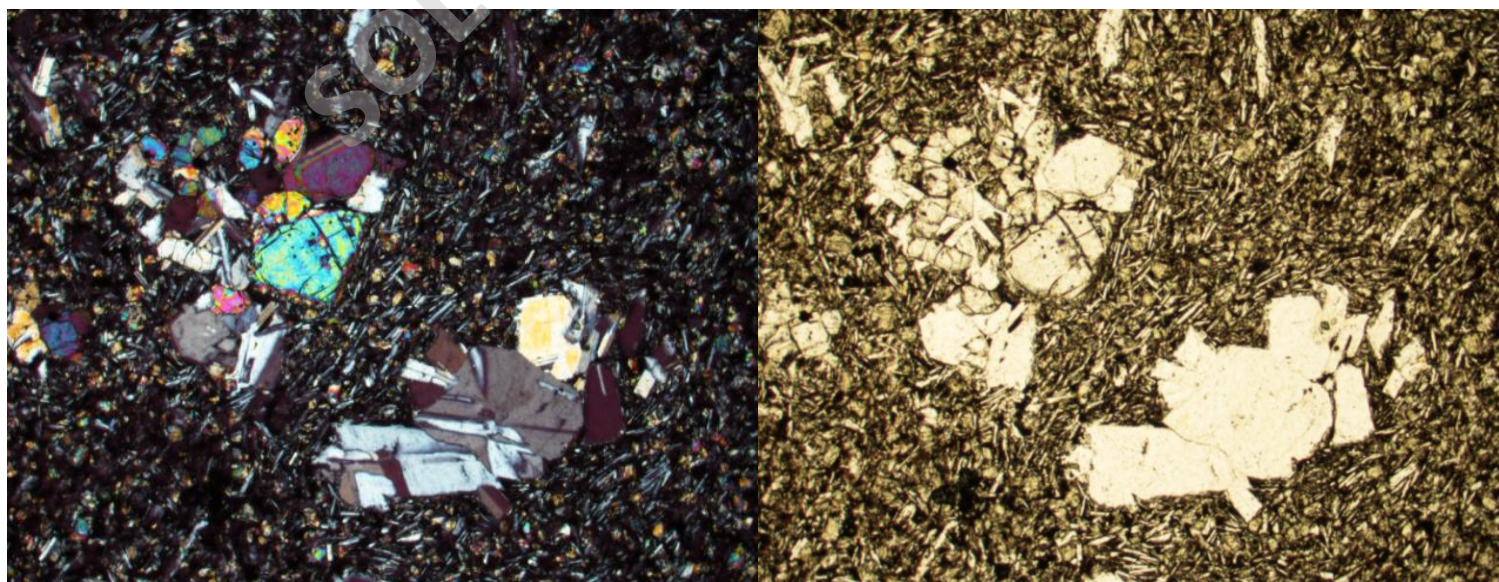
8	V	PPM	225	215	222	222	224	201	208	214	204	231	214	242	238	244	211
0.5	W	PPM	1,5	<0,5	3,9	1,1	0,6	0,8	0,7	<0,5	0,5	1,8	0,9	<0,5	<0,5	0,6	<0,5
0.1	Zr	PPM	81	82,9	71,9	70,4	71,6	90	92	78,8	96,8	95,7	81	74,7	73,4	76,5	86,5
0.1	Y	PPM	18,3	19,3	17,3	17,4	16,8	19,6	19,1	18,3	19,5	19,4	18,4	17,4	16,2	16,8	18,9
0.1	La	PPM	10,3	9,8	8,9	9	8,5	11	11,3	9,4	11,4	12	10,2	12	11,5	11,6	10,8
0.1	Ce	PPM	21,8	21,7	18,3	18,5	19,3	23,5	23,7	18,9	24,5	25,2	20,4	23,7	24	24,1	23,5
0.02	Pr	PPM	2,86	2,84	2,53	2,5	2,51	3,09	3,19	2,64	3,2	3,29	2,76	3,04	3,11	3,11	3,09
0.3	Nd	PPM	12,7	12	11,7	11,1	11	13,5	13,5	11,9	13,4	13,9	12,5	12,9	13,1	12,4	12,9
0.05	Sm	PPM	3,08	2,96	2,78	2,71	2,68	3,08	3,28	2,67	3,2	3,49	3	2,86	2,88	2,9	3,1
0.02	Eu	PPM	1,03	1	0,97	0,9	0,92	1,08	1,09	0,99	1,13	1,12	0,99	1,01	1	1,05	1,02
0.05	Gd	PPM	3,24	3,27	2,9	2,95	2,98	3,3	3,4	3,13	3,65	3,73	3,22	3,08	3,04	3,16	3,34
0.01	Tb	PPM	0,55	0,53	0,5	0,49	0,51	0,55	0,57	0,51	0,57	0,58	0,53	0,49	0,48	0,5	0,56
0.05	Dy	PPM	3,24	3,26	3,08	2,94	3,02	3,34	3,61	3,18	3,52	3,61	3,15	2,91	3,06	3,13	3,42
0.02	Ho	PPM	0,7	0,71	0,65	0,67	0,64	0,73	0,74	0,67	0,76	0,73	0,72	0,63	0,63	0,65	0,77
0.03	Er	PPM	2,14	2,12	1,96	1,97	1,92	2,1	2,16	2,06	2,16	2,34	2,02	1,86	1,89	1,93	2,15
0.01	Tm	PPM	0,3	0,3	0,28	0,29	0,28	0,31	0,3	0,29	0,32	0,31	0,28	0,27	0,26	0,27	0,3
0.05	Yb	PPM	1,95	1,96	1,76	1,84	1,8	1,87	2,06	1,9	2,08	2,04	1,85	1,67	1,65	1,77	1,89
0.01	Lu	PPM	0,29	0,28	0,28	0,28	0,27	0,3	0,32	0,29	0,31	0,31	0,28	0,26	0,27	0,27	0,3
0.02	TOT/C	%	0,05	0,03	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,03	<0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	0,07
0.02	TOT/S	%	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
0.1	Mo	PPM	0,9	1,8	2	0,9	1,1	0,8	1,3	1,2	0,9	1,2	0,9	1,1	1,2	1	2,1
0.1	Cu	PPM	34,9	32,1	34,8	29,1	33	31,1	37,3	32,2	38	22,7	23,9	26	10,6	27,5	20
0.1	Pb	PPM	3,3	1,9	1,8	1,6	1,5	1,7	1,1	0,9	1,5	0,9	0,9	1,5	0,9	1,2	1,7
1	Zn	PPM	47	97	41	40	46	43	37	35	38	40	41	56	25	37	39
0.1	Ni	PPM	66,3	79,9	72,3	80,8	86,1	89,1	96,6	93,4	62,4	71,9	84,7	32,3	36,4	31,9	112
0.5	As	PPM	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
0.1	Cd	PPM	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
0.1	Sb	PPM	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
0.1	Bi	PPM	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,9
0.1	Ag	PPM	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
0.5	Au	PPB	3,8	<0,5	1,8	1,3	2,2	1,7	1,7	0,7	<0,5	0,6	0,8	<0,5	1,7	1,1	1

0.01	Hg	PPM	<0,01	<0.01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
0.1	Tl	PPM	<0,1	<0.1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
0.5	Se	PPM	<0,5	<0.5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

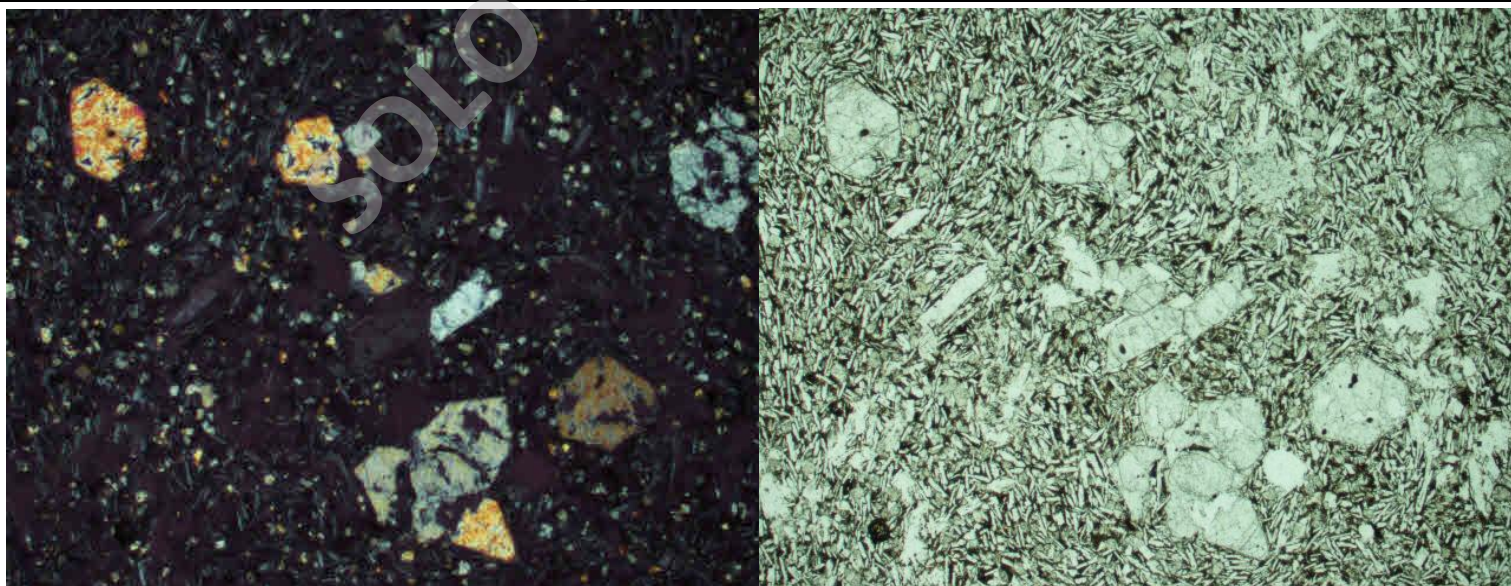
SOLO USO ACADÉMICO

Anexos C: Descripciones Petrográficas.

Código de Muestra		PAL01 (Lava Vanguardia Norte 1)			
Características del afloramiento (meso escala)					
Lava maciza melanocrática de 4 a 5 mt de espesor, presenta disyunción columnar localizada					
	%	Descripción de componentes	Forma	Tamaño	Observaciones
Fenocristales	10	Hábito	Forma	Tamaño	Observaciones
Olivino	4	prismático	subhedral	0,2 a 0,9mm	Integridad media a buena
Plagioclasa	5	tabular	euهدral a subhedral	0,2 a 0,7mm	Integridad media a buena
Clinopiroxeno	1	prismático	subhedral	0,2 a 0,8mm	Integridad media a buena
Masa Fundamental	89				
Olivino	13	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Plagioclasa	28	tabular	euهدral	menor a 0,2mm	Integridad media
Clinopiroxeno	20	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Apatito	5	prismatico	euهدral	menor a 0,2mm	Integridad media
Opacos	8	prismatico	euهدral	menor a 0,2mm	Integridad media
Vidrio	15	masivo			Color café
Vesículas	1			máximo de 0,2mm	subredondeadas a subesfericas
Texturas					
Porfídica, glomeroporfídica (cúmulos de olivino y plagioclasa), vesicular, pilotaxítica, embahamiento en algunos olivinos, zonación tipo carlsband y polisintética en plagioclasas.					
Nombre	Basalto de Olivino				
Fotos (Ocular 10x, objetivo 4x) : Nícoles cruzado (izquierda), nícoles paralelo (derecha).					



