



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

**PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LA  
UNIDAD LAVAS LAS PATAGUAS (33°48'S, 71°30'O),  
MIOCENO INFERIOR**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO**

PABLO HUMBERTO MORENO YAEGER

PROFESOR GUÍA:  
LUIS ENRIQUE LARA PULGAR

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
DIEGO MORATA CÉSPEDES  
MARIO VERGARA MARTÍNEZ

SANTIAGO DE CHILE  
2015

## RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR

AL TÍTULO DE: Geólogo

POR: Pablo Humberto Moreno Yaeger

FECHA: 30/06/2015

PROFESOR GUÍA: Luis E. Lara P.

### **Petrología y geoquímica de la unidad Lavas Las Pataguas (33° 48'S, 71° 30'O), Mioceno Inferior**

La unidad Lavas Las Pataguas, ubicada en el límite entre la V Región de Valparaíso y la Región Metropolitana, es una expresión de volcanismo Mioceno en el antearco de Chile Central, área denominada Zona de Transición debido al contraste en la geometría de la convergencia al sur y norte de esta área. Tiene una distribución areal de 1,235 km<sup>2</sup>, volumen expuesto de 0,06 km<sup>3</sup> y sin indicios de un centro emisor. Nuevas dataciones <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar confirman su edad Mioceno Inferior (ca. 18,5 Ma) y la ubican, temporalmente, entre el miembro medio y superior de la Formación Farellones, pero estando a más de 85 km al oeste de dicha formación. Además, tiene una afinidad alcalina y notable enriquecimiento en tierras raras livianas, lo cual es una característica no observable en las unidades del arco de Chile Central.

Análisis geoquímicos y petrográficos definen a la unidad como una traquiandesita basáltica de olivino y escaso clinopiroxeno. Los fenocristales de plagioclasa tienen zonación normal de andesina a labradorita, los olivinos tienen una composición promedio de Fo<sub>69</sub> y los clinopiroxenos son definidos como augitas. La masa fundamental está compuesta por plagioclasas en zonación normal de anortoclasas a andesinas, olivinos con composición promedio de Fo<sub>46</sub>, augitas y titanomagnetitas. Análisis con geotermómetros indican que los olivinos cristalizaron primero (1200°C), seguidos por las augitas (1050°C) con coeficientes de distribución que sugieren equilibrio con el líquido, por lo que el bajo número magnésico y el relativamente alto contenido de sílice se habría originado por cristalización fraccionada y diferenciación de las fases primarias, favoreciendo, también, las bajas concentraciones de Ni y Cr. Las plagioclasas, en cambio, sugieren aparente desequilibrio, lo cual explicaría la frecuente zonación normal y la presencia de titanomagnetitas con Cr en contacto con estas. Las anomalías negativas de Nb, Pb y Ti y los altos contenidos de LILE se explican por un proceso de erosión por subducción típico en esta posición occidental. La fusión parcial, en tanto, debe haber ocurrido por fracturas y fallas singulares en la placa, al ser un segmento transicional de esta, mientras que las razones Ba/La < 20 y K/Ba ~ 20, el enriquecimiento en tierras raras livianas y los altos contenidos de HFSE se explicarían por un manto metasomatizado, lo cual se condice con la hipotética fuente petrogenética y los datos isotópicos.

Los túmulos tipo *flow-lobe tumuli* y la ausencia de fases piroclásticas y de rasgos de un centro eruptivo indican un flujo lávico con emplazamiento fisural desde la Falla Río Maipo y con dirección al este.

***A mis padres y hermanos***

# AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a mis padres, Eliana y Héctor, por su constante apoyo y amor por ya 24 años. Sin ustedes este trabajo no se podría haber realizado, y les estaré eternamente agradecido. A mis hermanos por su la alegría brindada y por darme a los pequeños diablitos que son mis sobrinos: Nahuel, Trini y Antonio. También a todos los familiares por el ánimo que me dieron.

A Francisca por el amor, apoyo, compañía y la ayuda que me ha regalado durante casi toda la etapa universitaria. Gracias por confiar en mí y aparecer en mi vida.

A mi profesor guía Luis Lara, quien me dio la gran oportunidad de trabajar en este tema tan interesante, el cual se enmarca en el Proyecto Fondecyt N°1141303: “*Volcanism on Nazca Plate: Plumes and Plate Tectonis Processes*”. Gracias por su confianza, colaboración y ayuda durante el desarrollo de esta memoria y la práctica profesional. También, al resto de los miembros de la comisión, al profesor Diego Morata por sus acotaciones y colaboración durante el desarrollo de la memoria y al profesor Mario Vergara, por su ayuda y apoyo que me ayudó bastante en este trabajo. Además agradecer a los profesores Luis Aguirre, Reynaldo Charrier, Francisco Gutiérrez, Francisco Fuentes y a Eduardo Morgado, Javier Reyes, Osvaldo Carvajal, Claudio Contreras y Nicolás Garrido por su disposición a ayudarme cuando lo necesité y sus variados consejos.

A la gente de geología, Blanca, Kilo, Don Carlos (x2), Rosita, Vero y William. A Renate Wall y a los profesionales del SERNAGEOMIN, Javier Márquez, Francisco Bucchi, Gabriel Orozco y Rodrigo Calderón. A las personas del Fundo Tancor y Fundo Las Pataguas por la siempre buena disposición a ayudarme.

A los amigos de la U: a Seba por ayudarme en el terreno y su valiosa amistad por todo el tiempo en la U, Nico por su ayuda en la memoria y en lo cotidiano, Abraham, Bego, Berni, Kathy, Juanito, Mati, Negro, Gogo, Pipe, Kari, Muscle, Metalero, Juampi, Mauro, Chiri, Rorro Mena, Baeza, Aníbal, Valentín, Dani, Karo, Pauli. A Cami, Chemi y Huguito por el equilibrio espiritual. A los amigos desde el colegio Tomás, Gabo, Hugo, Chico, Mackey, Pato y Pelao por la compañía y alegrías desde la media, y a los amigos del barrio, Nacho, Rubén, Bass y Yerko, por todos los buenos ratos de entretenimiento y deporte sano.

# TABLA DE CONTENIDO

1. Introducción .....	1
1.1. Planteamiento del problema.....	1
1.2. Trabajos previos.....	3
1.3. Ubicación y accesos.....	4
1.4. Objetivos .....	5
1.4.1. Objetivos generales .....	5
1.4.2. Objetivos específicos.....	5
1.5. Hipótesis de trabajo.....	5
1.6. Metodología .....	5
1.6.1. Metodología asociada al primer objetivo: .....	5
1.6.2. Metodología asociada al segundo objetivo:.....	6
1.6.3. Metodología asociada al tercer objetivo: .....	7
2. Marco geológico .....	8
2.1. Antecedentes generales.....	8
2.2. Geología regional.....	9
2.2.1. Unidades no consolidadas y medianamente consolidadas .....	10
2.2.2. Unidades estratificadas .....	11
2.2.3. Unidades intrusivas .....	12
2.2.4. Unidades metamórficas .....	13
2.2.5. Dominio estructural.....	13
2.3. Características petrológicas y geoquímicas del magmatismo andino Cenozoico en Chile Central .....	15
3. Marco teórico .....	17
4. Lavas Las Pataguas (LLP).....	23
4.1. Antecedentes generales.....	23
4.2. Distribución .....	23
4.3. Morfología .....	25
4.3.1. Sector Este .....	25
4.3.2. Sector Oeste.....	27
4.4. Volumen .....	30
5. Petrografía de Lavas Las Pataguas.....	31
5.1. Antecedentes Generales.....	31
5.2. Descripción .....	31

5.2.1.	Fenocristales .....	31
5.2.2.	Masa fundamental .....	34
6.	Geoquímica de Lavas Las Pataguas .....	37
6.1.	Química mineral .....	37
6.1.1.	Antecedentes generales .....	37
6.1.2.	Análisis composicional y geotermometría.....	38
6.2.	Geoquímica de roca total .....	48
6.2.1.	Antecedentes generales .....	48
6.2.2.	Elementos mayores .....	54
6.2.3.	Elementos trazas y tierras raras .....	60
7.	Geocronología .....	64
8.	Discusiones .....	66
8.1.	Petrografía .....	66
8.2.	Química mineral y geotermobarometría .....	66
8.3.	Petrogénesis .....	68
8.4.	Emplazamiento y procesos superficiales .....	77
9.	Conclusiones .....	80
10.	Bibliografía.....	83
Anexo A:	Ubicación de muestras .....	92
Anexo B:	Resultados geoquímicos e isotópicos anteriores .....	94
Anexo C:	Resultados de análisis puntuales en SEM-EDS .....	97
Anexo D:	Descripciones petrográficas .....	111

# ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 6.1: Datos geoquímicos inéditos de la unidad Lavas Las Pataguas.....	49
Tabla 6.2: Rangos composicionales de elementos mayores las rocas de la unidad Lavas Las Pataguas.....	54
Tabla 6.3: Rangos composicionales de los elementos trazas de las rocas de la unidad Lavas Las Pataguas.....	60
Tabla 7.1: Edades K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la Unidad Lavas Las Pataguas.....	64
Tabla 8.1: Coeficientes de partición ( $K_d$ ) de minerales utilizados en el modelo de fusión parcial.....	69
Tabla 8.2: Parámetros de roca utilizados en el modelo de fusión parcial. ....	71
Tabla A.1: Ubicación, análisis y observaciones de las muestras recolectadas de la unidad Lavas Las Pataguas. ....	93
Tabla B.1: Datos geoquímicos e isotópicos de la unidad Lavas Las Pataguas.....	95

# ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa que muestra las rocas volcánicas y plutónicas del Cenozoico en Chile central. . . . .	2
Figura 1.2: Ubicación del área de estudio (rectángulo rojo) y vías de acceso. . . . .	4
Figura 2.1: Mapa geológico de Las Las Pataguas. . . . .	9
Figura 2.2: Contexto estructural regional en el que se ubica la unidad Lavas Las Pataguas. . . . .	10
Figura 2.3: Contexto estructural local de Lavas Las Pataguas. . . . .	14
Figura 3.1: Túmulo formado por un flujo del Kilahuea en 1919. . . . .	17
Figura 3.2: Túmulo con una grieta de inflación axial. . . . .	18
Figura 3.3: Sección transversal de un túmulo tipo con sus principales estructuras. . . . .	19
Figura 3.4: Túmulos de los volcanes en escudo de Islandia. . . . .	20
Figura 3.5: Formación de un túmulo satélite a partir de un túmulo focal. . . . .	21
Figura 3.6: Túmulo que conserva en superficie gran parte de la corteza con múltiples fracturas. . . . .	22
Figura 4.1: Marco geológico de la unidad Lavas Las Pataguas. . . . .	24
Figura 4.2: Parte frontal de un túmulo del sector este de LLP donde se destaca el diaclasamiento pseudoprismático. . . . .	25
Figura 4.3: Túmulo del sector este de LLP con base más subcircular y flancos más empinados que los de la zona terminal. . . . .	26
Figura 4.4: Afloramiento del sector oeste de LLP. . . . .	28
Figura 4.5: Afloramiento del sector oeste de LLP. . . . .	28
Figura 4.6: Túmulo del sector oeste de LLP. . . . .	29
Figura 4.7: Conjunto de rodados en el sector oeste de LLP. . . . .	30
Figura 5.1: Microfotografías a nícoles paralelos y cruzados del corte transparente PM170714-3C. . . . .	32
Figura 5.2: Microfotografías a nícoles paralelos y cruzados de dos secciones transparentes de LLP. . . . .	33
Figura 5.3: Microfotografías a nícoles paralelos y cruzados del corte transparente PM150714-1C . . . . .	34
Figura 5.4: Microfotografías a luz reflejada de muestras de LLP. . . . .	35
Figura 5.5: Microfotografías a nícoles paralelos y cruzados de dos secciones transparentes de LLP. . . . .	36
Figura 5.6: Muestras de mano (cara paralela a la lámina transparente) de la unidad Lavas Las Pataguas. . . . .	36



Figura 6.1: Gráfico de composición de plagioclasas tanto en masa fundamental como en fenocristales de la unidad Lavas Las Pataguas. ....	38
Figura 6.2: Zonaciones composicionales en plagioclasas de LLP. . ....	39
Figura 6.3: Valores catiónicos de Ca, Na y K (p.f.u.) en las plagioclasas vs. CaO, Na <sub>2</sub> O y K <sub>2</sub> O (wt%) en la roca total. ....	39
Figura 6.4: Gráfico de composición de olivinos tanto en masa fundamental como en fenocristales de la unidad Lavas Las Pataguas. ....	41
Figura 6.5: Imagen BSE de la muestra PM170714-4T. ....	41
Figura 6.6: Imagen BSE de la muestra PM160714-5T. ....	43
Figura 6.7: Gráfico de composición de piroxenos tanto en masa fundamental como en fenocristales de la unidad Lavas Las Pataguas. ....	43
Figura 6.8: mg# vs Na <sub>2</sub> O (wt%) de piroxenos de LLP donde se muestran la serie toleítica y alcalina. ....	44
Figura 6.9: Valor catiónico de Ti (p.f.u.) de los piroxenos de LLP vs contenidos de TiO <sub>2</sub> de la roca total. ....	44
Figura 6.10: Diagrama ternario de óxidos de Fe-Ti donde se muestran los óxidos de LLP en contacto con plagioclasas y augitas. ....	46
Figura 6.11: Valor catiónico de Cr (p.f.u.) en las titanomagnetitas de LLP vs Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (wt%) de la roca total. ....	47
Figura 6.12: Imagen BSE de muestra PM170714-4T. ....	47
Figura 6.13: Diagrama TAS de la unidad Lavas Las Pataguas. ....	55
Figura 6.14: Diagrama de clasificación K <sub>2</sub> O (wt%) vs. SiO <sub>2</sub> (wt%) de la unidad Lavas Las Pataguas. ....	56
Figura 6.15: Diagrama de CaO (wt%) vs. Mg# de LLP. ....	57
Figura 6.16: Concentraciones de Na <sub>2</sub> O y K <sub>2</sub> O (wt%) vs. SiO <sub>2</sub> (wt%) para las muestras de LLP. ....	58
Figura 6.17: Contenidos de P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (wt%), TiO <sub>2</sub> (wt%), Ni (ppm) y Cr (ppm) vs. SiO <sub>2</sub> (wt%) de la unidad Lavas Las Pataguas. ....	59
Figura 6.18: Diagrama de tierras raras de LLP normalizado al condrito de Sun y McDonough (1989). ....	61
Figura 6.19: Variación de razones de REE vs. La/Yb de LLP. ....	62
Figura 6.20: Diagrama de multielementos de LLP normalizado al manto primitivo de McDonough y Sun (1995). ....	63
Figura 7.1: Espectros e isócronas <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar de las muestras de Lavas Las Pataguas. ...	65
Figura 8.1: Diagrama de Rhodes para los olivinos de LLP. ....	68
Figura 8.2: A) Gráfico logarítmico Cr vs Y (ppm) donde se observa la curva proyectada desde menos de 5% de tasa de fusión parcial para generar LLP. B) Gráfico Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> vs. Zr/Y de LLP. ....	70

Figura 8.3: Modelo de fusión parcial de REE normalizado al manto primitivo de McDonough y Sun (1995) para las muestras de Lavas Las Pataguas.....	72
Figura 8.4: Modelo de fusión parcial de REE normalizado al manto primitivo de McDonough y Sun (1995) para las muestras de Lavas Las Pataguas.....	73
Figura 8.5: $\epsilon\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para la unidad Lavas Las Pataguas.....	74
Figura 8.6: Razones de La/Sr, La/Nb, Ce/Pb y Nb/U de LLP donde también se observan las formaciones Abanico y Farellones, el lacolito Morro Negro Negro y el Cerro Manquehue.....	75
Figura 8.7: Variación de Ba y La vs. $\text{SiO}_2$ de la Unidad Lavas Las Pataguas.....	76
Figura 8.8: Modelo petrogenético y de emplazamiento de la unidad Lavas Las Pataguas.....	77
Figura 8.9: Modelo de erosión por subducción donde se muestran fracturas extensionales en el antearco.....	79

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El volcanismo andino, durante el Mioceno, se observa en la Cordillera Principal de Chile desde los 26°S hasta los 37°S (López-Escobar y Vergara, 1997; Parada *et al.*, 2007). Al sur de los 37°S, se observan rocas volcánicas y subvolcánicas en la Cordillera Principal, en la Depresión Central y a lo largo del oeste de la Cordillera de la Costa, en el arco Oligoceno-Mioceno ubicado entre los 37°S y 44°S (Muñoz *et al.*, 2000; Parada *et al.*, 2007).

Particularmente, entre los 32°S y 35°S, los depósitos volcánicos y volcanoclásticos del Valle Central y de la Cordillera Principal corresponden a las formaciones Abanico y Farellones (Aguirre, 1960; Klohn, 1960; López-Escobar y Vergara, 1997; Fuentes *et al.*, 2002; Nyström *et al.*, 2003; Muñoz *et al.*, 2006; entre otros). La Formación Abanico se caracteriza por tener una geoquímica de afinidad toleítica con valores de razón La/Yb de 2 a 4, mientras que la Formación Farellones es de afinidad calcoalcalina, con valores La/Yb de 4 a 9, explicada por engrosamiento cortical debido al régimen compresional por subducción que se ha experimentado desde el Mioceno (Parada *et al.*, 2007). Además, se han estudiado unidades que intruyen a la Formación Abanico tanto al este como al oeste del Valle Central (Intrusivos I e Intrusivos II) que se caracterizan por *stocks*, filones y diques dioríticos a andesíticos. Dentro de esta unidad intrusiva, se destaca el Cerro Manquehue, en Santiago, en el cual se encuentran características geoquímicas similares a las “adakitas” dadas por valores de La/Yb de hasta 28 y una edad de ca. 20 Ma (Sellés, 1999; Wall *et al.*, 1999; Sellés y Godoy, 2000; Sellés y Gana, 2001; Vergara *et al.*, 2004).

Lavas Las Pataguas (LLP) es una unidad del Mioceno Inferior (ca. 18 Ma) de geoquímica alcalina, y ubicada en la Cordillera de la Costa de Chile Central (Wall *et al.*, 1996; Wall y Lara, 2001), correspondiendo a una singularidad espacial y temporal (Figura 1.1) y petrogenética dentro de la geología del área. Esta singularidad debe ser estudiada con el fin de determinar cuáles fueron las condiciones geodinámicas que las originaron, y de relacionar estas con la geología regional imperante en el período. Adicionalmente, Fuentes *et al.* (2000) reportaron un lacolito 17 km al NE de El Melón, en la Cordillera de la Costa, indicando que contiene inclusiones gabroicas y presenta una edad K-Ar de  $20 \pm 1,2$  Ma (Figura 1.1), siendo estas dos unidades las únicas expresiones magmáticas en el antearco de Chile Central, y ambas de edad Mioceno Inferior.

El volcanismo en el antearco ya ha sido estudiado en otras partes del planeta: la Isla Alejandro I, ubicada en el continente antártico, presenta magmatismo de antearco Mesozoico-Cenozoico, el cual ha sido explicado por la subducción de la fosa (McCarron y Millar, 1997; McCarron y Smellie, 1998). El Complejo Volcánico Stonyford, en California, EE. UU. también presenta un volcanismo de antearco y alcalino, explicado debido a la subducción de una ofiolita y fusión parcial de una lherzolita de espinela (Shervais *et al.*, 2005). En Oregon y Washington, EE. UU. se encuentra el Campo Volcánico Boring,

representado por diversos centros monogenéticos que presentan rocas diferenciadas y primarias, tanto alcalinas como toleíticas. Este volcanismo de antearco es explicado como una continuación de la extensión en esa área (Evarts *et al.*, 2009). Por último, una pluma o una ventana astenosférica también pueden originar volcanismo en el antearco, el cual puede ser de distintos volúmenes de distribución (Macpherson y Hall, 2001; Chan *et al.*, 2012; entre otros).

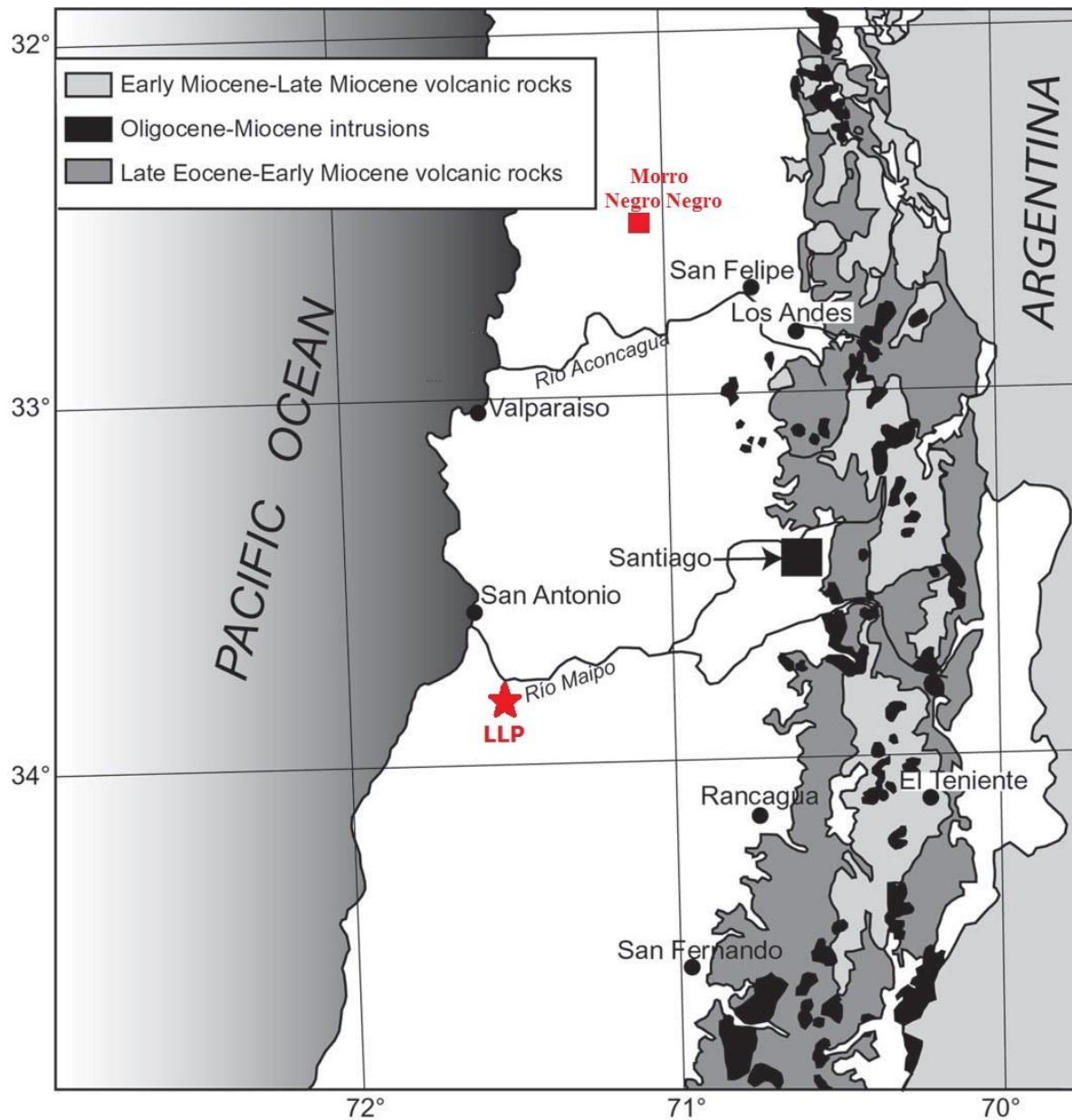


Figura 1.1: Mapa que muestra las rocas volcánicas y plutónicas del Cenozoico en Chile central. Se indica en rojo la posición de LLP y lacolito Morro Negro Negro (Cordillera de la Costa de Chile Central), confirmando su singularidad espacial en la geología regional del período. Modificado de Parada *et al.* (2007).

Por ende, es necesario determinar las condiciones petrogenéticas de LLP, lo cual daría un importante avance para entender la fuente de este magmatismo y sus características geoquímicas particulares dentro de la geología regional, junto con representar el volcanismo Mioceno en el antearco chileno.

## 1.2. TRABAJOS PREVIOS

La Unidad Lavas Las Pataguas (LLP) fue estudiada, por primera vez, en el contexto del Mapa Geológico del Área de San Antonio-Melipilla, definiéndose como lavas andesítico-basálticas de olivino y escaso piroxeno, con fenocristales de plagioclasa tipo andesina-labradorita. La determinación radiométrica indicó una edad K-Ar de  $18,8 \pm 2$  Ma en roca total, situándola en el Mioceno Inferior (Wall *et al.*, 1996).

Posteriormente, un segundo estudio determinó un alto contenido de álcalis, enriquecimiento en tierras raras livianas y un patrón plano de tierras raras pesadas (Wall y Lara, 2001), además de confirmar la edad Mioceno, la cual representa un período intermedio entre las formaciones Abanico y Farellones. Los mismos autores señalan que las estructuras tipo túmulo indicarían un flujo proximal con dirección al este y del tipo fisural, ya que no se encontraron vestigios de un conducto volcánico.

En cuanto a las estructuras, se detallan los túmulos, estructuras cóncavas típicas de lavas basálticas subaéreas, y emplazadas en bajas pendientes (Daly, 1914; Walker, 1991; Németh y Martin, 2007; Lockwood y Hazlett, 2010; entre otros) de zonas terminales de los flujos lávicos, donde la presión magmática es alta y la tasa de aporte es baja, lo que explica por qué las partes distales de estas estructuras son más gruesas que las proximales (Rossi y Gudmundsson, 1996).

Rivera y Cembrano (2000) indican que la unidad se originó por la reactivación, durante el Meso-Cenozoico, de estructuras de orientación NNW-SSE heredadas del Paleo-Mesozoico, por lo que LLP serían un remanente distal de estas estructuras.

Por otro lado, Wall y Lara (2001), indican que son productos proximales de origen fisural, posiblemente, emplazados en la Falla Río Maipo o en una falla de segundo orden cercana. El alzamiento por falla normal explicaría la distribución de la unidad.

Una tercera teoría indica que LLP serían una prolongación hacia el norte del arco Oligo-Mioceno que comienza a los  $37^\circ\text{S}$  (Parada *et al.*, 2007).

Finalmente, Fuentes *et al.* (2000) señalan que el lacolito Morro Negro Negro proviene de un líquido primario y contiene características geoquímicas muy distintas a la



del resto de las unidades volcánicas de Chile Central, como las formaciones Abanico y Farellones.

### 1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS

El área de estudio se encuentra 25 km al SSE de San Antonio, en San Pedro de Melipilla, comuna de la Región Metropolitana que marca el límite entre esta y la V Región de Valparaíso (Figura 1.2).

Se accede por la Ruta CH-66 (o Camino de la Fruta) hasta el cruce con el Camino G-668 en el kilómetro 114. Desde este, hacia el oriente, se llega al Fundo Las Pataguas y, al occidente, al Fundo Tancor, en los cuales se ubican los afloramientos.

Las rutas principales se encuentran pavimentadas y en buen estado, pero los fundos poseen caminos de tierra con cambios de pendientes pronunciadas, que pueden llegar a ser inaccesibles en períodos de lluvias intensas. Además, al tratarse de fundos privados, no es posible acceder sin el permiso correspondiente de los dueños de estos.



Figura 1.2: Ubicación del área de estudio (rectángulo rojo) y vías de acceso. Modificado de Turistel.

## **1.4. OBJETIVOS**

### **1.4.1. OBJETIVOS GENERALES**

- Definir y analizar la petrogénesis de la unidad Lavas Las Pataguas, y relacionar la singularidad espacial y temporal que ellas representan con las condiciones geodinámicas imperantes a la edad de su emplazamiento.

### **1.4.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Delimitar la distribución areal de los afloramientos, destacando sus características texturales, mineralógicas, estructurales y geomorfológicas.
- Caracterizar petrográfica y geoquímicamente la roca y los minerales presentes en esta.
- Determinar las características de la fuente y los procesos que le afectaron.

## **1.5. HIPÓTESIS DE TRABAJO**

La unidad Lavas Las Pataguas representa un episodio volcánico singular y único en el antearco de Chile Central, el cual estaría dominado por un fuerte proceso de cristalización fraccionada de sus fases primarias y bajas tasas de fusión parcial aplicados a una fuente enriquecida en tierras raras, lo cual explicaría la alcalinidad de la roca, concentraciones relativamente altas de sílice y bajas de Ni, Cr y Mg.

## **1.6. METODOLOGÍA**

### **1.6.1. METODOLOGÍA ASOCIADA AL PRIMER OBJETIVO:**

Se comenzó con un análisis de aerofotografías del Servicio Aerofotogramétrico de las Fuerza Aérea de Chile (SAF) mediante visión estereoscópica a escala 1:20.000 (vuelo FONDEF, 1992) y 1:70.000 (vuelo GEOTEC, 1996) y de imágenes satelitales. Si bien los afloramientos son de pocas dimensiones, lograron reconocerse los más continuos y las estructuras tipo túmulo. Las fallas y lineamientos se incluyeron con la cartografía del SERNAGEOMIN existente en la región, que fueron levemente modificadas con el uso de las aerofotografías.

Posteriormente, se realizó una primera salida a terreno el día 19 de junio del 2014 comandada por el autor y los geólogos Luis E. Lara y Renate Wall. Una segunda campaña de terreno se extendió entre los días 13 y 16 de julio del mismo año, la cual fue comandada por el autor y el también estudiante memorista Sebastián Villarroel. Durante estas, se tomaron puntos de control por cada uno de los afloramientos observados, los cuales fueron analizados en cuanto a geomorfología, dimensiones, relaciones de contacto, estructuras, texturas y mineralogía a escala macroscópica.

## **1.6.2. METODOLOGÍA ASOCIADA AL SEGUNDO OBJETIVO:**

Durante las dos salidas a terreno se tomaron once muestras, a las cuales se les realizó una selección para cortes en lámina transparente convencional. Se decidió seleccionar muestras por sector, morfología y cambios texturales, obteniéndose, finalmente, ocho muestras para el análisis petrográfico.

Las láminas transparentes convencionales fueron confeccionadas en el Taller de Cortes del Departamento de Geología de la Universidad de Chile y el análisis en microscopio petrográfico fue realizado en el Laboratorio de Microscopios del mismo por el autor. Para una descripción más precisa de los porcentajes de minerales en la roca se utilizó el *software* de conteo modal *JMicrovision v1.27*.

Para el análisis geoquímico se tomaron dieciséis muestras que fueron preparadas por el autor en el Taller de Molienda del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) y enviadas a los laboratorios de AcmeLabs®, ubicados en Santiago de Chile. Los análisis incluyen estudio de elementos mayores, trazas y tierras raras.

De las once muestras para láminas transparentes convencionales se seleccionaron tres de estas muestras para confeccionar láminas transparentes pulidas para análisis en SEM (*Scanning Electron Microscope*). La confección de las láminas fue desarrollada por personal del Taller de Cortes del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

El recubrimiento de las muestras fue desarrollado con carbono evaporado de 80 nm de espesor, mientras que el uso del SEM estuvo a cargo de Marco Suárez en un modelo ZEISS EVO MA-10 con detector EDS Oxford X-ACT a un voltaje de 15 kV, foco de 3,2  $\mu\text{m}$  y corriente de sonda de 4,2 nA, ambos procesos en el laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido del SERNAGEOMIN.



### **1.6.3. METODOLOGÍA ASOCIADA AL TERCER OBJETIVO:**

A modo de complemento, las muestras a las cuales se les realizó lámina transparente pulida fueron enviadas para tres dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en roca total.

Tanto el proceso de preparación de muestra como de análisis fueron desarrollados en la Unidad de Geología Isotópica del SERNAGEOMIN, comandado por Marcelo Yáñez B. y Carlos Pérez de Arce R. en un espectrómetro de masa MAP-215-50 con razón 40/36 de argón atmosférico de  $295,5 \pm 0,5$ .

Además, se realizaron dos modelos de fusión parcial para cuatro fuentes distintas con mineralogía de lherzolita de espinela. El modelo realizado corresponde a la fusión no modal fraccionada y las fuentes, coeficientes de partición y proporciones de fundido fueron obtenidos de diversas publicaciones geológicas que se detallan en el capítulo 8.

Discusiones

## 2. MARCO GEOLÓGICO

### 2.1. ANTECEDENTES GENERALES

El régimen que dominó la zona de Chile Central (33°S – 36°S), durante el Eoceno Medio-Tardío a Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano, fue la extensión, representada en la Formación Abanico ([Wall et al., 1999](#)), de unos 70 km de ancho, más de 1000 km de largo y un espesor de aproximadamente 3000 km ([Nyström et al., 2003](#); [Charrier et al., 2007](#)). Esta extensión se asocia a adelgazamiento cortical, alto flujo calórico y magmatismo de afinidades toleíticas ([Sellés, 1999](#); [Wall et al., 1999](#); [Sellés y Gana, 2001](#); [Wall y Lara, 2001](#); [Nyström et al., 2003](#); [Charrier et al., 2009](#)). Posteriormente, durante el Oligoceno Tardío a Mioceno Tardío temprano se inicia un episodio de deformación compresiva que está, muy posiblemente, asociada con el incremento de la velocidad de convergencia de placas detectado por [Pardo-Casas y Molnar \(1987\)](#) y [Somoza \(1998\)](#), y que reactivó fallas de rumbo NWW-SEE y NNW-SSE paleo-mesozoicas ([Godoy y Lara, 1994](#); [Rivera y Cembrano, 2000](#); [Wall y Lara, 2001](#); [Charrier et al., 2009](#)).

Este proceso coincide, temporalmente, con la llamada Orogenia Pehuenche ([Charrier et al., 2009](#)), que provocó, además, la inversión tectónica parcial de la cuenca de Abanico en el arco, generando engrosamiento cortical, sin impedir la actividad magmática oligocena-miocena, y originando, en el mismo arco volcánico, la Formación Farellones y diversos cuerpos plutónicos emplazados en las rocas de la Formación Abanico. Estas rocas ígneas son de signatura, principalmente, calcoalcalina ([Sellés, 1999](#); [Sellés y Gana, 2001](#); [Wall y Lara, 2001](#); [Nyström et al., 2003](#)), datándose en 20 a 10 Ma K/Ar para la Formación Farellones ([Wall et al., 1999](#)). Dataciones radioisotópicas que limitan la discordancia entre las formaciones Abanico y Farellones, indican que la inversión se habría producido entre  $28,8 \pm 0,5$  Ma y  $29 \pm 0,2$  Ma para la parte inferior y  $19,6 \pm 0,3$  Ma para la parte superior ([Charrier et al., 2009](#)), ubicándola en una temporalidad Oligoceno Tardío a Mioceno Temprano.

Desde que comenzó la inversión hasta el final de esta, la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca (Farallón, en ese entonces) y Sudamericana iba creciendo a una tasa de 6 a 15 cm/año, para luego disminuir de 15 a 13 cm/año entre los 20 a 10 Ma ([Muñoz et al., 2000](#); [Jordan et al., 2001](#); [Parada et al., 2007](#)). El período de deformación termina en el Mioceno Medio, y se refleja en la migración al este de la deformación y extensión del plutonismo y el desarrollo de la faja plegada y corrida ([Charrier et al., 2009](#)).

Terminado este período comenzó a formarse una nueva segmentación andina con la subducción de la dorsal de Juan Fernández bajo el margen continental cerca de los 12 Ma, determinando una zona de segmentación plana o *flat-slab* ([Yáñez et al., 2002](#); [Ramos et al., 2002](#)).

Los períodos posteriores (Mioceno Superior a la actualidad) abarcaron una reactivación de la deformación y emplazamiento de importantes yacimientos metalíferos hacia el este (Distrito Los Bronce-Río Blanco y El Teniente).

## 2.2. GEOLOGÍA REGIONAL

Los afloramientos de LLP se ubican inmediatamente al sur de la ya mencionada subducción asísmica de la dorsal de Juan Fernández, situada frente a las costas de la V Región de Valparaíso, marcando el límite sur con la zona de *flat-slab* entre los 28°S y 32°S (Yáñez *et al.*, 2001; Parada *et al.*, 2007). En esta zona domina, en una extensa distribución areal, el basamento intrusivo del Paleozoico y Mesozoico, principalmente plutones dioríticos a granodioríticos, los que se encuentran cubiertos por depósitos marinos y continentales del Cuaternario y Neógeno (Gana *et al.*, 1996; Wall *et al.*, 1996). Esta área ha sido denominada Zona de Transición por ubicarse entre dos segmentos tectónicos de los Andes (Figura 2.2), al norte de los 33°S con un acortamiento diferencial significativamente mucho mayor que al sur de los 34°S, generando movimientos dextrales y dextrales normales que absorben las diferencias de acortamiento cortical general (Rivera y Cembrano, 2000).

Las unidades presentadas a continuación fueron definidas por Wall *et al.* (1996) y Gana *et al.* (1996) en el marco de la cartografía desarrollada por parte del Servicio Nacional de Geología y Minería (Figura 2.1).

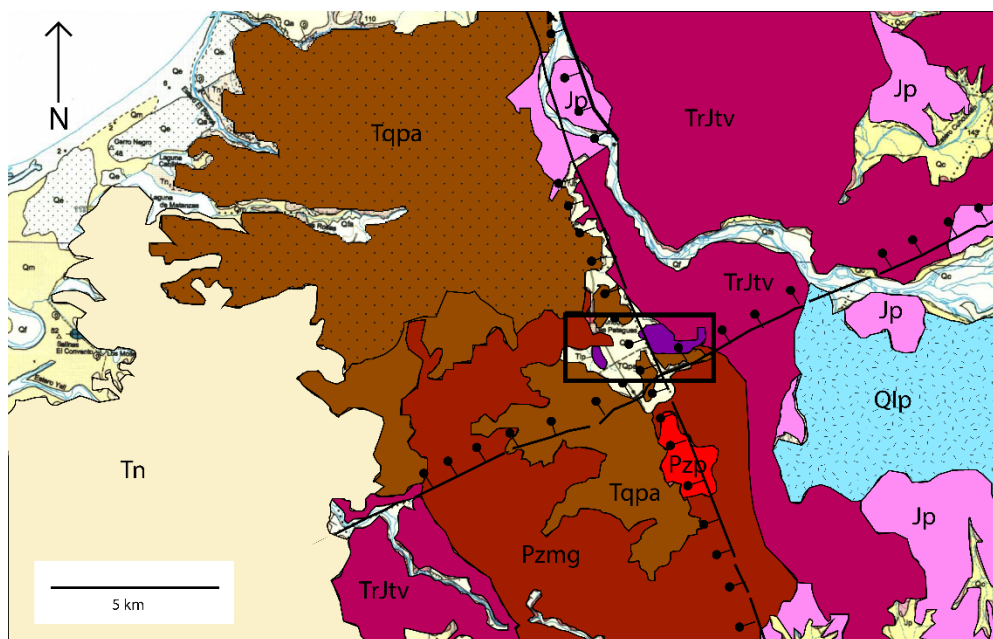


Figura 2.1: Mapa geológico de Las Las Pataguas. Qlp: Ignimbrita Pudahuel (Pleistoceno), Tqpa: Estratos de Potrero Alto (Pleistoceno), Tn: Formación Navidad (Plioceno Superior), Jp: Intrusivo Jurásico, TrJtv: Intrusivo Triásico-Jurásico, Pzmg: Intrusivo Paleozoico. Lavas Las Pataguas (Mioceno Inferior) se encuentra dentro del recuadro negro. Modificado de Wall *et al.* (1996).

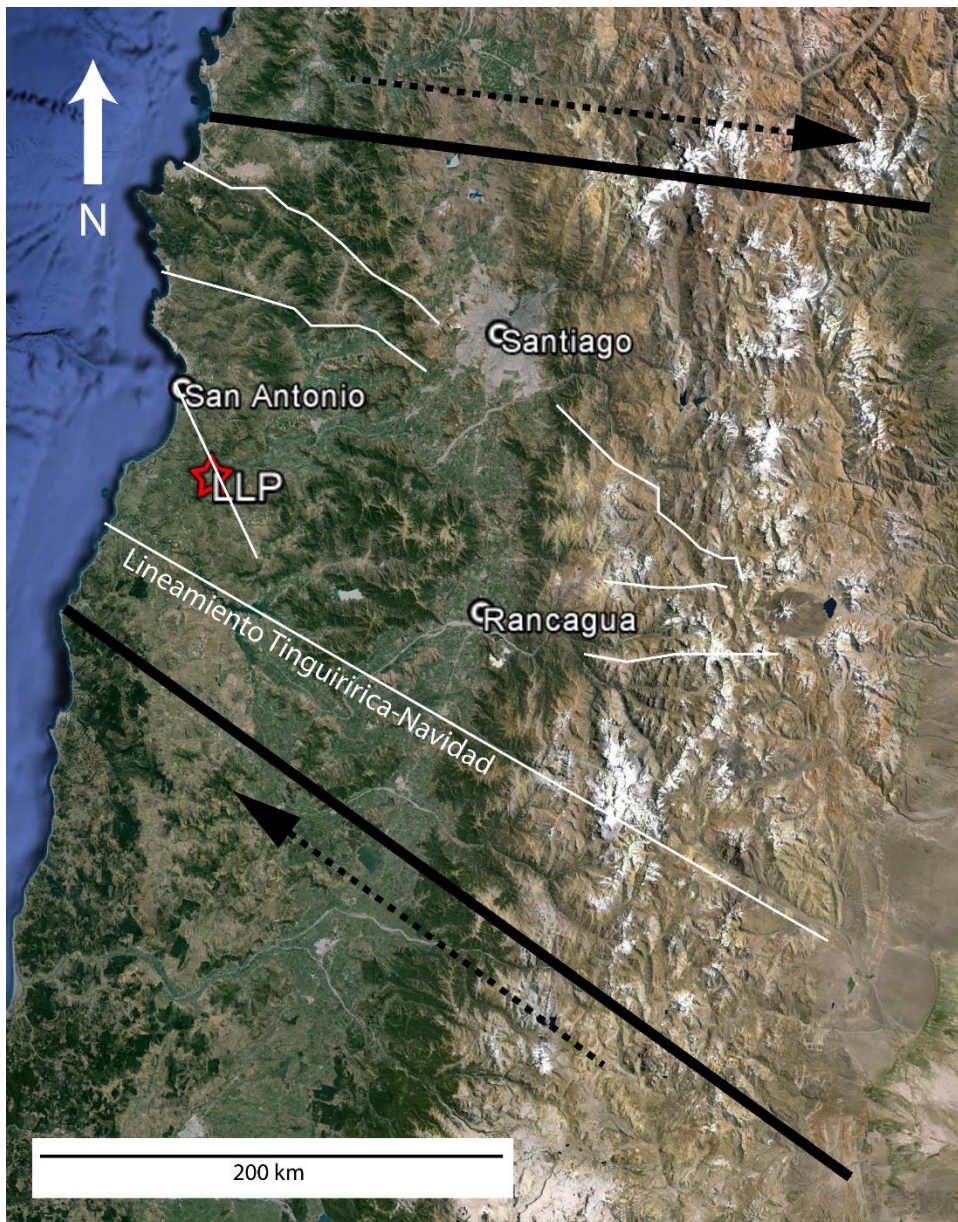


Figura 2.2: Contexto estructural regional en el que se ubica la unidad Lavas Las Pataguas.

### 2.2.1. UNIDADES NO CONSOLIDADAS Y MEDIANAMENTE CONSOLIDADAS

Corresponden a sedimentos no consolidados, fluviales, eólicos y gravitacionales.

Las unidades más destacadas dentro del área de LLP son la Unidad Ignimbrita Pudahuel y las terrazas de abrasión (Figura 2.1). La primera, corresponde a un depósito de ceniza y lapilli de pumitas con composición riolítica y espesor máximo de 5 m al sur de Melipilla (Wall *et al.*, 1996). Su edad es aún discutida: por un lado, el método de trazas



de fisión en circones indicó una edad de  $450\pm 60$  ka (Stern *et al.*, 1984). Wall *et al.* (2001) indican una edad de  $2,3\pm 0,3$  Ma, obtenida por el método de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotitas de juveniles. Lara *et al.* (2008) realizaron determinaciones radiométricas de U-Th-He en circones de piroclastos pumíceos, indicando una edad de 150 ka. Por otro lado, las terrazas de abrasión son unidades morfológicas de origen marino que afectan a las unidades sedimentarias y volcánicas del Neógeno (Wall *et al.*, 1996).

La Formación Navidad (Figura 2.1) es una secuencia sedimentaria marina fosilífera poco a medianamente consolidada. Al igual que con la Ignimbrita Pudahuel, la edad de la Formación Navidad aún es tema de debate, pero coinciden en una edad aproximada que va desde el Mioceno al Plioceno (Gana *et al.*, 1996; Finger *et al.*, 2003; Encinas *et al.*, 2005; Encinas, 2006; Encinas *et al.*, 2006). La formación está compuesta por areniscas, limonitas, conglomerados y coquinas, sobreyaciendo en discordancia de erosión al basamento Paleozoico y Jurásico.

Los Estratos de Potrero Alto (Figura 2.1) corresponden a depósitos sedimentarios medianamente a bien consolidados de conglomerados, areniscas, limolitas, arcillolitas y limolitas grises y verdosas con restos fósiles. Las facies litorales o transicionales engranarían al oeste con los estratos marinos más superiores de la Formación Navidad. Su potencia varía desde pocos metros a 140 m, cubriendo los intrusivos paleozoicos y jurásicos. Hay zonas donde se observan areniscas con estratificación cruzada de origen eólico y fluvial, estas últimas cubriendo parcialmente a la Formación Navidad, lo que hace estimar una edad pleistocena basada únicamente en la relación de contacto (Wall *et al.*, 1996).

## 2.2.2. UNIDADES ESTRATIFICADAS

Corresponden a rocas estratificadas, ubicadas al sureste de Melipilla, a aproximadamente 30 km de LLP.

Los Estratos de Horcón de Piedra son una secuencia de lavas y tobas riódacíticas con textura, en parte, fluidal, y lavas andesíticas afaníticas y porfídicas verdes violáceas. Está en concordancia con la Formación Veta Negra, hacia el norte y, al este, se encuentra intruidos por granitoides de edad K-Ar de 80 Ma, sugiriendo una edad mínima pre-campaniana (Wall *et al.*, 1996).

La Formación Veta Negra es una unidad volcánica y, en parte, subvolcánica con andesitas tipo ocoitas, porfídicas y afaníticas e intercalaciones sedimentarias subordinadas. Se encuentra concordante a los Estratos de Horcón de Piedra. Se le asigna una edad Barremiano – Aptiano por subyacer a la Formación Las Chilcas del Albiano (Wall *et al.*, 1996).

La Formación Lo Prado es una unidad sedimentaria marina y volcánica, concordante a la Formación Veta Negra y los Estratos de Horcón de Piedra. Los restos fósiles indican una edad Barriasiano superior – Hauteriviano (Wall *et al.*, 1996).

La Formación Horqueta (Batoniano – Titoniano?) es una secuencia volcánica subaérea con intercalaciones continentales de lavas andesíticas a riolíticas, areniscas y conglomerados volcanoclásticos. Sobreyace concordantemente a la Formación Cerro Calera, y subyace, en aparente concordancia, a la Formación Lo Prado. Presenta metamorfismo de contacto relacionado a intrusivos jurásicos y cretácicos (Wall *et al.*, 1996).

La Formación Cerro Calera (Aaleniano superior – Bajociano?) es una unidad predominantemente sedimentaria, marina y transicional, constituida por limonitas, areniscas calcáreas, areniscas, conglomerados volcanoclásticos y conglomerados cuarzo-feldespáticos con intercalaciones de tobas. Sobreyace, en contacto deposicional, a los intrusivos paleozoicos y, en parte, están intruidos por granitoides del Jurásico y Cretácico (Wall *et al.*, 1996).

### 2.2.3. UNIDADES INTRUSIVAS

Las unidades intrusivas cretácicas se encuentran al noreste de Melipilla, a unos 30 km de LLP. Composicionalmente, varían de granodioritas a gabros, y pórfidos andesíticos subordinados con productos calcoalcalinos tipo I. También se observan pórfidos andesíticos y *stocks* circulares de edad cretácica y/o jurásica indeferenciada. Los *stocks* intruyen granitoides paleozoicos, y se asocian a zonas de enclaves magmáticos (Wall *et al.*, 1996).

Las rocas intrusivas jurásicas (Figura 2.1) corresponden a las unidades Limache y Peñuelas (Gana *et al.*, 1994a; Gana *et al.*, 1996; Wall *et al.*, 1996). Se trata de tonalitas y granodioritas de hornblenda-biotita y anfíbola-biotita. Se ubican, en mayor distribución, al sureste y noreste de San Pedro.

Los intrusivos de edad triásica a jurásica (Figura 2.1), corresponden a sienogranitos de biotita y monzogranitos de biotita y anfíbola. Sus características geoquímicas indican alta diferenciación y afinidad calcoalcalina peraluminosa tipo I. Se ubican al oeste de los afloramientos de LLP, subyaciéndolos por contacto deposicional. Además, están cubiertos por los Estratos de Potrero Alto y afectados por las terrazas de abrasión. Se agregan las dioritas gnéisicas de Cartagena, rocas calcoalcalinas, metaluminosas de tipo I con foliación gnéisica de orientación oeste-noroeste e inclinación hacia el sur (Wall *et al.*, 1996).

Finalmente, los intrusivos de edad paleozoica (Figura 2.1) corresponden a tonalitas y granodioritas de anfíbola y biotita, presentando foliación magmática, afectada por foliación milonítica (Gana *et al.*, 1996; Wall *et al.*, 1996). Estos intrusivos también se encuentran cubiertos por LLP y los Estratos de Potrero Alto y afectados por la terraza de abrasión. También se observan una distribución menor de granitos porfídicos de microclina y biotita y pórfidos tonalíticos de biotita y anfíbola, la cual no se encuentra en contacto con LLP.

#### **2.2.4. UNIDADES METAMÓRFICAS**

Se observan en Cartagena y al norte de San Antonio, a más de 30 km de LLP.

El Complejo Metamórfico Valparaíso constituye gneises tonalíticos de biotita, porfoblásticos de microclina y migmatitas con intercalaciones de anfibolitas. Localmente desarrollan fábricas miloníticas, conteniendo una lineación de extensión. Se le ubica en el Paleozoico Superior (Gana *et al.*, 1996).

Los Estratos de El Paico son rocas metamórficas intruidas por granitos paleozoicos, ubicándose en el Paleozoico Superior (Wall *et al.*, 1996). Corresponden a esquistos de protolito sedimentario y tobáceo, con textura foliada crenular y, en parte, cataclástica.

#### **2.2.5. DOMINIO ESTRUCTURAL**

La zona está principalmente dominada por los basamentos intrusivos del Paleozoico y Jurásico, los cuales se encuentran limitados por fallas verticales y subverticales de rumbo NNW a NNE y NE a NW (Wall *et al.*, 1996).

La estructura principal de esta zona es la Falla Melipilla, de rumbo E-O entre la Depresión Central y Melipilla (Figura 2.3). Se encuentra cubierta por depósitos cuaternarios del valle del Río Maipo, y es coincidente con una anomalía magnética y gravimétrica denominada Anomalía Melipilla (Gana *et al.*, 1994b; Yáñez *et al.*, 1997; Yáñez *et al.*, 1998). La Falla Melipilla se bifurca, al oeste, en dos ramas de rumbo NW, una finalizando a la latitud del estero Cartagena, y la otra cerca de El Quisco (Yáñez *et al.*, 1998). Esta falla se interpreta como una falla de rumbo dextral y/o transpresional, que desplaza las secuencias estratificadas mesozoicas e intrusivos paleozoicos, y expone, hacia el oeste, niveles corticales más profundos (Wall *et al.*, 1996). Lo anterior explica por qué al sur del Río Maipo, en el sector sureste de Melipilla, aflora una secuencia estratificada mesozoica (Estratos de Horcón de Piedra y formaciones Veta Negra, Lo Padro, Horqueta y Cerro Calera) dispuesta en contacto deposicional sobre granitos del Paleozoico al Jurásico Medio, mientras que inmediatamente al norte del río se exponen

bloques de granitos paleozoicos incluidos en intrusivos jurásicos y cretácicos (Yáñez *et al.*, 1998).

Otra falla principal es la Falla Puangue (Figura 2.1), de rumbo NNE-SSW, que es interrumpida por la Falla Río Maipo en la latitud exacta del área de los afloramientos de LLP. La Falla Río Maipo (Figura 2.1), normal, al igual que la Puangue, tiene un rumbo NNW-SSE sin tener una traza continua. Al norte se encuentra cubierta por los depósitos de la unidad Estratos de Potrero Alto y las terrazas de abrasión, para luego exponerse siguiendo el rumbo inferior del Río Maipo. Ambas fallas delimitan el Bloque Leyda, bloque alzado que expone rocas básicas y graníticas deformadas del Paleozoico y Jurásico (unidades intrusivas), actuando como una barrera geográfica para el avance de la Ignimbrita Pudahuel (Wall *et al.*, 1996).



Figura 2.3: Contexto estructural local de Lavas Las Pataguas. Se observan las fallas Río Maipo y Puangue y la Zona de Falla Melipilla. La distribución areal de LLP está exagerada esquemáticamente.

Se han determinado varias fallas de menor extensión, algunas trazadas como fallas de segundo orden respecto a las fallas Melipilla, Puangue y Río Maipo, y otras por seguir lineamientos encontrados mediante el uso de aerofotografías.



## 2.3. CARACTERÍSTICAS PETROLÓGICAS Y GEOQUÍMICAS DEL MAGMATISMO ANDINO CENOZOICO EN CHILE CENTRAL

El volcanismo Cenozoico de Chile Central (33 – 35°S) se ve representado, mayoritariamente, por las formaciones Abanico, Farellones y unidades intrusivas de edad miocena.

La Formación Abanico es una secuencia volcánica, principalmente de lavas, con intercalaciones piroclásticas, epiclásticas y sedimentarias continentales que alcanzan un espesor promedio de 3000 m (Sellés y Gana, 2001; Charrier *et al.*, 2009). Sellés (1999) estudió distintas unidades de esta formación, concluyendo que corresponden a una serie magmática, principalmente andesítico basáltica de patrón de diferenciación de tendencia toleítica. Su baja razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (~0,7036) y altos de  $\epsilon\text{Nd}$  (+5,2 - +6,2) se interpretan como el resultado de un alto porcentaje de fusión mantélica y cristalización a baja presión, en un ambiente extensional (Sellés y Gana, 2001).

La Formación Farellones, en cambio, es una secuencia volcánica de rocas piroclásticas y lavas andesíticas y basálticas con intercalaciones de tobas y aglomerados andesíticos (Rivano *et al.*, 1990). Sus altas razones La/Yb y Sm/Yb reflejarían la retención en anfíbola residual de tierras raras medias a pesadas en fundidos oxidados acumulados en la base de una corteza engrosada y joven, lo cual se refleja en la alta razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,7040) y menor  $\epsilon\text{Nd}$  (2,7 – 3,5) en comparación a la Formación Abanico (Charrier *et al.*, 2002; Sellés y Gana, 2001). Además, los radios de La/Yb en la Formación Abanico varían de 2 a 7, mientras que en la Formación Farellones aumentan de 4 a 9, sugiriendo un engrosamiento cortical de aproximadamente 30 – 35 km entre los 37 a 20 Ma (Parada *et al.*, 2007).

La Formación Abanico se encuentra intruida por *stocks*, filones y diques de composición andesítica a dacítica. En Santiago, las unidades intrusivas, se dividen en dos subunidades, la primera con valores de La/Yb de 2,1 a 4,8 se interpretan como menor participación de hornblenda. La química del grupo es consistente con una fuente peridotítica dominada por clinopiroxeno y olivino. La segunda unidad intrusiva, en cambio, tiene valores de La/Yb mucho más alta (la menor de 7,7), anomalías de Eu positivas, altos contenidos de Sr y bajos de Yb e Y, lo cual podría explicarse por fusión de la corteza oceánica subductada en facies anfíbolita o eclogita, caracterizándose como “adakitas” (Sellés, 1999; Sellés y Godoy, 2000). Otras teorías del origen de esta unidad intrusiva, expuesta en el Cerro Manquehue, es engrosamiento cortical en el Mioceno Inferior, acompañado por aumento en la contaminación del magma por fusión de corteza inferior con granate, incorporación de corteza erodada del antearco al magma (Kay y Mpodozis, 2002) o fusión parcial del manto junto a una corteza gabroica con granate estable, lo cual produjo magmas de basálticos a dacíticos con grandes variaciones en La/Yb, pero edades similares (Vergara *et al.*, 2004). Sellés *et al.* (2005) agregan que esta fase primaria rica en granate debe estar acompañada por un magma hidratado y oxidado rico en anfíbol.

Más al sur, al norte y noreste de San Francisco de Mostazal y al suroeste de Buin, los filones y diques andesíticos son rocas de carácter toleítico, derivados de magmas anhidros, con bajo enriquecimiento en elementos incompatibles y una edad de 34 – 19 Ma. Se encuentran otros más jóvenes (20 – 15 Ma), en las cercanías de Alto Jahuel y Pirque, con patrón calcoalcalino de potasio bajo a medio, altos contenido de Sr (>600 ppm), bajos de Y (<10 ppm) y de Sc (<12 ppm), altas razones de La/Yb (8 – 27) y anomalía positivas de Eu, características compatibles con fusión de una fuente con granate como mineral residual estable (Sellés, 1999; Sellés y Godoy, 2000; Sellés y Gana, 2001).

Al este de Rancagua, intruyendo a la Formación Abanico, se observan *stocks* de edad 19 – 9 Ma, con textura fluidal a porfídica, sericitización en plagioclasas y máficos reabsorbidos o alterados a clorita-calcita-cuarzo (Godoy *et al.*, 2009).

Particularmente en la Cordillera de la Costa, se ha reportado un lacolito basáltico Mioceno con abundantes inclusiones gabroicas, el cual aflora en el Cerro Morro Negro Negro, aproximadamente 17 km al NE de El Melón (32°38'S, 71°03'O). El lacolito es un intrusivo hipoabisal con fenocristales de olivino, plagioclasa y ortopiroxeno, destacándose inclusiones gabroicas inequigranulares de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y magnetita. Es de afinidad calcoalcalina, con valores de SiO<sub>2</sub> y MgO más altos que las inclusiones, pero de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> más bajos. Las inclusiones se pueden interpretar como xenolitos o inclusiones relacionadas a un magma común parental al lacolito. En comparación a las rocas volcánicas aledañas (Formación Farellones), el lacolito presenta dos principales diferencias: 1) el lacolito tiene un contenido de MgO muy alto, no observado en las rocas de la Formación Farellones, y 2) las rocas volcánicas del Mioceno tienen valores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> mayores al lacolito, además de diferenciarse en los contenidos de tierras raras (Fuentes *et al.*, 2000; Fuentes, 2004).

### 3. MARCO TEÓRICO

Los túmulos (en inglés *tumulus*, singular de *tumuli*) fueron definidos, por primera vez, por el geólogo canadiense Reginald Aldworth Daly como protuberancias o pequeños domos de 10 a 20 m de largo y unos pocos metros de alto, que son exhibidos por algunos flujos de lavas *pāhoehoe* luego de que se enfrían (Daly, 1914). Walker (1991) las define como altos topográficos que se observan en la mayoría, si es que no todos, los campos de lava de flujos *pāhoehoe*. En general, poseen una altura que varía de 1 a 4 m, aunque pueden alcanzar hasta 10 m. La altura es asimétrica y con mayor pendiente en un lado lo que le da una forma de lomo de ballena (Walker, 1991; Appelgate y Embley, 1992; Rossi y Gudmundsson, 1996; Duraiswami *et al.*, 2000; Duncan *et al.*, 2004; Németh y Martin, 2007; Anderson, 2012; entre otros). Lockwood y Hazlett (2010) los definen como domos u obstáculos rugosos que son difíciles de escalar, pero fáciles de caminar sobre ellos, siendo generalmente ovalados, aunque se observan también circulares (Figura 3.1).

Cuando los flujos de lava se enfrían, se comienza a formar una corteza. Si el flujo de lava continúa en esa dirección, comienza a abombar la corteza recién formada, causando que se generen los túmulos (Daly, 1914; Walker, 1991; Rossi y Gudmundsson, 1996; Mattsson y Höskuldsson, 2005; Németh y Martin, 2007; entre otros). Como la corteza es frágil, generalmente se quiebra, por lo que es común que los túmulos estén acompañados por fracturas irregulares (Figura 3.1), por donde puede seguir escurriendo la lava, drenando su interior y dejando, de esta manera, una “grieta de inflación” en el túmulo (Walker, 1991; Duncan *et al.*, 2004; Mattson y Höskuldsson, 2005; Németh y Martin, 2007). La presión del magma es tan alta que la mayoría de estas grietas se forma en el plano axial con una forma de “V” (Figura 3.2), aunque sin observarse una eyección vertical de magma (Duncan *et al.*, 2004).



Figura 3.1: Túmulo formado por un flujo del Kilahuea en 1919. Extraído de Cas y Wright (1996).

Los túmulos se forman en zonas de baja pendiente (Walker, 1991) donde terminan los flujos lávicos. En esta zona la presión magmática es alta y la tasa de aporte es baja, lo que explica por qué las partes distales de estas estructuras son más gruesas que las proximales (Rossi & Gudmundsson, 1996). Además, se requiere un suficiente enfriamiento y tasa de efusión para producir una corteza tan dura como para soportar su quiebre y abombarse. Si el enfriamiento es muy alto y la tasa de efusión muy baja, la corteza será tan resistente que no se abombará (Anderson et al., 2012).

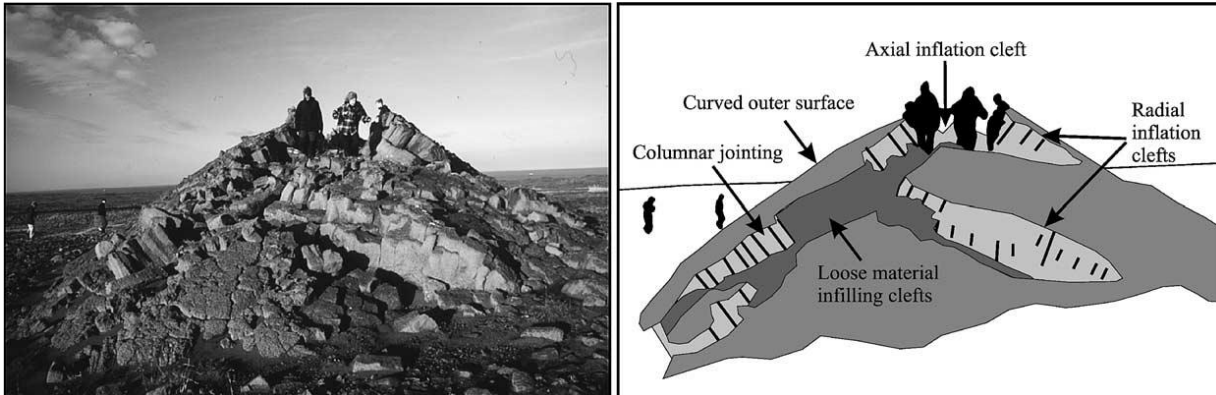


Figura 3.2: Túmulo con una grieta de inflación axial. La ilustración de la derecha indica las estructuras en el túmulo. Extraído de Mattsson y Höskuldsson (2005).

Una estructura similar son los megatúmulos que simplemente son túmulos de dimensiones mucho mayores, alcanzando decenas de metros de altura y kilómetros de largo (Guest et al., 1984), teniendo la misma génesis que los túmulos.

Además de la grieta axial, los túmulos presentan un núcleo denso que está delimitado por la zona vesicular inferior y la zona vesicular superior. Ambas zonas vesiculares se unen en los bordes del túmulo (Rossi y Gudmundsson, 1996). También se pueden observar diaclasas prismáticas (Figura 3.2 y Figura 3.3) que se forman antes del abombamiento de la corteza para disipar el esfuerzo interno que se produce durante este (Ollier, 1964; Walker, 1991).

Rossi y Gudmundsson (1996) clasifican los túmulos en tres tipos: *lava-coated*, *upper-slope tumuli* y *flow-lobe tumuli*. Esta clasificación se basa en las morfologías de los túmulos observados en los flujos de lava *pāhoehoe* de los volcanes en escudo de Islandia.

Por un lado, los *lava-coated tumuli* (túmulo cubiertos por lava), nombre designado por Walker (1991), tienen un altura de 1 a 3 m y, en estos, la lava que salió por la grieta de inflación cubre el túmulo (Figura 3.4a). Es común que se formen en flancos superiores y relativamente empinados. Los *upper-slope tumuli* (túmulos de alta pendiente) son

generalmente más pequeños y la lava solo usa las grietas como canales de circulación, sin cubrir el túmulo en sí (Figura 3.4b). El ángulo de los flancos de estos túmulos es, en general, superior a 45°. Se forman en pendientes mucho más superficiales y a distancias mucho mayores del centro eruptivo que los *lava-coated tumuli*. Los *flow-lobe tumuli* (túmulos del flujo del lóbulo) no tienen, en general, grietas por donde escurrió la lava, y el ángulo de sus flancos es de 30 a 45°, teniendo una morfología más suave (Figura 3.4c) (Rossi y Gudmundsson, 1996).

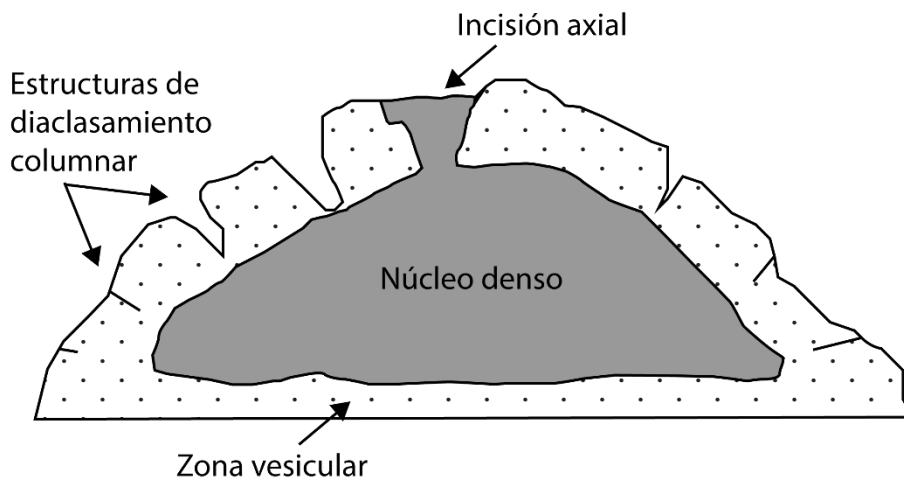


Figura 3.3: Sección transversal de un túmulo tipo con sus principales estructuras. Extraído de Wall y Lara (2001).

Si bien los ejemplos clásicos de túmulos se encuentran en campos de lava *pāhoehoe* de ambientes subaéreos, también se observan ejemplos submarinos como los túmulos de la dorsal Juan de Fuca (Appelgate y Embley, 1992) o en otro planeta como los túmulos de Marte (Glaze *et al.*, 2005; Giacomini *et al.*, 2009). Además, se han observado túmulos en campos de lava 'a'ā (Calvari *et al.*, 1994; Calvari y Pinkerton, 1998; Calvari y Pinkerton, 1999; Duncan *et al.*, 2004).

Duncan *et al.* (2004) realizaron una nueva clasificación de túmulos basados en los desarrollados en los campos de lava 'a'ā del Monte Etna. Así, se definieron tres tipos de túmulos: túmulos focales (*focal tumuli*), túmulos satélites (*satellite tumuli*) y túmulos distributarios (*distributary tumuli*).

Los túmulos focales se forman de bloques y trozos de lava fría. Los túmulos satélites son elongados, con la morfología de lomo de ballena, y se forman por la ramificación de túmulos focales. Finalmente, los túmulos distributarios se forman cuando se quiebra la lava sólida sobre los tubos alimentadores (Figura 3.5).



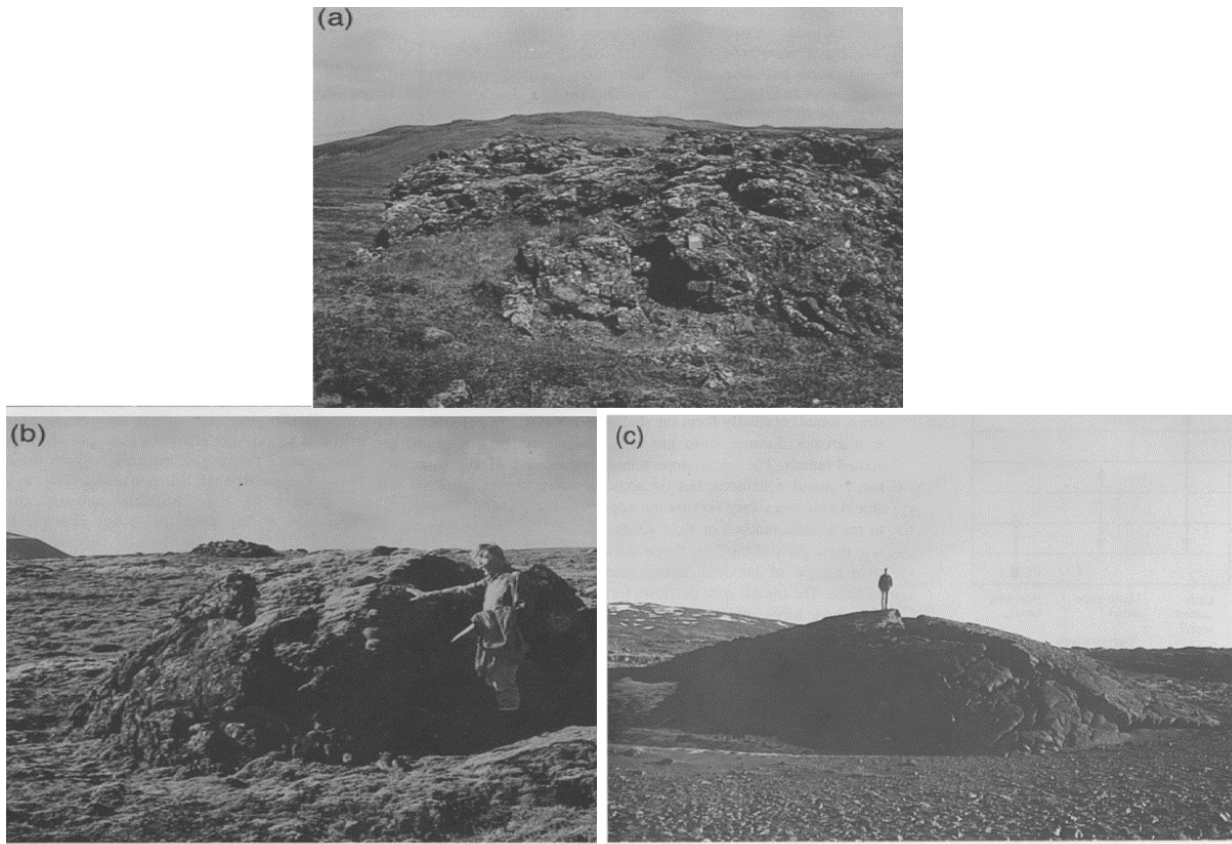


Figura 3.4: Túmulos de los volcanes en escudo de Islandia. a) *Lava-coated tumuli* de 2,5 m de alto. Se observa cubierto por la lava que escurrió por la grieta axial. b) *Upper-slope tumulus* con lava relleno la grieta. Notar su pronunciada pendiente en el flanco. c) *Flow-lobe tumulus* sin lava escurriendo por su grieta. Notar la suave pendiente. Extraído de Rossi y Gudmundsson (1996).

Si bien los túmulos son poco nombrados en la bibliografía, y la mayoría son de Europa o Islandia, también se han estudiado en Argentina, como en el Campo Volcánico del Basalto Cráter, en la Patagonia (Pécskay *et al.*, 2007), en el Complejo Volcánico Payen, en la provincia de Payenia (Pasquarè *et al.*, 2008; Giacomini *et al.*, 2009) o en basaltos en el sur de Mendoza (Espanon *et al.*, 2014). En Chile se encuentran los túmulos del Volcán Lanín (Lara *et al.*, 2004) y los túmulos de los afloramientos de Lavas Las Pataguas de la Figura 3.6 (Wall y Lara, 2001; este trabajo).

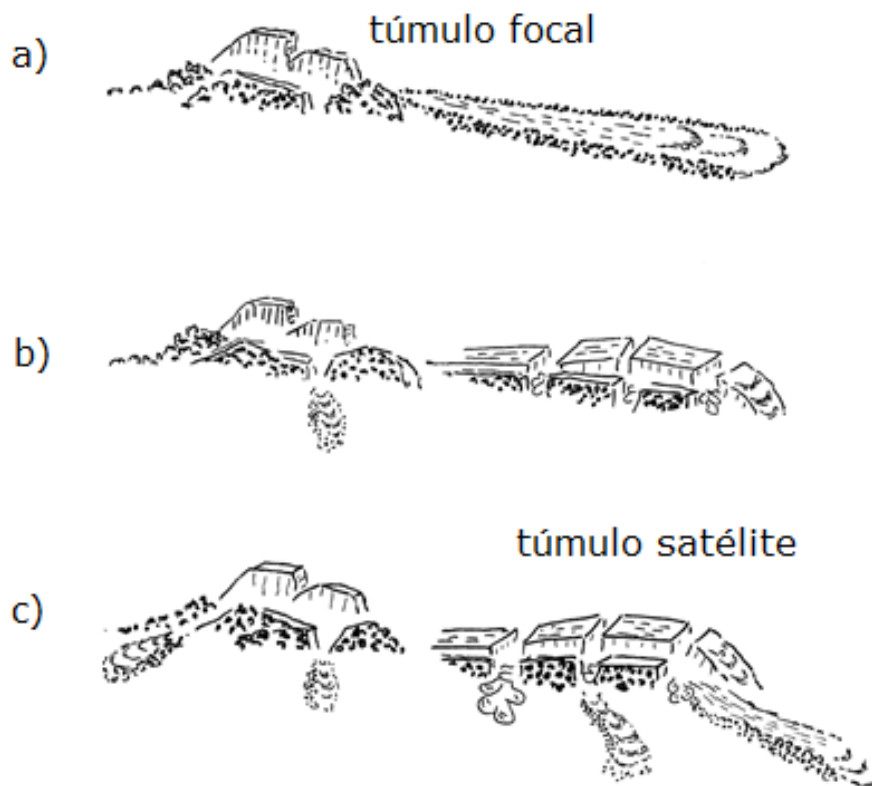


Figura 3.5: Formación de un túmulo satélite a partir de un túmulo focal. En a) el túmulo focal ya está formado, y lava fluye por una grieta. En b) la lava se enfría. En c) la lava sigue fluyendo, causando fracturas y lóbulos en la parte terminal del túmulo. Modificado y simplificado de [Duncan et al. \(2004\)](#).

[Glaze et al. \(2005\)](#) realizaron un análisis de la distribución de los túmulos del campo de lavas Thrainsskjoldur en Islandia y de lavas de la erupción de 1843 del Mauna Lova y de 1969 a 1974 del Mauna Ulu. El análisis lo compararon con la distribución de Poisson, concluyendo que si la distribución espacial de los túmulos era parecida a la distribución de Poisson implica que los túmulos se distribuyeron de forma azarosa. En cambio, si la distribución de Poisson es muy distinta a la distribución espacial de los túmulos implica que hay un comportamiento sistemático que la controla.