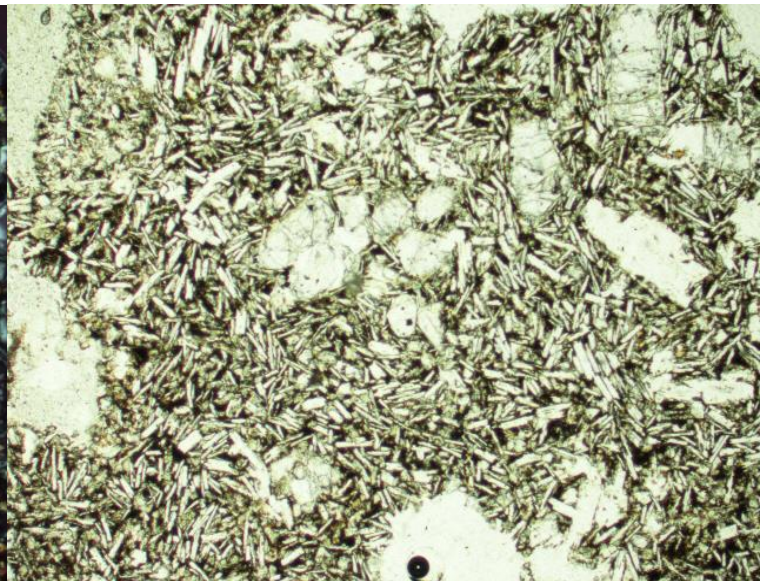
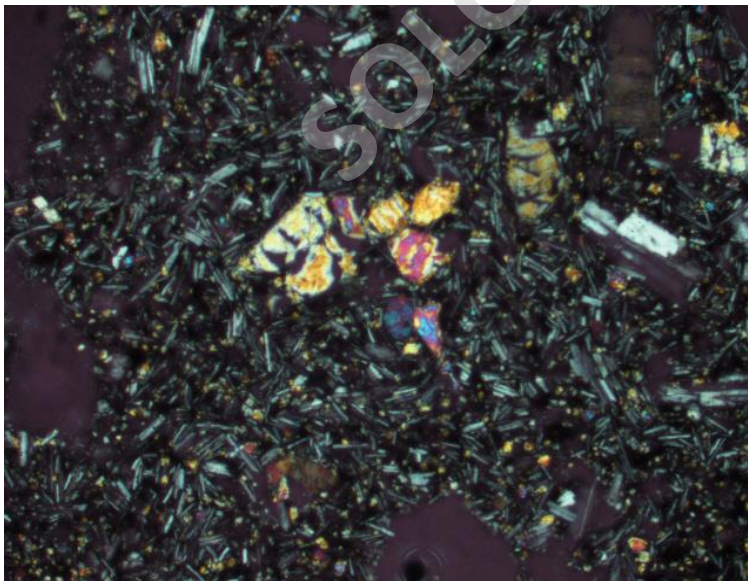
Código de Muestra	PAL02 (Lava Vanguardia Norte 1)				
Características del afloramiento (meso escala)					
Lava aa' melanocrática de 1 a 2 mt de espesor (parte superior de PAL01), presenta mayor vesicularidad.					
	%	Descripción de componentes			
Fenocristales	8	Hábito	Forma	Tamaño	Observaciones
Olivino	3,5	prismático	subhedral	0,2 a 1mm	Integridad media
Plagioclasa	3,5	tabular	euhedral a subhedral	0,2 a 0,6mm	Integridad media
Clinopiroxeno	1	prismático	subhedral	0,2 a 0,5mm	Integridad media
Masa Fundamental	75				
Olivino	9	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Plagioclasa	30	tabular	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Clinopiroxeno	10	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Ortopiroxeno	1	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Opacos	8	prismatico	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Apatito	2	prismatico	euhedral		
Vidrio	15	masivo			coloración café
Vesículas	17			máximo de 0,8mm	subredondeadas a subesfericas
Texturas					
Porfídica, glomeroporfídica (cúmulos de olivino y plagioclasa), vesicular, intergranular, embahamiento en algunos olivinos, zonación tipo carlsband y polisintética en plagioclasas.					
Nombre	Basalto de Olivino				
Fotos (Ocular 10x, objetivo 4x) : Nicoles cruzado (izquierda), nicoles paralelo (derecha).					



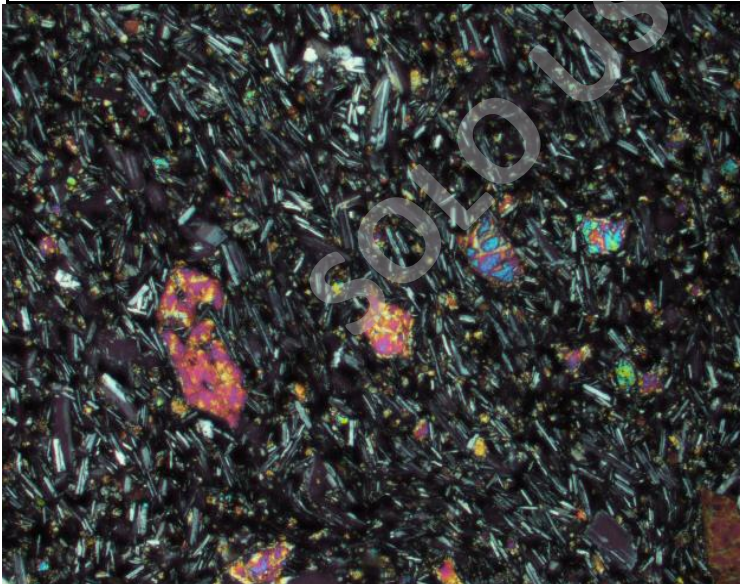
Código de Muestra	PAL04 (Lava Vanguardia Norte 2)				
Características del afloramiento (meso escala)					
Lava maciza de coloración negra a rojiza, espesor de hasta 12 mts, presenta disyunción columnar localizada					
	%	Descripción de componentes			
Fenocristales	15	Hábito	Forma	Tamaño	Observaciones
Olivino	8	prismático	subhedral	0,2 a 0,6mm	Integridad media
Plagioclasa	6	tabular	euhedral	0,2 a 0,5mm	Integridad buena
Clinopiroxeno	1	prismático	subhedral	0,2 a 0,5mm	Integridad media
Masa Fundamental	85				
Olivino	10	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Plagioclasa	30	tabular	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Clinopiroxeno	15	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Ortopiroxeno	1	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Opacos	14	prismatico	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Vidrio	20	masivo			color café
Vesículas	0				
Texturas					
Porfídica, glomeroporfídica (cúmulos de olivino y plagioclasa), intergranular, embahiamiento en algunos olivinos, zonación tipo carlsband y polisintética en plagioclasas, además de textura sieve					
Nombre	Basalto de Olivino				
Fotos (Ocular 10x, objetivo 4x) : Nicoles cruzado (izquierda), nicoles paralelo (derecha).					



Código de Muestra	PAL05 (Lava Vanguardia Norte 2)				
Características del afloramiento (meso escala)					
Lava aa' melanocrática (techo de PAL04), presenta mayor vesicularidad, y espesor de al menos 1 mt.					
	%	Descripción de componentes			
Fenocristales	10	Hábito	Forma	Tamaño	Observaciones
Olivino	4	prismático	subhedral	0,2 a 0,5mm	Integridad media
Plagioclasa	5	tabular	euhedral a subhedral	0,2 a 0,5mm	Integridad media
Clinopiroxeno	1	prismático	subhedral	0,2 a 0,5mm	Integridad media
Masa Fundamental	75				
Olivino	4	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Plagioclasa	30	tabular	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Clinopiroxeno	10	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Ortopiroxeno	1	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Opacos	13	prismatico	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Vidrio	18	masivo			color café
Vesículas	15			tamaño máximo de 1,2mm	Subredondeadas y esféricas
Texturas					
Porfídica, glomeroporfídica (cúmulos de olivino y plagioclasa), vesicular, intergranular, embahamiento en algunos olivinos, zonación tipo carlsband y polisintética en plagioclasas.					
Nombre	Basalto de Olivino				
Fotos (Ocular 10x, objetivo 4x) : Nicoles cruzado (izquierda), nicoles paralelo (derecha).					



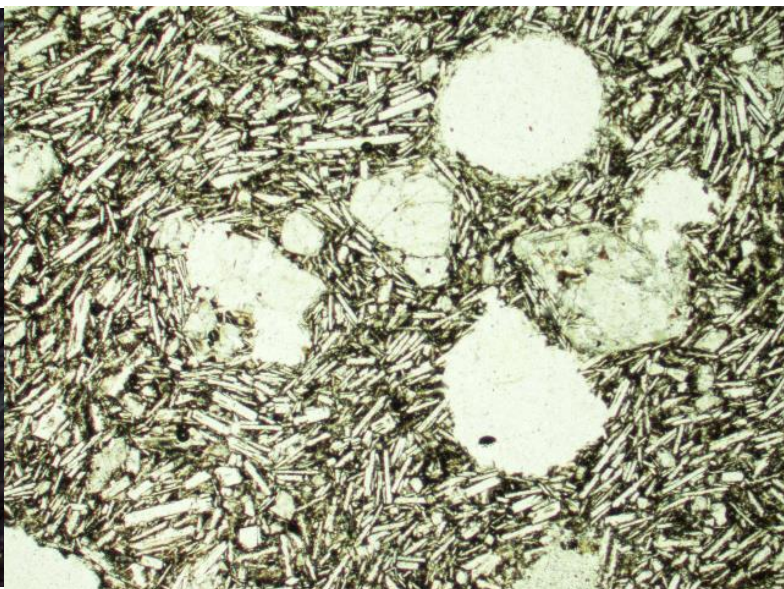
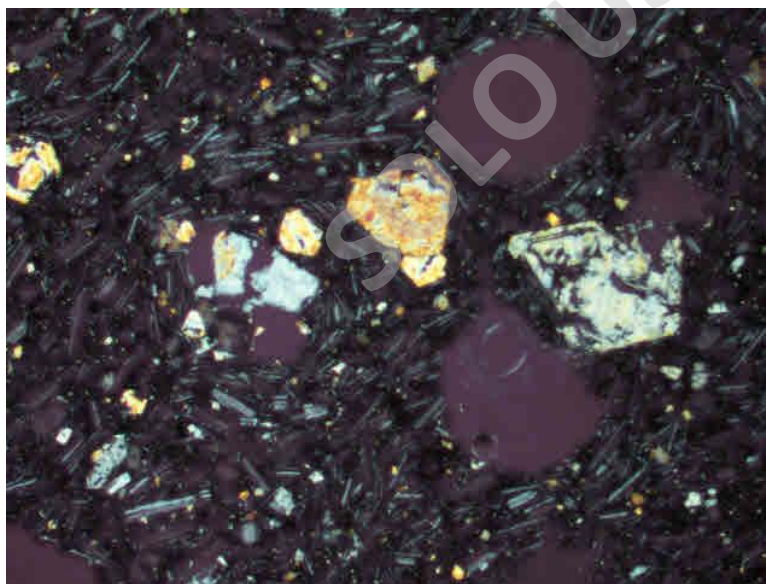
Código de Muestra	PAL08 (Lava Vanguardia Norte 2)				
Características del afloramiento (meso escala)					
Lava aa' de coloración negra a gris y espesor de 4 a 5 mt					
	%	Descripción de componentes			
Fenocristales	15	Hábito	Forma	Tamaño	Observaciones
Olivino	8	prismático	subhedral	0,2 a 0,7mm	Integridad media-baja
Plagioclasa	6	tabular	euhedral	0,2 a 0,5mm	Integridad media
Clinopiroxeno	1	prismático	subhedral	0,2 a 0,4mm	Integridad media
Masa Fundamental	80				
Olivino	6	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Plagioclasa	30	tabular	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Clinopiroxeno	20	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Ortopiroxeno	1	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Opacos	8	prismatico	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Vidrio	15	masivo			color café
Vesículas	5			tamaño máximo de 2mm	Subredondeadas y esfericas
Texturas					
Porfídica, glomeroporfídica (cúmulos de olivino y plagioclasa), vesicular, intergranular (pilotaxítica de manera local), embahiamiento en algunos olivinos, textura sieve, zonación tipo carlsband y polisintética en plagioclasas.					
Nombre	Basalto de Olivino				
Fotos (Ocular 10x, objetivo 4x) : Nicoles cruzado (izquierda), nicoles paralelo (derecha).					



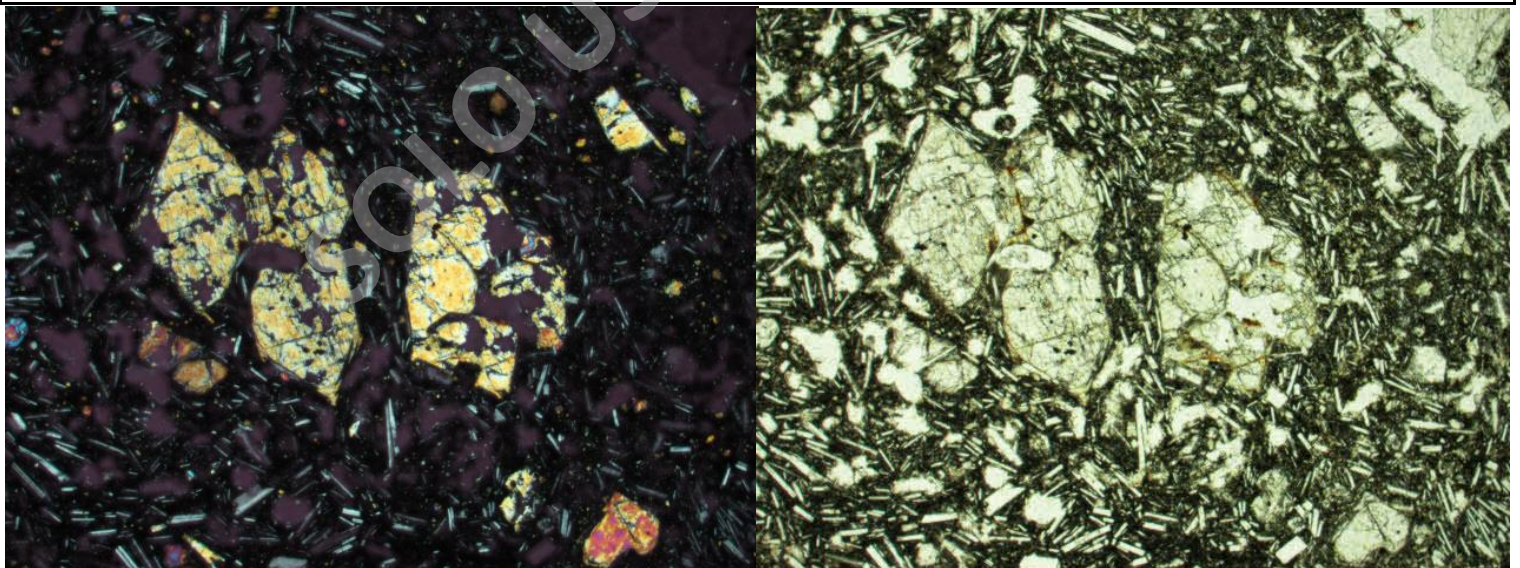
Código de Muestra	PAL10 (Lava Vanguardia Norte 3)				
Características del afloramiento (meso escala)					
Lava aa' de coloración negra a gris y espesor de 4 a 5 mt					
	%	Descripción de componentes			
Fenocristales	10	Hábito	Forma	Tamaño	Observaciones
Olivino	5	prismático	subhedral	0,2 a 1mm	Integridad media
Plagioclasa	5	tabular	euhedral	0,2 a 0,8mm	Integridad media-buena
Masa Fundamental	82				
Olivino	7	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Plagioclasa	33	tabular	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Clinopiroxeno	15	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Ortopiroxeno	2	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Opacos	15	prismatico	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Vidrio	10	masivo			color café
Vesículas	8			tamaño máximo de 0,8mm	Subredondeadas, con mala esfericidad
Texturas					
Porfídica, glomeroporfídica (cúmulos de olivino y plagioclasa), vesicular, intergranular, embahiamiento en algunos olivinos, zonación tipo carlsband y polisintética en plagioclasas.					
Nombre	Basalto de Olivino				
Fotos (Ocular 10x, objetivo 4x) : Nicoles cruzado (izquierda), nicoles paralelo (derecha).					



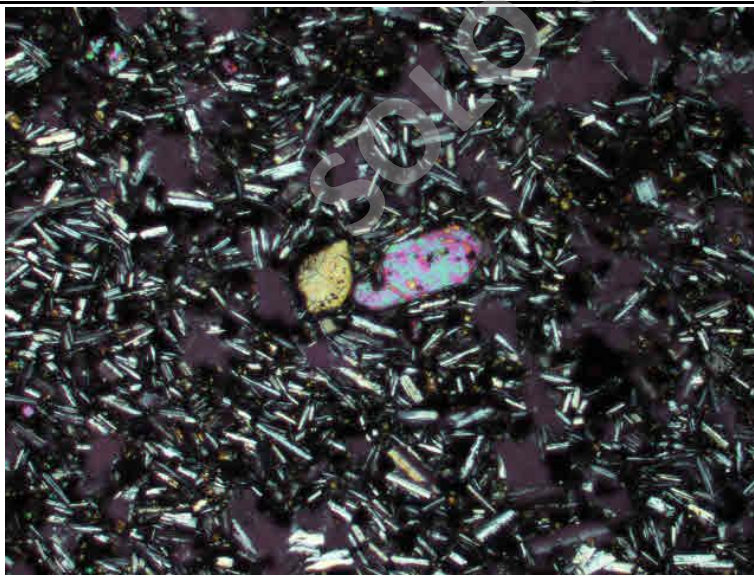
Código de Muestra	PAL12 (Lava Vanguardia Norte 3)				
Características del afloramiento (meso escala)					
Parte basal rugosa de PAL10, de coloració gris-rojiza y espesor de 1 mt					
	%	Descripción de componentes			
Fenocristales	7	Hábito	Forma	Tamaño	Observaciones
Olivino	2	prismático	subhedral	0,2 a 0,4mm	Integridad media
Plagioclasa	5	tabular	euهدral	0,2 a 0,4mm	Integridad media-buena
Masa Fundamental	68				
Olivino	10	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Plagioclasa	30	tabular	euهدral	menor a 0,2mm	Integridad media
Clinopiroxeno	9	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Ortopiroxeno	1	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Opacos	8	prismatico	euهدral	menor a 0,2mm	Integridad media
Vidrio	10	masivo			color café
Vesículas	25			tamaño máximo de 2mm	Subredondeadas y subesfericas
Texturas					
Porfídica, glomeroporfídica (cúmulos de olivino y plagioclasa), vesicular, pilotaxítica, embahiamiento en algunos olivinos, zonación tipo carlsband y polisintética en plagioclasas.					
Nombre	Basalto de Olivino				
Fotos (Ocular 10x, objetivo 4x) : Nícoles cruzado (izquierda), nícoles paralelo (derecha).					



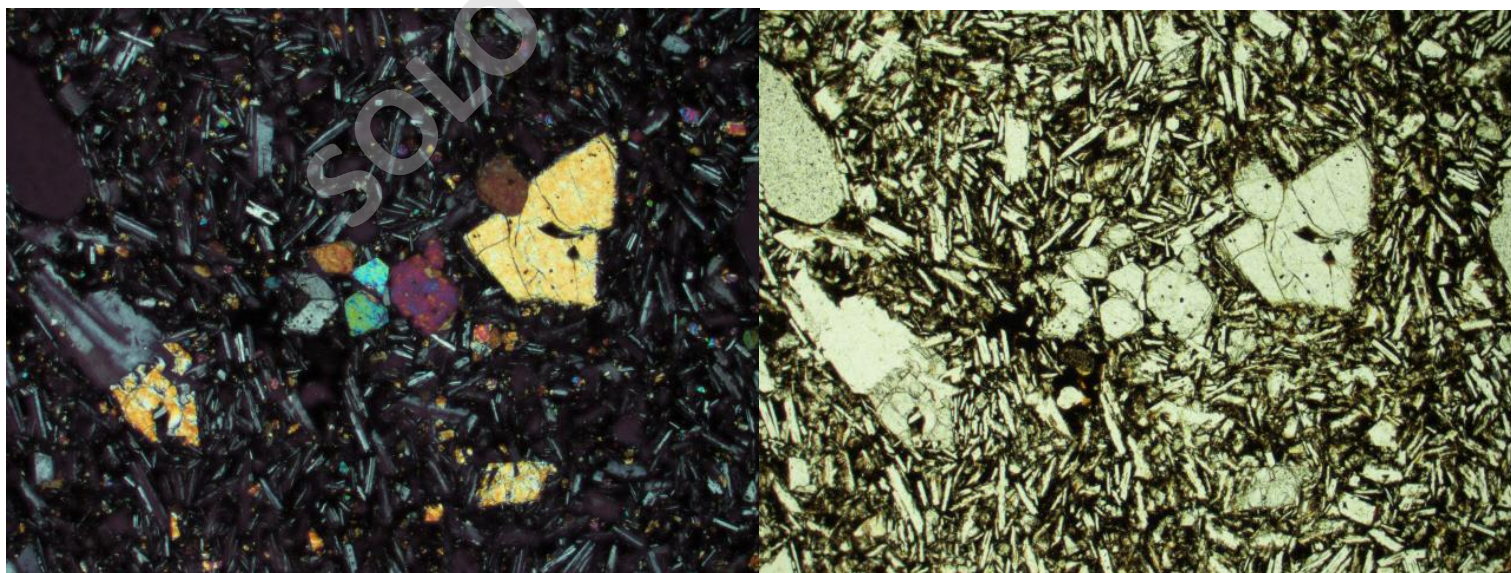
Código de Muestra	PAL13 (Lava Vanguardia Este 1)				
Características del afloramiento (meso escala)					
Lava melanocrática de espesor mínimo 1 mt					
	%	Descripción de componentes			
Fenocristales	12	Hábito	Forma	Tamaño	Observaciones
Olivino	4	prismático	subhedral	0,2 a 0,9mm	Integridad media-baja
Plagioclasa	7	tabular	euhedral	0,2 a 0,5mm	Integridad media-baja
Clinopiroxeno	1	prismatico	subhedral	0,2 a 0,4mm	Integridad media-baja
Masa Fundamental	85				
Olivino	10	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Plagioclasa	35	tabular	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Clinopiroxeno	15	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Ortopiroxeno	2	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Opacos	6	prismatico	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Vidrio	17	masivo			color café
Vesículas	3			tamaño máximo de 0,2mm	Subredondeadas
Texturas					
Porfídica, Glomeroporfídica (ol y plg), vesicular, intergranular, bordes de alteración a opacos, y embahiamiento en olivinos, zonación tipo carlsband y polisintética en plagioclasas.					
Nombre	Basalto de Olivino				
Fotos (Ocular 10x, objetivo 4x) : Nicoles cruzado (izquierda), nicoles paralelo (derecha).					