Con su trabajo concluyeron que los túmulos se pueden distribuir azarosa o sistemáticamente, dependiendo del modo de emplazamiento, el tipo de volcán (si es que hay), la tasa de efusión, la topografía preexistente y su variabilidad y el ángulo de la pendiente por lo que se necesita una base de datos mucho más amplia y de ejemplos de todo el mundo para desarrollar un modelo de distribución espacial general.

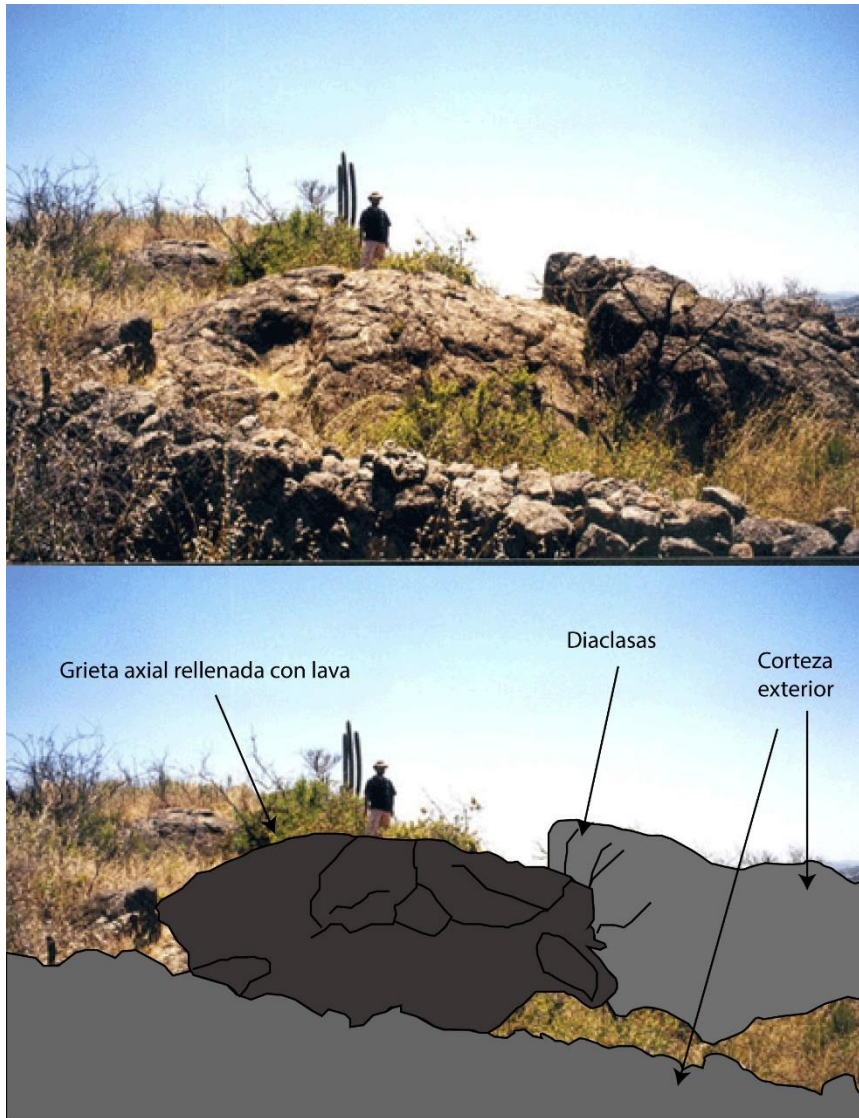


Figura 3.6: Túmulo que conserva en superficie gran parte de la corteza con múltiples fracturas; la corteza se encuentra separada en 5,5 m según una grieta axial, la cual fue rellenada por lava (persona de escala: 1.70 m). Extraído y modificado de [Wall y Lara \(2001\)](#).



## 4. LAVAS LAS PATAGUAS (LLP)

### 4.1. ANTECEDENTES GENERALES

La unidad Lavas Las Pataguas (LLP) fue estudiada en dos campañas de terreno durante las cuales se observó la morfología y estructuras asociadas con el fin de encontrar variaciones, rasgos geomorfológicos de un centro emisor y explicar el proceso de emplazamiento de la unidad.

La unidad corresponde a flujos lávicos de composición andesítica basáltica ubicadas 25 km al SSE de San Antonio. El color del afloramiento varía de blanco a gris debido a una corteza de menos de 1 centímetro de espesor que se encuentra fuertemente alterada, meteorizada y con rasgos de deterioro, posiblemente por abrasión marina y vegetación. Bajo esta corteza se encuentra el afloramiento fresco de color negro con finos tintes rojos debido a alteración.

### 4.2. DISTRIBUCIÓN

La distribución de esta unidad es bastante reducida, estimándose que cubre un área de 1,235 km<sup>2</sup>, valor obtenido mediante el uso del sistema de información geográfica *ArcGIS v10.1* y coincidente con los 1,150 km<sup>2</sup> estimados por [Wall y Lara \(2001\)](#).

Los afloramientos más continuos y en estructuras tipo túmulo se ubican al oeste cubriendo un área de aproximadamente 0,722 km<sup>2</sup> a una altura que varía entre los 280 a 290 m s.n.m., dentro del Fundo Las Pataguas.

La unidad se ve interrumpida por una terraza de abrasión marina, para luego aparecer 1,32 km más al oeste por los 0,510 km<sup>2</sup> restantes de la unidad, a una altura de entre 230 a 240 m s.n.m., dentro del Fundo Tancor (Figura 4.1).

Se destaca la ausencia de rasgos geomorfológicos claros que indiquen un centro emisor proximal, además de la ausencia de facies piroclásticas en contacto con la unidad. Además, la unidad se encuentra emplazada sobre la Falla Río Maipo y distribuida en dirección perpendicular a esta, sugiriendo que el emplazamiento fue fisural.

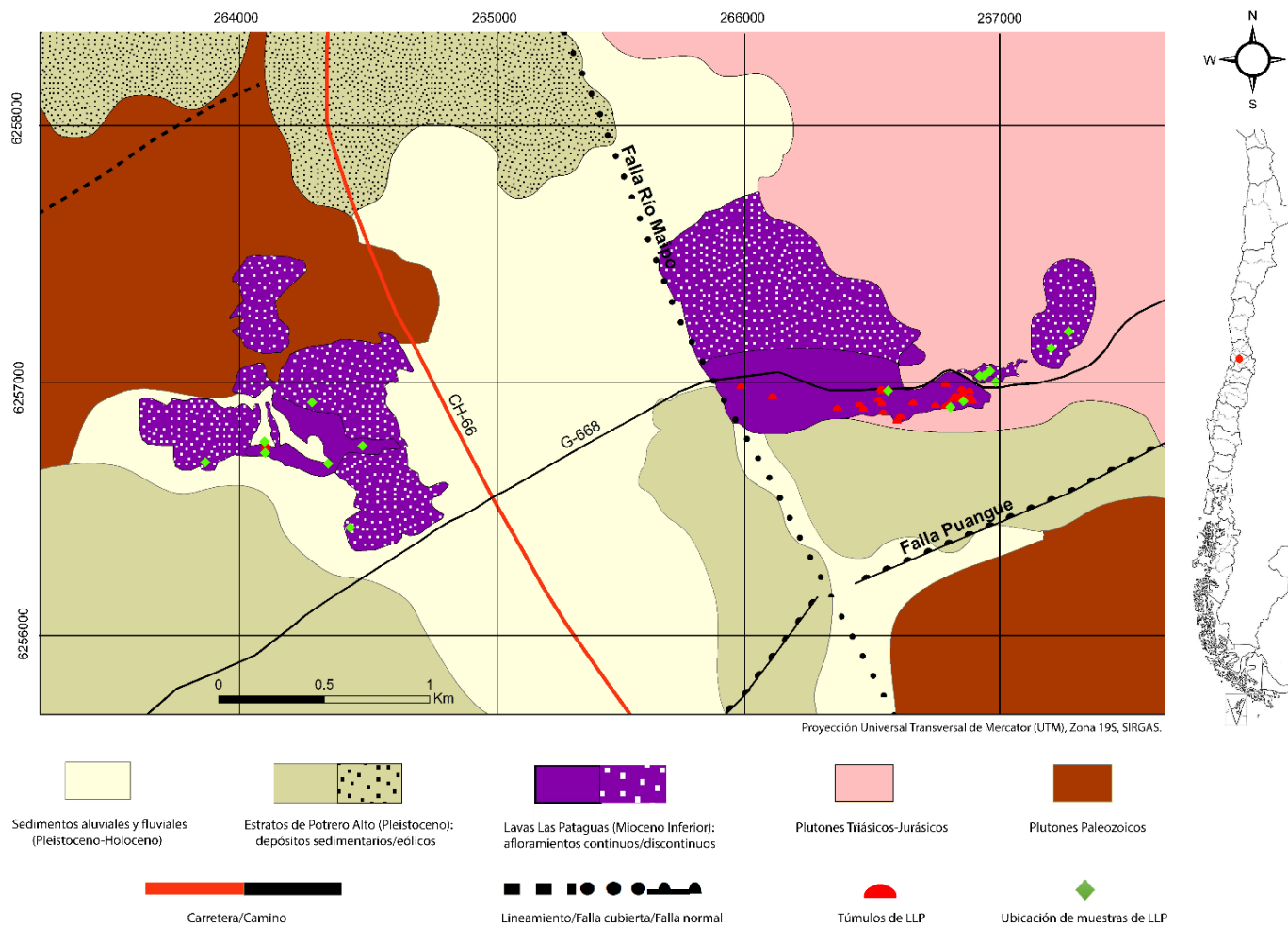


Figura 4.1: Marco geológico de la unidad Lavas Las Pataguas. Sedimentos aluviales y fluviales (Pleistoceno-Holoceno); Estratos de Potrero Alto (Pleistoceno), donde la trama punteada indica depósitos sedimentarios eólicos con estratificación cruzada, Contactos y lineamientos obtenidos de [Wall et al. \(1996\)](#), aerofotografías y las campañas de terreno. Para detalle de la ubicación de las muestras, revisar Anexo A: Ubicación de muestras.

## 4.3. MORFOLOGÍA

### 4.3.1. SECTOR ESTE

Los afloramientos del sector este de la terraza de abrasión se caracterizan por tener treinta y un (31) estructuras tipo túmulo. La densidad de los túmulos aumenta notoriamente al este del sector, disminuyendo la separación de estos de 200 m a 20 m, donde se observan en conjuntos de 2 a 4 túmulos con dirección N-S, separados en tan solo 3 m (Figura 4.1).

Su forma en planta es subcircular a subelíptica, algunos destacando la forma de “lomo de ballena” señalado en la bibliografía (Walker, 1991) y otros con forma dómica regular. En el caso de los primeros, se encuentran elongados en dirección E-W a WNW-ESE. En general, poseen una altura variable observable de 0,5 a 7 m y un diámetro de entre 4 a 18 m.

La corteza de los túmulos se encuentra bastante alterada por óxidos y con rasgos de abrasión y vegetación, observándose, solo en algunos casos, fracturas irregulares y otras que forman diaclasamiento prismático y seudoprismático que tienen una separación de 5 a 20 cm (Figura 4.2). Dicha corteza posee vesículas de hasta 0,5 cm de diámetro, pero en una densidad poco considerable, sin ser una característica del afloramiento.



Figura 4.2: Parte frontal de un túmulo del sector este de LLP donde se destaca el diaclasamiento seudoprismático.

Al este, donde la densidad de los túmulos es máxima (4 túmulos cada 20 metros), los túmulos poseen un flanco suave de 15 a 25° medido desde la base subelíptica

observable, el cual se encuentra orientado al W-WNW. El flanco más empinado tiene un ángulo de 40 a 65° orientado al E-ESE. Otro cambio morfológico observable es que, a medida que la densidad de túmulos aumenta, al este del área, también lo hace la altura de estos, alcanzando hasta 7 m. Se observan, ocasionalmente, túmulos orientados al S, en el área sur de este sector.

Tal y como señalaron [Wall y Lara \(2001\)](#), estas características permiten catalogar los túmulos como *flow-lobe tumuli* de acuerdo a la clasificación de [Rossi y Gudmundsson \(1996\)](#), desarrollados bajo una tasa de emisión tipo de  $10^{-5}$  a  $10^{-3}$  m<sup>3</sup>/s.

Aun así, a medida que se avanza al oeste, cuando la densidad de los túmulos alcanza su mínimo (1 túmulo cada 200 m) se observan algunos túmulos con bases más subcirculares con un flanco suave de unos 30 a 35° de inclinación y el empinado de 60 a 70° de inclinación (Figura 4.3) lo cual los clasificaría como *upper-slope tumuli*, aunque no se observan grietas por donde haya circulado lava, lo cual es característico en estos tipos de túmulos.

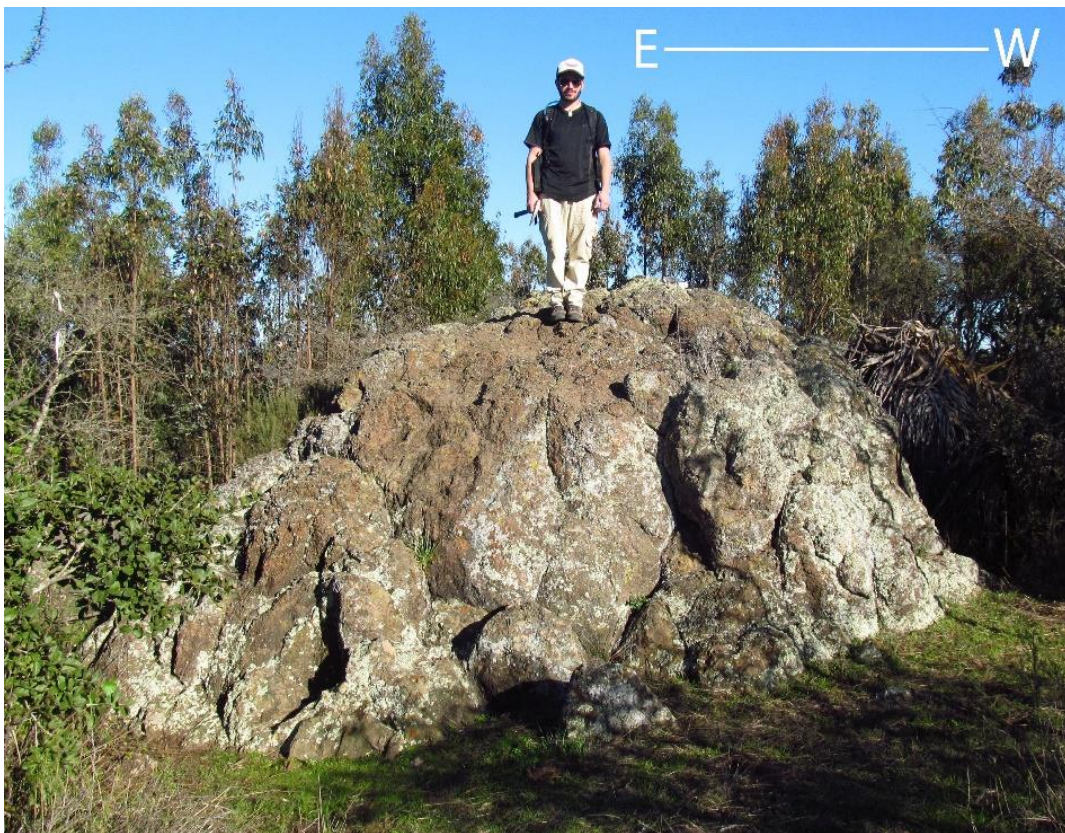


Figura 4.3: Túmulo del sector este de LLP con base más subcircular y flancos más empinados que los de la zona terminal. Persona de escala: 1,68 m.

Al noreste de este sector, se observan cinco (5) afloramientos separados en 20 a 50 m. Estos son bastante empinados y fracturados, con una base semicircular y flancos



con pendientes de 50 a 70°. Poseen diámetros de entre 2 a 4 m con una altura que va de los 2 a 6 m. Los afloramientos presentan la misma alteración y meteorización observada en los túmulos, la cual se refleja en la corteza de unos pocos milímetros de espesor. La densidad de fracturas aumenta considerablemente en comparación a la de los túmulos, siendo irregulares y de un espaciamiento de 5 a 10 cm. Alrededor de estos afloramientos es común observar rodados de hasta 1,5 m de diámetro, los cuales son subredondeados y con una alteración y meteorización más notoria que la del afloramiento continuo.

Al noroeste y noreste del sector se observaron afloramientos fuertemente fracturados que constituían gran cantidad de rodados subredondeados de diámetros de 0,2 a 1 m. Posee una corteza de unos 2 mm de espesor fuertemente alterada y meteorizada, dándole un color blanco al afloramiento. Los afloramientos tienen una altura máxima de 1 m y sus rodados se distribuyen por toda el área norte del sector.

A diferencia de los túmulos, los cuales se distribuyen a una altura de 280 a 290 m s.n.m., los afloramientos fracturados del noroeste y noreste del sector están a una altura de 240 a 270 m s.n.m. De acuerdo [Wall y Lara \(2001\)](#), justamente entre el área de los túmulos y el resto de los afloramientos del sector este se observa el contacto con los plutones triásicos-jurásicos, el cual es semihorizontal en dirección E-O, perdiéndose en las quebradas que drenan hasta el Río Maipo, donde se pueden ver unos pocos rodados de LLP. Este contacto solo pudo apreciarse en los bordes del camino G-668 que divide ambos afloramientos gracias al corte que este produce en el cerro, pero la cartografía del SERNAGEOMIN y las aerofotografías proporcionaron información para delimitarlo (Anexo A: Ubicación de muestras).

### **4.3.2. SECTOR OESTE**

A diferencia del sector este de la unidad, el sector oeste se caracteriza por tener afloramientos poco continuos, principalmente conjuntos de rodados de diámetros de hasta 2 m.

Aun así, se observan dos (2) afloramientos que destacan por sus dimensiones. Uno de estos tiene una forma subcircular en la base con un diámetro de 4 m. Su altura es de 6 m, resaltando con la topografía plana de alrededor (Figura 4.4), a 230 m s.n.m., la cual está dada por depósitos eólicos y la terraza de abrasión asociada a la acción de la Formación Navidad ([Wall et al., 1996](#)). Posee fracturamiento por donde cayeron bloques de hasta 4 m<sup>2</sup>, los cuales se encuentran alrededor de este. La alteración es similar a la de los afloramientos del sector este, con una corteza de 1 cm aproximadamente (Figura 4.5). El otro afloramiento se encuentra 250 m al O y a 240 m s.n.m., siendo similar al primero pero con una altura de 4 m. Ambos afloramientos poseen flancos con pendientes variables entre 70 y 80°, siendo bastante similares a los empinados que se observan al noreste del sector este de la unidad, pero con dimensiones mayores.

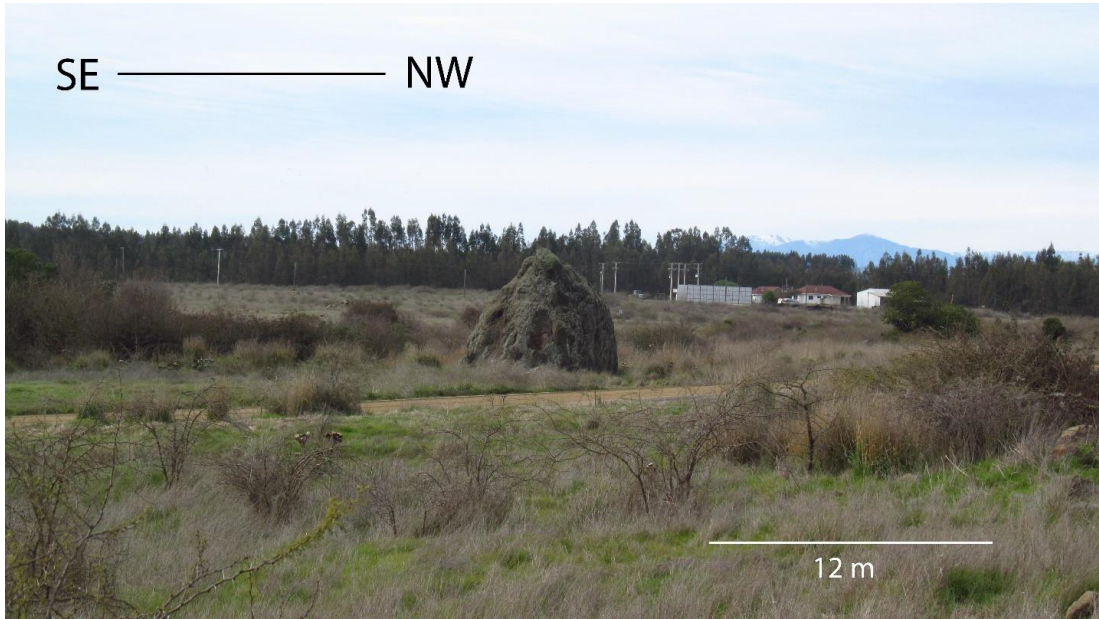


Figura 4.4: Afloramiento del sector oeste de LLP. Se observa su destacada morfología en comparación a la plana de su alrededor, representada en depósitos eólicos y de terraza de abrasión asociada a la acción pliocena de la Formación Navidad.



Figura 4.5: Afloramiento del sector oeste de LLP. Se observan las fracturas irregulares y el cambio de color entre la corteza (blanco) y el núcleo (negro) de la lava, además de sus pronunciados flancos. Persona de escala: 1,84 m.

265 m al NOO del primer afloramiento empinado y 40 m al N del segundo se observan los únicos tres túmulos de este sector, los cuales están separados en menos de 10 m y a una altura de 238 m s.n.m. (Anexo A: Ubicación de muestras). Uno de los



túmulos tiene 1 m de largo y 6 m de diámetro, con forma de “lomo de ballena” en una base subelíptica elongada en dirección E-O. Su flanco suave tiene una pendiente de 25° al O, mientras que el flanco empinado tiene una de 40° al E, aunque este se encuentra fuertemente fracturado. Comparten la misma alteración, meteorización y abrasión que los demás afloramientos de la unidad, pero se destacan bastante sus fracturas prismáticas de unos 2 cm de espaciamiento que solo se ven en algunos túmulos del sector este. El segundo túmulo tiene una altura de 0,5 m y diámetro de 1,5 m, mientras que el tercer túmulo tiene 0,8 m de altura y 1 m de diámetro. Estos dos últimos túmulos comparten la morfología subelíptica en la base con forma de “lomo de ballena” y orientación E-W a SE-NW (Figura 4.6). Las características morfológicas de estos túmulos son bastante similares a las del sector este, por lo que pueden catalogarse como *flow-lobe tumuli*.



Figura 4.6: Túmulo del sector oeste de LLP. Corresponde al de mayores dimensiones de los tres observados en este sector, observándose sus fracturas irregulares y su mayor pendiente al E, pero notoriamente fracturada.

El resto de los afloramientos de este sector es abarcado por rodados que se encuentran tanto en conjuntos como individualizados en el área (Figura 4.7). Los rodados son subredondeados, de hasta 3 m de diámetro y con una corteza gris a blanca fuertemente alterada, meteorizada y con rasgos de abrasión. Estos rodados se encuentran en todo el sector oeste de la unidad, destacándose grandes grupos al norte. A una altura de 226 m s.n.m., se logran encontrar conjunto de rodados de la unidad junto a rodados de intrusivos que, de acuerdo a la cartografía, deberían ser del Paleozoico, pero con las aerofotografías y la cartografía del SERNAGEOMIN fue posible delimitar un contacto general (Anexo A: Ubicación de muestras)

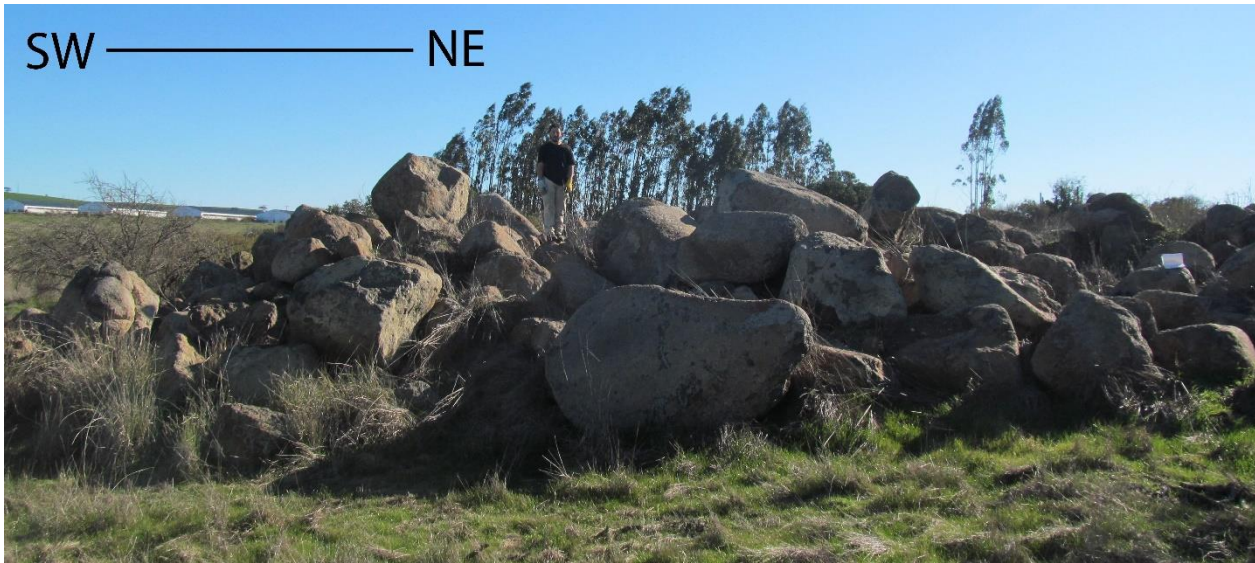


Figura 4.7: Conjunto de rodados en el sector oeste de LLP. Se encuentran fracturados y con una corteza muy alterada y meteorizada. Persona de escala: 1,68 m.

#### 4.4. VOLUMEN

El volumen se calculó con el *software Global Mapper v15*, usando un plano que se delimita a los bordes de la unidad y extrapola el interior de esta. Se consideró un espesor de 50 m para el sector este y de 40 m para el sector oeste, obteniéndose un volumen de 0,060 km<sup>3</sup> para toda la unidad. [Wall y Lara \(2001\)](#) utilizan un plano horizontal de 50 m en toda el área, por lo que alcanzaría un volumen máximo de 0,12 km<sup>3</sup>.



# 5. PETROGRAFÍA DE LAVAS LAS PATAGUAS

## 5.1. ANTECEDENTES GENERALES

Las rocas estudiadas corresponden a rocas volcánicas (lavas) que fueron recolectadas en distintas zonas que abarcan la unidad LLP. La ubicación de cada muestra está en el Anexo A: Ubicación de muestras.

En total se realizaron ocho láminas transparentes convencionales, buscando que se abarcaran los dos sectores de la unidad con sus cambios morfológicos, texturales y mineralógicos visibles a escala macroscópica. Las muestras a las cuales se les elaboró lámina transparente convencional son PM150714-1C, PM160714-1C, PM160714-5C y PM170714-1C, correspondientes al sector este de la unidad, y PM170714-2C, PM170714-3C, PM170714-4C y PM170714-8C, correspondientes al sector oeste. Además, las muestras abarcan los dos tipos de afloramientos, ya sea continuos con estructuras tipo túmulo como fracturados (incluyendo rodados).

A pesar de la clasificación anterior, la unidad LLP es muy homogénea en toda su extensión, sin que se noten diferencias petrográficas notorias entre tipos de afloramientos ni entre los dos sectores donde se encuentran. Por esto, la descripción petrográfica realizada es general para toda la unidad. La descripción de cada muestra individual se encuentra en el Anexo D: Descripciones petrográficas.

Los porcentajes de los fenocristales se obtuvieron realizando un conteo modal de la lámina transparente mediante el *software JMicrovision v1.27*.

## 5.2. DESCRIPCIÓN

### 5.2.1. FENOCRISTALES

Lavas Las Pataguas son lavas andesíticas basálticas porfíricas con grandes fenocristales de plagioclasa (17 - 22% de la roca). Estos se encuentran frecuentemente fracturados, con frecuente zonación normal y oscilatoria (Figura 5.1B), en forma euhedral y tabular y un tamaño de hasta 1,5 cm de largo. Ocasionalmente presenta textura sieve (Figura 5.1A) con inclusiones vítreas que aprovechan las debilidades del cristal, como el común maclado que presenta (Figura 5.1B). Se encuentran inmersos en la masa fundamental en textura glomeroporfídica.

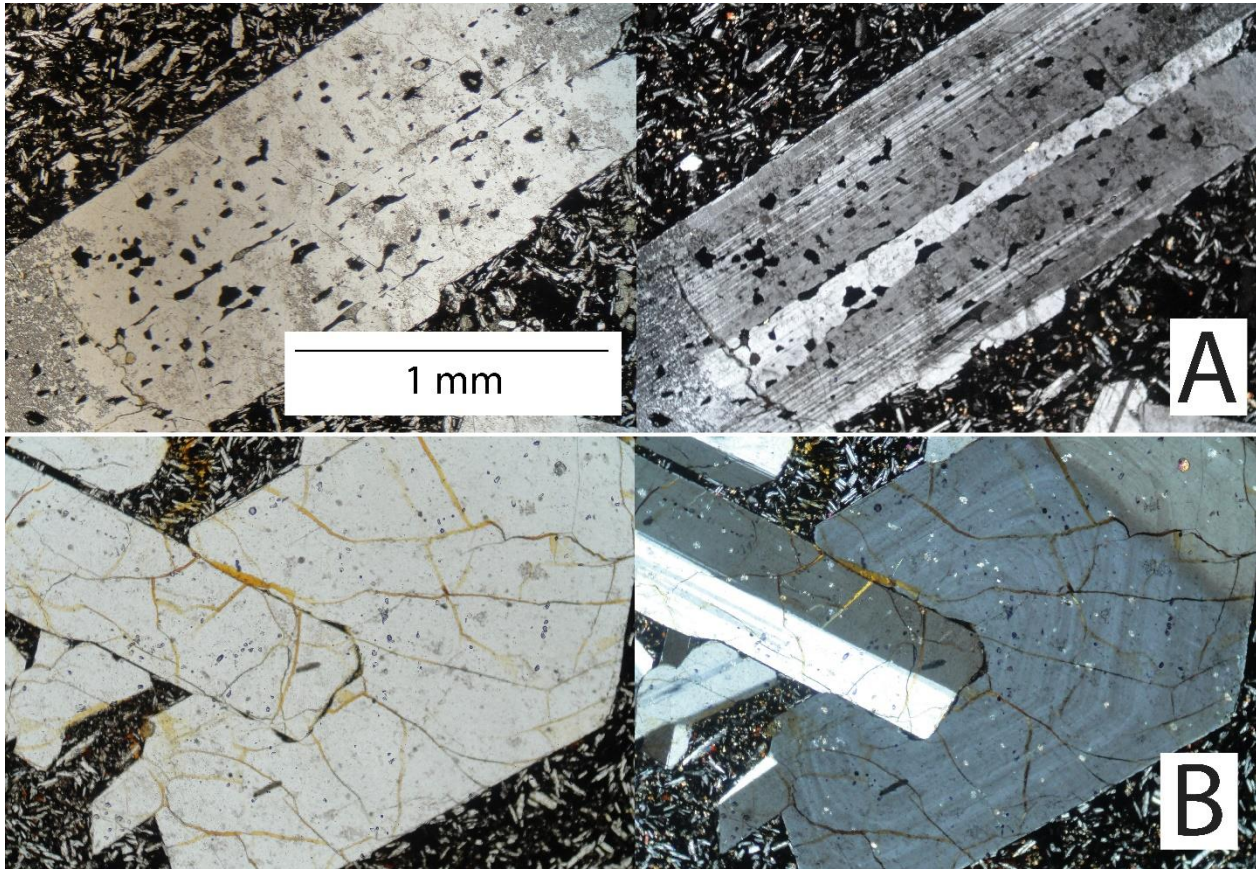


Figura 5.1: Microfotografías a nícoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de dos secciones transparentes. A) Se observa un fenocristal con textura sieve, en donde las inclusiones vítreas se aprovechan de las zonas de debilidad del cristal (muestra PM160714-1C). B) Se observa un fenocristal con zonación normal (definida con el uso del SEM) y macla tipo Carlsbad (muestra PM170714-3C).

El fenocristal máfico más abundante es el olivino an- a subhedral prismático, de hasta 3 mm de tamaño (1% de la roca) con textura poikilítica y en cúmulos en contacto con plagioclasa. Presentan intensa alteración selectiva a iddingsita, al punto de, en ocasiones, solo verse la sombra del fenocristal como pseudomorfo (Figura 5.2). No se observan bordes de reacción en los fenocristales, pero están comúnmente fracturados. (Figura 5.2A).



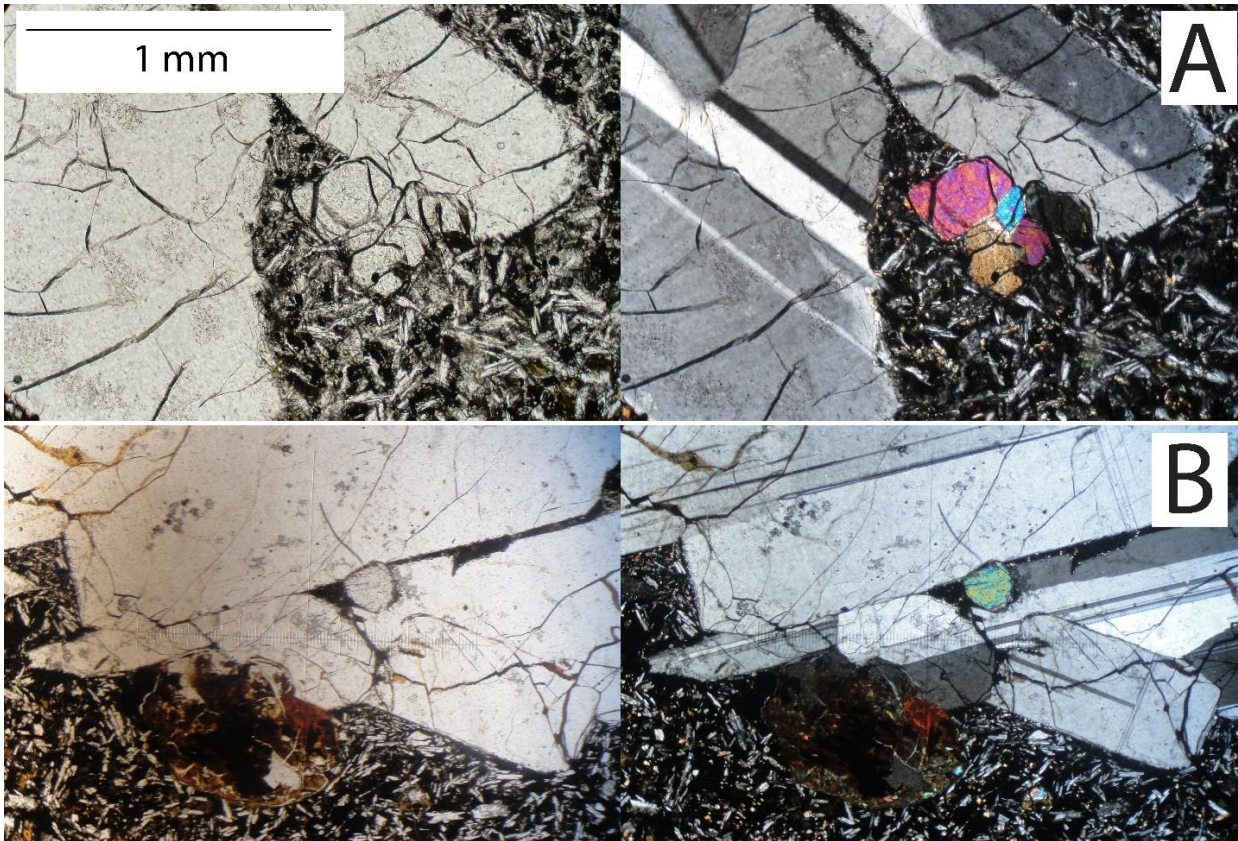


Figura 5.2: Microfotografías a nícoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de dos secciones transparentes. A) Se observa un cúmulo de fenocristales de olivino fracturados en contacto con un fenocrystal de plagioclasa. Se destaca la ausencia de bordes de reacción en el contacto con la masa fundamental (Muestra PM170714-4C). B) Se observa un fenocrystal de olivino inmerso en fenocristales de plagioclasa fracturados en textura poikilitica. También se aprecia la sombra de un fenocrystal de olivino fuertemente alterado a iddingsita (muestra PM150714-1C).

Por último, se observan fenocristales de clinopiroxeno, los cuales son subhedrales prismáticos de hasta 3 mm de radio (<1% de la roca). Estos presentan ocasionalmente textura subofítica con fenocristales de plagioclasas (Figura 0.3). Su color general es amarillo a verde, indicando bajas cantidades de Ti.

Así, las fases minerales en contacto son plagioclasa-olivino y plagioclasa-clinopiroxeno, esta última con una mayor cantidad de inclusiones de óxidos de Fe-Ti.