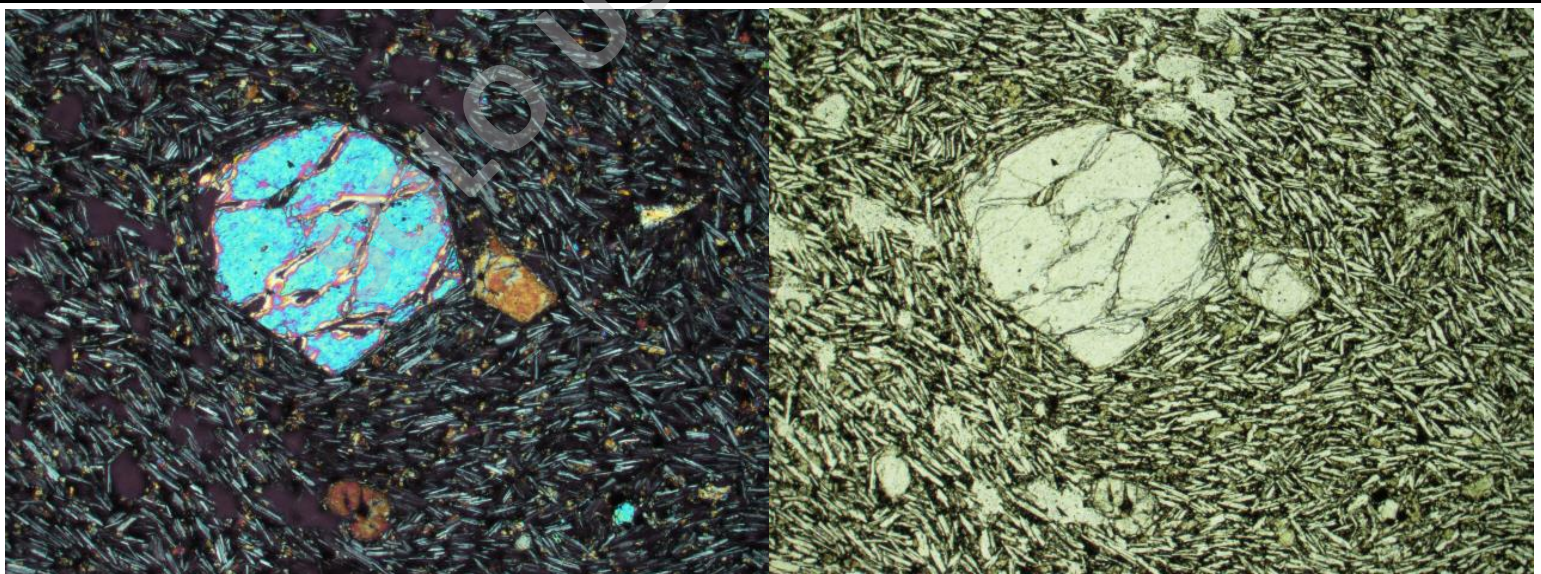
Código de Muestra	PAL14 (Lava Vanguardia Este 2)				
Características del afloramiento (meso escala)					
Lava maciza de coloración negra a rojiza, de al menos 1 mt de espesor.					
	%	Descripción de componentes			
Fenocristales	15	Hábito	Forma	Tamaño	Observaciones
Olivino	6	prismático	subhedral	0,2 a 0,6mm	Integridad media
Plagioclasa	6	tabular	euhedral	0,2 a 1mm	Integridad media
Clinopiroxeno	3	prismatico	subhedral	0,2 a 0,3mm	Integridad media
Masa Fundamental	70				
Olivino	10	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Plagioclasa	23	tabular	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Clinopiroxeno	15	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Ortopiroxeno	1	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Opacos	10	prismatico	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Vidrio	12	masivo			color café
Vesículas	15			tamaño máximo de 0,5mm	Subredondeadas con mala esfericidad
Texturas					
Porfídica, Glomeroporfídica (cúmulos principalmente de plg), vesicular, intergranular, bordes alterados a opacos y embahamiento en olivinos, zonación tipo carlsband y polisintética en plagioclasas, además de sieve. Posible Intrafasciculada de manera local					
Nombre	Basalto de Olivino				
Fotos (Ocular 10x, objetivo 4x) : Nicoles cruzado (izquierda), nicoles paralelo (derecha).					



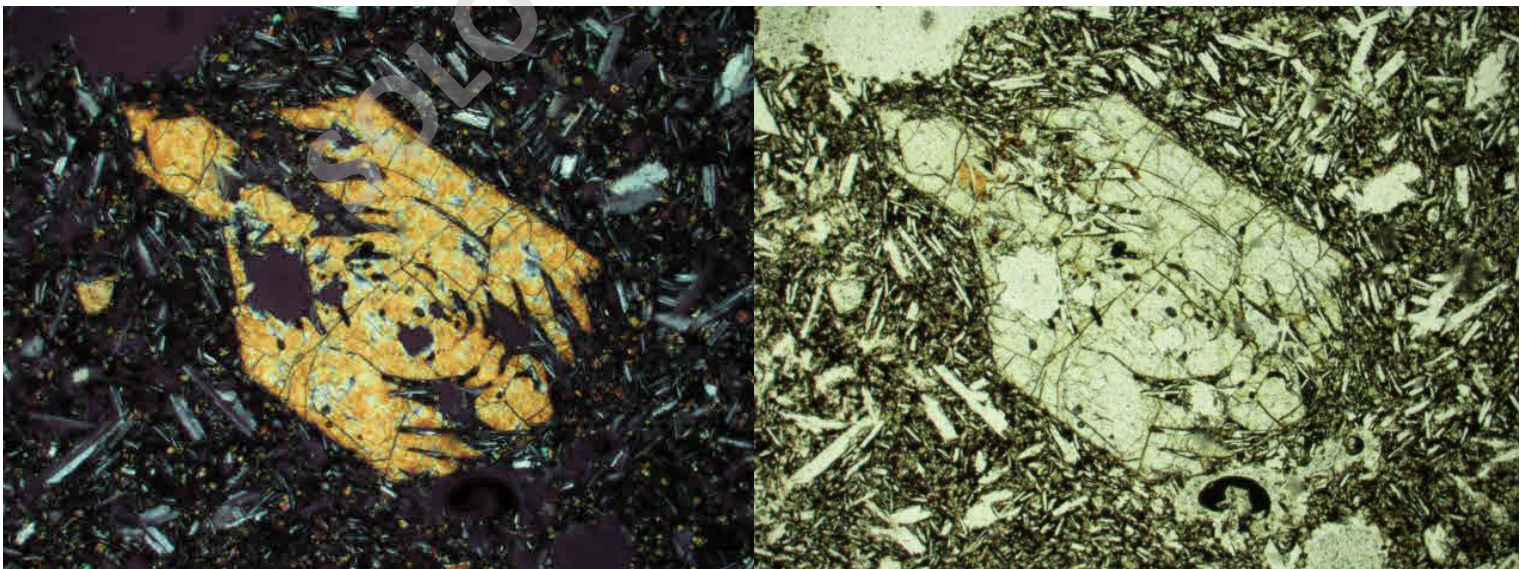
Código de Muestra	PAL15 (Lava Vanguardia Este 2)				
Características del afloramiento (meso escala)					
Techo de lava PAL14, de espesor menor a 1 mt					
	%	Descripción de componentes			
Fenocristales	17	Hábito	Forma	Tamaño	Observaciones
Olivino	5	prismático	subhedral	0,2 a 1mm	Integridad media-baja
Plagioclasa	9	tabular	euهدral	0,2 a 0,6mm	Integridad media
Clinopiroxeno	3	prismatico	subhedral	0,2 a 0,4mm	Integridad media
Masa Fundamental	60				
Olivino	7	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Plagioclasa	24	tabular	euهدral	menor a 0,2mm	Integridad media
Clinopiroxeno	5	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Opacos	7	prismatico	euهدral	menor a 0,2mm	Integridad media
Vidrio	17	masivo			color café
Vesículas	23			tamaño máximo de 1,2mm	Subredondeadas con mala esfericidad
Texturas					
Porfídica, Glomeroporfídica (ol y plg), vesicular, intergranular (pilotaxítica de manera local) embahiamiento en olivinos, sieve, zonación tipo carlsband y polisintética en plagioclasas.					
Nombre	Basalto de Olivino				
Fotos (Ocular 10x, objetivo 4x) : Nicoles cruzado (izquierda), nicoles paralelo (derecha).					



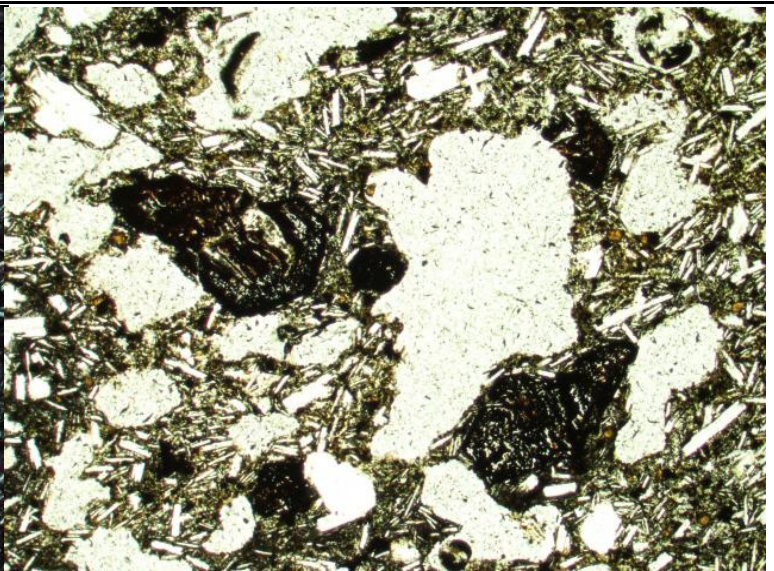
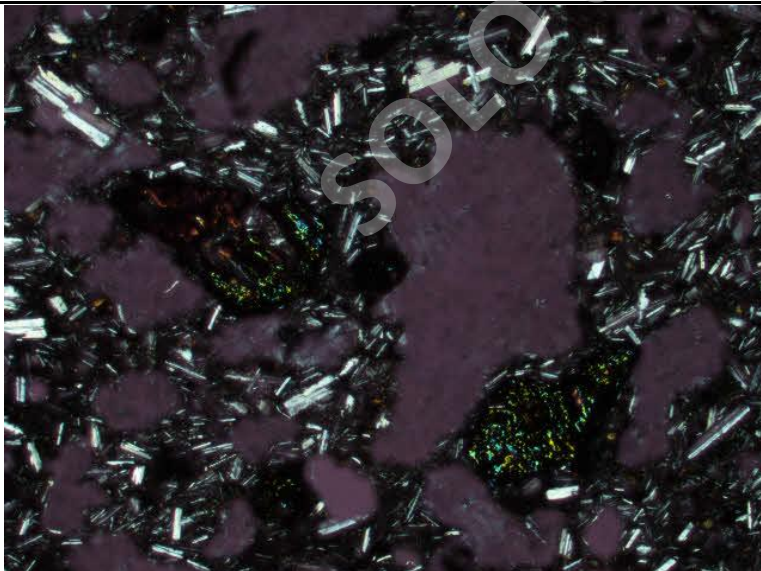
Código de Muestra	PAL18 (Cono Oeste 2)				
Características del afloramiento (meso escala)					
Corresponde a escorias negras a rojizas del edificio volcanico, se observa estratificación de cerca de 30° de pendiente					
	%	Descripción de componentes			
Fenocristales	20	Hábito	Forma	Tamaño	Observaciones
Olivino	10	prismático	subhedral	0,2 a 1,2mm	Integridad media-baja
Plagioclasa	10	tabular	euhedral	0,2 a 0,6mm	Integridad media
Masa Fundamental	75				
Olivino	17	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Plagioclasa	32	tabular	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Clinopiroxeno	12	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Opacos	7	prismatico	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Vidrio	7	masivo			color café
Vesículas	5			tamaño máximo de 0,5mm	subredondeadas y subesfericas
Texturas					
Porfídica, Glomeroporfídica (en pequeños grupos de 3 a 4 minerales), vesicular, pilotaxítica, embahamiento y bordes opacos en olivinos, zonación tipo carlsband y polisintética en plagioclasas.					
Nombre	Basalto de Olivino				
Fotos (Ocular 10x, objetivo 4x) : Nicoles cruzado (izquierda), nicoles paralelo (derecha).					



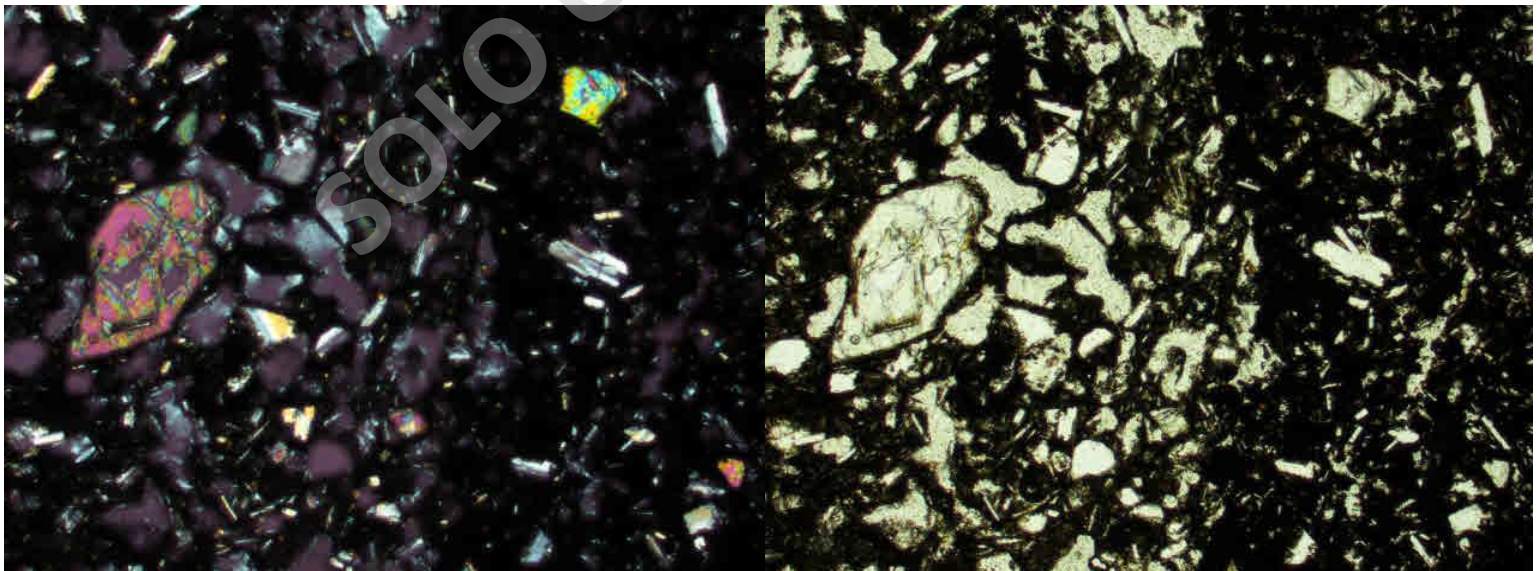
Código de Muestra	PAL19 (Lava Oeste 1)				
Características del afloramiento (meso escala)					
Lava melanocrática de al menos 2 mt de espesor					
	%	Descripción de componentes			
Fenocristales	15	Hábito	Forma	Tamaño	Observaciones
Olivino	7	prismático	subhedral	0,2 a 1,2mm	Integridad media-baja
Plagioclasa	8	tabular	euhedral	0,2 a 0,6mm	Integridad media
Masa Fundamental	75				
Olivino	8	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Plagioclasa	25	tabular	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Clinopiroxeno	13	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Ortopiroxeno	1	prismatico	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Opacos	10	prismatico	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Vidrio	18	masivo			color café
Vesículas	10			tamaño máximo de 1mm	subredondeadas con mala esfericidad
Texturas					
Porfídica, Glomeroporfídica, vesicular, intergranular, embahiamiento, esquelético y algunos bordes opacos en olivinos; sieve, zonación tipo carlsband y polisintética en plagioclasas.					
Nombre	Basalto de Olivino				
Fotos (Ocular 10x, objetivo 4x) : Nícoles cruzado (izquierda), nícoles paralelo (derecha).					



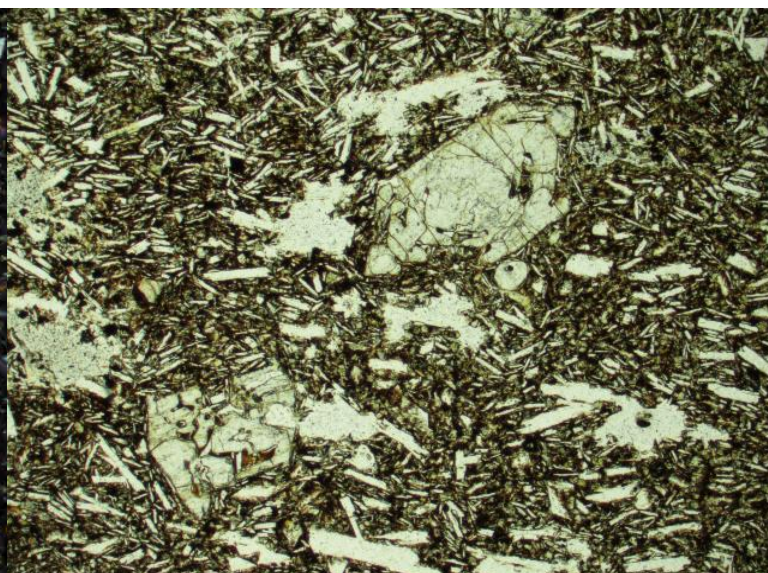
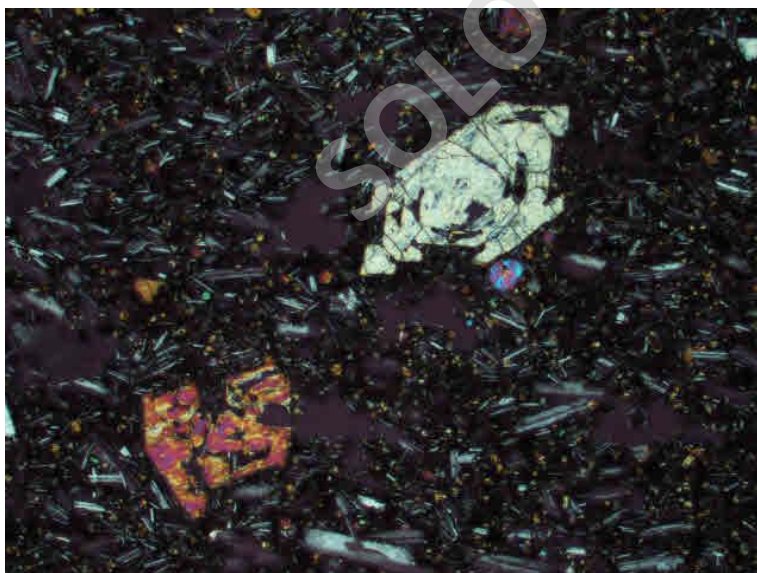
Código de Muestra	PAL24 (Lava Oeste 1)				
Características del afloramiento (meso escala)					
Lava melanocrática de espesor mínimo 1 mt					
	%	Descripción de componentes			
Fenocristales	15	Hábito	Forma	Tamaño	Observaciones
Olivino	7	prismático	subhedral	0,2 a 1mm	Integridad baja, alterado a ignisita
Plagioclasa	8	tabular	euhedral	0,2 a 0,6mm	Integridad media
Masa Fundamental	55				
Olivino	5	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Plagioclasa	10	tabular	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Clinopiroxeno	8	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Opacos	15	prismatico	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Vidrio	17	masivo			color café
Vesículas	30			tamaño máximo de 2mm	subredondeadas con mala esfericidad
Texturas					
Porfídica, vesicular, intergranular, embahamiento y esquelético en olivinos, además de bordes de alteración a ignisita y opacos en olivinos ; sieve, zonación tipo carlsband y polisintética en plagioclasas.					
Nombre	Basalto de Olivino				
Fotos (Ocular 10x, objetivo 4x) : Nícoles cruzado (izquierda), nícoles paralelo (derecha).					



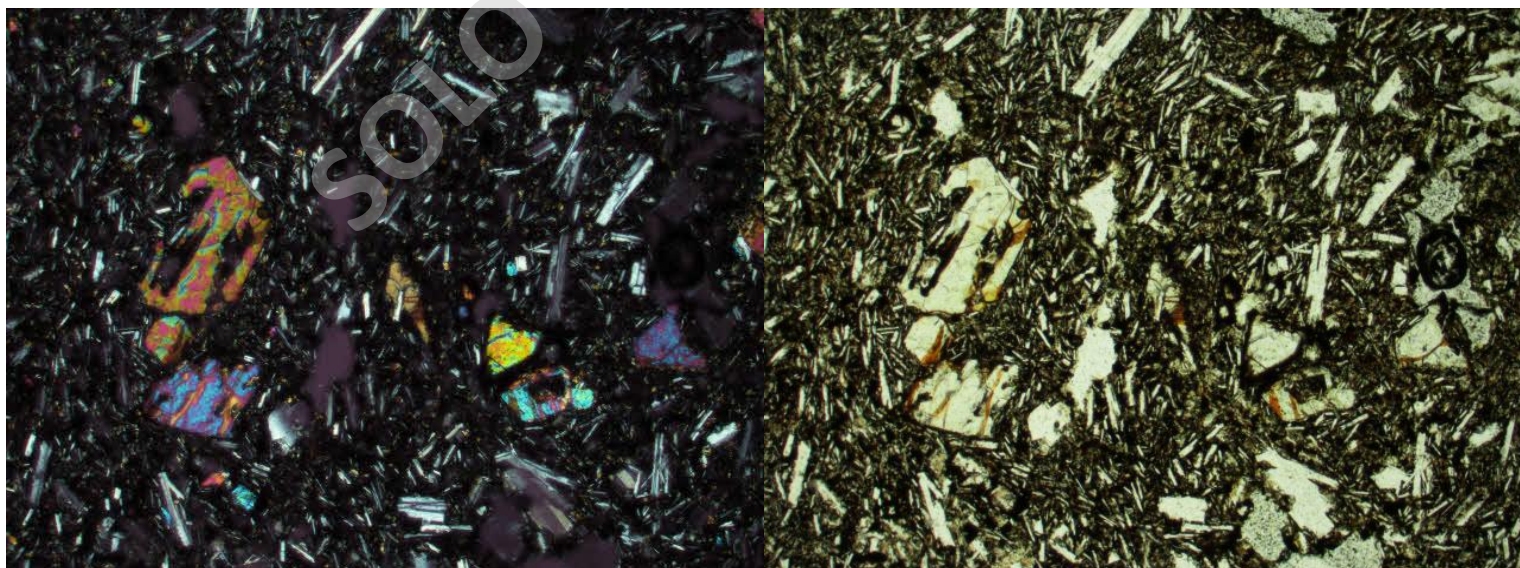
Código de Muestra	PAL25 (Bomba Oeste 1)				
Características del afloramiento (meso escala)					
Bomba proveniente de Oeste 1, coloración negra y alto grado de vesicularidad.					
	%	Descripción de componentes			
Fragmentos Mayores	25	Hábito	Forma	Tamaño	Observaciones
Olivino	8	prismático	subhedral	0,2 a 1mm	Integridad media-baja
Plagioclasa	7	tabular	euhedral	0,2 a 0,5mm	Integridad media
Líticos juveniles de escoria	10			Entre 1 a 3mm	Misma composicion que la Matriz
Matriz	55				
Olivino	7	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Plagioclasa	16	tabular	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Opacos	10	prismatico	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Vidrio	22	masivo			color café
Vesículas	20			tamaño max de 1,1mm	subredondeadas con mala esfericidad
Texturas					
Textura Piroclastica (presencia de juveniles), porfidica, tectura fragmentada en algunos olivinos, embahiamiento y textura esqueletal en olivinos; zonacion carlsband y polisintetica en plagioclasas.					
Nombre	Toba vesicular lítica vítrea basaltica				
Fotos (Ocular 10x, objetivo 4x) : Nicoles cruzado (izquierda), nicoles paralelo (derecha).					