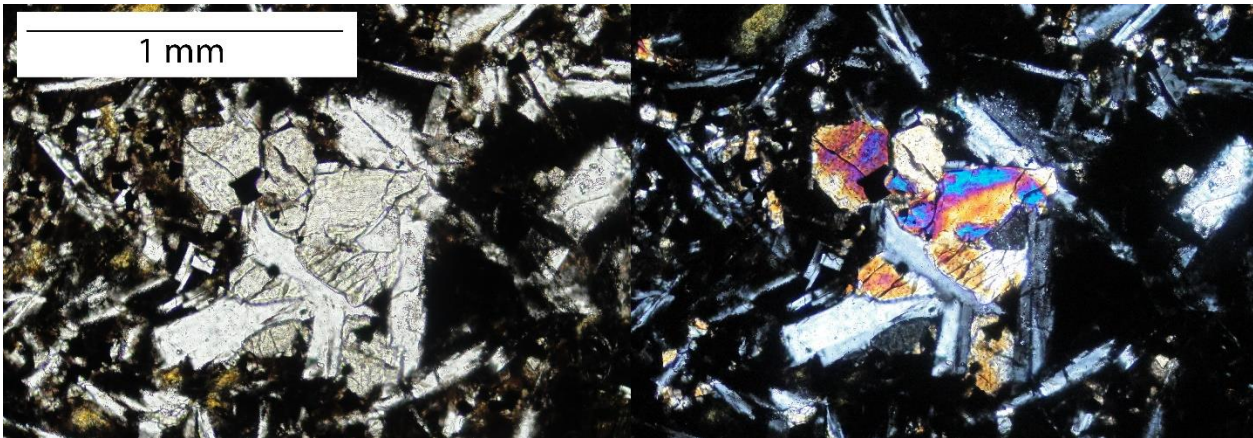


Figura 5.3: Microfotografías a nícoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de una sección transparente que muestra un fenocristal de clinopiroxeno en textura subofítica con fenocristales de plagioclasa (muestra PM150714-1C).

## 5.2.2. MASA FUNDAMENTAL

La masa fundamental intergranular (78 – 83% de la roca) está compuesta por microcristales de plagioclasa de 0,1 a 0,3 mm de largo (30 a 50% de la roca), sin alteración, levemente fracturada y con forma euhedral tabular. En algunos casos se observa con zonación normal. Es común observar la macla tipo Carlsbad y albita, además de zonación normal.

El clinopiroxeno se da subhedral de <0,1 mm (10 a 15% de la roca) y alterados a iddingsita, siendo difícil observarlos a microscopio óptico por su pequeño tamaño. Su color general es amarillo, indicando bajas cantidades de Ti, aunque, esporádicamente, se observaron con colores lavanda claro, lo cual sugiere concentraciones de Ti más altas.

Por último, los opacos son subhedrales a euhedrales con un tamaño de hasta 0,2 mm y su porcentaje en la roca varía de 10 a 25% de la roca, disminuyendo a medida que el porcentaje de plagioclasa aumenta hasta un máximo de 50% (Figura 5.5A). Su forma pseudocúbica a cúbica euhedral y características a luz reflejada indican que se tratan de opacos en la serie de magnetita-titanomagnetita (Figura 5.4).

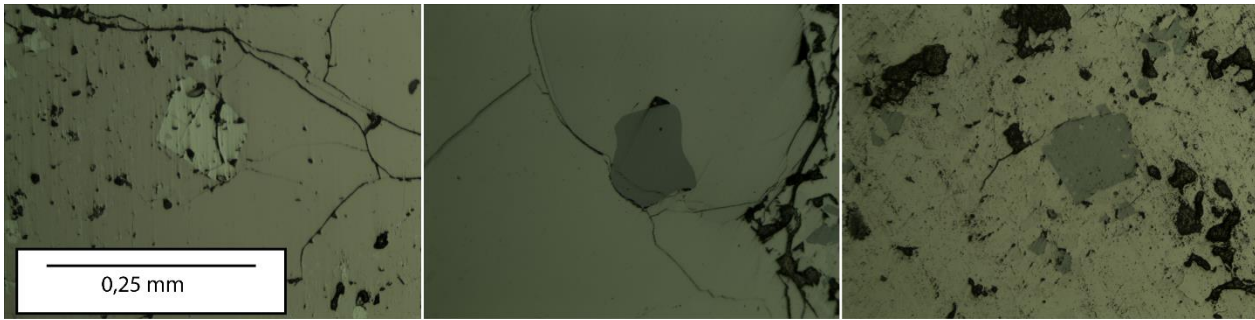


Figura 5.4: Microfotografías a luz reflejada de muestras de LLP. Se muestran óxidos de Fe-Ti inmersos en la masa fundamental de silicatos (plagioclasas y clinopiroxenos).

El vidrio es rara vez observable, por lo que textura general es holocristalina.

Se destaca la ausencia de bordes de reacción en los minerales, salvo en la alteración iddingsita selectiva en olivinos, además de no contener xenocristales.

Los afloramientos continuos del sector este (muestras PM170714-4C y PM170714-8C), salvo los túmulos, presentan ciertas diferencias con respecto a las demás muestras de la unidad:

- i) el porcentaje de fenocristales alcanza su mínimo en este sector (17% de la roca), siendo las rocas menos porfíricas de todo el afloramiento;
- ii) un porcentaje de opacos menor en la masa fundamental, a costa de un mayor porcentaje de microlitos de plagioclasa, lo que se traduce en una roca mucho más clara, característica observable a microscopio y en muestra de mano (Figura 5.5 y Figura 5.6);
- iii) el único fenocristal máfico observable es el olivino, en tamaños menores que en otros sectores del afloramiento (hasta 1 mm). A esto se suma la detección de excesos de argón al momento de la datación  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en roca total (Tabla 7.1 en el capítulo 7. Geocronología) y la presencia de microlitos (50  $\mu\text{m}$ ) de olivino en la masa fundamental, lo cual está detallado en el subcapítulo 6.1 de Química mineral). ya que solo fue apreciable mediante el uso del SEM.



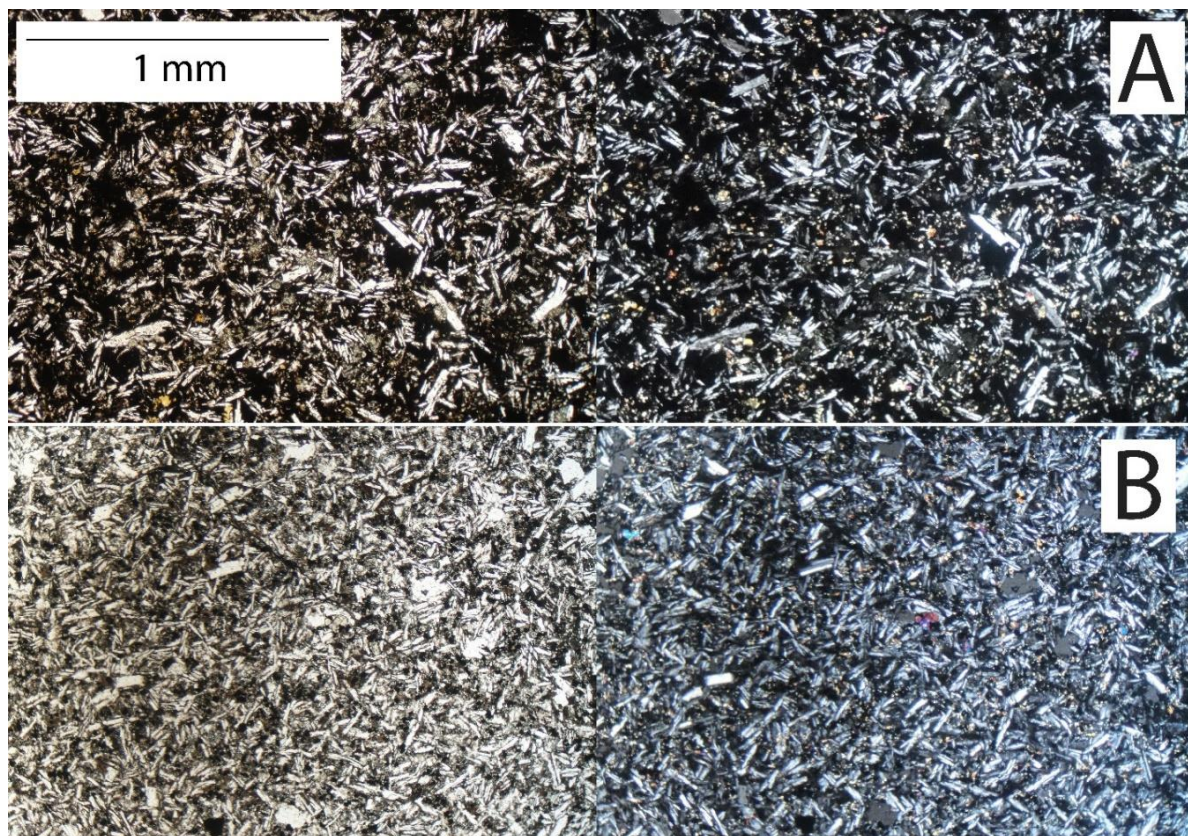


Figura 5.5: Microfotografías a nícoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de dos secciones transparentes. A) Muestra del sector este (PM160714-1C) donde se observa la masa fundamental compuesta por plagioclasas y pequeños microlitos de clinopiroxeno en textura intergranular y opacos. B) Se observa la misma textura que en A, pero con una disminución de opacos a costa de un aumento de plagioclasas, lo que se traduce en una masa fundamental más clara (Muestra PM170714-8C).

La alteración general, en la roca es de clorita y óxido de hierro intersticial en baja intensidad. La alteración de iddingsita es selectiva en los olivinos, siendo de intensidad variable.

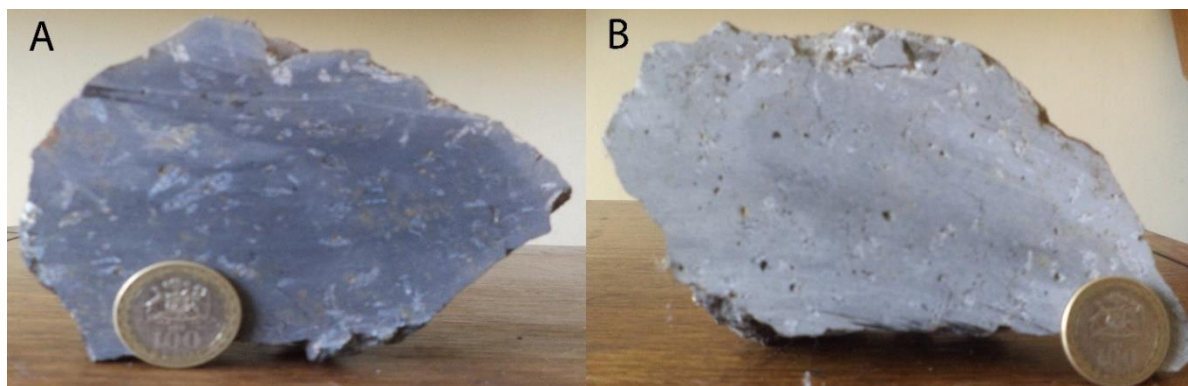


Figura 5.6: Muestras de mano (cara paralela a la lámina transparente) de la unidad Lavas Las Pataguas donde se observa el cambio de color en la masa fundamental debido a la cantidad de opacos y plagioclasas en esta. A: Muestra PM160714-1C, B: Muestra PM170714-4C.

# 6. GEOQUÍMICA DE LAVAS LAS PATAGUAS

## 6.1. QUÍMICA MINERAL

### 6.1.1. ANTECEDENTES GENERALES

El análisis de quimismo mineral fue realizado a tres muestras (cortes transparentes pulidos PM150714-1T, PM160714-5T y PM170714-4T).

El SEM tiene la capacidad de realizar un análisis cualitativo composicional de la fase mineral puntual. Además, otorga una imagen en donde se muestran las composiciones de la fase. Cuando la fase posee elementos de alto número atómico (elementos más pesados) tendrá un color claro, mientras que si posee elementos de bajo número atómico (livianos), tendrá un color más oscuro.

Las fases minerales fueron detectadas con el estudio petrográfico del capítulo anterior (5. Petrografía de Lavas Las Pataguas), por lo que el análisis cualitativo fue transformado a uno semicuantitativo, siendo, en algunas ocasiones, complementado con los análisis de roca total. Estos últimos son analizados en el siguiente subcapítulo (6.2 Geoquímica de roca total).

Un cálculo correcto de la fórmula estructural de las fases identificadas y analizadas en el SEM permite realizar un análisis de condiciones de equilibrio con el líquido con una buena precisión, lo cual permitió determinar si las fases minerales son aptas para los geotermobarómetros clinopiroxeno-líquido, plagioclasa-líquido y olivino-líquido de [Putirka et al. \(2003\)](#), [Putirka \(2005\)](#), [Putirka et al. \(2007\)](#) y [Putirka \(2008\)](#).

El análisis en SEM-EDS entrega el valor de Fe total. Sin embargo, utilizando la fórmula de [Droop \(1987\)](#), es posible discernir, mediante un criterio estequiométrico, entre el Fe<sup>2+</sup> y el Fe<sup>3+</sup>.

Los resultados del SEM se pueden observar en el Anexo C: Resultados de análisis puntuales en SEM-EDS, junto con la fórmula estructural calculada y los contenidos normalizados que permiten su clasificación, dependiendo de la fase mineral analizada.

## 6.1.2. ANÁLISIS COMPOSICIONAL Y GEOTERMOMETRÍA

### 6.1.2.1. Plagioclasas

Se realizaron diecinueve análisis a los fenocristales de plagioclasas las cuales presentaron un rango composicional similar de  $An_{51-55}Ab_{42-46}Or_2$ , ubicándose dentro del rango de las labradoritas. La única excepción a esta regla lo tuvo un fenocristal de plagioclasa zonado, el cual, en su borde exterior, presentó una composición de  $An_{41}Ab_{55}Or_3$ , catalogándose como una zonación normal de andesina en el exterior a labradorita en el interior.

Los microlitos de plagioclasa presentaron una composición, en general, más sódica, con composición de  $An_{49-51}Ab_{48-57}Or_{2-4}$ , catalogándose como andesinas. Al igual que en el caso de los fenocristales, la excepción se presentó en microlitos zonados (Figura 6.5), los cuales, en su borde exterior, presentaron composiciones de  $An_{67}Ab_{20}Or_{13}$ . Esto se representa como una zonación normal de anortoclasa, en su borde exterior a andesina, mineral más cálcico, en su borde interior (Figura 6.1).

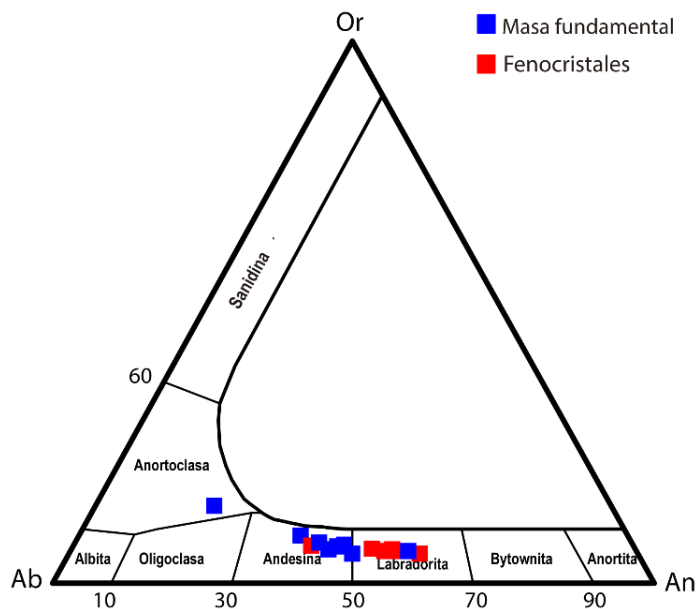


Figura 6.1: Gráfico de composición de plagioclasas tanto en masa fundamental como en fenocristales de la unidad Lavas Las Pataguas.

Es decir, los minerales de la masa fundamental tienen una concentración más sódica. Esto es esperado ya que, en general, la masa fundamental es la última en cristalizar y, en este punto, el líquido residual tiene concentración más sódica que cálcica, siendo los fenocristales, que cristalizaron a mayores profundidades y temperaturas, más ricos en calcio. Como es de esperarse, estas zonaciones van de la mano con aumentos de Si y disminuciones de Al desde el centro hacia los bordes del cristal (Figura 6.2).



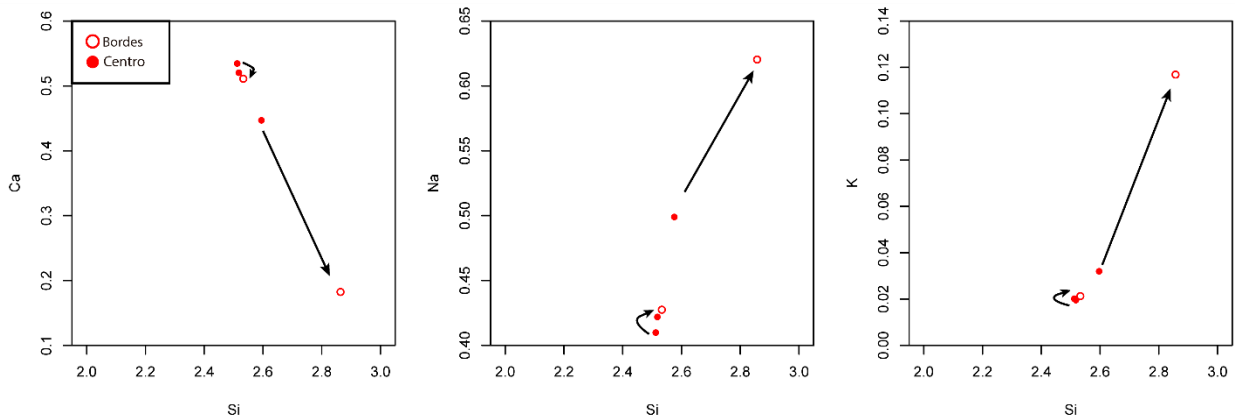


Figura 6.2: Zonaciones composicionales en plagioclasas de LLP. Los elementos se muestran en cationes por fórmula unitaria (p.f.u.).

Si bien no se observa una relación entre el contenido de  $\text{Na}_2\text{O}$  (wt%) de la roca total y de Na en las plagioclasas, si se observa una directamente proporcional entre los contenidos de  $\text{CaO}$  (wt%) y de  $\text{K}_2\text{O}$  (wt%) de la roca con los respectivos contenidos de Ca y K en las plagioclasas de esta. Se observa que los mayores contenidos de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  (wt%) en la roca total coinciden con los mayores contenidos de Ca y Na en las plagioclasas (Figura 6.3).

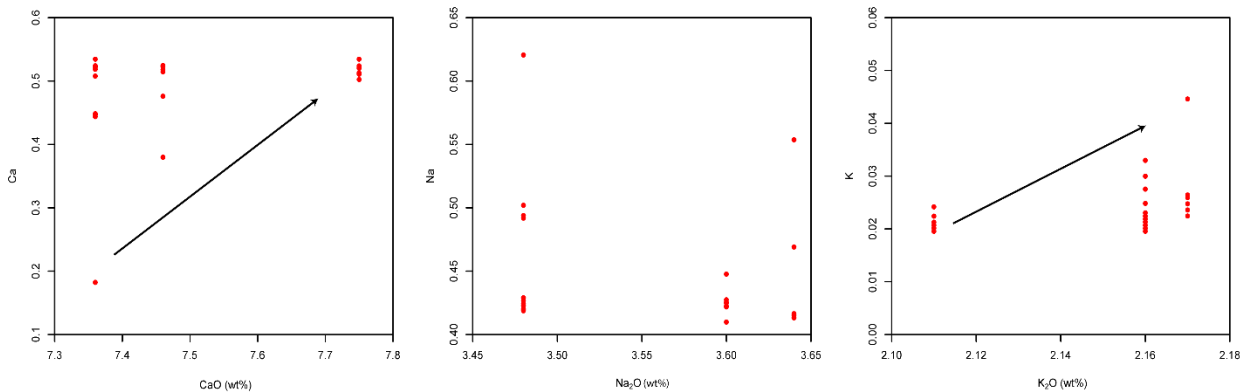


Figura 6.3: Valores catiónicos de Ca, Na y K (p.f.u.) en las plagioclasas vs.  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  (wt%) en la roca total. Las flechas indican la relación positiva entre los ejes.

El coeficiente de distribución  $K_d$  de intercambio albita-anortita definido como:

$$K_d(\text{An} - \text{Ab})^{\text{plg-liq}} = \frac{X_{\text{Ab}}^{\text{plg}} * X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}} * X_{\text{CaO}}^{\text{liq}}}{X_{\text{An}}^{\text{plg}} * X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}} * X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}}$$

Donde  $X_{Ab}^{plg}$  y  $X_{An}^{plg}$  corresponden al %Ab y %An en las plagioclasas y  $X_{AlO_{1,5}}^{liq}$ ,  $X_{CaO}^{liq}$  y  $X_{SiO_2}^{liq}$  corresponden a la fracción molar de los respectivos óxidos en el líquido divididos por el peso molecular correspondiente a un catión.

Putirka (2008) indica que este coeficiente, en equilibrio plagioclasa-líquido, tiene un valor promedio de  $0,27 \pm 0,18$  para  $T \geq 1050^\circ C$  y de  $0,10 \pm 0,05$  para  $T < 1050^\circ C$ . Los fenocristales de plagioclasa de LLP cumplen la segunda condición, con un Kd promedio de 0,08, indicando equilibrio a  $T < 1050^\circ C$ .

Para una estimación de las condiciones termodinámicas de cristalización de las plagioclasas se utilizó el geotermobarómetro plagioclasa-líquido de Putirka (2008), el cual corresponde a correcciones del geotermobarómetro de Putirka (2005) para magmas con presencia de agua ( $H_2O^{liq}$ ), teniendo en cuenta que la unidad se encuentra emplazada en un margen de subducción cercana a la fosa (para mayor detalle ver capítulo 8. Discusiones). La fórmula corresponde a:

$$\frac{10^4}{T(K)} = 6,4706 + 0,3128 \ln \left( \frac{(X_{An}^{plg})}{(X_{CaO}^{liq}) + (X_{AlO_{1,5}}^{liq})^2 (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right) - 8,103(X_{SiO_2}^{liq}) + 4,87(X_{K_2O_{0,5}}^{liq}) + 1,5345(X_{Ab}^{plg})^2 + 8,661(X_{SiO_2}^{liq}) - 3,441 * 10^{-2}(P(kbar)) + 0,18047(H_2O^{liq})$$

Como se observa, esta fórmula depende de la presión, por lo que se utilizó el geobarómetro plagioclasa-líquido de Putirka (2008) para magmas con presencia de agua:

$$P(kbar) = -42,2 + 4,94 * 10^{-2}T(K) + 1,16 * 10^{-2}T(K) \ln \left( \frac{(X_{An}^{plg})(X_{AlO_{1,5}}^{liq})(X_{CaO}^{liq})}{(X_{Ab}^{plg})(X_{NaO_{0,5}}^{liq})(X_{SiO_2}^{liq})} \right) - 382,3(X_{SiO_2}^{liq})^2 + 514,2(X_{SiO_2}^{liq})^3 - 19,6 \ln(X_{An}^{plg}) - 139,8(X_{CaO}^{liq}) + 287,2(X_{NaO_{0,5}}^{liq}) + 163,9(X_{K_2O_{0,5}}^{liq})$$

El cálculo de la temperatura se realizó para contenidos de agua de 1,2%wt (ver Anexo B: Resultados geoquímicos e isotópicos anteriores) y para presiones menores a 14 kbar debido a su posición en el antearco y la profundidad de la placa subductada a la latitud de LLP según Farías *et al.* (2010).

La temperatura obtenida es, en promedio, de  $1050^\circ C$ , con valores mínimos de  $1020^\circ C$  y máximos de  $1100^\circ C$ , sin ser muy variable con la presión. Luego, estos valores debiesen ser utilizados con precaución ya que el Kd algunas veces no es coincidente con la temperatura obtenida, sugiriendo que no hay equilibrio entre los fenocristales de plagioclasa y el líquido.

### 6.1.2.2. Olivinos

En los fenocristales de olivinos, se obtuvo una composición bastante homogénea de Fo<sub>70</sub> (Figura 6.4), sin observarse zonaciones en estos.

Se destaca la presencia de un microlito de olivino (60 µm) en la muestra PM170714-4T (Figura 6.5) con una composición de Fo<sub>46</sub> (Figura 6.4).

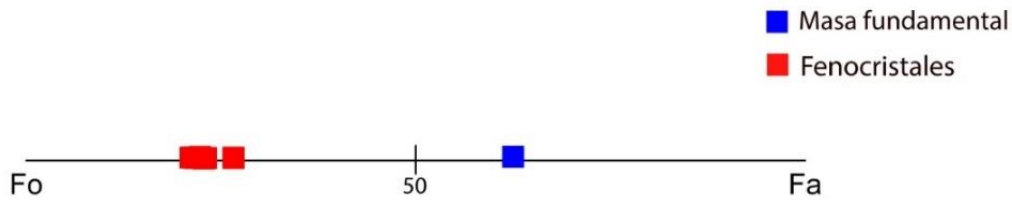


Figura 6.4: Gráfico de composición de olivinos tanto en masa fundamental como en fenocristales de la unidad Lavas Las Pataguas.

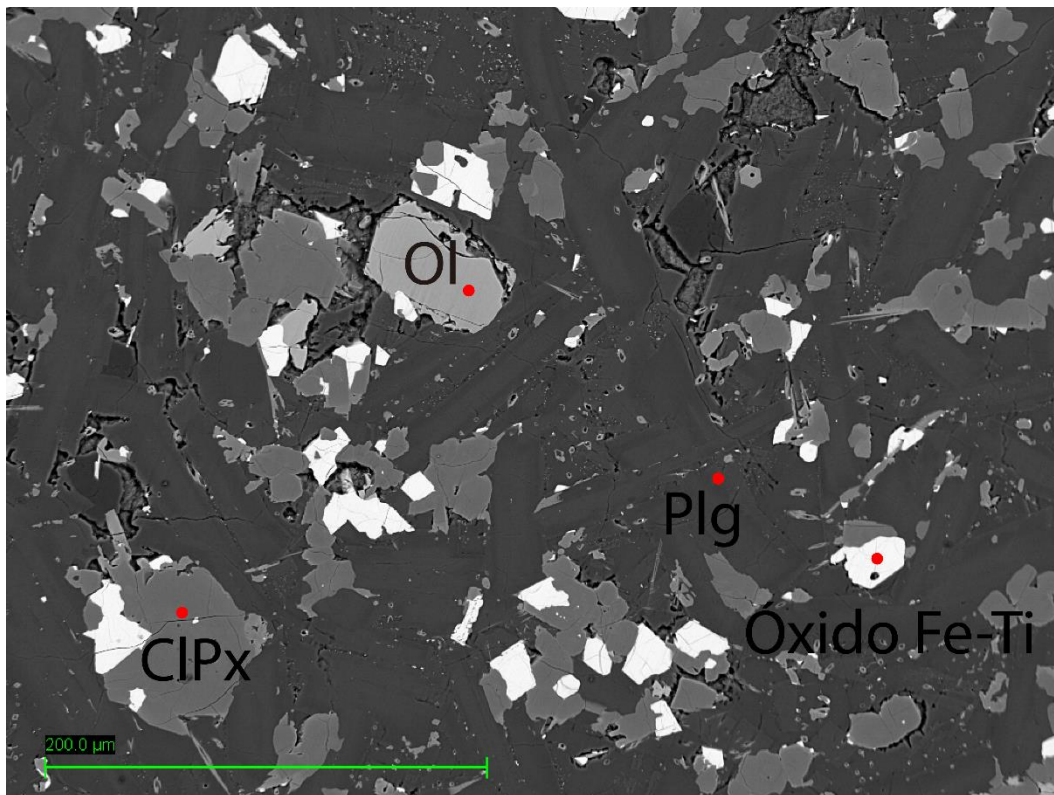


Figura 6.5: Imagen BSE de la muestra PM170714-4T que muestra fenocristales de plagioclasa y olivino inmersos en una masa fundamental de clinopiroxeno, plagioclasa y óxido de Fe-Ti del tipo titanomagnetita. Se observan inclusiones de óxidos de Fe-Ti en los fenocristales de plagioclasa y en los microlitos de augita.

El coeficiente de distribución entre el olivino y el líquido equivale a:

$$Kd(Fe - Mg)^{Ol-liq} = \frac{X_{Fe^{2+}}^{Ol} * X_{Mg}^{liq}}{X_{Mg}^{Ol} * X_{Fe^{2+}}^{liq}}$$

Donde  $X_{Fe^{2+}}^{Ol}$ ,  $X_{Mg}^{Ol}$ ,  $X_{Fe^{2+}}^{liq}$  y  $X_{Mg}^{liq}$  corresponden a las fracciones molares de  $Fe^{2+}$  y Mg en los olivinos y en la roca total, respetivamente.

Diversos autores indican que, si hay equilibrio olivino-líquido, este valor Kd corresponde, aproximadamente, a  $0,3 \pm 0,03$ , siendo independiente de la presión e insensible al grado de fusión parcial, pero fuertemente influenciado por el proceso de cristalización fraccionada (Roeder y Emslie, 1970; Grove *et al.*, 1997; Best, 2003; Putirka, 2008; Filiberto y Dasgupta, 2011; entre otros), por lo que se aplicó el geotermómetro de Putirka *et al.* (2007) a los olivinos que cumplen esa condición. Estos, tienen un Kd de 0,33, valor que aun está dentro del error del coeficiente en equilibrio.

$$T = \frac{15294,6 + 1318,8P + 2,4834 * P^2}{8,048 + 2,8353 \ln(D_{Mg}^{Ol/liq}) + 2,097 \ln(1,5C_{NM}^L) + 2,575 \ln\left(3 \left(C_{SiO_2}^{liq}\right)\right) - 1,41NF + 0,222H_2O^{liq} + 0,5P}$$

Donde P es la presión la unidad GPa,  $D_{Mg}^{Ol/Mg}$  es la razón entre la fracción catiónica de Mg en el olivino y en la roca total,  $C_{NM}^L = X_{FeO}^{liq} + X_{MnO}^{liq} + X_{MgO}^{liq} + X_{CaO}^{liq} + X_{CoO}^{liq} + X_{NiO}^{liq}$  y  $NF = \frac{7}{2} \ln\left(1 - X_{AlO_{1,5}}^{liq}\right) + 7 \ln\left(1 - X_{TiO_2}^{liq}\right)$ .

El geotermómetro fue aplicado, al igual que para las plagioclasas, con un 1,2%wt de  $H_2O$  y una presión de 1,2 GPa, basado en los 40 km de profundidad a lo que está la placa subductada según Farias *et al.* (2010). La temperatura promedio calculada dio un valor de 1193°C, con un valor mínimo de 1189°C y máximo de 1195°C.

### 6.1.2.3. Piroxenos

Los piroxenos como fenocristales (1 mm) presentan composiciones de  $En_{45}Fs_{17}Wo_{38}$  en el borde externo a  $En_{40}Fs_{29}Wo_{40}$  en el borde interno, considerándose como una leve zonación normal en una augita (Figura 6.6 y Figura 6.4). El número magnésico es, en promedio, de 72.

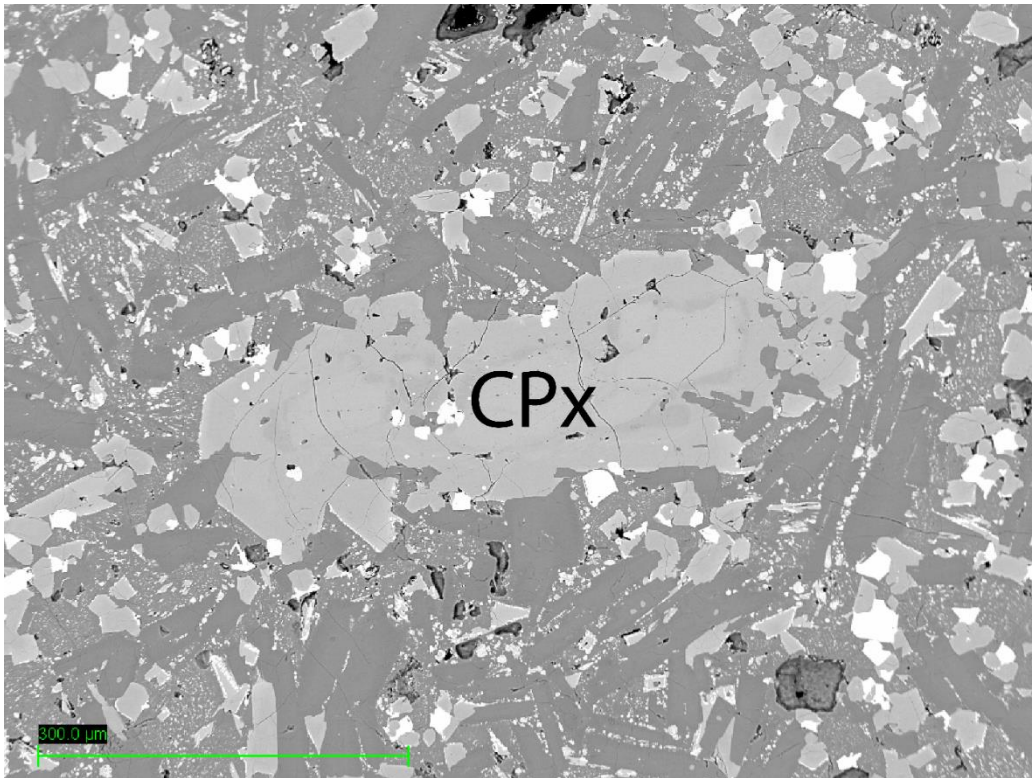


Figura 6.6: Imagen BSE de la muestra PM160714-5T que muestra un fenocristal de augita con zonación normal inmerso en una masa fundamental de augitas, plagioclasas y óxidos de Fe-Ti de la unidad Lavas Las Pataguas.

Los microcristales de piroxeno, en cambio, presentaron una composición bastante homogénea de  $En_{40-47}Fs_{16-19}Wo_{36-40}$  entre nueve análisis composicionales. El número magnésico promedio dio un valor de 70, siendo menor cuando las muestras se encuentran en contacto con óxidos de Fe-Ti.

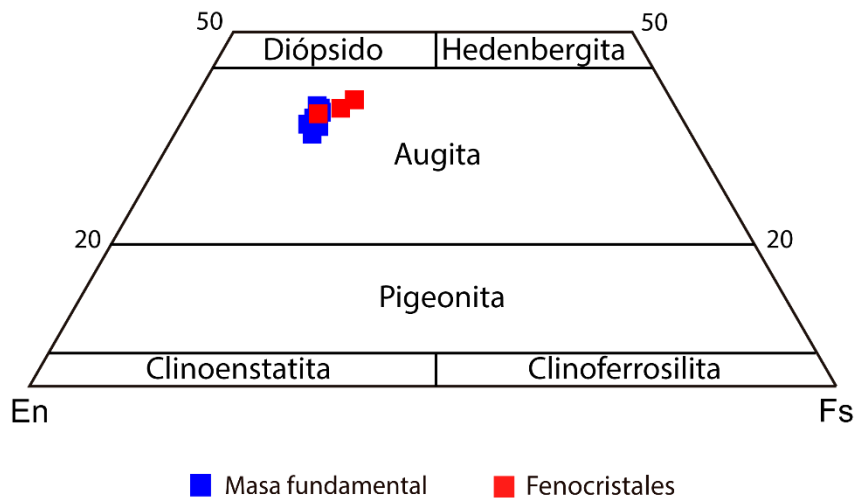


Figura 6.7: Gráfico de composición de piroxenos tanto en masa fundamental como en fenocristales de la unidad Lavas Las Pataguas.

Los contenidos mencionados clasifican a los piroxenos como clinopiroxenos del tipo augitas (Figura 6.7). El  $TiO_2$  es, en promedio, de 1,08%wt por lo que, de acuerdo a [Deer et al. \(2001\)](#), su valor no es tan alto como para que las augitas sean clasificadas como titanaugitas ( $TiO_2 < 2,91\%$  o número de iones de Ti menor a 0,082). Sin embargo, los contenidos de Na son, según [Shervais et al. \(2005\)](#), más altos que lo normal, indicando una serie alcalina (Figura 6.8).

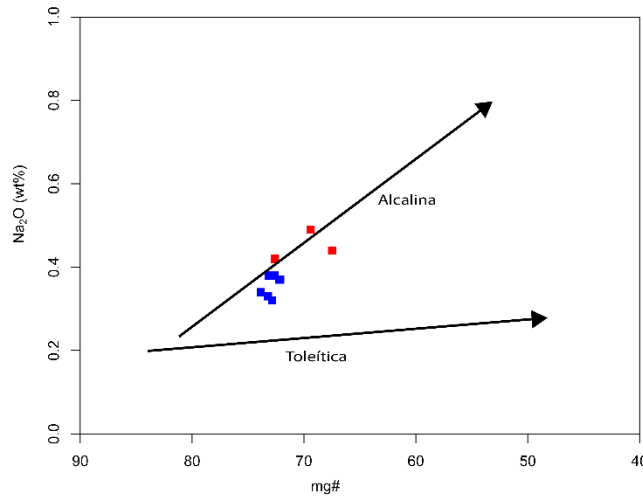


Figura 6.8: mg# vs Na<sub>2</sub>O (wt%) de piroxenos de LLP donde se muestran la serie tofeítica y alcalina. Adaptado de [Shervais et al. \(2005\)](#).

Sí se observa una relación entre los contenidos de  $TiO_2$  (wt%) de la roca total con respecto al de Ti en los piroxenos de LLP (Figura). Esta relación es positiva lineal con un  $R^2$  de 0,8, donde se observa que los mayores valores de  $TiO_2$  se encuentran en los piroxenos con mayor Ti (Figura 6.9).