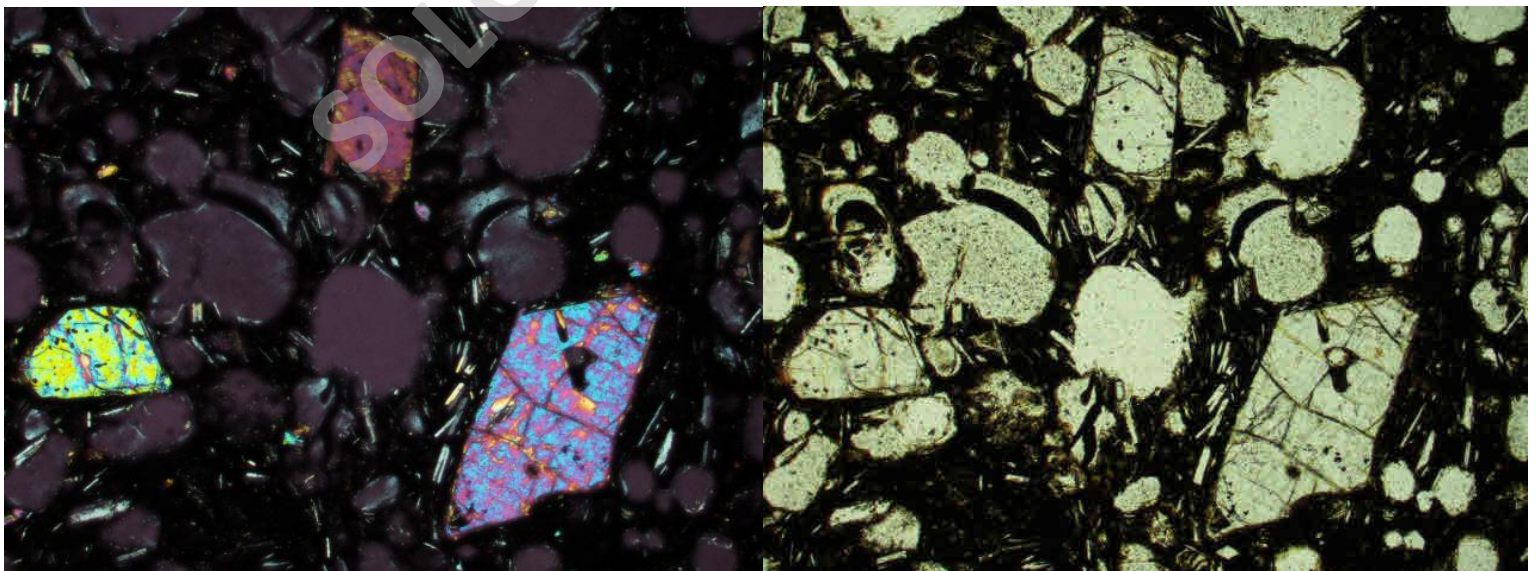
Código de Muestra	PAL26 (Lava Oeste 1)				
Características del afloramiento (meso escala)					
Lava aa' de coloración negra vesicular, de al menos 1,5 mt de espesor					
	%	Descripción de componentes			
Fenocristales	22	Hábito	Forma	Tamaño	Observaciones
Olivino	10	prismático	subhedral	0,2 a 1,5mm	Integridad media
Plagioclasa	12	tabular	euhedral	0,2 a 0,7mm	Integridad media
Masa Fundamental	68				
Olivino	8	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad baja, alterado a iggnisita
Plagioclasa	14	tabular	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Clinopiroxeno	13	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Opacos	12	prismatico	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Vidrio	20	masivo			color café
Ortopiroxeno	1	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	integridad media
Vesículas	10			tamaño max. de 1,5mm	subredondeadas con mala esfericidad
Texturas					
Porfídica, glomeroporfídica, vesicular, intergranular, textura de embahiamiento y esqueletal en olivinos, además de bordes alterados a opacos, sieve, zonación tipo carlsband y polisintética en plagioclasas.					
Nombre	Basalto de Olivino				
Fotos (Ocular 10x, objetivo 4x) : Nicoles cruzado (izquierda), nicoles paralelo (derecha).					



Código de Muestra	PAL27 (Lava Oeste 1)				
Características del afloramiento (meso escala)					
Lava como regolito in situ, de coloración negra rojiza.					
	%	Descripción de componentes			
Fenocristales	20	Hábito	Forma	Tamaño	Observaciones
Olivino	7	prismático	subhedral	0,2 a 0,8mm	Integridad media-buena
Plagioclasa	13	tabular	euهدral	0,2 a 0,7mm	Integridad media-buena
Masa Fundamental	65				
Olivino	5	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad baja, alterado a ignisita
Plagioclasa	20	tabular	euهدral	menor a 0,2mm	Integridad media
Clinopiroxeno	15	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Opacos	10	prismatico	euهدral	menor a 0,2mm	Integridad media
Vidrio	15	masivo			color café
Vesículas	15			tamaño max. de 2mm	subredondeadas con mala esfericidad
Texturas					
Porfídica, glomeroporfídica, vesicular, intergranular (pilotaxítica de manera local), embahiamiento y esqueletal en olivinos, además de bordes alterados a opacos en olivinos, zonación tipo carlsband y polisintética en plagioclasas.					
Nombre	Basalto de Olivino				
Fotos (Ocular 10x, objetivo 4x) : Nicoles cruzado (izquierda), nicoles paralelo (derecha).					



Código de Muestra	PAL30 (Bomba Bota Piedra)				
Características del afloramiento (meso escala)					
Bomba in situ de Bota Piedra (cedida por Virginia Toloza, Sernageomin)					
	%	Descripción de componentes			
Fenocristales	10	Hábito	Forma	Tamaño	Observaciones
Olivino	4	prismático	subhedral	0,2 a 1mm	Integridad media
Plagioclasa	6	tabular	euhedral	0,2 a 0,5mm	Integridad media-buena
Masa Fundamental	50				
Olivino	10	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad baja, alterado a iggnisita
Plagioclasa	14	tabular	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Clinopiroxeno	2	prismatico	subhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Opacos	10	prismatico	euhedral	menor a 0,2mm	Integridad media
Vidrio	14	masivo			color café
Vesículas	40			tamaño máximo de 1,1mm	subredondeadas y subesfericas
Texturas					
Porfídica, vesicular, intergranular, embahiamiento y bordes alterados a opacos en olivinos, zonación tipo carlsband y polisintética en plagioclasas.					
Nombre	Basalto de Olivino				
Fotos (Ocular 10x, objetivo 4x) : Nicoles cruzado (izquierda), nicoles paralelo (derecha).					



Anexos D: Datos Geoquímicos de otros centros volcánicos de la zona.

Anexo D: Geoquímica basaltos SVZ. Extraído y editado de López-Escobar, 1993.

Latitude Sample N°	MICHINMAHUIDA		YANTELES		MELIMOYU		MELIMOYU
	42°48'S 120284-05 (Mic-1)	42°48'S 120284-06 (Mic-2)	43°28'S 100284-10 (Yan-2)	43°28'S 100284-08 (Yan-1)	44°04'S 100284-07 (Mel-2)	44°04'S 100284-08 (Mel-3)	44°04'S 100284-06 (Mel-1)
SiO ₂	51.88	60.58	54.57	57.46	53.29	53.44	56.84
TiO ₂	1.56	1.21	1.00	0.99	1.45	1.49	1.43
Al ₂ O ₃	17.56	16.05	18.14	19.07	19.84	19.66	17.29
Fe ₂ O ₃	2.84	3.26	2.81	3.02	3.64	4.37	3.04
FeO	7.64	4.64	6.03	4.16	5.24	4.66	5.62
MnO	0.16	0.16	0.14	0.14	0.16	0.16	0.17
MgO	3.94	1.75	4.02	2.76	2.80	2.72	2.85
CaO	8.75	4.40	8.33	6.94	7.28	7.02	5.95
Na ₂ O	3.42	4.81	3.53	3.97	4.20	4.18	4.64
K ₂ O	1.09	2.27	0.76	1.05	1.28	1.37	1.92
P ₂ O ₅	0.99	0.46	0.17	0.23	0.38	0.38	0.44
LOI	0.79	0.50	0.79	0.45	0.98	0.96	0.38
TOTAL	100.02	100.09	100.29	100.24	100.52	100.41	100.27
Rb	29.5	-	18.9	-	-	56.0	-
Ce	1.43	-	1.07	-	-	1.17	-
Sr	395	318	409	383	501	497	420
Ba	315	554	229	341	406	482	465
Sc	31	22	29	23	27	24	23
V	225	62	219	141	237	234	196
Cr	43.2	-	34.1	-	-	6.6	-
Co	25.9	-	25.0	-	-	18.7	-
Zn	99	-	86	-	-	98	-
Y	41	59	25	31	36	36	42
Zr	188	-	90	-	-	213	-
Hf	4.67	-	2.40	-	-	5.39	-
Ta	0.56	-	0.27	-	-	1.03	-
Th	3.68	-	2.15	-	-	6.38	-
U	0.86	-	0.59	-	-	1.37	-
La	21.1	-	10.1	-	-	31.1	-
Ce	45.6	-	22.7	-	-	62.6	-
Nd	30.0	-	15.6	-	-	33.8	-
Sm	7.13	-	3.52	-	-	7.45	-
Eu	1.71	-	1.10	-	-	1.85	-
Gd	-	-	-	-	-	-	-
Tb	1.06	-	0.57	-	-	1.07	-
Yb	3.66	-	2.24	-	-	3.70	-
Lu	0.602	-	0.340	-	-	0.570	-
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0.70431±3	-	-	-	0.704075±10	-	-
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.51277±1	-	-	-	0.51281±3	-	-
²¹⁶ Pb/ ²¹⁴ Pb	18.6371±5	-	-	-	18.5793±6	-	-
²⁰⁷ Pb/ ²¹⁴ Pb	15.6188±5	-	-	-	15.6021±5	-	-
²¹⁸ Pb/ ²¹⁴ Pb	38.5326±17	-	-	-	38.5255±13	-	-
¹⁸ O (o/oo)	+6.4	-	-	+6.4	-	-	+7.1
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr(d)	0.70440	0.70438	0.70422	0.70455	0.70417	0.70424	0.70420
K/Rb	308	-	335	-	-	204	-
Rb/Cs	20.6	-	17.7	-	-	47.9	-
Ba/La	14.9	-	22.7	-	-	15.5	-
La/Yb	5.8	-	4.5	-	-	8.4	-
Eu/Eu*	0.73	-	0.93	-	-	0.76	-
Zr/Hf	40.3	-	37.5	-	-	39.5	-
Th/U	4.28	-	3.64	-	-	4.66	-
Al ₂ O ₃ /CaO	2.0	3.6	2.2	2.7	2.7	2.8	2.9
FeO ^(II) /MgO	2.6	4.3	2.1	2.5	3.0	3.2	2.9

Anexo D: Geoquímica centros eruptivos aledaños. Extraído y modificado de Watt, 2010.

a) Depósitos de escoria, volcán Michimahuida.

wt% ^a	S Minch.		ppm	S. Minch
	828-6A	C16-G7b		
SiO ₂	44.46	50.62	Sc	29
TiO ₂	1.67	1.06	V	226
Al ₂ O ₃	17.32	17.23	Cr	221
Fe ₂ O ₃	10.96	9.71	Co	41
MnO	0.15	0.16	Ni	150
MgO	9.51	8.14	Cu	48
CaO	8.86	8.99	Zn	-
Na ₂ O	2.53	2.94	Ga	-
K ₂ O	0.83	0.67	Rb	15
P ₂ O ₅	0.50	0.27	Sr	416
I.o.i.	2.8	0.1	Y	25
Total	99.6	99.9	Zr	122
Mg#	63.4	62.7	Nb	5.1
ppm			Mo	0.6
Rb	15.0	15.3	Sn	-
Sr	728	413	Cs	0.5
Y	26	24	Ba	212
Zr	173	120	La	12
Nb	23.9	6.3	Ce	30
Ba	402	188	Pr	4.0
Sc	35	31	Nd	17
V	274	226	Sm	4.0
Cr	362	331	Eu	1.2
Co	33	31	Gd	4.2
Ni	152	121	Tb	0.7
Cu	46	45	Dy	4.0
Zn	69	77	Ho	0.9
Ga	20	17	Er	2.4
Pb	8.4	6.0	Tm	0.3
			Yb	2.2
			Lu	0.3
			Hf	2.8
			Ta	0.3
			Pb	5.3
			Th	-
			U	0.5
			Ti	7521

b) Inclusiones fluidas del volcán Michimahuida.

Unit	Sample	Major elements (electron probe, wt%)									Olivine %Fo
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Mn	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
S Minch	C16-G7B	52.6	2.0	12.9	9.9	0.2	6.3	8.3	3.2	1.2	83.6
S Minch	C16-G7B	52.4	1.5	15.4	8.5	0.1	4.1	8.9	3.3	0.9	84.3
S Minch	C16-G7B	50.0	1.3	17.0	10.0	0.3	5.1	9.4	3.4	0.9	84.8
S Minch	C16-G7B	52.4	1.8	13.8	10.2	0.3	5.2	9.0	3.3	1.0	84.4
S Minch	C16-G7B	51.7	1.7	14.3	10.8	0.2	5.2	9.3	3.3	1.2	83.5
S Minch	C16-G7B	49.4	1.1	17.2	8.2	0.2	6.4	9.6	3.3	0.7	85.1
S Minch	C16-G7B	49.9	1.2	17.5	8.2	0.1	5.8	8.7	3.6	0.7	84.9

Unit	Sample	ppm CO ₂	wt% H ₂ O	Trace elements (ion probe, ppm)							
				Ti	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce
S Minch	C16-G7B	95	0.22	10166	280	32.7	226	12.0	285	22.2	51.4
S Minch	C16-G7B	94	0.29	8674	281	29.1	197	9.4	261	18.5	45.3
S Minch	C16-G7B	164	0.34	6242	322	22.1	132	6.7	232	14.8	35.4
S Minch	C16-G7B	72	0.30	9056	278	31.2	206	8.9	267	20.5	48.0
S Minch	C16-G7B	93	0.26	8936	280	30.8	205	9.6	279	20.2	48.4
S Minch	C16-G7B	1304	1.61	5663	364	18.4	126	5.8	188	13.0	30.5
S Minch	C16-G7B	2211	1.72	5679	369	18.8	129	6.2	189	13.4	31.2

Table 1. Summary of Sampled Units and Derived Parameters (See *Watt et al.* [2011b] and Supporting Information)

Eruption	Age	Bulk MgO (wt%)	Olivine Fo Content (%)	Slab Depth (km)	Maximum Parental Magma H ₂ O (wt%)	Maximum Melt Inclusion H ₂ O/Ce	Slab-Surface T (°C) ^a
Apagado (Ap1)	2.6 ka	12–15	87–90	105	3.3	2620	720
Hornopirén (Ho1b)	5.7 ka	6.2	81–83	115	1.8	800	870 ^b
S. Minchinmávida	Holocene	8.1	83–85	~125	1.5	650	870
Palena	~11 ka	8.1	84–86	~135–140	1.8	1150	870

^aFrom H₂O/Ce thermometry (see Supporting Information). K/H₂O-thermometry estimates 800°C for Ap1, but is similar to the H₂O/Ce values for the other units.

^b920°C for Ho1a, but given the sample size (two undegassed inclusions), this is unlikely to be representative.

- c) Geoquímica depósitos de tefra de los volcanes Yanteles (YAN1) y Melimoyu (MEL2, MEL1B, MEL1A).

	YAN1 170299-1B 170299-1	YAN1 T-20F T-20	MEL2 T-4A T-04	MEL1B T-4D T-04	MEL1A T-4E T-04
SiO ₂	63.49	65.92	60.16	50.1	65.11
TiO ₂	0.44	0.37	1.23	1.66	0.82
Al ₂ O ₃	16.22	16.07	17.03	16.2	17.24
Fe ₂ O ₃	1.65				
FeO*	2.51	4.19	7.04	10.86	4.41
MnO	0.12	0.14	0.15	0.16	0.12
MgO	0.65	0.92	1.25	5.06	0.68
CaO	3.06	3.34	3.58	8.66	2.16
Na ₂ O	4.45	4.14	5.82	3.47	5.47
K ₂ O	1.45	1.32	2.1	0.88	2.21
P ₂ O ₅	0.22	0.18	0.31	0.28	0.21
LOI	5.69	3.26	1.29	2.11	1.52
Total	99.96	99.85	99.96	99.44	99.95
SiO ₂ *	67.36	68.24	61.13	51.47	66.15
Trace ek					
Rb	43	39	49	16	58
Sr	218	200	315	464	266
Ba	436	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nb	6	6	13	5	13
Y	35	31	34	26	31
Zr	184	177	263	135	296

Anexo D: Geoquímica elementos traza de tefras asociadas al volcán Melimoyu en las Lagunas Las Mellizas (LLM) y Junco (LLJ), Weller *et al.* 2017.

Lake	LLM	LLM	LLM	LLM	LLJ	LLJ	LLJ
Section	T2	T3	T4	T4	T3	T6	T7
Depth	46-49	0-3	33.5-34.5	71-72	53-55	38-39	16-16.5
Source	Melimoyu	Melimoyu	Melimoyu	Melimoyu	Melimoyu	Melimoyu	Melimoyu
Tephra Name	C, MEL2	E	M	O	C, MEL2	M	O
Chemical Type	HA	HA	HA	HA	HA	HA	HA
Lab #	DW15-22	DW15-24	DW15-29	DW15-31	DW15-36	DW15-40	DW15-42
Ti	7,237	6,816	0,345	9,072	8,378	10,650	9,218
V	239	249	343	207	264	342	219
Cr	51	35	19	DL	41	20	DL
Mn	1,227	1,267	1,346	1,288	1,181	1,242	1,236
Co	64	55	55	37	32	40	33
Ni	60	53	44	33	47	39	30
Cu	72	63	181	113	84	167	136
Zn	136	135	159	165	137	156	154
Rb	38	38	33	68	34	33	67
Sr	560	531	570	412	574	579	411
Y	30	30	29	43	29	32	43
Zr	245	246	212	329	230	221	315
Nb	13	11	11	21	10	16	20
Cs	0.88	0.92	0.84	2.93	0.76	0.88	2.78
Ba	527	505	508	618	495	515	619
La	29.05	28.33	29.1	41.25	29.88	31.67	41.83
Ce	67.5	63.8	67.8	91.8	66.5	72.1	90.2
Pr	7.91	7.70	8.26	10.95	8.39	9.05	11.18
Nd	32.4	32.5	36.1	46.3	35.5	38.6	47.3
Sm	7.63	7.30	8.31	10.62	7.78	8.71	10.96
Eu	2.71	2.59	2.72	3.19	2.63	3.00	3.24
Gd	10.37	10.17	11.18	14.38	10.51	11.93	14.69
Tb	1.12	1.07	1.21	1.58	1.12	1.32	1.69
Dy	5.92	5.66	5.80	8.44	5.62	6.46	8.22
Ho	1.04	1.01	1.02	1.52	1.01	1.17	1.55
Er	3.50	3.47	3.32	5.04	3.57	3.74	5.11
Tm	0.38	0.37	0.34	0.57	0.36	0.38	0.55
Yb	3.18	2.90	2.79	4.44	2.94	3.14	4.44
Lu	0.38	0.36	0.33	0.60	0.35	0.39	0.58
Hf	5.2	5.2	4.7	7.5	5.1	7.9	7.4
Pb	7.7	7.9	8.2	14.1	8.0	8.9	14.7
Th	2.3	2.2	2.1	5.3	2.3	2.3	5.2
U	1.1	1.1	1.0	2.7	1.1	1.3	2.6

Anexo D: Geoquímica de roca total de las muestras provenientes de los CEM Cayutué (Mena, 2015).

AUTOR	Mena, 2015	Mena, 2015	Mena, 2015	Mena, 2015	Mena, 2015	Mena, 2015
CENTRO ERUPTIVO	Cayutué	Cayutué	Cayutué	Cayutué	Cayutué	Cayutué
SiO ₂	51,79	51,82	51,14	50,83	51,45	48,75
TiO ₂	0,83	0,82	0,82	0,83	0,83	0,85
Al ₂ O ₃	17,59	17,36	17,32	17,42	17,24	18,33
Fe ₂ O ₃	8,88	8,8	10	9,11	9	9,81
MnO	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15	0,15
Cr ₂ O ₃	0,023	0,023	0,023	0,025	0,029	0,026
MgO	7,13	7,03	6,73	7,19	7,44	7,37
CaO	9,84	9,73	9,97	9,64	9,94	9,21
Na ₂ O	2,92	2,83	2,81	2,75	2,78	2,45
K ₂ O	0,69	0,71	0,7	0,67	0,69	0,55
P ₂ O ₅	0,18	0,16	0,17	0,2	0,2	0,14
sum real	100,023	99,433	99,843	98,815	99,749	97,636
LOI	-0,3	0,3	-0,1	1	0	2,1
Total	99,74	99,74	99,75	99,79	99,77	99,75
Na ₂ O + K ₂ O	100	100	100	100	100	100

ELEMENTOS Normalizados						
SiO ₂	51,778091	52,115494 9	51,220416 1	51,439558 8	51,579464 5	49,930353 6
Al ₂ O ₃	17,585955 2	17,458992 5	17,347235 2	17,628902 5	17,283381 3	18,773812 9
Fe ₂ O ₃	8,8779580 7	8,8501805 2	10,015724 7	9,2192480 9	9,0226468 4	10,047523 5
MgO	7,1283604 8	7,0700874	6,7405827 1	7,2762232 5	7,4587213 9	7,5484452 5
CaO	9,8377373 2	9,7854836 9	9,9856775 1	9,7556039 1	9,9650121 8	9,4329960 3
Na ₂ O	2,9193285 5	2,8461376	2,8144186 4	2,7829782 9	2,7869953 6	2,5093203 3
K ₂ O	0,6898413 4	0,7140486 6	0,7011007 3	0,6780347 1	0,6917362 6	0,5633168 1
TiO ₂	0,8298091 4	0,8246759 1	0,8212894 2	0,8399534 5	0,8320885 4	0,8705805 2
P ₂ O ₅	0,1799586 1	0,1609123 7	0,1702673 2	0,2023984 2	0,2005032 6	0,1433897 3
MnO	0,1499655 1	0,1508553 5	0,1602516	0,1517988 2	0,1503774 5	0,1536318 6

Cr2O3	0,0229947 1	0,0231311 5	0,0230361 7	0,0252998	0,0290729 7	0,0266295 2
Sum	100	100	100	100	100	100
K2O + Na2O	3,6091698 9	3,5601862 6	3,5155193 7	3,461013	3,4787316 2	3,0726371 4

Y	17	17	16,7	15,4	14,6	16,2
Zr	73,8	74,4	73	69,6	73,7	77,4
Nb	1,8	1,9	2,2	1,8	2,3	1,8
Mo	<0,1	0,2	0,6	0,2	0,2	0,4
Pb	0,4	0,9	1,2	1	0,7	2,3
P						
Sc	29	29	30	31	33	30
V	235	234	241	227	234	233
Cr						
Co	29,6	29,6	27,9	28,9	26,2	30,4
Ni	54,1	38,9	60,2	60,9	55,5	57,1
Cu	22,2	47,9	22,9	32,3	33,6	32,1
Zn	32	34	56	28	32	33
Ga	15,5	15,7	17,1	18,1	17,1	17,2
Rb	9,2	10,9	10	9,8	10	7,8
Sr	587,5	591,4	593,5	544,2	553,2	534,2
Ba	171	188	173	162	152	150
Be	<1	<1	<1	2	2	3
Ce	22,3	24,4	22,4	19,4	20,8	22,3
Th	1,2	1,5	1,5	1,3	1,3	1,6
U	0,3	0,4	0,6	0,6	0,5	0,5
Cs	0,6	0,8	0,5	0,6	0,8	0,5
La	9,1	9,8	8,9	9,1	9,2	8,9
Pr	3,19	2,89	3	2,77	2,79	3,11
Nd	12,7	13,3	13,9	11,8	12,1	13,7
Sm	3,31	2,7	3	2,83	2,83	3,22
Eu	0,98	1,06	1,06	0,96	0,88	0,97
Gd	3,29	3,36	3,26	3	3,06	3,1
Tb	0,52	0,53	0,56	0,47	0,46	0,51
Dy	3,19	3,06	3,11	2,98	2,74	2,81
Ho	0,61	0,67	0,66	0,51	0,53	0,62
Er	1,85	1,66	1,76	1,45	1,58	1,7
Tm	0,28	0,27	0,23	0,24	0,25	0,27
Yb	1,83	1,8	1,6	1,57	1,47	1,63
Lu	0,27	0,27	0,24	0,21	0,24	0,28
Hf	1,8	1,7	2,1	1,8	2,3	2,1
Ta	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,1	0,1
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1

As	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	<0,5
W	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	0,7
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	1,3	3,8	1,5	1,8	2,6	2,8
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
K (ID)						
TOT/C (%)	<0,02	<0,02	0,06	0,03	<0,02	0,16
TOT/S (%)	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02

Anexo D: Geoquímica de roca total para muestras provenientes de los CEM del Estuario de Reloncaví (Parra, 2020).