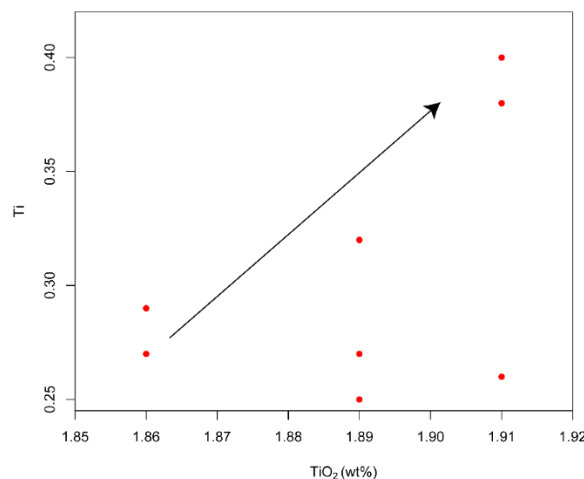


Figura 6.9: Valor catiónico de Ti (p.f.u.) de los piroxenos de LLP vs contenidos de  $TiO_2$  de la roca total.

Se destaca la ausencia de Cr en los clinopiroxenos, ya sea como fenocristal o como masa fundamental.



El coeficiente de distribución entre el clinopiroxeno y el líquido corresponde a:

$$Kd(\text{Fe} - \text{Mg})^{\text{Cpx-liq}} = \frac{X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Cpx}} * X_{\text{Mg}}^{\text{liq}}}{X_{\text{Mg}}^{\text{Cpx}} * X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{liq}}}$$

Donde  $X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Cpx}}$ ,  $X_{\text{Mg}}^{\text{Cpx}}$ ,  $X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{liq}}$  y  $X_{\text{Mg}}^{\text{liq}}$  corresponden a las fracciones molares de  $\text{Fe}^{2+}$  y Mg en los clinopiroxenos y en la roca total, respectivamente.

Putirka (2008) indican que, en equilibrio, este valor es de  $0,28 \pm 0,08$ . Los fenocristales de augitas de LLP tienen un valor promedio de 0,32, valor levemente más alto, pero que aun está dentro del rango de error del Kd de equilibrio por lo que se aplicó el geotermómetro de Putirka *et al.* (2003) con las mismas condiciones que las usadas en los olivinos, es decir, 1,2%wt de  $\text{H}_2\text{O}$  y 1,2 GPa. La temperatura estimada tiene un valor promedio de  $1036^\circ\text{C}$ . Utilizando un modelo iterativo, donde la presión también es una incógnita, se obtienen valores de 1,2 a 1,3 GPa, siendo coincidentes con el supuesto.

#### 6.1.2.4. Óxidos de Fe-Ti

Los óxidos de Fe-Ti presentan una relación inversa FeO-TiO<sub>2</sub> con composiciones de FeO que varían entre 70 a 76%, mientras que el TiO<sub>2</sub> se presenta entre 14 a 23%. El resto corresponde a contenidos de hasta 3% de MgO, MnO y V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, en relación positiva con los contenidos de TiO<sub>2</sub>, siendo elementos compatibles con este óxido.

Utilizando la fórmula de estimación de  $\text{Fe}^{3+}$  de Droop (1987), es posible discernir entre el  $\text{Fe}^{2+}$  y el  $\text{Fe}^{3+}$ . Así, el gráfico ternario de óxidos de Fe-Ti clasifica a los óxidos de LLP como titanomagnetitas ubicadas entre los campos de la magnetita y la ulvöespinela. Se observa una diferencia entre los óxidos que están en contacto o como inclusiones en plagioclasas con los de las augitas, teniendo los primeros una razón de ulvoespinela (Usp%) que va entre 40 y 50% y lo segundos una de 55 a 75%, indicando mayores concentraciones de Ti cuando el óxido está en contacto con las augitas (Figura 6.10).

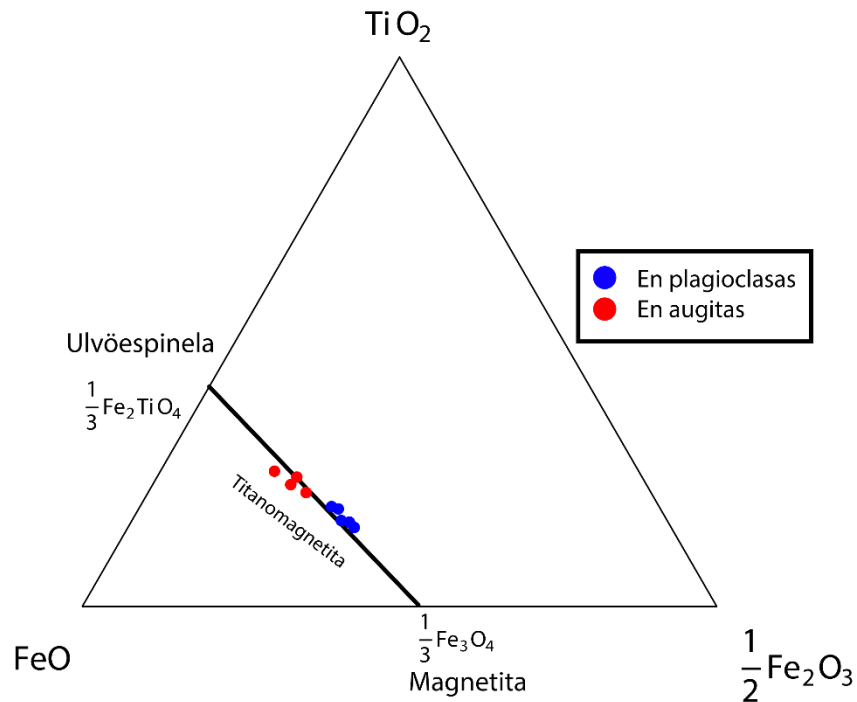


Figura 6.10: Diagrama ternario de óxidos de Fe-Ti donde se muestran los óxidos de LLP en contacto con plagioclasas y augitas.

No se observa una relación directa entre los contenidos de  $\text{TiO}_2$  (wt%) de la roca total con los contenidos de Ti de los óxidos, pero se destaca las altas concentraciones de Ti que se tienen (entre un 14 y 23% de  $\text{TiO}_2$  en los óxidos).

Se destaca la presencia de Cr en contenidos menores de hasta 1,3% como óxido ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ). Este se encuentra únicamente en los óxidos presentes dentro de los fenocristales de plagioclasa (Figura 6.12), y se observa una relación proporcional positiva entre los contenidos de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (wt%) de la roca con los de Cr en las titanomagnetitas, siendo la muestra con mayores concentraciones la que presenta la titanomagnetita con mayores cantidades de Cr (Figura 6.11)

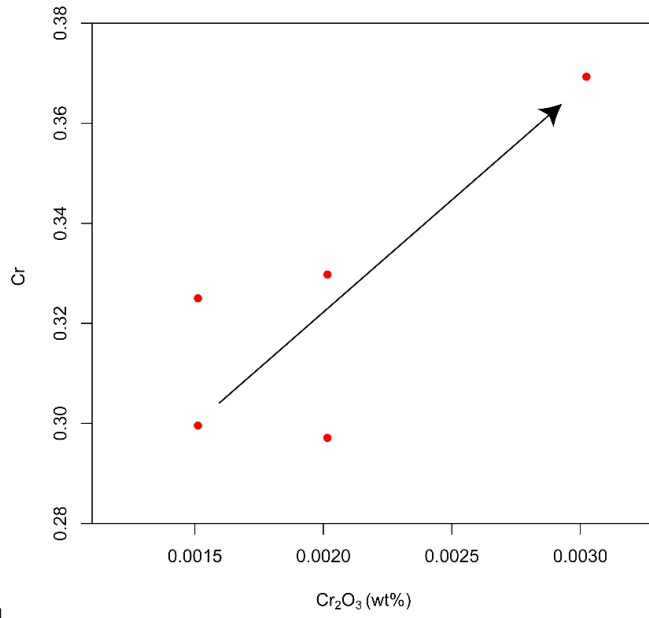


Figura 6.11: Valor catiónico de Cr (p.f.u.) en las titanomagnetitas de LLP vs Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (wt%) de la roca total.

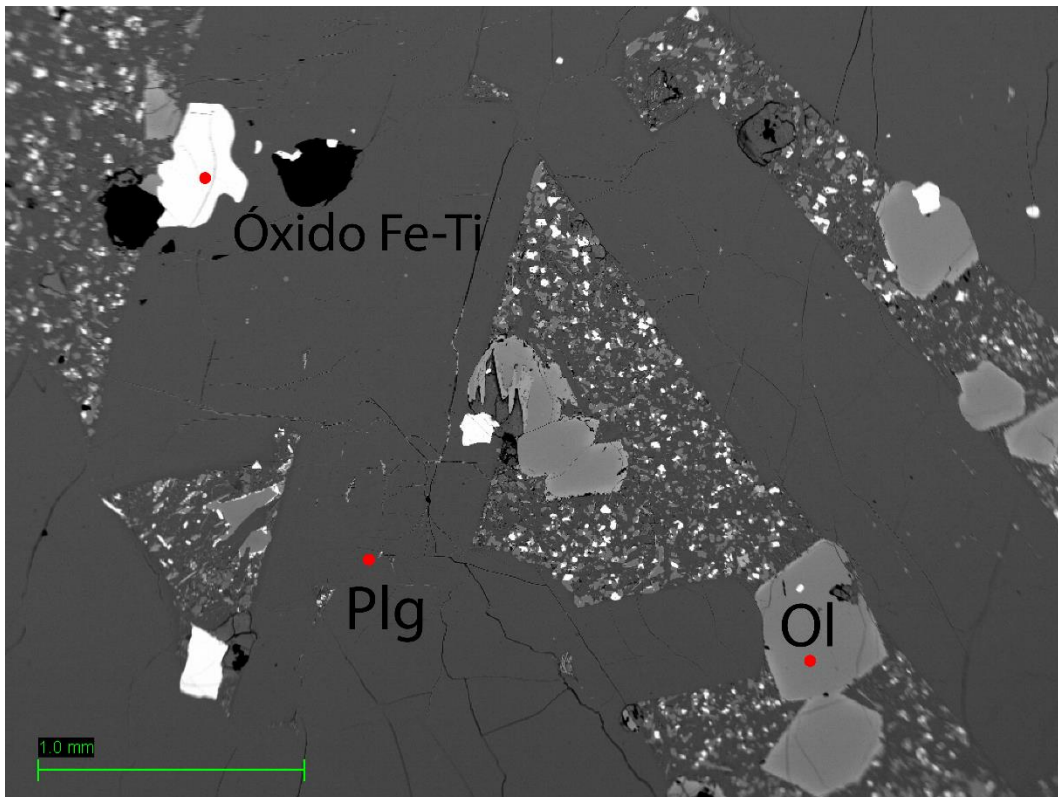


Figura 6.12: Imagen BSE de muestra PM170714-4T donde se muestran fenocristales de plagioclasa y olivino con inclusiones de óxidos de Fe-Ti.

## 6.2. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

### 6.2.1. ANTECEDENTES GENERALES

El análisis geoquímico fue realizado a dieciséis muestras recolectadas en las campañas de terreno, los cuales abarcan ocho muestras para el sector este y ocho para el sector oeste de la unidad. Los análisis abarcan elementos mayores, elementos trazas y tierras raras, y fueron desarrollados en los Laboratorios AcmeLabs®, mediante la utilización de ICP-OES e ICP-MS, en su sucursal de Santiago de Chile.

Así, es posible clasificar la roca y analizar sus concentraciones químicas para comprender los procesos magmáticos y de alteración que sufrió durante su origen y emplazamiento pueden observarse estos datos inéditos, mientras que los datos geoquímicos obtenidos por [Wall y Lara \(2001\)](#) se muestran en el Anexo B: Resultados geoquímicos e isotópicos anteriores.

En las tablas se muestran los datos sin tratamientos matemáticos. Sin embargo, durante los análisis, se normalizaron a la suma de óxidos sin los volátiles mediante la siguiente fórmula:

$$\text{Óxido normalizado}_i = \frac{\text{Óxido}_i}{(\sum_i \text{Óxido}_i - \text{LOI}_i)} * 100$$

Debido a que las muestras son geoquímicamente muy homogéneas, los diagramas presentados muestran datos geoquímicos de otras unidades ígneas de Chile Central con el fin de destacar las particularidades de la unidad LLP y sus tendencias en relación a las ya conocidas unidades volcánicas. Las muestras que se grafican corresponden a las formaciones Abanico (datos de [Sellés, 1999](#); [Nyström et al., 2003](#)) y Farellones (datos de S. M. Kay y A. Kurtz, 1995<sup>1</sup>; [Carrasco, 2000](#); [Nyström et al., 2003](#); [Vergara et al., 2004](#); [Kay et al., 2005](#)), el Cerro Manquehue dentro de la Unidad Intrusivos II (datos de [Sellés, 1999](#); [Vergara et al., 2004](#)), el Iacolito del Morro Negro Negro (datos de [Fuentes et al., 2000](#)) y los resultados históricos de LLP ([Wall y Lara, 2001](#)).

Los gráficos fueron elaborados con el *software GCDkit v3.00* ([Janoušek et al. 2006](#)). Así, es posible clasificar la roca y analizar sus concentraciones químicas para comprender los procesos magmáticos y de alteración que sufrió durante su origen y emplazamiento.

---

<sup>1</sup> Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. Final Report (Inédito). Corporación Nacional del Cobre (CODELCO), 180p.

Tabla 6.1: Datos geoquímicos inéditos de la unidad Lavas Las Pataguas. Los elementos mayores se encuentran en porcentaje en peso (%wt), mientras que los elementos trazas en partes por millón (ppm), con excepción del Au que está en partes por billón (ppb). Los análisis fueron realizados por personal de Laboratorios AcmeLabs® mediante la utilización de ICP-OES e ICP-MS. Todas las muestras fueron molidas por el autor en el Taller de Molienda del SERNAGEOMIN.

Muestra	PM150714-1Q	PM160714-1Q	PM160714-2Q	PM160714-3Q	PM160714-4Q	PM160714-5Q	PM170714-1Q	PM170714-2Q
SiO <sub>2</sub>	51,96	52,98	51,9	51,63	51,85	52,93	52,29	52,63
TiO <sub>2</sub>	1,86	1,92	1,88	1,84	1,89	1,89	1,85	1,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,75	15,56	15,62	15,8	15,79	15,84	15,66	15,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>†</sup>	11,19	10,93	11,59	11,92	11,13	10,8	11,39	10,83
MnO	0,21	0,18	0,25	0,33	0,2	0,22	0,31	0,19
MgO	3,06	2,79	3,04	2,71	2,79	2,71	2,78	3,33
CaO	7,75	7,38	7,43	7,48	7,42	7,46	7,39	7,37
Na <sub>2</sub> O	3,60	3,58	3,57	3,61	3,55	3,64	3,57	3,57
K <sub>2</sub> O	2,11	1,95	2,11	2,06	2,09	2,17	2,13	2,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,65	0,66	0,7	0,65	0,66	0,69	0,67	0,67
LOI	1,50	1,70	1,60	1,70	2,30	1,30	1,60	1,70
Suma	99,68	99,67	99,68	99,69	99,68	99,67	99,65	99,71
Sc	32	33	33	33	33	33	33	33
Ba	409	508	424	434	461	537	667	384
Cr	<14	21	21	14	14	14	<14	21
Be	2	1	4	<1	1	1	2	1
Co	24,4	26,6	25,5	26,3	24,1	23,9	27,5	23,0
Cs	3,4	3,3	3,5	3,1	3,4	3,6	3,3	3,2
Ga	18,9	17,9	18,0	18,3	19,0	18,1	18,4	17,4
Hf	7,6	7,6	7,4	7,5	6,9	7,6	7,8	7,6
Nb	11,1	11,2	11,1	10,6	10,6	10,5	10,7	11
Rb	67,8	62,7	69,1	64,6	66,6	69,4	66,5	67,2
Sn	2	2	2	2	2	2	2	2

Tabla 5.1 (Continuación).

Muestra	PM150714-1Q	PM160714-1Q	PM160714-2Q	PM160714-3Q	PM160714-4Q	PM160714-5Q	PM170714-1Q	PM170714-2Q
Sr	430,6	407,3	403,5	407,4	407,7	405,6	413	395,3
Ta	0,8	0,7	0,7	0,8	0,7	0,7	0,6	0,7
Th	8,7	9,1	8,5	8,0	8,8	8,8	8,5	8,9
U	2,4	2,4	2,5	2,4	2,5	2,4	2,5	2,4
V	316	321	319	305	314	319	319	314
W	1,1	1,4	1,1	0,9	1,4	1,1	1,0	1,0
Zr	280,8	289,1	283	274,9	278,5	280,9	279,5	273,2
Y	39,9	41,5	39,9	38,7	39,3	40,9	40,5	37,7
La	31,3	33,7	31,5	30,6	30,1	31,9	32,1	29,9
Ce	68,2	69,9	70	66,9	66,9	70,8	68,3	66,7
Pr	9,68	9,88	9,65	9,31	9,49	9,93	9,65	9,29
Nd	41,2	42,4	40,9	39,0	39,0	42,5	41,1	39,4
Sm	8,98	9,2	8,44	8,53	8,59	8,91	8,86	8,51
Eu	1,99	2,08	1,9	1,91	1,9	2,03	2,0	1,93
Gd	8,1	8,65	8,07	8,08	7,97	8,54	8,18	7,77
Tb	1,28	1,37	1,27	1,24	1,23	1,31	1,28	1,22
Dy	7,18	7,61	7,47	7,14	7,14	7,59	7,29	7,22
Ho	1,42	1,56	1,46	1,51	1,42	1,47	1,48	1,45
Er	3,98	4,32	4,07	3,89	3,89	4,13	4,07	4
Tm	0,60	0,65	0,62	0,61	0,59	0,62	0,63	0,59
Yb	3,81	3,94	3,87	3,71	3,71	3,84	3,83	3,62
Lu	0,61	0,62	0,61	0,59	0,6	0,6	0,61	0,6
Mo	2,2	1,5	2,0	2,0	2,4	2,0	2,3	2,3
Cu	244	237,1	232,5	234,6	257,4	258,1	253,7	243,7
Pb	3,6	4,6	3,5	3,6	4,7	3,4	4,0	4,4
Zn	75	82	77	75	79	84	86	84
Ni	12,6	13,1	11,5	12,4	12,6	11,3	13,8	12,3



Tabla 5.1 (Continuación).

Muestra	PM150714-1Q	PM160714-1Q	PM160714-2Q	PM160714-3Q	PM160714-4Q	PM160714-5Q	PM170714-1Q	PM170714-2Q
As	3,9	3,8	0,8	3,3	4,2	4,8	4,0	3,8
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	0,2	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
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	<0,5	1,8	0,7	1,3	0,9	1,8	0,9	1,6
Hg	<0,01	<0,01	<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	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

Tabla 5.1 (Continuación).

Muestra	PM170714-3Q	PM170714-4Q	PM170714-5Q	PM170714-6Q	PM170714-7Q	PM170714-8Q	PM170714-9Q	PM190614-1Q
SiO <sub>2</sub>	52,67	52,83	52,9	53,14	51,94	54,23	52,59	52,57
TiO <sub>2</sub>	1,83	1,91	1,87	1,91	1,85	2,01	1,84	1,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,67	15,35	15,47	15,5	15,26	16,57	16,18	15,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup>	10,75	10,72	10,98	10,78	11,38	8,38	10,57	10,97
MnO	0,19	0,18	0,18	0,19	0,27	0,17	0,18	0,26
MgO	3,15	3,18	3,41	3,24	3,19	2,68	2,88	2,62
CaO	7,50	7,36	7,38	7,36	7,73	7,92	7,45	7,51
Na <sub>2</sub> O	3,54	3,48	3,7	3,6	3,67	3,95	3,59	3,65
K <sub>2</sub> O	2,02	2,16	1,99	2,17	2,06	2,1	1,97	2,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,65	0,67	0,68	0,67	0,68	0,74	0,67	0,67
LOI	1,70	1,80	1,10	1,10	1,70	0,90	1,80	1,40
Suma	99,7	99,7	99,69	99,67	99,68	99,67	99,7	99,68

Tabla 5.1 (Continuación).

Muestra	PM170714-3Q	PM170714-4Q	PM170714-5Q	PM170714-6Q	PM170714-7Q	PM170714-8Q	PM170714-9Q	PM190614-1Q
Sc	32	33	33	33	33	34	32	33
Ba	424	385	408	479	494	590	423	530
Cr	21	14	14	14	14	21	<14	21
Be	5	2	1	3	2	2	1	1
Co	22,4	21,5	24,2	23,5	22,6	19,8	20,3	21,3
Cs	2,9	3,3	3,2	3,5	2,9	2,1	4	3,4
Ga	17,8	18,3	18,8	19,2	18,5	19	18,7	17,9
Hf	7,5	7,4	8,1	7,7	7,4	7,8	7,1	7,1
Nb	10,1	10,4	11,1	10,8	10,7	11,2	10,2	10,7
Rb	64,2	66,9	64,8	71,1	61,7	56,2	63,1	70,5
Sn	2	2	2	2	2	2	2	2
Sr	424	390,6	408,5	410,4	390,9	410,8	393,3	397,4
Ta	0,7	0,7	0,6	0,6	0,8	0,6	0,7	0,7
Th	8,5	8,4	8,7	9	8,4	9,1	8,1	7,8
U	2,3	2,4	2,3	2,4	2,2	2,9	2,2	2,1
V	313	319	317	316	315	320	313	317
W	1	1	0,9	1	1,3	0,7	1,1	0,9
Zr	265,1	273,8	287,4	282,1	278,6	289,3	270,6	263,5
Y	36,9	37,3	39,5	39,7	37,5	44,7	40,7	35,5
La	29,5	30	32,5	32,4	30,6	35,8	32,7	30,3
Ce	66,6	67,4	71,6	72,7	68,6	71,2	68,3	66,1
Pr	9,05	9,37	9,76	9,75	9,19	10,58	9,89	8,91
Nd	37,5	41,2	42	41,3	39,1	45,5	42,7	38,4
Sm	8,23	8,48	9,1	9,11	8,58	9,68	9,45	8,01
Eu	1,85	1,95	2,01	2,03	1,91	2,14	2,04	1,76
Gd	7,55	7,91	8,3	8,45	7,92	9,23	8,68	7,73
Tb	1,20	1,24	1,29	1,31	1,22	1,42	1,31	1,18
Dy	6,72	7,07	7,32	7,23	6,94	8,11	7,43	6,73

Tabla 5.1 (Continuación).

Muestra	PM170714-3Q	PM170714-4Q	PM170714-5Q	PM170714-6Q	PM170714-7Q	PM170714-8Q	PM170714-9Q	PM190614-1Q
Ho	1,36	1,40	1,49	1,50	1,44	1,67	1,51	1,38
Er	3,85	4,02	4,08	4,1	3,95	4,5	4,12	3,74
Tm	0,59	0,60	0,62	0,62	0,59	0,68	0,64	0,59
Yb	3,55	3,56	3,94	3,82	3,63	4,36	3,94	3,45
Lu	0,58	0,60	0,63	0,61	0,60	0,70	0,63	0,58
Mo	2,2	1,7	2,2	1,7	2	2,2	1,8	2,1
Cu	235,3	234,8	272,5	261,1	263,6	247	205,6	239,6
Pb	4,3	4,4	2,2	2,2	2,6	3,2	4,4	3,7
Zn	76	80	89	97	85	99	80	80
Ni	11,4	10,6	12,1	12,2	12,1	9,1	9,3	12,9
As	3,5	3,4	2,1	2,3	2,9	3,2	2,9	5,6
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1
Bi	<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
Au	2	3,3	2,1	0,5	3,2	<0,5	0,7	1,3
Hg	<0,01	<0,01	<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	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

## 6.2.2. ELEMENTOS MAYORES

Las rocas de la unidad Lavas Las Pataguas muestran un contenido de SiO<sub>2</sub> que varía entre 52,70 y 54,90%, de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 15,58 y 16,78%, de Na<sub>2</sub>O entre 3,56 y 4,00%, de K<sub>2</sub>O entre 2,00 y 2,25% y de MgO% entre 2,67 y 3,46.

En la Tabla 6.2 se muestran los rangos composicionales de los elementos mayores en las rocas de la unidad Lavas Las Pataguas. Además, se muestran los promedios y la desviación estándar de los 16 valores geoquímicos.

Tabla 6.2: Rangos composicionales de elementos mayores las rocas de la unidad Lavas Las Pataguas. Se incluye el valor promedio y la desviación estándar entre los 16 datos inéditos. Todos los datos se encuentran normalizados.

Elemento	Valor mínimo (%wt)	Valor máximo (%wt)	Valor promedio (%wt)	Desviación estándar
SiO <sub>2</sub>	52,70	54,90	53,57	0,55
TiO <sub>2</sub>	1,87	2,04	1,92	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,58	16,78	16,01	0,32
FeO <sup>T</sup>	7,64	10,95	10,00	0,71
MnO	0,17	0,34	0,22	0,05
MgO	2,67	3,46	3,03	0,26
CaO	7,47	8,02	7,64	0,16
Na <sub>2</sub> O	3,56	4,00	3,69	0,10
K <sub>2</sub> O	2,00	2,25	2,13	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,66	0,75	0,68	0,02

El diagrama de clasificación TAS (*Total alkali silica*, Le Bas *et al.*, 1986 en [Le Maitre, 2002](#)) clasifica a las rocas de la unidad Lavas Las Pataguas como traquiandesitas basálticas. Estas se ubican justo sobre la curva divisoria de campos en alcalinos y subalcalinos/oleíticos del diagrama (Irvine y Baragar, 1971 en [Rollinson, 1993](#)) por lo que no se puede dejar clara su afinidad alcalina según este parámetro (Figura 6.13), aunque son claramente más alcalinas resto de las rocas volcánicas miocenas de Chile Central, incluyendo las muestras del lacolito que intruye en el Morro Negro Negro, el cual es de composición basáltica.

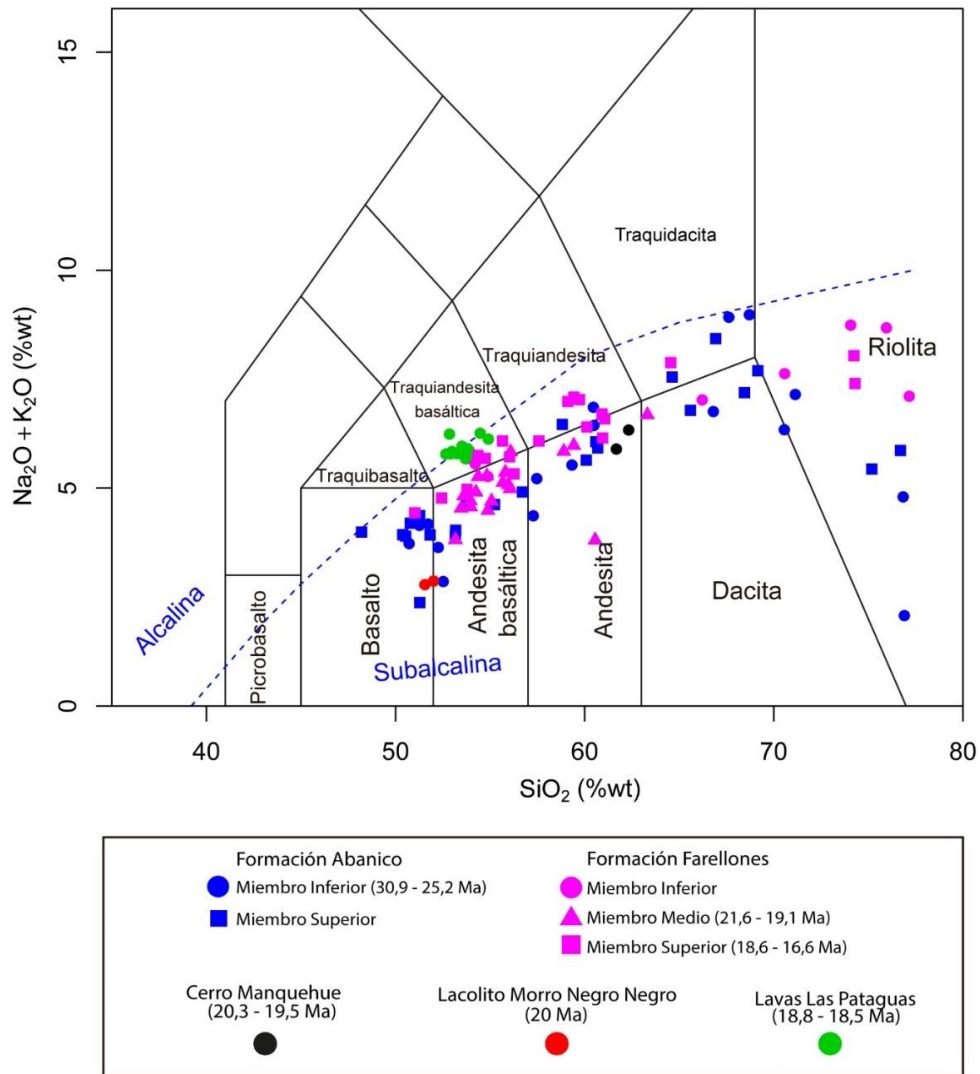


Figura 6.13: Diagrama TAS (*total alkali vs. sílice*, Le Bas *et al.*, 1986 en Le Maitre, 2002) de la unidad Lavas Las Pataguas, donde también se observan las formaciones Abanico y Farellones, el lacolito Morro Negro Negro y el Cerro Manquehue. Se indica la división de campos en alcalino y subalcalino (Irvine y Baragar, 1971 en Rollinson, 1993). Datos extraídos de Kay y Kurtz (1995)<sup>1</sup>, Sellés (1999), Fuentes *et al.* (2000), Carrasco (2000), Wall y Lara (2001), Nyström *et al.* (2003), Vergara *et al.* (2004) y Kay *et al.* (2005).

Por otro lado, el diagrama de sílice versus K<sub>2</sub>O que divide los campos en toleítico, calcoalcalino, calcoalcalino de alto K y shoshonítico (Peccerillo y Taylor, 1976 en Rollinson, 1993; Le Maitre, 2002) indica que las rocas de Lavas Las Pataguas caen en la serie calcoalcalina de alto K (Figura 6.14), mientras que la norma CIPW indica que las rocas no tienen nefelina normativa, hecho que las clasificaría como subalcalinas.



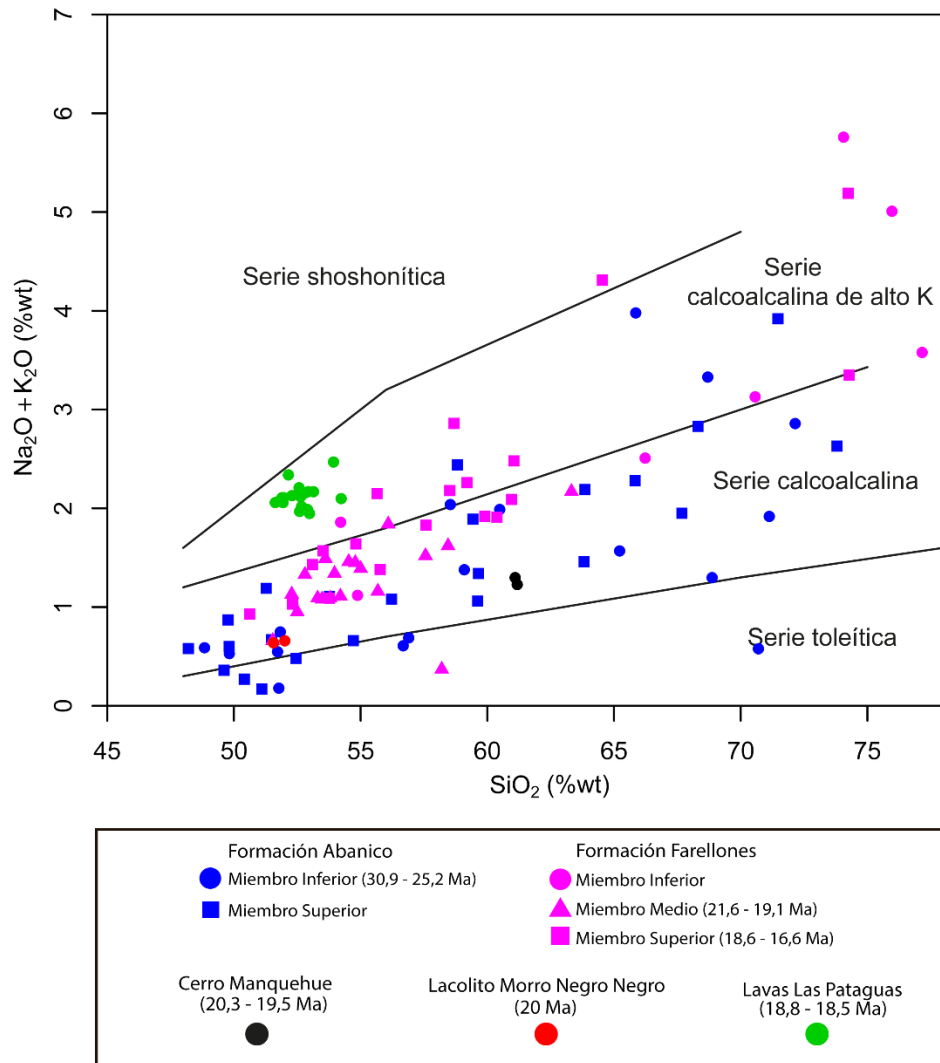


Figura 6.14: Diagrama de clasificación  $\text{K}_2\text{O}$  (wt%) vs.  $\text{SiO}_2$  (wt%) (Peccerillo y Taylor, 1976 en Rollinson, 1993; Le Maitre 2002) de la unidad Lavas Las Pataguas, donde también se observan las formaciones Abanico y Farellones, el lacolito Morro Negro Negro y el Cerro Manquehue. Datos extraídos de Kay y Kurtz (1995)<sup>1</sup>, Sellés (1999), Fuentes *et al.* (2000), Carrasco (2000), Wall y Lara (2001), Nyström *et al.* (2003), Vergara *et al.* (2004) y Kay *et al.* (2005).

Los contenidos de  $\text{SiO}_2$  son bastante similares en todas las muestras (desviación estándar de 0,55 con valor mínimo de 52,69% y máximo de 54,90%). Lo mismo ocurre con la mayoría de los óxidos por lo que un diagrama de variación de elementos mayores versus  $\text{SiO}_2$  (diagrama Harker) no sería útil para interpretaciones. Aun así, se observan diferencias de hasta 24% en el número magnésico ( $100\% \cdot \text{Mg}/[\text{Mg} + \text{FeO}^T]$ ), los cuales son menores para las muestras del sector este del afloramiento de LLP (Figura 6.15).

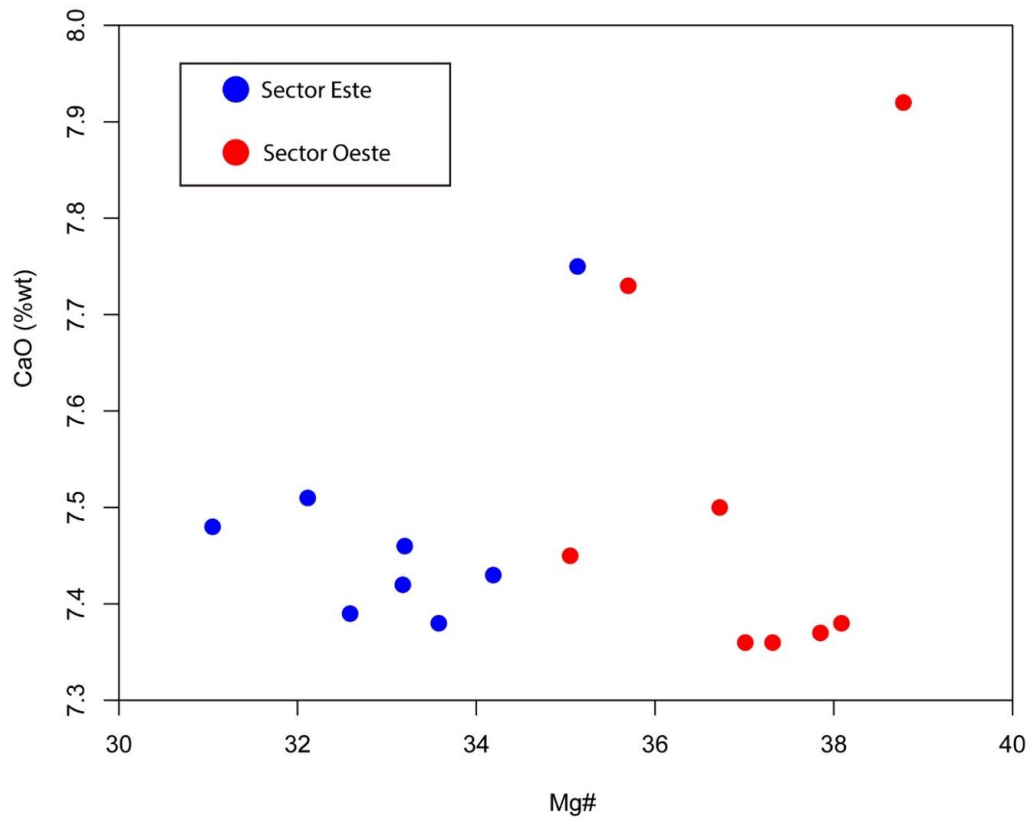


Figura 6.15: Diagrama de CaO (wt%) vs. Mg# de LLP. Se observa que las muestras del sector este tienen un Mg# menor que las del sector oeste.

Los contenidos de álcalis son bastante altos (en promedio 5,70% de  $K_2O + Na_2O$ ). Sin embargo, en la Figura 6.16 se observa que esto se ve más influenciado por las concentraciones de  $K_2O$ , las cuales son altas para las cantidades de  $SiO_2$  de la roca (2,00–2,25%), más que por las de  $Na_2O$ , que se ubican levemente sobre el medio de las rocas volcánicas miocenas de Chile Central (3,56–4,00%).

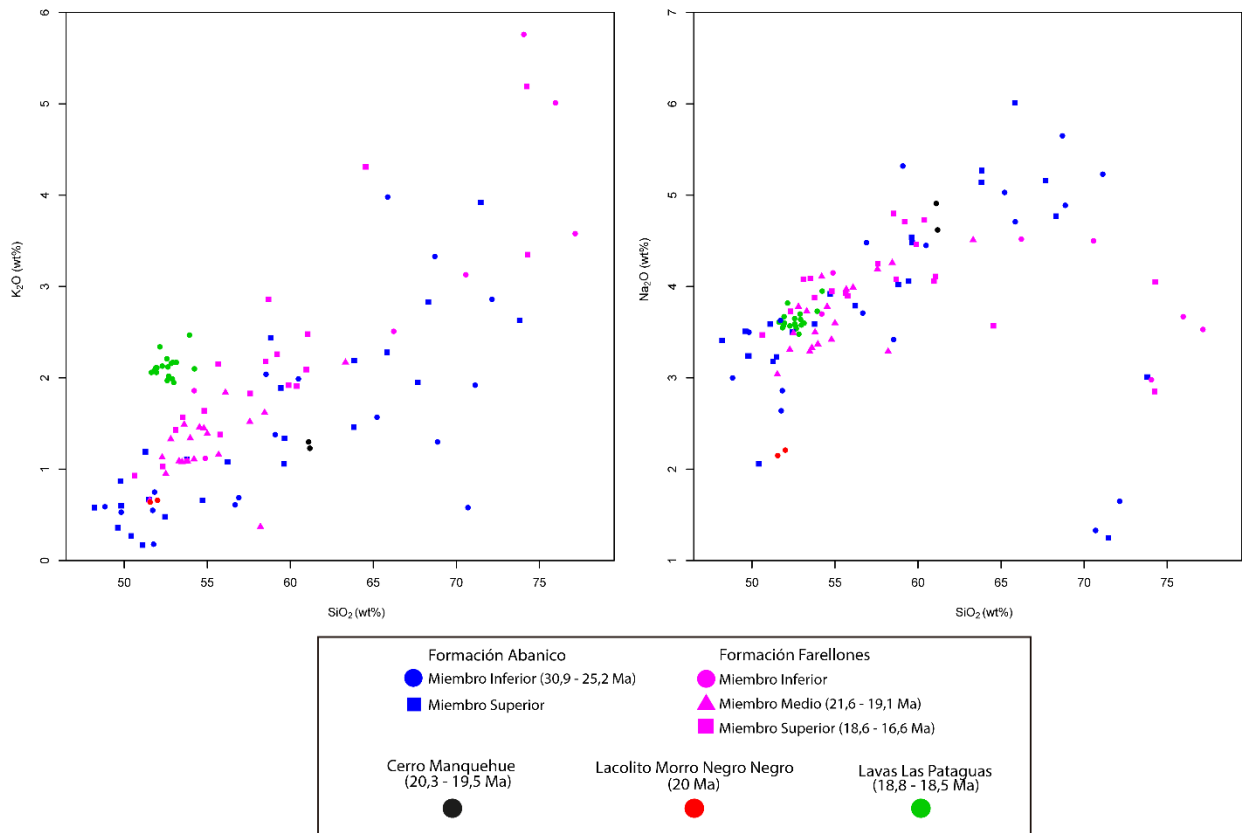


Figura 6.16: Concentraciones de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  (wt%) vs.  $\text{SiO}_2$  (wt%) para las muestras de LLP donde también muestran las formaciones Abanico y Farellones, el lacolito Morro Negro Negro y el Cerro Manquehue. Se observa que las concentraciones de  $\text{K}_2\text{O}$  son bastante altas para los contenidos de  $\text{SiO}_2$ , pero las de  $\text{Na}_2\text{O}$  cumplen con la media de las rocas volcánicas miocenas de Chile Central. Datos extraídos de Kay y Kurtz (1995)<sup>1</sup>, Sellés (1999), Fuentes *et al.* (2000), Carrasco (2000), Wall y Lara (2001), Nyström *et al.* (2003), Vergara *et al.* (2004) y Kay *et al.* (2005).

Por otro lado, los contenidos de  $\text{P}_2\text{O}_5$  y  $\text{TiO}_2$  son bastante altos, siendo las rocas volcánicas de mayor concentración en estos elementos comparadas con el lacolito Morro Negro Negro, Cerro Manquehue y formaciones Abanico y Farellones. Con las concentraciones de Ni y Cr, en cambio, ocurre lo contrario: sus contenidos son muy bajos (en promedio 12 ppm de Ni y 17 ppm de Cr), ubicándose entre las rocas volcánicas miocenas con los valores más bajos para las concentraciones de  $\text{SiO}_2$  que presentan (Figura 6.17), y siendo el lacolito Morro Negro Negro el que tiene las concentraciones más altas.

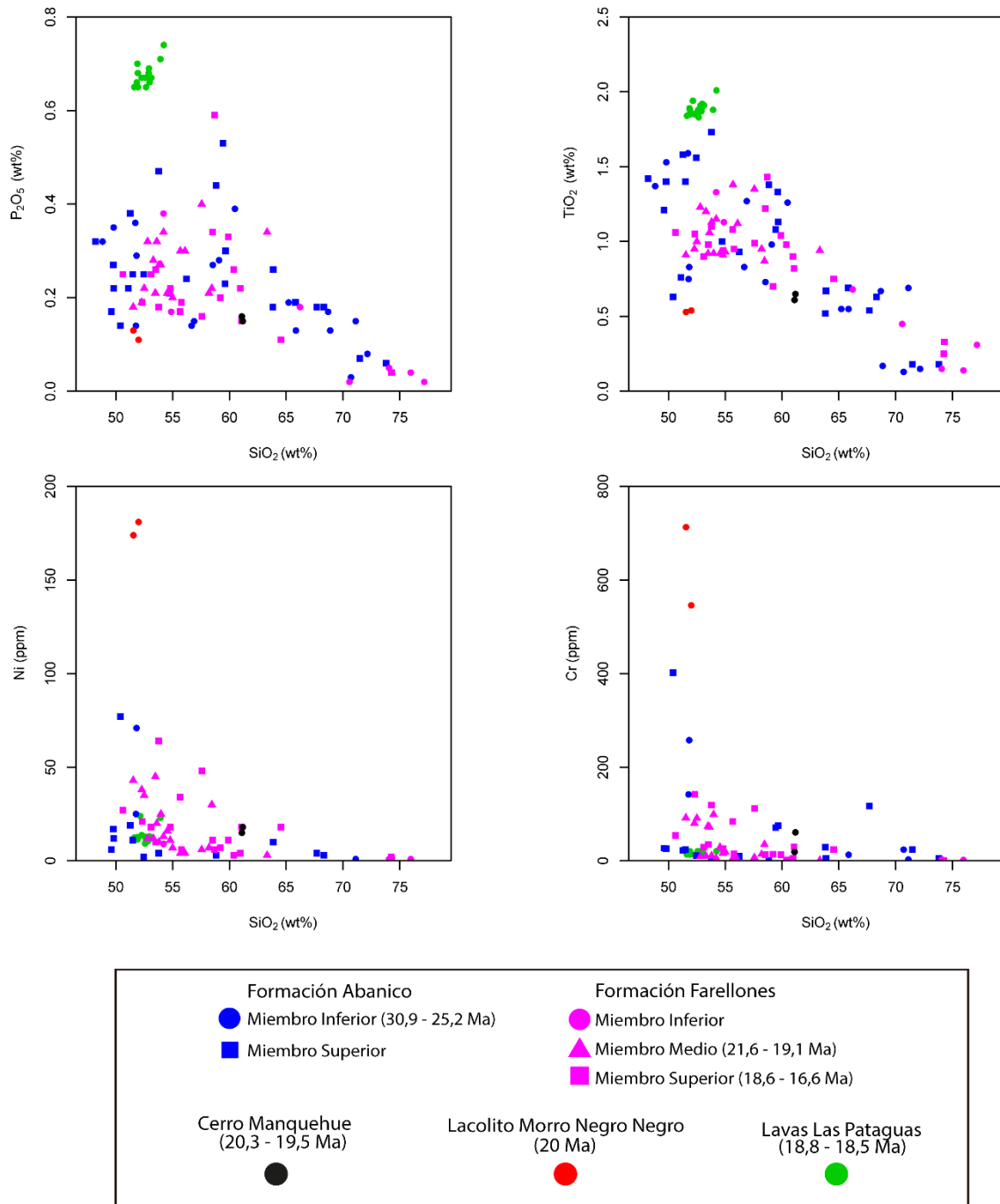


Figura 6.17: Contenidos de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (wt%), TiO<sub>2</sub> (wt%), Ni (ppm) y Cr (ppm) vs. SiO<sub>2</sub> (wt%) de la unidad Lavas Las Pataguas donde también se observan las formaciones Abanico y Farellones, el lacolito Morro Negro Negro y Farellones el Cerro Manquehue. Se observa que las concentraciones de TiO<sub>2</sub> y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (wt%) son las más altas, pero las de Ni y Cr (ppm), las más bajas para las concentraciones de SiO<sub>2</sub> (wt%) respectivas. Datos extraídos de Kay y Kurtz (1995)<sup>1</sup>, Sellés (1999), Fuentes *et al.* (2000), Carrasco (2000), Wall y Lara (2001), Nyström *et al.* (2003), Vergara *et al.* (2004) y Kay *et al.* (2005).

### 6.2.3. ELEMENTOS TRAZAS Y TIERRAS RARAS

Los contenidos de elementos trazas de la unidad LLP son bastante homogéneos con excepción del Ba y, en menor medida, el Rb, Sr y Zr y V, aunque no se observan tendencias según tipo de afloramiento o sector de la muestra. La Tabla 6.3 muestra los datos estadísticos de los elementos trazas de la unidad:

Tabla 6.3: Rangos composicionales de los elementos trazas de las rocas de la unidad Lavas Las Pataguas (en ppm). Se incluye el valor promedio y la desviación estándar entre los 16 datos inéditos.

Elemento	Valor mínimo (ppm)	Valor máximo (ppm)	Promedio (ppm)	Desviación estándar
Ba	384	667	472	79
Rb	56,2	71,1	65,8	3,8
Sr	390,6	430,6	406,0	11,1
Nb	10,1	11,2	10,8	0,3
Ta	0,6	0,8	0,7	0,1
Zr	263,5	289,3	278,1	7,7
Hf	6,9	8,1	7,5	0,3
Y	35,5	44,7	39,4	2,2
Th	7,8	9,1	8,9	0,4
Ni	9,1	13,8	11,8	1,3
Co	19,8	27,6	23,6	2,2
V	305	321	316	4
Sc	32	34	33	1
Ga	17,4	19,2	18,4	0,5
La	29,5	35,8	31,6	1,7
Ce	66,1	72,7	68,76	2,03
Pr	8,91	10,58	9,59	0,41
Nd	37,5	45,5	40,83	2,02
Sm	8,01	9,68	8,79	0,45
Eu	1,76	2,14	1,96	0,09
Gd	7,55	9,23	8,20	0,43
Tb	1,18	1,42	1,27	0,06
Dy	6,72	8,11	7,26	0,34
Ho	1,36	1,67	1,47	0,07
Er	3,74	4,5	4,04	0,18
Tm	0,59	0,68	0,62	0,03
Yb	3,45	4,36	3,79	0,22
Lu	0,58	0,7	0,61	0,03

El diagrama de tierras raras muestra un enriquecimiento mayor a cien veces de las tierras raras livianas (LREE) y de treinta veces de las pesadas (HREE) con respecto al condrito, teniendo una pendiente mucho mayor al patrón plano característico de la Formación Abanico y similar a la de la Formación Farellones, con excepción de la pronunciada pendiente que se observa en el miembro superior de esta (Figura 6.18).

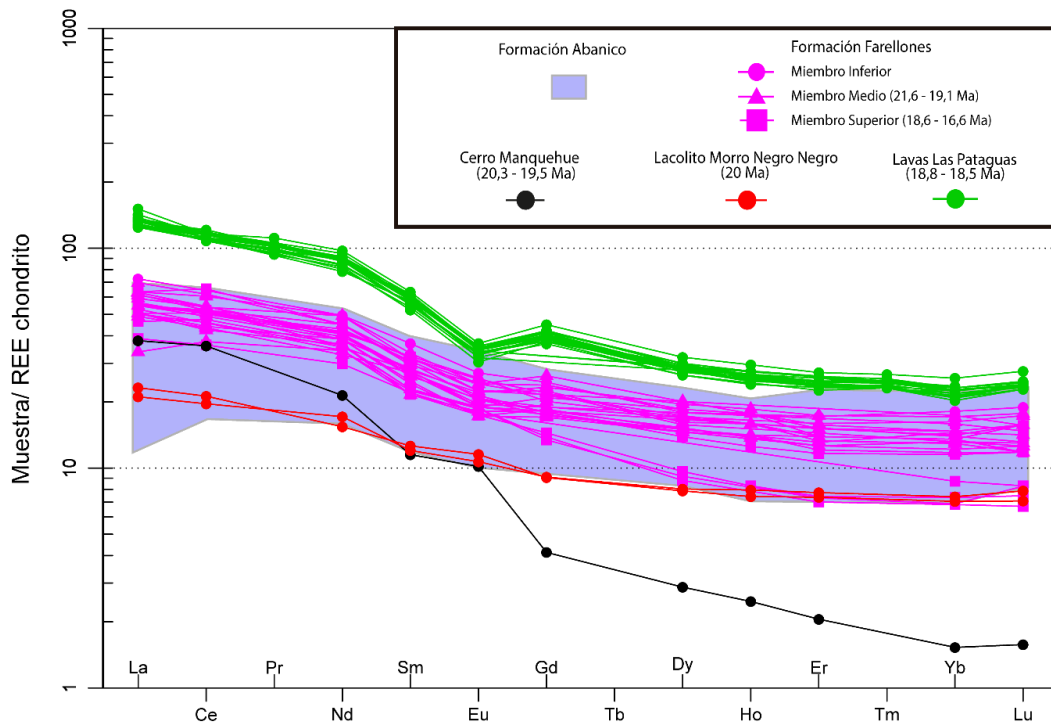


Figura 6.18: Diagrama de tierras raras de LLP normalizado al condrito de Sun y McDonough (1989). También se observan las formaciones Abanico y Farellones, el lacolito Morro Negro Negro y el Cerro Manquehue. Datos extraídos de Kay y Kurtz (1995)<sup>1</sup>, Sellés (1999), Fuentes *et al.* (2000), Carrasco (2000), Wall y Lara (2001), Nyström *et al.* (2003), Vergara *et al.* (2004) y Kay *et al.* (2005).

Se observa un enriquecimiento de tierras raras livianas con una razón La/Sm que varía entre 3,7 y 3,5 (promedio de 3,6). Por otro lado, las tierras raras pesadas presentan un patrón más plano con una razón Sm/Yb que varía de 2,2 a 2,4 (promedio de 2,3). La anomalía negativa de Eu es común en todas las muestras (Figura 6.19). Además se observa que, en general, las muestras de LLP se encuentran bastante enriquecidas en REE con respecto a las demás rocas ígneas cenozoicas de Chile Central.



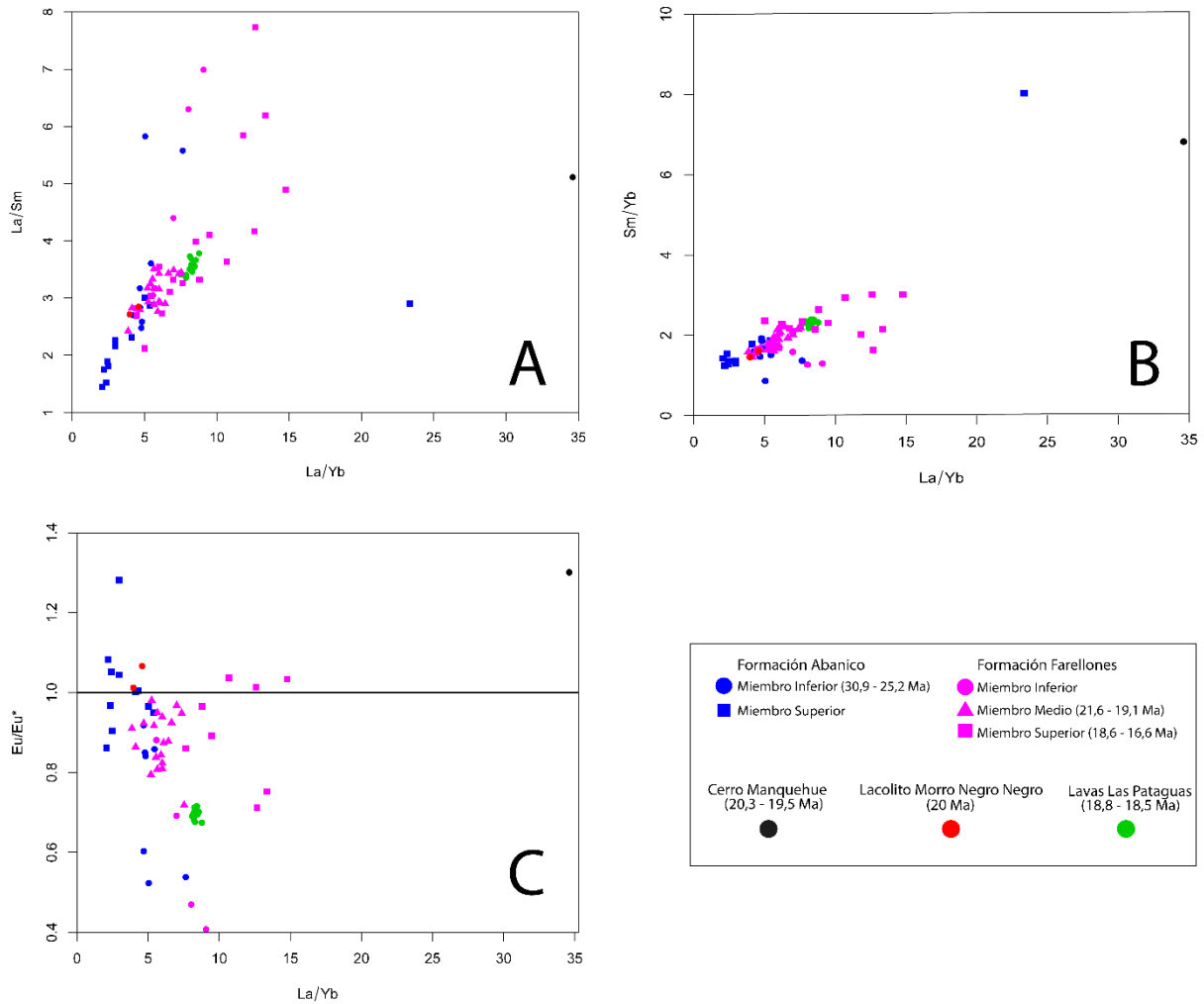


Figura 6.19: Variación de razones de REE vs. La/Yb de la unidad Lavas Las Pataguas, donde también se observan las formaciones Abanico y Farellones, el lacolito Morro Negro Negro y el Cerro Manquehue. A) La/Sm vs. La/Yb, B) Sm/Yb vs. La/Yb, y C) Eu/Eu\* vs. La/Yb (con respecto al condrito de [Sun y McDonough \(1989\)](#)). Datos extraídos de [Kay y Kurtz \(1995\)<sup>1</sup>](#), [Sellés \(1999\)](#), [Fuentes et al. \(2000\)](#), [Carrasco \(2000\)](#), [Wall y Lara \(2001\)](#), [Nyström et al. \(2003\)](#), [Vergara et al. \(2004\)](#) y [Kay et al. \(2005\)](#).

El diagrama multielementos indica un fuerte enriquecimiento en elementos móviles (Cs, Rb, Ba, K), alcanzando hasta 200 veces el manto primitivo de [McDonough y Sun \(1995\)](#). Además, se observa una evidente anomalía negativa en Nb y Ti, con una positiva de Ta (Figura 6.20).

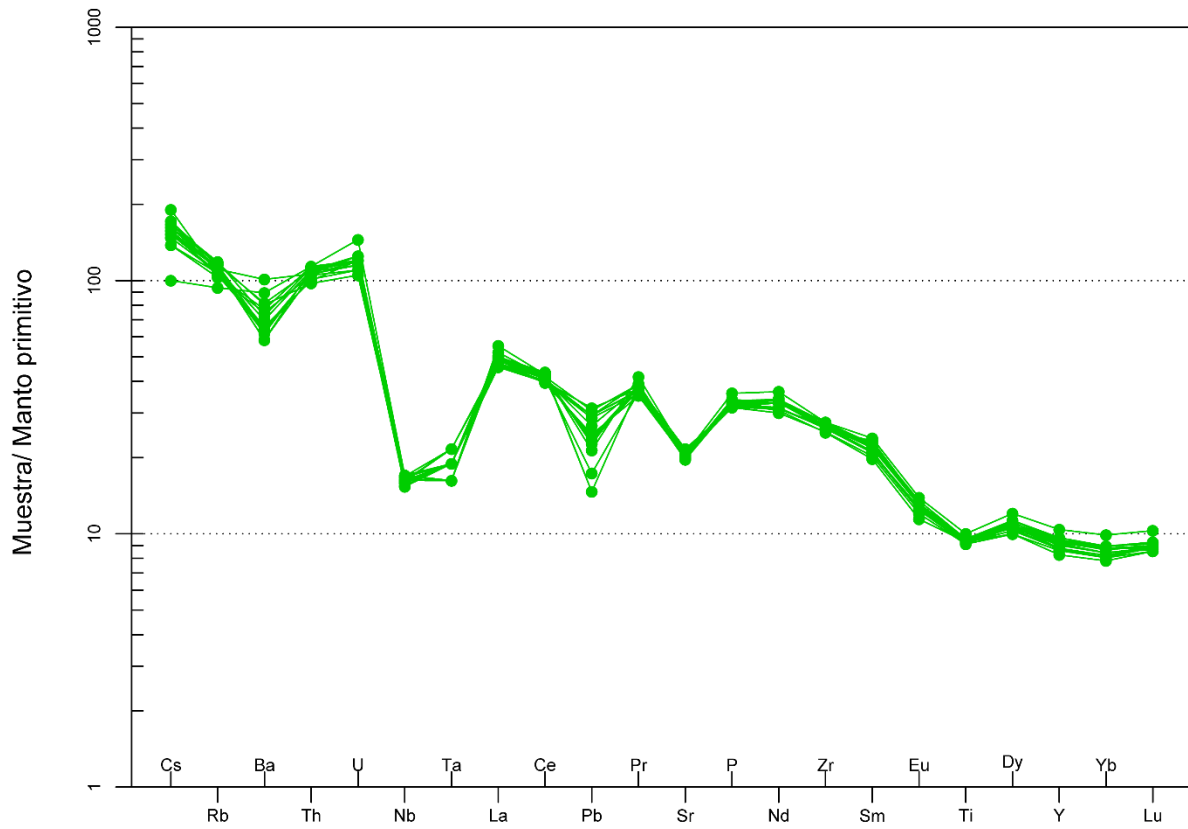


Figura 6.20: Diagrama de multielementos de LLP normalizado al manto primitivo de [McDonough y Sun \(1995\)](#).

## 7. GEOCRONOLOGÍA

Wall *et al.* (1996) realizaron dataciones radiométricas K-Ar, indicando valores de  $13,4 \pm 1,4$  Ma en plagioclasa y de  $18,8 \pm 0,8$  Ma en roca total. Wall y Lara (2001) repitieron el análisis en la misma muestra (RW-670), y realizaron nuevas en otra (RW-674), obteniéndose valores promedios de  $18,5 \pm 0,5$  Ma en roca total y  $12,7 \pm 1,0$  Ma en plagioclasa. Estos autores indican que la gran cantidad de fracturas en las plagioclasas podrían haber favorecido a la pérdida de Ar radiogénico durante el ascenso del magma, por lo que la edad de ca. 18 Ma sería la edad más confiable.

En este trabajo se realizaron tres dataciones mediante el método radioisotópico  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en roca total. Los resultados son coincidentes con las dataciones históricas anteriores, confirmando la edad Mioceo Inferior de la unidad. Se observaron disturbios isotópicos en una de las dataciones, lo cual impidió obtener un resultado analíticamente confiable, aun cuando la edad es coincidente a la de los otros dos análisis.

Las edades inéditas obtenidas, junto a las de trabajos anteriores se muestran en la Tabla 7.1, mientras que las edades de los espectros e isócronas se encuentran en la Figura 7.1.

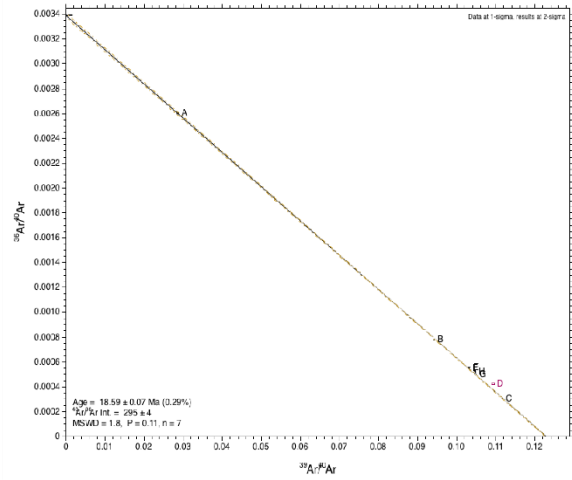
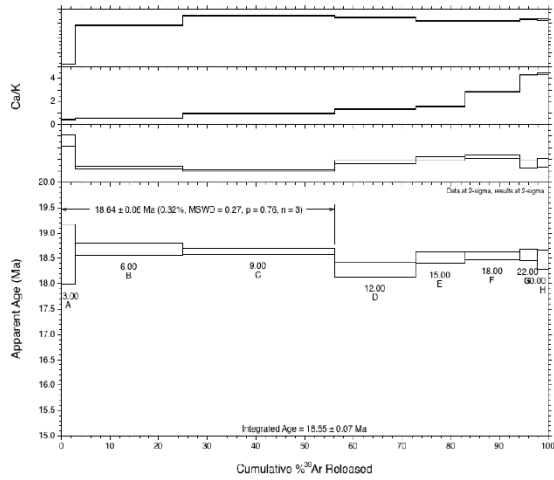
Tabla 7.1: Edades K/Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de la Unidad Lavas Las Pataguas. Análisis de Wall *et al.* (1996) y Wall y Lara (2001) realizados por C. Pérez de Arce en espectrómetro de masas AE1, modelo MS-10S. El análisis de este trabajo fue realizado por Marcelo Yáñez B. y Carlos Pérez de Arce R. en un espectrómetro de masa MAP-215-50 con razón 40/36 de argón atmosférico de  $295,5 \pm 0,5$ . Los espectros e isócronas se encuentran en la Figura 7.1.

\*: Edad de isócrona combinada.

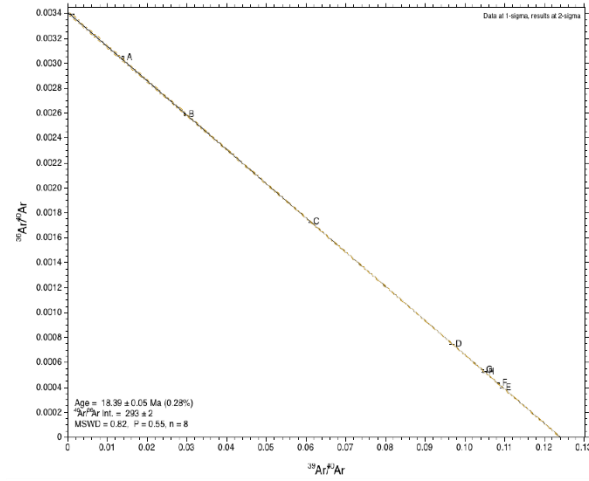
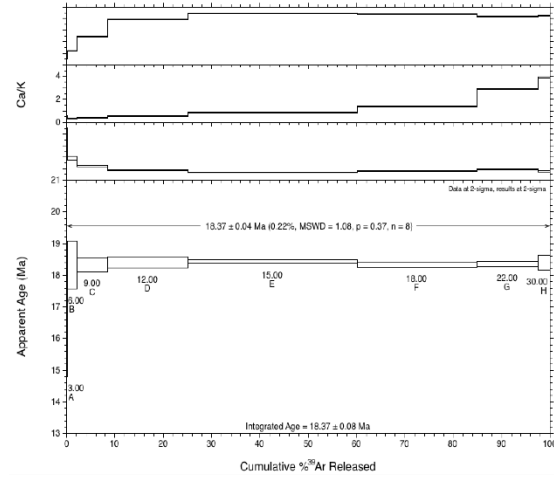
\*\* : Analíticamente no confiable debido a detección de excesos de argón y a la no detección de la isócrona combinada.

Muestra	Edad K-Ar (Ma)	Edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Ma)			Referencia
		Isócrona	Espectro		
			Integrado	Plateau	
RW-670	$18,8 \pm 0,8$	-	-	-	Wall <i>et al.</i> (1996)
RW-670	$18,3 \pm 0,7$	-	-	-	Wall y Lara (2001)
RW-670	$17,8 \pm 0,7$	-	-	-	Wall y Lara (2001)
RW-674	$13,4 \pm 1,4$	-	-	-	Wall <i>et al.</i> (1996)
RW-674	$12,0 \pm 1,5$	-	-	-	Wall y Lara (2001)
RW-674	$14,8 \pm 1,8$	-	-	-	Wall y Lara (2001)
PM150714-1D	-	$18,58 \pm 0,05^*$	$18,55 \pm 0,07$	$18,64 \pm 0,06$	Este trabajo
PM160714-5D	-	$18,39 \pm 0,05$	$18,37 \pm 0,08$	$18,37 \pm 0,04$	Este trabajo
PM170714-4D	-	$18,60 \pm 0,08^{**}$	$19,43 \pm 0,06$	-	Este trabajo

### PM150714-1D



### PM160714-5D



### PM170714-4D

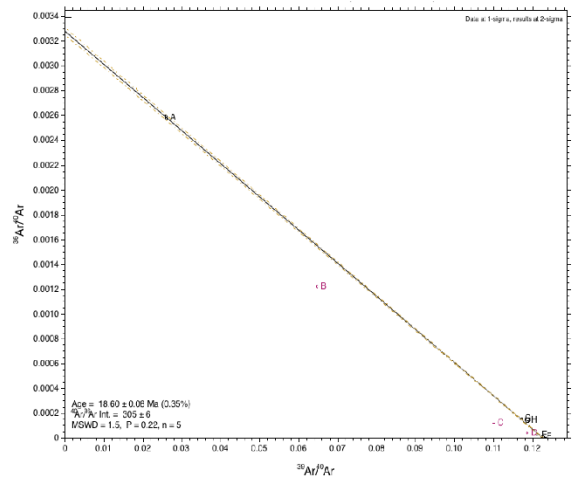
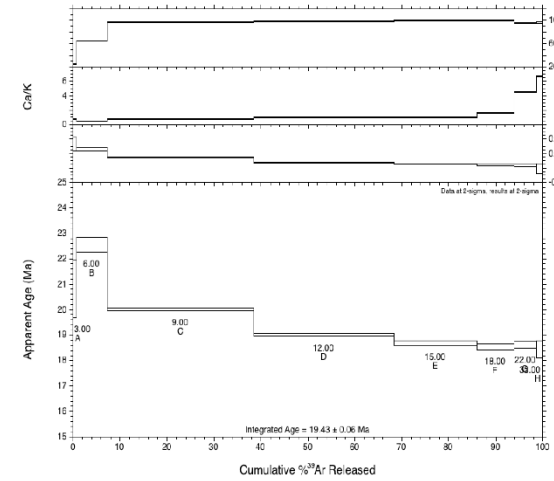


Figura 7.1: Espectros e isócronas  $^{40}Ar/^{39}Ar$  de las muestras de Lavas Las Patugas.

## 8. DISCUSIONES

### 8.1. PETROGRAFÍA

La zonación normal en los fenocristales de plagioclasa de Lavas Las Pataguas es frecuente. Lo anterior puede ser explicado por un rápido ascenso del magma, lo cual conllevó a una difusión química incompleta desde el centro de la fase mineral hacia su borde. Además, las zonaciones oscilatorias que se observaron en algunos fenocristales de plagioclasa puede estar relacionado a fluctuaciones de presión debido a ingreso de agua al sistema ( $P_{H_2O}$ ), hecho que no debe sorprender debido a la posición longitudinal de la unidad en el antearco, donde el proceso de erosión por subducción deshidrata los sedimentos que arrastra desde la fosa e incluye el  $H_2O$  al manto litosférico (Stern, 1991; Kay *et al.*, 2005; Stern, 2011). Este proceso también explicaría la zonación normal en fenocristales de augita.

La ausencia de xenolitos, además del aparente rápido ascenso de magma, indicaría que no hubo contaminación cortical durante el emplazamiento de la unidad o que esta no tuvo un rol fundamental en la unidad. Sin embargo, la textura porfídica de la roca y la ausencia casi total de vidrio indicarían que este ascenso no fue tan rápido, ya que, en ese caso, no habría zonación en los fenocristales y solo se observaría la composición más primaria de estos.

Además, como indican Wall y Lara (2001), con los bajos contenidos de K, reflejados en un bajo porcentaje de ortoclasa (%Or de 0,2 – 0,3%) y la gran cantidad de microfracturas, es posible que las plagioclasas hayan perdido parte significativa de Ar radiogénico, proceso que requiere un cierto tiempo de residencia de estos fenocristales y que explicaría por qué presentan una edad menor a la roca total (ca. 13 Ma).

Por otro lado, la alcalinidad de la roca se puede concluir, petrográficamente, por la presencia de olivino, clinopiroxeno y plagioclasas sódicas en la masa fundamental, además de la ausencia de ortopiroxeno en la roca.

### 8.2. QUÍMICA MINERAL Y GEOTERMÓBAROMETRÍA

Si bien las cantidades de Ti en las augitas no son lo suficientemente altos, la presencia de estas con un contenido de Na más alto que lo normal y de anortoclasas en la masa fundamental de la roca, además de los altos contenidos de  $TiO_2$  (hasta 2,01%wt) y  $P_2O_5$  (hasta 0,74%wt), también indican alcalinidad de la roca.

En este sentido, la relación positiva entre los contenidos de K de la roca total y de las plagioclasas pareciera indicar que los altos contenidos de este óxido se encuentran albergados en las anortoclasas de la masa fundamental.

Por otro lado, los altos contenidos de  $\text{TiO}_2$  de los óxidos de Fe-Ti (titanomagnetitas) indicarían que son los responsables de las elevadas concentraciones de este óxido en la roca total, lo cual también pareciera observarse en las augitas, aunque en menor grado.

El análisis de equilibrio mineral-líquido, mediante los respectivos coeficientes de distribución, indica que las fases minerales están en equilibrio con su líquido. El análisis de geotermómetros señala que los olivinos se formaron a temperaturas cercanas a los  $1200^\circ\text{C}$  (en promedio  $1193^\circ\text{C}$ ), mientras que las augitas se habrían formado, posteriormente, a temperaturas menores a  $1050^\circ\text{C}$  (en promedio  $1030^\circ\text{C}$ ). Las plagioclasas, en tanto, parecieran no estar en equilibrio con el líquido, ya que el coeficiente de distribución no se condice con la temperatura estimada. La presión utilizada para estas estimaciones fue de 12 kbar (o 1,2 GPa) ya que análisis de velocidad de ondas P y S realizadas por [Fariás et al. \(2010\)](#) indican que la placa subductada se encuentra, en el antearco, a 40 km de profundidad. Luego, asumiendo que cada 10 km de profundidad hay 3 kbar adicionales de presión y que la fusión parcial fue originada, como máximo, a esa profundidad, 12 kbar es un valor de presión válido. Además, realizando un análisis iterativo entre presión y temperatura, se obtienen presiones de 11 a 12 kbar (1,1 a 1,2 GPa), lo cual es coincidente con el supuesto. El aparente desequilibrio entre los fenocristales de plagioclasa y el líquido puede haberse producido por diferencias en la fugacidad de oxígeno y a la gran cantidad de microfracturas que habría permitido la pérdida de Ar radiogénico, cambiando las condiciones y produciendo el desequilibrio con el líquido. Este proceso explicaría la frecuente zonación normal en las plagioclasas y la existencia de titanomagnetitas con Cr en contacto con estas, característica no observable en las que están en contacto con las augitas.

Los coeficientes de distribución ( $K_d$ ) de augitas y olivinos son levemente más altos que los sugeridos para el equilibrio, aunque están dentro de los rangos de error que sugiere la bibliografía ([Roeder y Emslie, 1970](#); [Grove et al., 1997](#); [Best, 2003](#); [Putirka, 2008](#); [Filiberto y Dasgupta, 2011](#); entre otros). El diagrama de Rhodes ([Dungan et al. 1978](#); [Rhodes et al., 1979](#)), el cual grafica el número magnésico del olivino versus el de la roca total, puede identificar, basado en el  $K_d$ , el proceso que domina al olivino. Para los olivinos de LLP, el diagrama de Rhodes (Figura 8.1) sugiere que el proceso dominante es una diferenciación, en sistema cerrado, de esta fase mineral.

En este sentido, una diferenciación del olivino, sumado a la poca cantidad de este fenocristal en la roca total (<1%) y a la ausencia de Cr en las augitas de LLP de acuerdo al análisis en SEM-EDS puede explicar los bajos contenidos de Cr en los análisis de roca total (<25 ppm). Se sugiere que el poco Cr que contiene la roca está presente en las titanomagnetitas en contacto con plagioclasas. Este proceso de diferenciación no se descarta para el clinopiroxeno, lo cual, además del Cr, explicaría los bajos contenidos de



Ni (<20 ppm), elemento que no registra el SEM-EDS ya que no otorga el análisis del NiO. Estas características juntas con el bajo número magnésico de la roca (<40) se explicaría, también, por una cristalización fraccionada de los clinopiroxenos y olivinos, aumentando, además, los contenidos de sílice de la roca.