COD MUESTRA	abr-01	abr-02	abr-03	POC-02	POC-05	PRO-05	PRO-07	RAL-03	RAL-04	RAL-07	RAL-08	RAL-09	RAL-10	RAL-11
MATERIAL	Esco ria	Esco ria	Esco ria	Esco ria	Esco ria	Esco ria	Esco ria	Lava	Lava	Esco ria	Lava	Lava	Esco ria tipo bom ba	Lava
SiO ₂	51,6 9	52,0 5	50,7 4	51,2 4	51,2 5	49,1	49,2 3	50,8 4	50,8 8	49,5 8	50,5 9	50,7 4	50,6 4	50,5 8
Al ₂ O ₃	18,5 3	18,6	18,8 9	16,4 8	16,6 4	16,9 7	16,4 8	17,4 1	17,3 5	17,5 8	17,1 8	17,3 2	17,0 8	17,1 8
Fe ₂ O ₃	9,37	8,86	9,64	9,36	9,28	10,8 1	10,1 5	9,02	9,31	9,74	9,34	9,21	9,34	9,18
MgO	5,47	5,45	5,42	7,78	7,73	7,71	9,02	7,63	7,63	7,36	7,91	7,73	7,9	7,91
CaO	9,27	9,41	9,23	10	9,94	9,63	9,65	9,93	9,87	9,49	9,87	9,92	9,79	9,81
Na ₂ O	3,1	3,08	3,05	2,66	2,78	2,94	2,77	2,84	2,81	2,72	2,83	2,83	2,83	2,8
K ₂ O	0,75	0,75	0,76	0,66	0,56	0,65	0,53	0,66	0,66	0,65	0,66	0,66	0,68	0,65
TiO ₂	0,88	0,88	0,89	0,89	0,82	1,18	1,05	0,83	0,84	0,83	0,85	0,83	0,85	0,83
P ₂ O ₅	0,2	0,2	0,2	0,16	0,13	0,26	0,22	0,17	0,17	0,17	0,18	0,17	0,18	0,17
MnO	0,15	0,15	0,16	0,16	0,16	0,19	0,17	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15	0,16	0,15
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00 4	0,00 6	0,04 1	0,04 2	0,04	0,06 9	0,02 4	0,02 5	0,02 5	0,02 8	0,02 6	0,02 7	0,02 8
LOI	0,3	0,3	0,7	0,3	0,4	0,2	0,3	0,2	0	1,4	0,1	0,1	0,2	0,4
Sum	99,7 2	99,7 34	99,6 86	99,6 91	99,7 32	99,6 8	99,6 39	99,7 04	99,6 95	99,7 05	99,6 88	99,6 86	99,6 77	99,6 88

Sum Sin LOI	99,4 2	99,4 34	98,9 86	99,3 91	99,3 32	99,4 8	99,3 39	99,5 04	99,6 95	98,3 05	99,5 88	99,5 86	99,4 77	99,2 88
----------------	-----------	------------	------------	------------	------------	-----------	------------	------------	------------	------------	------------	------------	------------	------------

Datos Normalizados														
	3698 2	3734 7	3771 2	POC- 02	POC- 05	PRO- 05	PRO- 07	RAL- 03	RAL- 04	RAL- 07	RAL- 08	RAL- 09	RAL- 10	RAL- 11
SiO2	51,9 9155 1	52,3 4627 99	51,2 5977 41	51,5 1371 85	51,5 9465 23	49,3 5665 46	49,5 5757 56	51,0 9342 34	51,0 3565 88	50,4 3487 11	50,7 9929 31	50,9 5093 69	50,9 0623 96	50,9 4271 21
Al2O3	18,6 3810 1	18,7 0587 53	19,0 8350 68	16,5 8097 82	16,7 5190 27	17,0 5870 53	16,5 8965 76	17,4 9678 4	17,4 0307 94	17,8 8311 89	17,2 5107 44	17,3 9200 29	17,1 6979 8	17,3 0319 88
Fe2O3	9,42 4663 05	8,91 0433 05	9,73 8750 93	9,41 7351 67	9,34 2407 28	10,8 6650 58	10,2 1753 79	9,06 4962 21	9,33 8482 37	9,90 7939 58	9,37 864	9,24 8287 91	9,38 9105 02	9,24 5830 31
MgO	5,50 1911 08	5,48 1022 59	5,47 5521 79	7,82 7670 51	7,78 1983 65	7,75 0301 57	9,08 0018 93	7,66 8033 45	7,65 3342 7	7,48 6903 01	7,94 2724 02	7,76 2135 24	7,94 1534 22	7,96 6723 07
CaO	9,32 4079 66	9,46 3563 77	9,32 4550 95	10,0 6127 32	10,0 0684 57	9,68 0337 76	9,71 4210 93	9,97 9498 31	9,90 0195 6	9,65 3629 01	9,91 0832 63	9,96 1239 53	9,84 1470 89	9,88 0348 08
Na2O	3,11 8084 89	3,09 7532 03	3,08 1243 81	2,67 6298 66	2,79 8695 28	2,95 5367 91	2,78 8431 53	2,85 4156 62	2,81 8596 72	2,76 6898 94	2,84 1707 84	2,84 1764 91	2,84 4878 72	2,82 0078 96
K2O	0,75 4375 38	0,75 4269 16	0,76 7785 34	0,66 4044 03	0,56 3765 96	0,65 3397 67	0,53 3526 61	0,66 3289 92	0,66 2019 16	0,66 1207 47	0,66 2730 45	0,66 2743 76	0,68 3575 1	0,65 4661 19
TiO2	0,88 5133 78	0,88 5009 15	0,89 9117 05	0,89 5453 31	0,82 5514 44	1,18 6168 07	1,05 6986 68	0,83 4137 32	0,84 2569 84	0,84 4311 07	0,85 3516 49	0,83 3450 49	0,85 4468 87	0,83 5951 98
P2O5	0,20 1166 77	0,20 1138 44	0,20 2048 77	0,16 0980 37	0,13 0874 24	0,26 1359 07	0,22 1463 88	0,17 0847 4	0,17 0520 09	0,17 2931 18	0,18 0744 67	0,17 0706 73	0,18 0946 35	0,17 1219 08
MnO	0,15 0875 08	0,15 0853 83	0,16 1639 02	0,16 0980 37	0,16 1075 99	0,19 0993 16	0,17 1131 18	0,15 0747 71	0,15 0458 9	0,16 2758 76	0,15 0620 56	0,15 0623 58	0,16 0841 2	0,15 1075 66
Cr2O3	0,01 0058 34	0,00 4022 77	0,00 6061 46	0,04 1251 22	0,04 2282 45	0,04 0209 09	0,06 9459 12	0,02 4119 63	0,02 5076 48	0,02 5431 06	0,02 8115 84	0,02 6108 09	0,02 7141 95	0,02 8200 79
Sum	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
K2O + Na2O	3,87 2460 27	3,85 1801 19	3,84 9029 16	3,34 0342 69	3,36 2461 24	3,60 8765 58	3,32 1958 14	3,51 7446 53	3,48 0615 88	3,42 8106 4	3,50 4438 29	3,50 4508 67	3,52 8453 81	3,47 4740 15

Ba	204	204	214	237	139	321	253	173	169	179	169	171	180	173
Ni	26	27	21	81	69	101	163	74	72	69	83	76	83	85
Sc	25	25	25	30	29	29	30	29	29	29	29	29	29	28
Be	2	<1	2	1	<1	1	<1	<1	<1	<1	1	1	<1	2
Co	25,1	24,8	28,5	33,6	32,8	35,6	38,5	31,7	32	31,2	33,5	31,7	32,7	33,7
Cs	0,6	0,5	0,7	1,1	0,7	0,2	0,2	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4
Ga	18,5	18,7	19	16,6	16,2	15,6	15,8	16,7	17,4	16,6	16,4	16,9	16,1	17,1
Hf	2,3	2,3	2,6	2,2	2	2,5	2,2	1,9	1,9	2,1	2,2	2	2,1	2,1
Nb	2,5	2,4	2,8	2	1,5	2,7	2,4	2,1	2,1	2,1	2,2	2,1	2,3	2,2
Rb	11	11,4	12	14,4	9,3	8,7	6,4	8,4	8,6	8,9	8,2	8,5	9,2	8,4
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	554,8	562,7	558,8	387,7	408,6	516,9	404	532,2	537,7	520,9	550	541,3	545,2	538,3
Ta	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	<0,1
Th	1,6	1,6	1,8	2,3	2,2	4,9	2,7	1,2	1,3	1,4	1,3	1,2	1,5	1,4
U	0,5	0,4	0,5	0,5	0,6	0,9	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,5	0,4	0,4
V	234	235	230	234	220	257	244	239	242	234	245	236	240	234
W	<0,5	<0,5	35,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Zr	90,1	88,3	91	82	76,5	91	88,5	75,9	77,7	80,3	78,5	78	81,9	78,2
Y	16,7	17,9	18,5	19,7	17,4	22,4	21,4	16,1	16,5	16,6	16,7	16,2	17	15,9
La	10,9	11,1	11,9	10,5	7,3	16,9	12,8	9,2	9,8	10	10	9,6	10,5	9,9
Ce	24,7	24,5	24,1	22,6	17,4	36,3	27,5	21,5	21,8	22,5	22,5	21,9	23,2	22,2
Pr	3,45	3,51	3,6	3,19	2,52	4,87	3,8	3,06	3,14	3,22	3,15	3,13	3,26	3,15
Nd	15,1	14,9	15,6	13,8	11,1	20,2	16,4	13,6	13,6	14,4	13,5	14	14,5	13,9
Sm	3,43	3,41	3,54	3,36	2,82	4,42	3,77	3,12	3,25	3,33	3,27	3,15	3,28	3,29
Eu	1,13	1,12	1,06	1,06	0,99	1,39	1,24	1,04	1,05	1,07	1,06	1,08	1,06	1,05
Gd	3,53	3,5	3,75	3,53	3,14	4,35	3,81	3,14	3,22	3,37	3,3	3,22	3,32	3,17
Tb	0,53	0,54	0,55	0,55	0,52	0,69	0,63	0,49	0,51	0,52	0,5	0,5	0,53	0,51
Dy	3,25	3,24	3,31	3,46	3,26	3,98	3,8	2,94	2,97	3,12	3,01	2,99	3,11	3
Ho	0,68	0,64	0,7	0,76	0,69	0,87	0,8	0,61	0,64	0,64	0,65	0,65	0,65	0,64
Er	1,88	2	1,94	2,15	2,07	2,53	2,31	1,75	1,85	1,86	1,84	1,78	1,89	1,82
Tm	0,28	0,27	0,32	0,31	0,29	0,34	0,33	0,26	0,28	0,27	0,27	0,26	0,27	0,27
Yb	1,86	1,77	1,85	1,98	1,85	2,3	2,12	1,62	1,62	1,68	1,67	1,69	1,69	1,61
Lu	0,27	0,27	0,3	0,31	0,31	0,36	0,31	0,26	0,26	0,27	0,27	0,26	0,26	0,25
Mo	1,2	0,7	1,4	0,6	0,6	1	0,7	0,4	0,4	1	0,6	0,5	0,5	0,4
Cu	22,1	49,2	46	38,1	64,6	54	65,1	55,3	72,8	66,1	73,2	51,4	54	48,8
Pb	2,3	2,1	2	1,3	2,4	3,1	2,7	1,9	1,4	2,4	3,1	1,5	2,1	1,6
Zn	188	67	307	56	69	103	101	68	90	118	85	69	113	84
Ni	27,3	24,4	27,7	76,1	59,1	101,5	152,4	58,3	65,2	66,4	60,4	68,8	65	76,9
As	0,8	<0,5	1,5	<0,5	<0,5	0,9	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1

Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	1	1,9	1,2	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	1,2	1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Hg	<0,0 1	<0,0 1	<0,0 1	<0,0 1	<0,0 1	<0,0 1	<0,0 1	<0,0 1	<0,0 1	0,01	<0,0 1	<0,0 1	<0,0 1	<0,0 1
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

SOLO USO ACADÉMICO