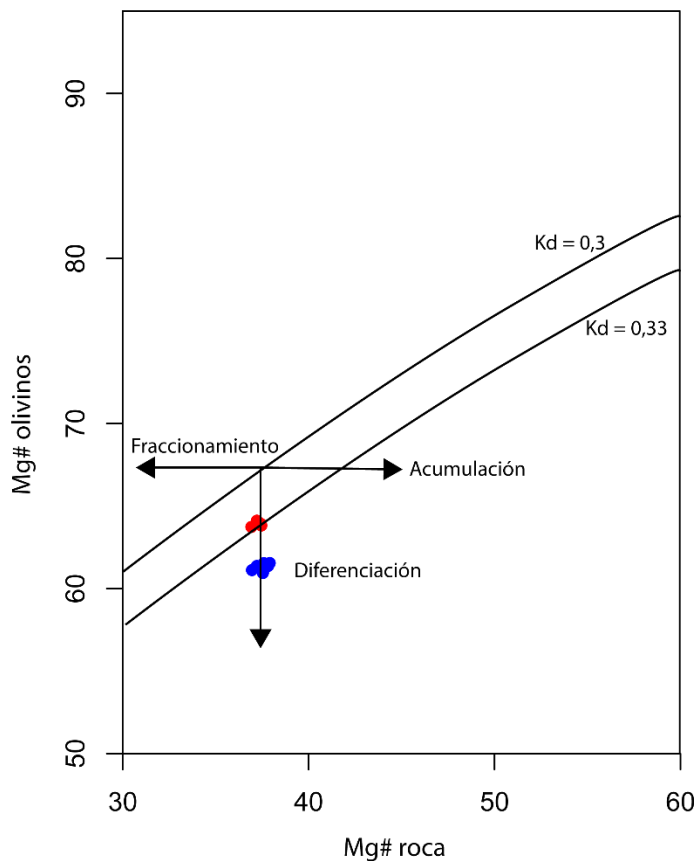


Figura 8.1: Diagrama de Rhodes para los olivinos de LLP. Los círculos rojos corresponden a los olivinos a los cuales se les aplicó el geotermómetro de [Putirka et al. \(2007\)](#), y los azules, los que no. Adaptado de [Rhodes et al. \(1979\)](#) y [Putirka \(2008\)](#).

### 8.3. PETROGÉNESIS

El modelo numérico de fusión parcial fue realizado a través de la ecuación de [Shaw \(1970\)](#) para la fusión no modal fraccionada (*non-modal fractional melting*) que se muestra a continuación:

$$C_f = \frac{C_0}{X} * \left[ 1 - \left( 1 - \frac{P * X}{C_0} \right) \right]^{\frac{1}{P}}$$

Donde  $C_0$  corresponde a la concentración inicial de la roca fuente,  $C_f$  a la concentración final,  $X$  a la variable grado de fusión parcial y  $P$  a la proporción de fundido de la roca (*bulk melting proportion*).

Las modas, coeficientes de partición y composiciones mantélicas fueron obtenidas de [McKenzie y O'Nions \(1995\)](#) y [Mertz et al. \(2001\)](#). Los parámetros se observan en las Tabla 8.1 y Tabla 8.2.

Tabla 8.1: Coeficientes de partición ( $K_d$ ) de minerales utilizados en el modelo de fusión parcial. Obtenidos de [McKenzie y O'Nions \(1995\)](#) y [Mertz et al. \(2001\)](#).

Elemento	Coeficientes de partición			
	Olivino	Ortopiroxeno	Clinopiroxeno	Espinela
La	0,0004	0,002	0,054	0,01
Ce	0,0005	0,003	0,098	0,01
Or	0,0008	0,0048	0,15	0,01
Nd	0,001	0,0068	0,21	0,01
Sm	0,0013	0,01	0,26	0,01
Eu	0,0016	0,013	0,31	0,01
Gd	0,0015	0,026	0,3	0,01
Tb	0,0015	0,019	0,31	0,01
Dy	0,0017	0,022	0,33	0,01
Ho	0,0016	0,026	0,31	0,01
Er	0,0016	0,003	0,3	0,01
Tm	0,0015	0,04	0,29	0,01
Yb	0,0015	0,049	0,28	0,01
Lu	0,0015	0,06	0,28	0,01

Si bien el hecho que Lavas Las Pataguas sea una roca con contenidos de sílice más altos que la de un basalto (andesita basáltica) impide desarrollar un modelo petrogenético en donde se pueda asegurar que el líquido origen es el primario, hay características geoquímicas que permiten considerar algunos supuestos.

Por un lado, al ser el Zr y el Y elementos incompatibles en las fases que se habrían fraccionado en LLP (olivino, plagioclasa y clinopiroxeno), el ratio Zr/Y no será distorsionado por cristalización fraccionada de estas fases. Además, el Zr es más incompatible en el manto que el Y por lo que la razón Zr/Y tenderá a ser más grande cuando el grado de fusión parcial sea menor ([Nicholson y Latin, 1992](#)). Por ende, grandes contenidos de  $Fe_2O_3$  y de Zr/Y indicarían altas presiones y/o bajos grados de fusión parcial ([Espinoza et al., 2005](#)). En el caso de LLP, las razones de Zr/Y y  $Fe_2O_3$  (Figura 8.2A) son las más altas de Chile Central. De hecho, son lo suficientemente altas como para alcanzar los valores de un magma alcalino según [Winchester y Floyd \(1977\)](#), y, como se indicó anteriormente, la presión estimada es baja (<2 GPa), por lo que un bajo grado de fusión parcial explicaría las elevadas concentraciones. Además, el gráfico de [Pearce \(1982\)](#), el cual muestra los grados de fusión a partir de las cantidades de Cr e Y,

indica que LLP se ubica bajo la curva y proyectada a grados de fusión parcial (X) menores al 3% (Figura 8.2B).

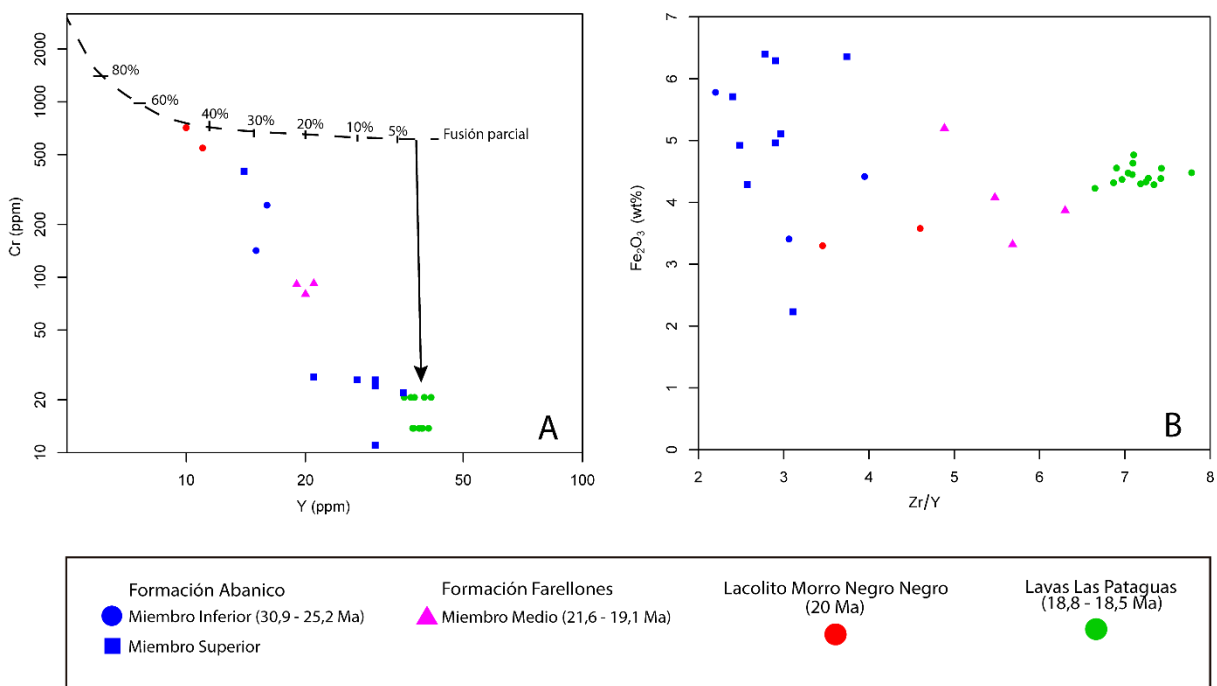


Figura 8.2: A) Gráfico logarítmico Cr vs Y (ppm) donde se observa la curva proyectada desde menos de 5% de tasa de fusión parcial para generar LLP. B) Gráfico Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. Zr/Y de LLP donde también se observan las formaciones Abanico y Farellones y el lacolito Morro Negro Negro. Si bien, [Rollinson \(1993\)](#), [Gill \(2010\)](#) y otros autores sugieren que el Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> es cerca de 0,1 veces el Fe total, para LLP se estimó mediante los datos de [Wall y Lara \(2001\)](#) donde se observa que la razón entre este óxido y el Fe total es, en valor promedio, de 0,4 (ver Anexo B: Resultados geoquímicos e isotópicos anteriores). Solo se graficaron las muestras con contenidos de SiO<sub>2</sub><53%wt y los datos fueron extraídos de [Kay y Kurtz \(1995\)](#)<sup>1</sup>, [Sellés \(1999\)](#), [Fuentes et al. \(2000\)](#), [Carrasco \(2000\)](#), [Wall y Lara \(2001\)](#), [Nyström et al. \(2003\)](#), [Vergara et al. \(2004\)](#) y [Kay et al. \(2005\)](#).

El diagrama de tierras raras muestra una baja razón MREE/HREE (Figura 6.18 y Figura 6.19), lo cual se traduce en una ausencia de granate en la fuente. Por lo anterior, el modelo fue aplicado a lherzolitas de espinela correspondiente a composiciones del manto primordial y fuentes de MORB y E-MORB de [Frey y Green \(1974\)](#) y [McKenzie y O'nions \(1995\)](#). Los parámetros utilizados se observan en la Tabla 8.1 y Tabla 8.2.

Tabla 8.2: Parámetros de roca utilizados en el modelo de fusión parcial obtenidos de McKenzie y O’Nions (1995) y Mertz *et al.* (2001).

	Parámetro	Lherzolita de espinela
Moda	Olivino	63%
	Clinopiroxeno	16%
	Ortopiroxeno	19%
	Espinela	2%
Proporciones de fundido ( $P_i$ )	Olivino	10%
	Clinopiroxeno	68%
	Ortopiroxeno	20%
	Espinela	2%

Como se observa en el modelo, la fuente que más se adecua a los contenidos de lantánidos de Lavas Las Pataguas, es la fuente de E-MORB (Figura 8.4), la cual corresponde a una fuente de MORB enriquecida en un 8% por un fluido metasomático rico en tierras raras (Mertz *et al.*, 2001). Desde esta fuente, una fusión parcial de aproximadamente un 5% genera las cantidades de HREE análogas a la unidad, pero con cantidades de LREE unas 20 veces más bajas. Para alcanzar el fuerte enriquecimiento en LREE, es entonces necesario, un posterior fraccionamiento de las fases primarias del líquido basáltico como olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y magnetita, proceso observable en la pendiente MREE/HREE y en la anomalía negativa de Eu (Figura 6.18 y Figura 6.19). Este fraccionamiento explicaría el enriquecimiento en los lantánidos, sílice relativo y álcalis, junto con disminuir el número magnésico y los contenidos de Ni y Cr, originando una roca más primitiva como lo es una andesita basáltica con número magnésico menor a 40, reforzando, así, la teoría de Wall y Lara (2001).

El modelo anterior se fortalece al analizar los datos isotópicos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  realizados por Wall y Lara (2001). Estos indican una heterogeneidad en la fuente mantélica entre el arco y antearco. Por un lado, para el arco, los contenidos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  a medida que los de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  disminuyen debido al engrosamiento cortical que ocurre desde el Oligoceno al Mioceno, y que se ve traducido en un paso de la Formación Abanico a la Formación Farellones, teniendo al intrusivo Cerro Manquehue como roca intermedia (Figura 8.5 y Anexo B: Resultados geoquímicos e isotópicos anteriores). Este engrosamiento cortical no puede relacionarse con Lavas Las Pataguas, ya que, en el antearco, el espesor de la corteza es mucho menor, por lo que, en esa posición, los bajos valores de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  se relacionarían a una fuente más enriquecida que la del arco.

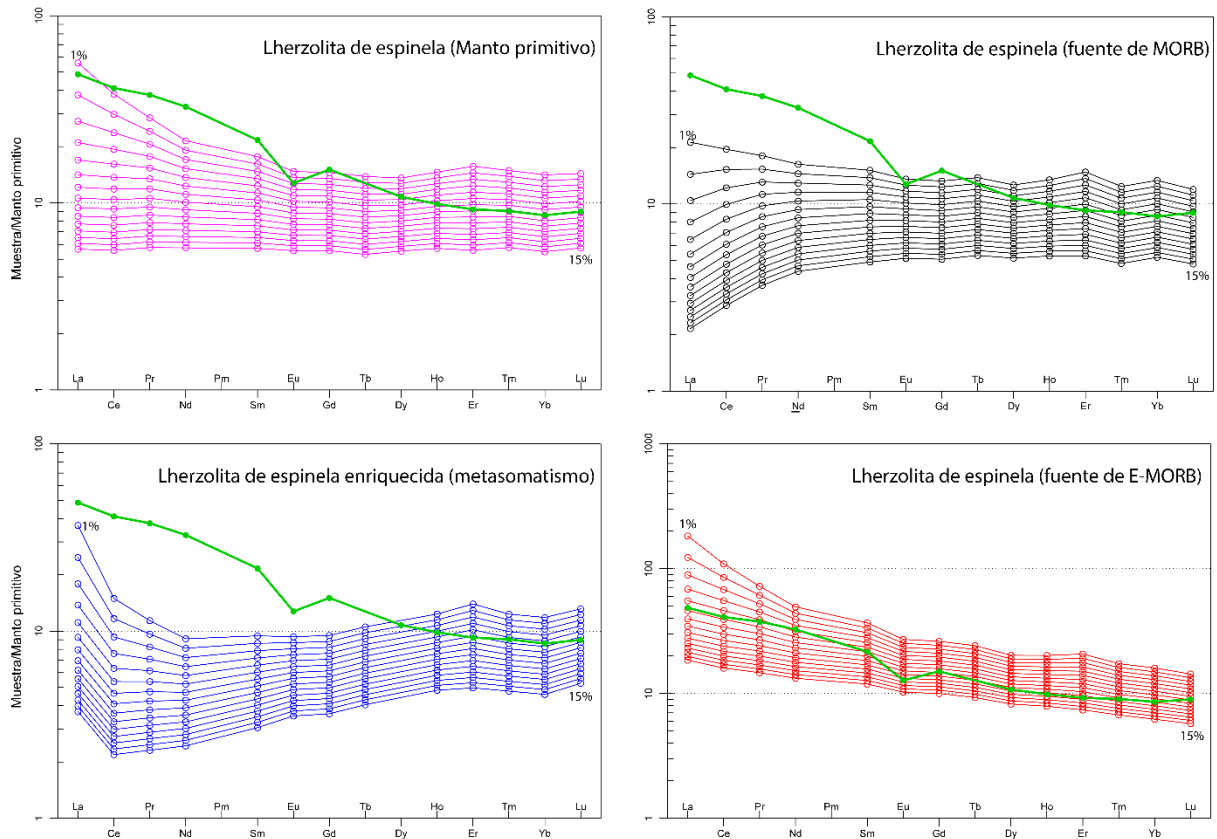


Figura 8.3: Modelo de fusión parcial de REE normalizado al manto primitivo de [McDonough y Sun \(1995\)](#) para las muestras de Lavas Las Pataguas. Las composiciones corresponden a una lherzolita de espinela del manto primitivo, fuente de MORB y fuente de E-MORB de [McKenzie y O'Nions \(1995\)](#) y [Mertz et al. \(2001\)](#) y fuente con metasomatismo de [Frey y Green \(1974\)](#). Los parámetros utilizados para el modelo se encuentran en las Tabla 8.1 y Tabla 8.2.

Luego, un manto más enriquecido que el del arco, como el que se utilizó en el modelo petrogenético (fuente E-MORB), se condice con las altas concentraciones de LREE y con los datos isotópicos de Lavas Las Pataguas. Esta fuente habría sufrido bajas tasas de fusión parcial (menores al 5%) y, el líquido originado, habría sufrido un intenso proceso de fraccionamiento de clinopiroxeno y olivino, el cual explicaría el aumento de sílice relativo, tierras raras livianas, la razón MREE/HREE y la disminución del número magnésico, Cr y Ni. El fraccionamiento de plagioclasa se observa en la anomalía negativa de Eu (Figura 8.4).

No se descarta esta hipótesis para la génesis del lacolito Morro Negro Negro, pero hay variadas características geoquímicas que sugieren que no son la misma fuente o que sufrieron procesos petrogenéticos muy distintos como la presencia de ortopiroxeno en el lacolito, número magnésico de 63 a 65%, contenidos de Ni de 181 ppm y de Cr de hasta 713 ppm, ausencia de la anomalía negativa de Eu, afinidad calcoalcalina y bajos contenidos de tierras raras (5,5 ppm de La) con una razón La/Yb de 3,96. Solo datos

isotópicos en el lacolito permitirían concluir si LLP y el lacolito tienen una fuente cogenética, o no.

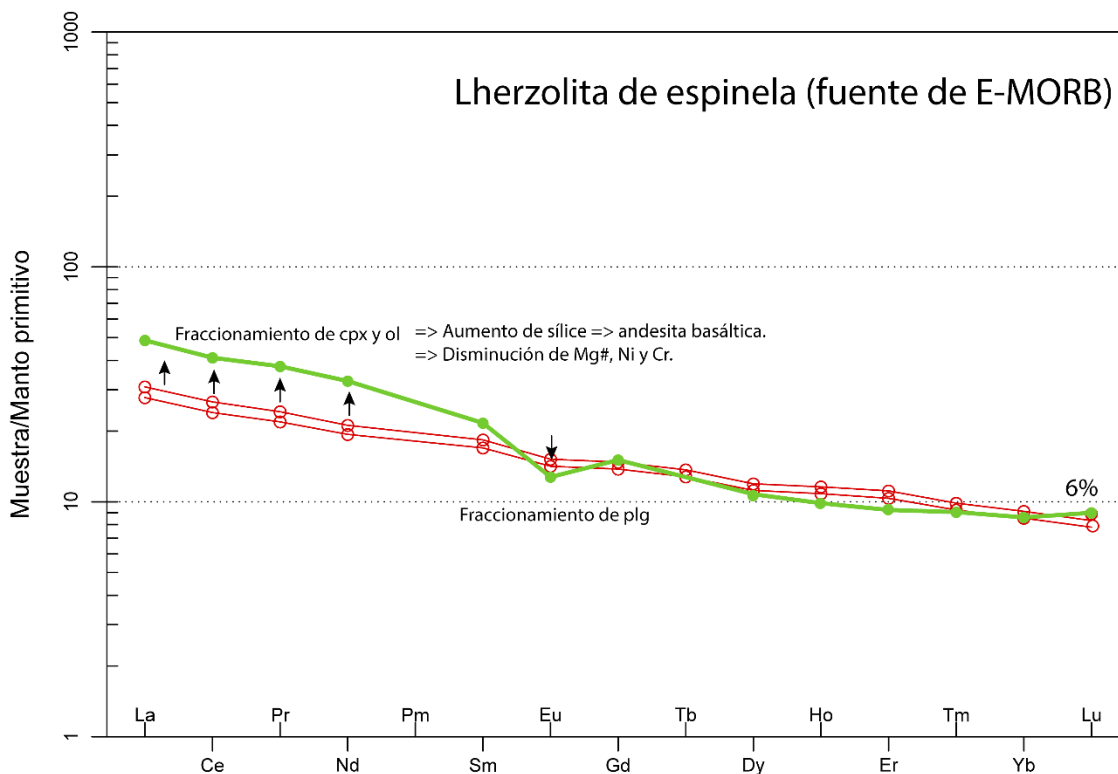


Figura 8.4: Modelo de fusión parcial de REE normalizado al manto primitivo de [McDonough y Sun \(1995\)](#) para las muestras de Lavas Las Pataguas. Se observa que los contenidos de HREE son coincidentes para 6% de fusión parcial, pero, para que los de LREE coincidan, se necesita un fraccionamiento de las fases primarias. Las composiciones corresponden a una lherzolita de espinela fuente de E-MORB [Mertz et al. \(2001\)](#). Los parámetros utilizados para el modelo se encuentran en la Tabla 8.1 y Tabla 8.2.

La cercanía de la unidad con la fosa propone que la unidad debería contener componentes geoquímicos de subducción, sobretodo cuando el proceso de erosión por subducción comenzó, con mayor intensidad, justamente en el Mioceno Inferior ([Kay et al., 2005](#)).

En este sentido, el diagrama de multielementos muestra una clara anomalía negativa de Pb, Nb y Ti y una positiva de Ta (Figura 6.20), rasgo común en magmas de subducción ([Hildreth y Moorbath, 1988](#)). Además, los datos isotópicos de Pb ([Wall y Lara, 2001](#)) son también los más elevados (Figura 8.5), lo cual puede ser explicado por la erosión por subducción ([Stern, 1991](#); [Kay y Mpodozis, 2002](#); [Kay et al., 2005](#); [Stern, 2011](#)), dada la posición occidental de LLP, estando más cerca de la fosa. Además las elevadas concentraciones de LILE como Cs (en promedio 69,2 ppm), Rb (en promedio 65,8 ppm), y Ba (Figura 8.7) y altas razones de La/Sr y La/Nb, junto con una baja de Ce/Pb y Nb/U (Figura 8.6) sugieren contaminación cortical o contaminación por materiales provenientes del proceso de erosión por subducción, aunque la ausencia de xenolitos en la roca y el equilibrio entre las fases minerales primarias con el líquido



indicarían que no hubo contaminación cortical. Además, los valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y Pb isotópico (Figura 8.5 y Anexo B: Resultados geoquímicos e isotópicos anteriores) no indican contaminación cortical. La alta desviación estándar en las concentraciones de Ba pueden deberse a distintos grados de alteración y meteorización de la roca ya que el Ba es un elemento muy móvil. Por otro lado, la diferencia en el número magnésico puede deberse a distintos grados de oxidación de la roca.

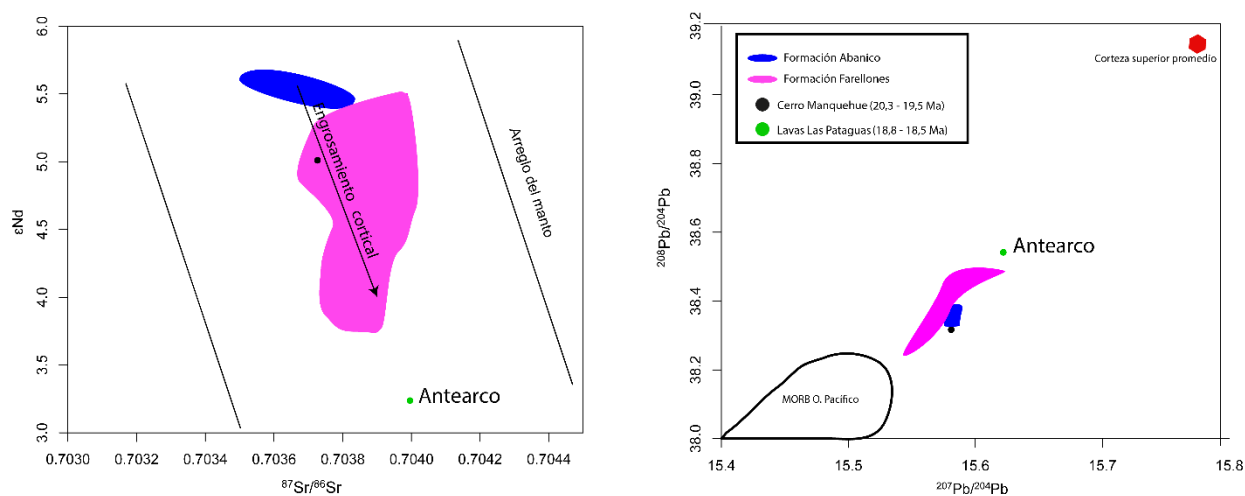


Figura 8.5:  $\epsilon\text{Nd}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  para la unidad Lavas Las Pataguas, formaciones Abanico y Farellones y el intrusivo Cerro Manquehue. El  $\epsilon\text{Nd}$  fue calculado mediante la fórmula  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}/0,512638) - 1 \times 10000$ . Datos extraídos de Kay y Kurtz (1995)<sup>1</sup>, Sellés (1999), Wall y Lara (2001), Nyström *et al.* (2003), Vergara *et al.* (2004), Kay *et al.* (2005). Adaptado de Nyström *et al.* (2003).

Aun así, LLP contiene rasgos geoquímicos que no son comunes en magmas de subducción, como la mencionada alcalinidad de la roca, razones  $\text{Ba}/\text{La} < 20$  y  $\text{K}/\text{Ba} \sim 20$ , muy alto enriquecimiento en LREE, en particular de La (Figura 8.7), con valores muy superiores a las del resto de las rocas volcánicas de Chile Central y altas concentraciones de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  (Figura 6.17), HFSE (*High field strength elements*) como Zr, U, Th, Ce y Hf, a excepción de las bajas concentraciones de Nb (Figura 6.20) y bajas cantidades de Cr y Ni (Figura 6.17). Junto con estas particularidades geoquímicas, destaca la particularidad espacial y temporal: Lavas Las Pataguas es una de las dos expresiones de volcanismo que existen en el antearco de Chile Central, siendo de una distribución areal muy reducida.

El magmatismo en el antearco ha sido explicado por distintos procesos, como subducción de una dorsal McCarron y Millar, 1997; McCarron y Smellie, 1998), de un complejo ofiolítico (Shervais *et al.*, 2005), una reactivación de la extensión (Evarts *et al.*, 2009) y una ventana astenosférica (Chan *et al.*, 2012; entre otros).

De todos estos procesos, el geológicamente más factible sería una ventana astenosférica, lo cual explicaría por qué los datos isotópicos muestran un manto más

enriquecido, aunque no se condice con la escasa distribución areal. Una pequeña anomalía térmica proveniente desde la astenósfera explicaría el bajo grado de fusión parcial (Hastie y Kerr, 2010), las altas concentraciones de HFSE, LREE, la razón K/Ba, la alcalinidad de la roca junto con los altos contenidos de TiO<sub>2</sub> y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y las bajas concentraciones de Ni y Cr, debido a una cristalización fraccionada de olivino y clinopiroxeno en profundidad y a la diferenciación de olivino, lo cual se observa en el diagrama de Rhodes. Como ya se indicó, esta cristalización fraccionada explicaría la diferenciación de la roca: una tranquiandesita basáltica con número magnésico menor a 40.

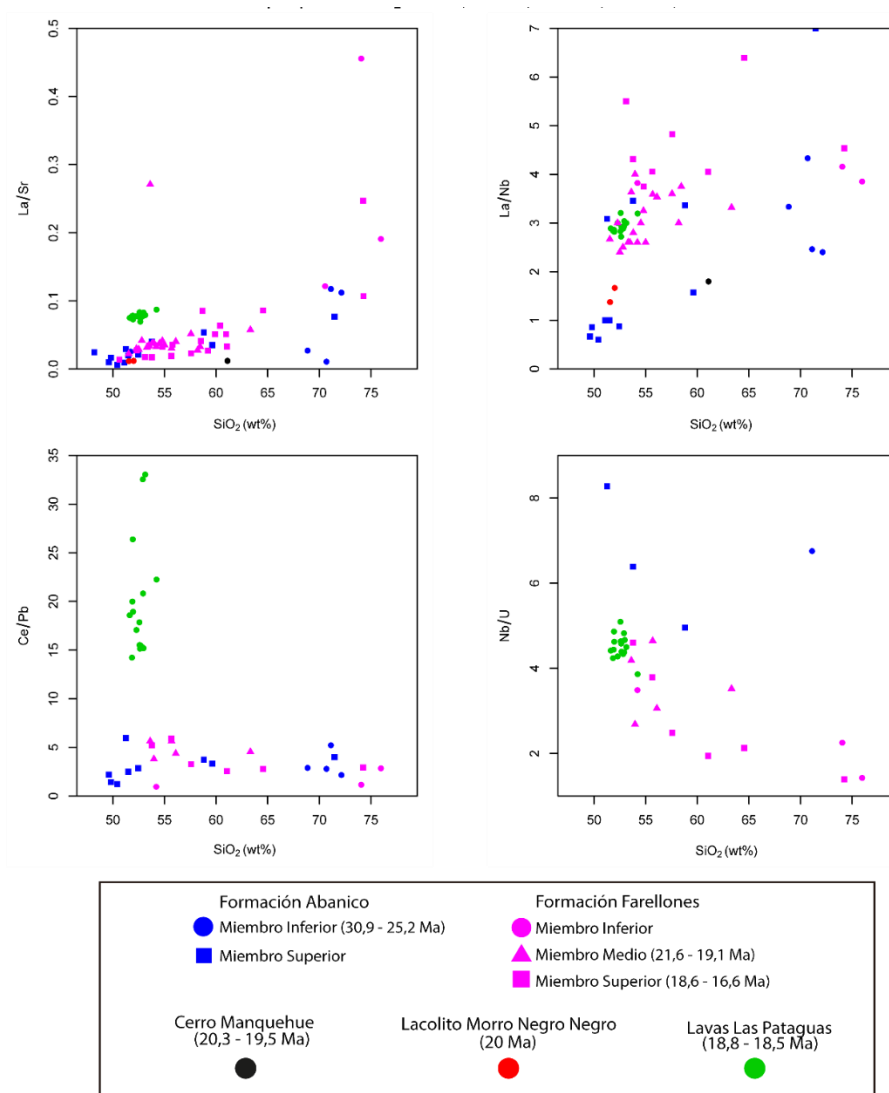


Figura 8.6: Razones de La/Sr, La/Nb, Ce/Pb y Nb/U de LLP donde también se observan las formaciones Abanico y Farellones, el lacolito Morro Negro Negro y el Cerro Manquehue. Datos extraídos de Kay y Kurtz (1995)<sup>1</sup>, Sellés (1999), Fuentes *et al.* (2000), Carrasco (2000), Wall y Lara (2001), Nyström *et al.* (2003), Vergara *et al.* (2004) y Kay *et al.* (2005).

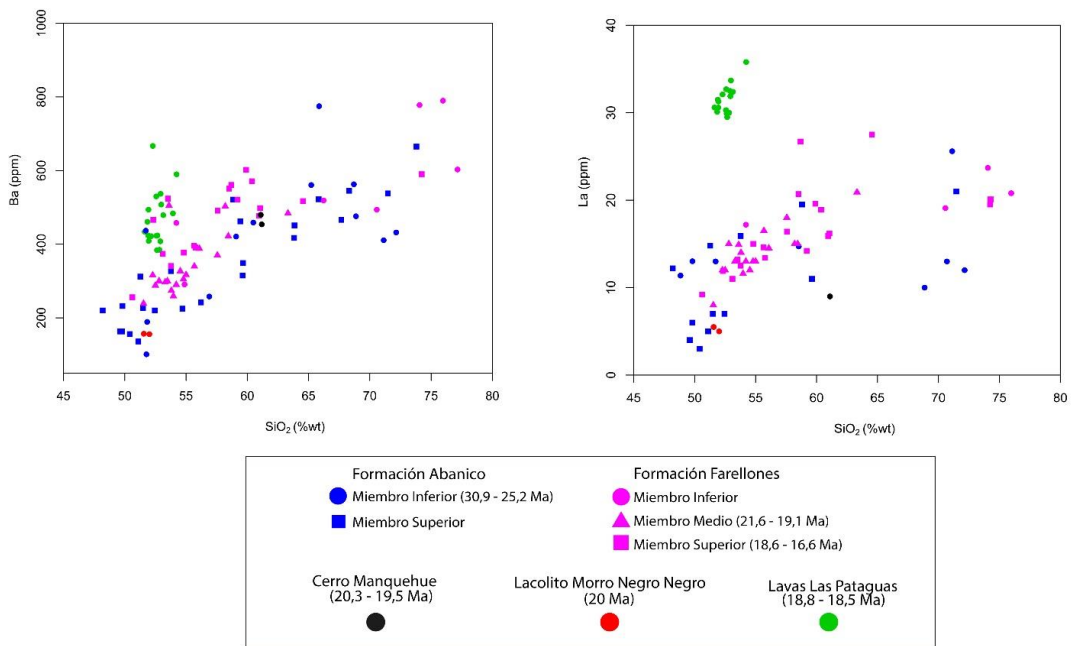


Figura 8.7: Variación de Ba y La vs. SiO<sub>2</sub> de la Unidad Lavas Las Pataguas, donde también se observan las formaciones Abanico y Farellones, el lacolito Morro Negro Negro y el Cerro Manquehue. Datos extraídos de Kay y Kurtz (1995)<sup>1</sup>, Sellés (1999), Fuentes *et al.* (2000), Carrasco (2000), Wall y Lara (2001), Nyström *et al.* (2003), Vergara *et al.* (2004) y Kay *et al.* (2005).

Hay otros procesos que explican las características geoquímicas de LLP que no son de magma de subducción como la fusión parcial del manto litosférico producida por un gran aporte de fluidos por el proceso de erosión por subducción, lo cual se complementaría con la fusión de la corteza oceánica, originando, 90 km al NE, al intrusivo Cerro Manquehue (Sellés, 1999; Sellés *et al.*, 2005; Sellés *et al.*, 2006). Sin embargo, este modelo originaría un volumen magmático mayor en el antearco. Además, no es posible una fusión en el antearco debido a que la isoterma no supera los 300°C (Bostock *et al.*, 2002; Yáñez y Cembrano, 2004).

Por otro lado, una reactivación de la extensión en zonas del antearco también puede haber originado un emplazamiento de magma mediante a un proceso de descompresión adiabática profunda que habría favorecido la fusión parcial del manto litosférico. Este proceso coincidiría con un período donde la erosión por subducción aumenta en intensidad (Kay *et al.*, 2005) y se produjeron breves períodos extensionales durante toda la fase compresiva que originó a la Formación Farellones en el arco (Nyström *et al.*, 2003).

Sin embargo, se necesita un fuerte aumento de temperatura para que se produzca fusión parcial en el antearco (de 300°C a 1200°C). Esta anomalía termal y singular podría explicar la limitada distribución areal de LLP y se habría producido por pequeñas fracturas que se forman en la zona de subducción (Figura 8.8) y al gran esfuerzo en esa área (Deschamps *et al.*, 2013). En este sentido, la generación de un magma “adakítico” como

Cerro Manquehue se explicaría por el aumento en el espesor de la corteza, donde el granate se estabilizó recién en la corteza inferior como indican [Vergara et al. \(2004\)](#).

La segmentación en las velocidades de la placa al norte de los 33°S y al sur de los 34°S ([Godoy y Lara, 1994](#)), los cambios en la oblicuidad y velocidad de convergencia reportados en esta área durante el Mioceno Inferior ([Somoza, 1998](#); [Bello, 2015](#)) y el aumento en la erosión por subducción a los 19 Ma ([Kay et al., 2005](#)) podrían haber favorecido el origen de estructuras en la placa que permitieran una anomalía termal desde la astenósfera o que mantuvieran una isoterma de 1000°C en este punto por un breve período de tiempo y en un punto singular. Además, estas estructuras podrían haber favorecido la fusión parcial por descompresión adiabática.

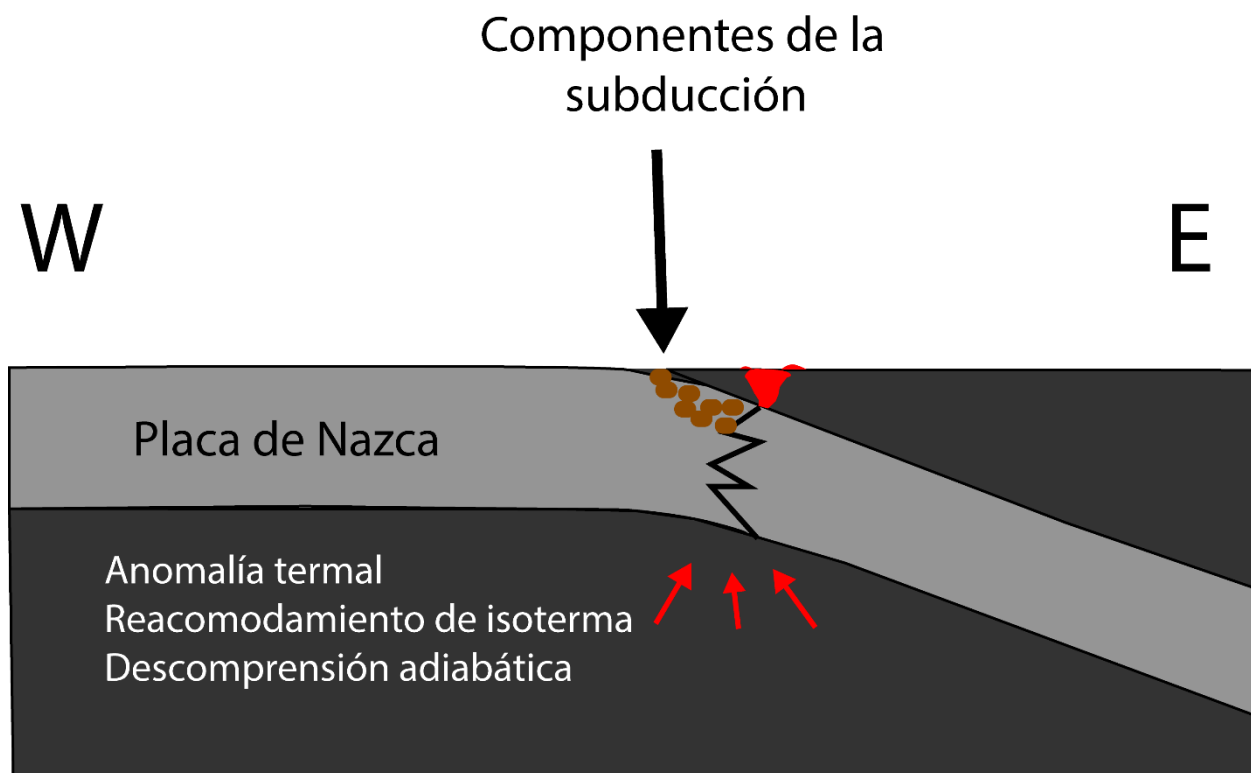


Figura 8.8: Modelo petrogenético y de emplazamiento de la unidad Lavas Las Pataguas. La distribución areal de las unidades magmáticas está exagerada esquemática.

#### 8.4. EMPLAZAMIENTO Y PROCESOS SUPERFICIALES

Las estructuras tipo túbulo representan un centro emisor proximal con un flujo de lava *pāhoehoe* o 'a'ā. Si bien en algunos túmulos queda en duda su tipo, las características morfológicas permiten definirlos como tipo "*flow lobe tumuli*" que, como ya se ha señalado, son generados a una tasa de emisión de  $10^{-5}$  a  $10^{-3}$  m<sup>3</sup>/s ([Rossi y Gudmundsson, 1996](#)). En este sentido, la disposición de los túmulos del sector oriental de la unidad, el cual tiene el flanco con mayor pendiente apuntando hacia el este, indicaría

que el flujo de lava tuvo esa dirección. Esto es coincidente con que en el límite oriental de la unidad se encuentre una gran densidad de túmulos y los de mayor altura, lo cual ocurre debido a que la presión es mayor en la zona terminal del flujo lávico. Por otro lado, los tres túmulos del sector occidental están muy fracturados en sus flancos, por lo que no es posible concluir cuál es el con mayor pendiente.

Además, no se observaron rasgos de un centro emisor próximo ni facies piroclásticas cercanas o dentro de la unidad, por lo que la explicación más clara es que el emplazamiento haya sido por una estructura cortical próxima. Así, la falla más cercana y que explicaría de mejor manera el emplazamiento de la unidad sería la Falla Río Maipo, de orientación NNW-SSE (Wall *et al.*, 1996; Sabaj, 2008). Como indican Wall y Lara (2001), esta habría permitido el emplazamiento de la lava, la cual escurrió en dirección perpendicular al E y W, para luego ser reactivada como falla normal, dejando el bloque oriental medianamente protegido de la abrasión y la meteorización, lo cual explicaría por qué el sector occidental de la unidad se encuentra mucho más meteorizado y afectado por la acción de la terraza abrasiva asociada a la sedimentación marina transgresiva de la Formación Navidad. Como indican Wall *et al.* (1996), dicha acción sedimentaria debe haber ocurrido posterior al Plioceno Superior, por lo que la reactivación de la falla debe haber ocurrido previo a este período.

La edad de la unidad la ubica, temporalmente, justo entre el miembro medio y el miembro superior de la Formación Farellones, los cuales se encuentran en inconformidad debido a que se han encontrado evidencias de breves episodios de extensión dentro del largo período de compresión que involucró a la formación (Nyström *et al.*, 2003). Además, las estructuras corticales de la Cordillera de la Costa de Chile Central forman parte del modelo de formación de cuencas volcano-tectónicas andinas del Oligoceno-Mioceno propuesto por Rivera y Cembrano (2000), el cual indica que estas estructuras se reactivaron con movimientos dextrales y dextrales normales con el fin de compatibilizar las diferencias de acortamiento en la Zona de Transición, ubicada entre los 33°S y 34°S.

Así, un breve episodio extensional en el antearco pudo haber servido para el ascenso de magma en las estructuras corticales, así como estas también sirvieron para la formación de cuencas volcano-tectónicas durante el Oligoceno-Mioceno. La extensión superficial puede haberse producido por los cambios de oblicuidad en la convergencia que indican Somoza (1998) y Bello (2015). Este proceso podría haber reactivado las fallas preexistentes en el antearco, además de aumentar la acción de la erosión por subducción y reacomodar la isoterma más cerca de de la fosa, lo cual beneficiaría la fusión parcial en este punto. Además, según el modelo de erosión por subducción de von Huene *et al.* (2004), en el antearco se forman fallas extensionales debido al aumento de la presión por el ingreso de fluidos de la deshidratación de sedimentos de la fosa (Figura 8.9).

Posteriormente, ya en el Holoceno, depósitos aluviales y eólicos cubrieron la mayor parte del sector occidental de LLP y parte de la oriental, junto con la misma traza de la Falla Río Maipo, dejándola cubierta.



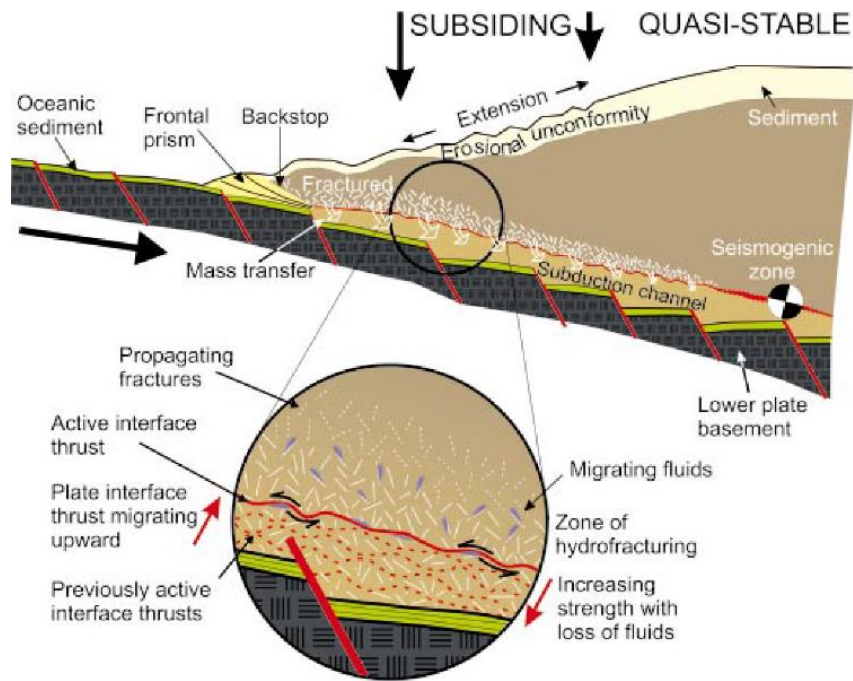


Figura 8.9: Modelo de erosión por subducción de [von Huene et al. \(2004\)](#) donde se muestran fracturas extensionales en el antearco.

Con respecto a este proceso, vale la pena destacar el estudio de velocidad de ondas P y S realizado por [Farías et al. \(2010\)](#) donde se observa que a la latitud y longitud donde está emplazada la unidad Lavas Las Pataguas, esto es 33°48'S, 71°30'O, hay una anomalía en la razón  $V_p/V_s$ , con valores similares a los que hay en el arco. Si bien los autores indican que esto puede deberse a un proceso de serpentización, es interesante que ocurra exactamente debajo de donde se emplaza la unidad volcánica estudiada, sugiriendo la presencia de magma en esta área o que se haya fundido un manto serpentizado.

## 9. CONCLUSIONES

La unidad es definida como una traquiandesita basáltica de olivino en composición Fo<sub>69</sub> y escaso clinopiroxeno (augita), con fenocristales de plagioclasa con zonación normal de andesina a labradorita. La masa fundamental está compuesta por olivinos de composición Fo<sub>46</sub>, augitas, titanomagnetitas y plagioclasas con zonación normal de anortoclasas a labradoritas.

Nuevas dataciones <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar a la unidad confirman su edad Mioceno Inferior (ca. 18,5 Ma), ubicándose, temporalmente, entre el miembro medio y miembro superior de la Formación Farellones.

Por otro lado, análisis de coeficientes de distribución indican que estas fases primarias se encuentran en equilibrio con el líquido, con los olivinos formándose a temperaturas de casi 1200°C y las augitas a 1050°C. Las presiones estimadas para los olivinos y augitas fueron de 1,2 GPa en promedio, con poca variación, lo cual es coincidente con la profundidad a la que se encuentra la placa subducante, según análisis de velocidad de ondas P y S.

El equilibrio entre las fases minerales primarias y su líquido sugiere que el bajo número magnésico y relativamente alto contenido de sílice se habría originado por un proceso de cristalización fraccionada, y no por una mezcla de magma o contaminación cortical. Este proceso explicaría, además, la disminución de Ni y Cr, lo cual también se habría producido por una diferenciación en profundidad del olivino. Sin embargo, el contraste entre el coeficiente de distribución de los fenocristales de plagioclasa y la temperatura estimada pareciera indicar que no hay equilibrio en esta fase mineral. Así, las plagioclasas se habrían originado en condiciones termodinámicas diferentes a las de los olivinos y augitas, lo cual explicaría la ocurrente zonación normal, además de las inclusiones de titanomagnetita con Cr, característica ausente en las que están en contacto con augitas.

El Na y K se encuentra alojado en las plagioclasas y augitas, mientras que las pocas concentraciones de Cr están en las titanomagnetitas. El Ti se encuentra, principalmente, en las titanomagnetitas, aunque también, en menor grado, en las augitas.

Las características geoquímicas de la unidad, como anomalías negativas de Nb, Ti y Pb y positiva de Ta, enriquecimiento en elementos móviles, junto con los valores de Sr y Pb isotópico y la ausencia de xenolitos sugieren que la unidad tiene un gran aporte de componentes de subducción y sin contaminación cortical.

Sin perjuicio de lo anterior, el alto enriquecimiento en lantánidos, HFSE, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, TiO<sub>2</sub>, alcalinidad de la roca, las razones de K/Ba (~20) y Ba/La (<20) y las pequeñas

concentraciones de Ni y Cr no se condicen con el proceso anterior. Además, la escasa y puntual distribución areal de la unidad y la dificultad de producir fusión parcial en el antearco sugieren un proceso adicional que genere una anomalía térmica.

En este sentido, se sugiere que la unidad se originó por una anomalía termal provocada en el antearco. Este proceso puede haberse generado por la particular posición de la unidad, dentro de la Zona de Transición, con una fuerte compresión al norte y más débil al sur, y por la particular temporal, justo cuando hay un fuerte cambio de velocidad de la placa en general, lo cual se tradujo en un aumento del proceso de erosión por subducción y podría haber acomodado la isoterma hacia el antearco. Ambas particulares podrían haber favorecido la presencia de pequeñas fracturas en la zona de subducción.

El aumento de la temperatura habría favorecido la fusión parcial de una lherzolita de espinela particularmente enriquecida (manto metasomatizado y posiblemente hidratado) a una tasa <5%, lo cual se ve traducido en las características petrográficas, geoquímicas e isotópicas de la unidad, como la alcalinidad y el enriquecimiento en LREE.

No se puede descartar o confirmar que la fuente petrogenética enriquecida sea la misma para el lacolito Morro Negro Negro, aunque las diferencias petrográficas y geoquímicas indicarían que no son fuente cogenéticas. Datos isotópicos en el lacolito ayudarían a discernir entre ambas posibilidades.

La unidad presenta túmulos del tipo “*flow lobe tumuli*” orientados al oeste, las cuales, de acuerdo a datos bibliográficos, son formadas por una actividad volcánica proximal con flujo lávico en esa dirección a una tasa de emisión tipo de  $10^{-5}$  a  $10^{-3}$  m<sup>3</sup>/s. La poca distribución areal (1,235 km<sup>2</sup>) de la unidad, ausencia de facies piroclásticas y la disposición de esta sobre la Falla Río Maipo hacen concluir que esta fue originada por un volcanismo fisural, el cual debe haber sido de carácter extensional y de corta duración para originar una unidad de menos de 1 km<sup>3</sup> de volumen y sin minerales de facies de metamorfismo de muy bajo que descartan subsidencia.

Posteriormente a este proceso, la falla se reactivó a más tardar en el Plioceno, dejando protegido el sector oriental de la unidad de la acción de terrazas de abrasión asociada a la Formación Navidad. Ya en el Holoceno, la falla y parte de la unidad fueron cubiertas por depósitos aluviales y eólicos.

Así, la unidad Lavas Las Pataguas representa parte del volcanismo en el antearco de Chile Central, siendo de carácter fisural y originado por bajas tasas de fusión parcial (1%) a una lherzolita de espinela enriquecida en LREE. La fusión parcial se habría producido por un aumento de la temperatura en el antearco, para luego ser contaminado con componentes de subducción debido a la erosión por subducción. El fraccionamiento

de olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y magnetita en profundidad explicaría la diferenciación de la roca y de los minerales, además de la zonación en estas.

A pesar de lo expuesto, no se descarta que la distribución de la unidad continúe hacia el oeste, pero la puntualidad de sus afloramientos hace difícil su búsqueda. En este sentido, se recomienda realizar un mapeo geológico más al oeste de la unidad para descartar o confirmar la presencia de túmulos y la orientación de estos. Además, un análisis en microsonda electrónica de barrido (EPMA) podría generar geotermobarómetros, cálculos de fórmula estructural y estudios de coeficiente de distribución más precisos.

Por otro lado, es necesario realizar análisis isotópicos en el lacolito Morro Negro Negro para, de esta forma, analizar todas las rocas del antearco de Chile Central y, así, llegar a un proceso de origen válido que incluya a Lavas Las Pataguas.

## 10. BIBLIOGRAFÍA

- Aguire, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central; Provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, No. 9, 70p.
- Anderson, S. W., Smrekar, S. E., Stofan, E. R., 2012. Tumulus development on lava flows: insights from observations of active tumuli and analysis of formation models. *Bulletin of Volcanology* 74, pp. 931–946.
- Appelgate, B., Embley, R. W., 1992. Submarine tumuli and inflated tube fed lava flows on Axial Volcano, Juan de Fuca Ridge. *Bulletin of Volcanology* 54, pp. 447–458.
- Bello, J., 2015. Reconstrucción tectónica de la Cuenca del Pacífico durante el Cretácico Tardío y Cenozoico, Implicancias en el desarrollo de los Andes. Memoria para optar al título de geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 67p.
- Best, M. G., 2003. *Igneous and metamorphic petrology*. Second Edition. Blackwell Science Ltd, 729p.
- Bostock, M. G., Hyndman, R. D., Rondenay, S., Peacock, S. M., 2002. An inverted continental Moho and serpentinization of the forearc mantle. *Nature*, Vol. 417, pp. 536 – 538.
- Calvari, S., Coltelli, M., Neri, M., Pompilio, M., Scribano, V., 1994. The 1991-1993 Etna eruption: chronology and lava flow-field evolution. *Acta Vulcanologica* 4, pp. 1–14.
- Calvari, S., Pinkerton, H., 1998. Formation of lava tubes and extensive flow field during the 1991 – 1993 eruption of Mount Etna. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, 27291 – 27301.
- Calvari, S., Pinkerton, H., 1999. Lava tube morphology on Etna and evidence for lava emplacements mechanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 90, pp. 263–280
- Carrasco, J., 2000. La secuencia estratificada Valle Nevado de la Formación Farellones (Mioceno): química y metamorfismo de muy bajo grado. Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 93p.
- Cas, R. A. F., Wright, J. V., 1996. *Volcanic Successions, modern and ancient*. Chapman & Hall, Londres. 528p.
- Chan, C. F., Tepper, J. H., Nelson, B. K., 2012. Petrology of the Grays River volcanics, southwest Washington: Plume-influenced slab window magmatism in the Cascadia forearc. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 124, No. 7 – 8, pp. 1324 – 1338.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, P., Kay, S. M., Muñoz, N., Wyss, A. R., Zurita, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversión south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33° - 36° S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, pp. 117–139.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M. P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In Moreno, T., Gibson, W. (eds.). *The Geology of Chile*, pp. 21–114. Geological Society Special Publications, 2007. London.



- Charrier, R., Farías, M., Maksaev, V., 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 65, N°1, pp. 5-35.
- Daly, R. A., *Igneous rocks and their origins*, 1914. McGraw-Hill Book Company Inc. Nueva York. 563p.
- Davidson, J., Turner, S., Plank, T., 2013. Dy/Dy\*: Variations Arising from Mantle Sources and Petrogenetic Sources. *Journal of Petrology*, Vol. 54, No. 3, pp. 525-537.
- Deer, W. A., Howie, R., A., Zussman, J., 2001. *Rock-forming minerals: Single-chain silicates*, Volume 2A, second edition. Geological Society of London, 671p.
- Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S., Hattori, K., 2013. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, Vol. 178, pp. 96 – 127.
- Droop 1987. A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric data. *Mineralogical Magazine*, Vol. 51, pp. 431 – 435.
- Duncan, A. M., Guest, J. E., Stofan, E. R., Anderson, S. W., Pinkerton, H., Calvari, S., 2004. Development of tumuli in the medial portion of the 1983 'a'ã flow-field, Mount Etna, Sicily. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 132, pp. 173–187.
- Dungan, M. A., Long, P. E., Rhodes, J. M., 1978. Magma mixing at mid-ocean ridges: Evidence from Legs 45 and 46-DSDP. *Geophysical Research Letters*, Vol. 5, No. 5, pp. 423 – 425.
- Duraiswami, R. A., Bondre, N. R., Dole, G., Phadnis, V. M., Kale, V. S., 2001. Tumuli and associated features from the western Deccan Volcanic Province, India. *Bulletin of Volcanology* 63, pp. 435–442.
- Encinas, A., 2006. *Estratigrafía y sedimentología de los depósitos marinos mio-pliocenos del área de Navidad (33°00'-34°30'S), Chile central. Implicaciones con respecto a la tectónica del antearco. Tesis de Doctorado (Inédito). Universidad de Chile, Departamento de Geología, 117p.*
- Encinas, A., Finger, K., Nielsen, S., Lavenu, A., Buatois, L., Peterson, D., 2005. Late Miocene coastal subsidence in Central Chile: Tectonic implications. In *International Symposium on Andean Geodynamics*, pp. 246–249, Barcelona, Spain.
- Encinas, A., Le Roux, J., Buatois, L., Nielsen, S., Finger, K., Fourtanier, E., Lavenu, A., 2006. Nuevo esquema estratigráfico para los depósitos marinos mio-pliocenos del área de Navidad (33°00'-34°30'S), Chile central. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 33, N°2, pp. 221–246.
- Espanon, V. R., Honda, M., Chivas, A., R., 2014. Cosmogenic <sup>3</sup>He and <sup>21</sup>Ne Surface exposure dating of young basalts from Southern Mendoza Argentina. *Quaternary Geochronology*, Vol. 19, pp. 76–86.
- Espinoza, F., Morata, D., Pelleter, E., Maury, R. C., Suárez, M., Lagabrielle, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotton, J., De la Cruz, R., Guivel, C., 2005. Petrogenesis of the Eocene and Mio-Pliocene alkaline basaltic magmatism in Meseta Chile Chico, southern Patagonia, Chile: Evidence for the participation of two slab windows. *Lithos*, Vol. 82, pp. 315 – 343.

- Evarts, R., Conrey, R., Fleck, R., Hagstrum, J., 2009. The Boring Volcanic Field of the Portland-Vancouver area, Oregon and Washington: Tectonically anomalous forearc volcanism in an urban setting. The Geological Society of America, Field Guide 15.
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F., Fock, A., 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, Vol. 29, Issue 3, pp. 1 – 22.
- Finger, K., Encinas, A., Nielsen, S., Peterson, D., 2003. Microfaunal indications of Late Miocene deep-water basins of the Central coast of Chile. In Congreso Geológico Chileno, N°10, Acta, CD-ROM. Concepción, Chile.
- Frey, F., Green, D., 1974. The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions of Victorian basanites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 38, pp. 1028 – 1059.
- Frey, F., Shimizu, N., Leinbach, A., Obata, M., Takazawa, E., 1991. Compositional Variations within the Lower Layered Zone of the Horoman Peridotite, Hokkaido, Japan: Constraints on Models for Melt-Solid Segregation. *Journal of Petrology*, Special Volume No. 2, pp. 211 – 227.
- Fuentes, F., Aguirre, L., Morata, D., 2000. Cumulus origin of gabbroic inclusions from a Miocene basaltic lacolith in the Coast Range of Central Chile. En Congreso Geológico Chileno, N°9, Actas, Vol. 2., pp. 660–663. Puerto Varas, Chile.
- Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Féraud, G., 2002. Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33°S): una reinterpretación sobre la base de dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . *Revista Geológica de Chile*, Vol. 29, pp. 207–225.
- Fuentes, F., 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas oligo-miocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile Central (33°S). Tesis para optar al grado de doctor en Ciencias, Mención Geología, Escuela de Postgrado, Universidad de Chile, Santiago, 397p.
- Gana, P., Wall, R., Gutiérrez, A., Yáñez, G., 1994a. Geología de la Cordillera de la Costa, Regiones de Valparaíso y Metropolitana, al oeste de los 71°00'W. En Congreso Geológico Chileno, N°7, Actas, Vol. 1, pp. 43-46. Concepción, Chile.
- Gana, P., Yáñez, G., Wall, R., 1994b. Evolución geotectónica de la Cordillera de la Costa de Chile Central (33-34°S): Control Geológico y Geofísico. En Congreso Geológico Chileno, N°7, Actas, Vol. 1, pp. 38–42. Concepción, Chile.
- Gana, P.; Wall, R.; Gutiérrez, A., 1996. Mapa geológico del área Valparaíso Curacaví, Regiones de Valparaíso y Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos N°1, 20p., 1 mapa 1:100.000. Santiago.
- Giacomini, L., Massironi, M., Martellato, E., Pasquarè, Frigeri, A., Cremonese, G., 2009. Inflated flows on Daedalia Planun (Mars)? Clues from a comparative analysis with the Payen volcanic complex (Argentina). *Planetary and Space Science*, Vol. 57, pp. 556–570.
- Gill, R., 2010. *Igneous Rocks and Processes, a practical guide*. Wiley-Blackwell. 472p.
- Glaze, L. S., Anderson, S. W., Stofan, E. R., Baloga, S., Smrekar, S. E., 2005 Statistical distribution of tumuli on pahohoe flow surfaces: Analysis of examples in Hawaii and

- Iceland and potential applications to lava flows on Mars. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 110, B08202, doi:10.1029/2004/JB003564.
- Godoy, E., Lara, L. E., 1994. Segmentación Estructural Andina a los 33°-34°: Nuevos datos en la Cordillera Principal. En Congreso Geológico Chileno, N°7, Actas, Vol. 2, pp. 1344–1348. Concepción, Chile.
- Godoy, E., Schilling, D., Solari, M., Fock, A., 2009. Geología del Área Rancagua – San Vicente de Tagua Tagua, Región del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°118. Santiago.
- Grove, T. L., Donnelly-Nolan, J. M., Housh, T., 1997. Magmatic processes that generated the rhyolite of Glass Mountain, Medicine Lake volcano, N. California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 127, pp. 205 – 223.
- Guest, J. E., Wood, C., Greeley, R., 1984. Lava Tubes, Terraces and Megatumuli on the 1614-24 Páhoehoe Lava Flow Field, Mount Etna, Sicily. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 47-3.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., 2010. Mantle plume or slab window?: Physical and geochemical constraints on the origin of the Caribbean oceanic plateau. *Earth-Science Reviews*, Vol. 09, pp. 283 – 293.
- Hildreth, W., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 98, pp. 455 – 489.
- Jaques, A. L., Chappel, B. W., Taylor, S. R., 1983. Geochemistry of Cumulus Peridotites and Gabbros from the Marum Ophiolite Complex, Northern Papua New Guinea. *Contributions to Mineral and Petrology*, Vol. 82, pp. 154 – 164.
- Janoušek, V., Farrow, C. M., Erban, V., 2006. Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (*GCDkit*). *Journal of Petrology*, Vol. 47, Issue 6, pp. 1255 – 1259.
- Jordan, T., Burns, M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, Vol. 20, N°3, pp. 308–324.
- Kay, S., Abbruzzi, J. M., 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean “flat-slab” between 30°S and 32°S. *Tectonophysics*, Vol. 259, pp. 15–28.
- Kay, S., Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, pp. 39–57.
- Kay, S., Godoy, E., Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 117, No. 1/2, pp. 67 – 88.
- Klohn, C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas (Chile), Boletín, No. 8, 95p.

- Lara, L. E., Naranjo, J. A., Moreno, H., 2004. Lanín volcano (39,5°S), Southern Andes: geology and morphostructural evolution. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 31, N°2, pp. 241–257.
- Lara, L. E., Wall, R., Stockli, D., 2008. La ignimbrita Pudahuel (Asociación Piroclástica Pumícea) y la Caldera Diamante (33°S): Nuevas edades U-Th-He. En Congreso Geológico Argentino, N°XVII, Jujuy. Actas.
- Le Maitre, R. W., (ed). 2002. *Igneous Rocks. A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the systematics of igneous rocks, Second Edition*, Cambridge University Press, 263p.
- Lockwood, J. P.; Hazlett, R. W., 2010. *Volcanoes, Global Perspectives*. Wiley Blackwell. USA. 541p.
- López-Escobar, L., Vergara, M., 1997. Eocene-Miocene Longitudinal Depression and Quaternary volcanism in the Southern Andes, Chile (33-42,5°S): a geochemical comparison. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, No. 2, pp. 227 – 244.
- Mattsson, H. B., Hösjuldsson, Á., 2005. Eruption reconstruction, formation of flow-lobe tumuli and eruption duration in the 5900 BP Helgafell lave field (Heimaey), south Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 147, pp. 157–172.
- Filiberto, J., Dasgupta, R., 2011. Fe<sup>2+</sup>-Mg partitioning between olivine and basaltic metls. Applications to genesis of olivine-phyric shergottites and conditions of melting in the Martian interior. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 304, Issues 3 - 4, pp. 527 – 537.
- Macpherson, C. G., Hall, R., 2001. Tectonic setting of Eocene boninite magmatism in the Izu-Bonin-Mariana forearc. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 186, pp. 215 – 230.
- McCarron, J. J., Millar, I. L., 1997. The age and stratigraphy of fore-arc magmatism on Alexander Island, Antartica. *Geological Magazine*, Vol. 134, pp. 507 – 522.
- McCarron, J. J., Smellie, J. L., 1998. Tectonic implications of fore-arc magmatism and generation of high-magnesian andesites: Alexander Island, Antartica. *Journal of the Geological Society*, Vol. 155, pp. 269 – 280.
- McDonough, W. F., Sun, S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, Vol. 120, pp. 223 – 253.
- McKenzie, D., O’Nions, R. K., 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, Vol. 32, pp. 1021 – 1091.
- McKenzie, D., O’Nions, R. K., 1995. The Source Regions of Ocean Island Basalts. *Journal of Petrology*, Vol. 36, No. 1, pp. 133 – 159.
- Mertz, D. F., Weinrich, A. J., Sharp, W. D., Renne, P. R., 2001. Alkaline intrusions in a near-trench setting, Francisca Complex, California: Constraints from geochemistry petrology, and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar chronology. *American Journal of Science*, Vol. 301, pp. 877 – 911.
- Moscoso, R., Padilla, H., Rivano, S., 1982. Geología de la Hoja de Los Andes, Región de Valparaíso. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°52, 67p., 1 mapa 1:250.000. Santiago.

- Muñoz Bravo, J., Troncoso R., Stern, C.R., 2007. The Central Depression and Coastal Cordillera late Oligocene-early Miocene volcanism (37 – 44°S). En *Andean Magmatism coordinado por Miguel A. Parada. Geology of Chile*, pp. 115-146, The Geological Society. Londres.
- Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L., Stern C. R., 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 27, N°2, pp. 177–203.
- Muñoz, J., Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Nyström, J. O., Féraud, G., Demant, A., 2006. Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33°50'). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 33, pp. 109–140.
- Németh, K., Martin, U., 2007. *Practical Volcanology, Lecture Notes for Understanding Volcanic Rocks from Field Based Studies. Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary*, Vol. 207. Budapest. 220p.
- Nicholson, H., Latin, D., 1992. Olivine Tholeiites from Krafla, Iceland: Evidence for Variations in Metl Fraction within a Plume. *Journal of Petrology*, Vol. 33, Part 5, pp. 1105 – 1124.
- Nyström, J. O., Vergara, M., Morata, D., Levi, B., 2003. Tertiary volcanism during extensión in the Andean foothills of central Chile (33°15'–33°45'S). *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 115, pp. 1523-1537.
- Ollier, C. D., 1964. Tumuli and lava blisters of Victoria, Australia. *Nature*, Vol. 202, p1284–1286.
- Parada, M. A., López-Escobar, L., Oliveros, O., Fuentes, F., Morata, D., Calderón, M., Aguirre, L., Féraud, G., Espinoza, F., Moreno, H., Figueroa, O., Muñoz Bravo, J., Troncoso, R., Stern, C. R., 2007. *Andean Magmatism*. In Moreno, T., Gibson, W. (eds.) *The Geology of Chile*, pp. 115–146. Geological Society Special Publications, 2007. London.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, Vol. 6, N°3, pp. 233–248.
- Pasquarè, G., Bistacchi, A., Francalanci, L., Bertotto, G. W., Boari, E., Massironi, M., Rossotti, A., 2008. Very long pahoehoe inflated basaltic flows in the Payenia volcanic province (Mendoza and la Pampa, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 63, N°1, pp. 13 –149.
- Pearce, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In Andesites*. (Thorpe, R.S. ; editor). John Wiley and Sons, p. 525-548. London.
- Putirka, K. D., Mikaelian, H., Ryerson, F., Shaw, H., 2003. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogists*, Vol. 88, pp. 1542 – 1534.

- Putirka, K. D., 2005. Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, Vol. 90, pp. 336 – 346.
- Putirka, K. D., Perfir, M., Ryerson, F. J., Jackson, M. G., 2007. Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling. *Chemical Geology*, Vol. 241, Issues 3 – 4, pp. 177 – 206.
- Putirka, K. D., 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, Vol. 69, pp. 61 – 120.
- Pécskay, Z., Haller, M. J., Németh, K., 2007. Preliminary K/Ar geochronology of the Crater Basalt volcanic field (CBVF), northern Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 62, pp. 25–29.
- Ramos, V., Cristallini, E. O., Pérez, D. J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, pp. 59-78.
- Rhodes, J. M., Dungan, M. A., Blanchard, D. P., Long, P. E., 1979. Magma mixing at mid-ocean ridges: Evidence from basalts drilled near 22°N on the Mid-Atlantic Ridge. *Tectonophysics*, Vol. 55, pp. 35 – 61.
- Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M., Villarroel, R., 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32 - 34°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 17, N°2, pp. 205-214.
- Rivera, O., Cembrano, J., 2000. Modelo de formación de cuencas volcánico tectónicas en zonas de transferencia oblicuas a la cadena andina, el caso de las cuencas oligo-miocenas de Chile central y su relación con estructuras NWW-NW (33°00' – 34°30'S). En congreso Geológico Chileno, N°9, Actas Vol. 2, pp. 632–636. Puerto Varas, Chile.
- Roeder, P. L., Emslie, R. F., 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 29, pp. 275 – 289.
- Rollinson, H. R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical. 352p.
- Rossi, M. J., Gudmundsson, A., 1996. The morphology and formation of flow lobe tumuli on Icelandic shield volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 72, pp. 21–308.
- Sabaj, R., 2008. Identificación y caracterización de estructuras potencialmente activas en la cordillera de la costa entre los 33° y 33°45's. Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. Santiago de Chile.
- Sellés, D., 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33°15'33°30'S; 70°30'–70°45'O), Chile Central. *Estratigrafía y Geoquímica*. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias, Mención Geología y al título de Geólogo (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, 154p.
- Sellés, D., Godoy, E., 2000. Residual garnet signature in early Miocene subvolcanic stocks from the Andean foothills of Central Chile. In Congreso Geológico Chileno, N°9, Vol. 1, Actas, pp. 697 – 699. Puerto Varas, Chile.



- Sellés, D., Gana, P., 2001. Geología del Área Talagante – San Francisco de Mostazal, Regiones Metropolitana de Santiago y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°74, 30p., 1 mapa 1:100.000. Santiago.
- Sellés, D., Morata, D., Gana, P., 2005. Garnet phenocrysts in Early Miocene intrusives in Central Chile: Evidence for a crystal fractionation origin of adakite-like magmas. 6<sup>th</sup>. International Symposium on Andean Geodynamics, pp. 659 – 662. Barcelona, España.
- Sellés, D., Dungan, M., Rodríguez, C., 2006. Modern and ancient incompatible element-poor adakite-like magmas in Central Chile: No need for crustal sources. In Congreso Geológico Chileno, N°9, Vol. 2, Actas, pp. 545 – 548. Puerto Varas, Chile.
- Shaw, 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, Vol. 34, pp. 237 – 243.
- Shervais, J., Zoglman, M., Hanan, B., 2005. The Stonyford Volcanic Complex: a Forearc Seamount in the Northern California Coast Ranges. *Journal of Petrology*, Vol. 46, No. 10, pp. 2091 – 2128.
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South America Earth Sciences*, Vol. 11, N°3, pp. 212–215.
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the Ocean Basins* (Saunders. A. D., Norry, M. J. (eds.)). Geological Society, Special Publication, No. 42, pp. 313 – 345.
- Stern, C. R., Amini, H., Charrier, R., Godoy, E., Hervé, F., Varela, J., 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Yaucha and Río Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 23, pp. 39–52.
- Stern, C. R., 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology*, Vol. 19, pp. 78 – 81.
- Stern, C. R., 2011. Subduction erosion: Rates, mechanisms, and its role in arc magmatism and the evolution of the continental crust and mantle. *Gondwana Research*, Vol. 20, pp. 284 – 308.
- Tatsumi, Y., Kogiso, T., Nohda, S., 1995. Formation of a third volcanic chain in Kamchatka: generation of unusual subduction-related magmas. *Contributions to Mineral and Petrology*, Vol. 120, pp. 117 – 128.
- Vergara, M., López-Escobar, L., Palma, J. L., Hickey-Vargas, R., Roeschmann, C., 2004. Late tertiary volcanic episodes in the área of the city of Santiago de Chile: new geochronological and geochemical data. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 17, pp. 227–238.
- von Huene, R., Ranero, C. R., Vannucchi, P., 2004. Generic model of subduction erosion. *Geology*, Vol. 32, pp. 913 – 916.

- Walker, G., 1991. Structure and origin by injection of lava under Surface crust, of tumuli, "lava rises", "lava rise-pits", and "lava-inflation clefts" in Hawaii. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 53, pp. 546–558.
- Wall, R., Gana, P., Gutiérrez, A., 1996. Mapa geológico del área de San Antonio – Melipilla, regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapas Geológicos N°2, 20p., 1 mapa 1:100.000. Santiago.
- Wall, R., Sellés, D., Gana, P., 1999. Área Tiltit - Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapas Geológicos, N°11, 1 mapa 1:100.000. Santiago.
- Wall, R., Lara, L., 2001. Lavas Las Pataguas: volcanismo alcalino en el antearco andino del Mioceno Inferior, Chile central. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 28, N°2, pp. 243–258.
- Wall, R., Lara, L. E., Pérez de Arce, C., 2001. Upper Pliocene-Lower Pleistocene  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of Pudahuel Ignimbrite (Diamante-Maipo Volcanic complex), Central Chile (33.5°S). In *Simposio Sudamericano de Geología Isotópica*, N°3. Pucón, Chile, 2001.
- Winchester, J. A., Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation product using immobile elements. *Chemical Geology*, Vol. 20, pp. 325 – 343.
- Yáñez, G., Fernández, R., Gana, P., Capó, J. M., 1997. Resultados preliminares estudio magnetotélúrico en zona anómala de Melipilla, Región Metropolitana, Chile: Implicancias tectónicas y magmáticas. En *Congreso Geológico Chileno*, N°VIII, Vol. 3, pp. 1729–1733. Antofagasta, Chile.
- Yáñez, G., Gana, P., Fernández, R., 1998. Origen y significado geológico de la Anomalía Melipilla, Chile central. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 25, N°2, pp. 175–198.
- Yáñez, G., Ranero, C. R., von Huene, R., Díaz, J., 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): The role of the Juan Fernandez Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106, N° B4, pp. 6325–6345.
- Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., Sellés, D., 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca - Andean subduction system at 33 – 34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, pp. 23-38.
- Yáñez, G., Cembrano, J., 2004. Role of viscous plate coupling in the late Tertiary Andean tectonics. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, pp. 6325 – 6345.
- Yoshikawa, M., 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, No. B2, pp. 2879 – 2901.

## **ANEXO A: UBICACIÓN DE MUESTRAS**

Tabla A.1: Ubicación, análisis y observaciones de las muestras recolectadas de la unidad Lavas Las Pataguas.

\*: El código de las muestras fue modificado con una C, Q, D o T adicional al final para diferenciarlas de los análisis de lámina transparente convencional, geoquímica, datación y lámina transparente pulida, respectivamente.

Muestra*	Ubicación (Coordenadas UTM)		Análisis	Observaciones
	Longitud	Latitud		
PM190614-1	266858	6256953	Geoquímica	Túmulo
PM150714-1	266965	6257039	Lámina transparente convencional Geoquímica Lámina transparente pulida Datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	
PM160714-1	277226	6257153	Lámina transparente convencional Geoquímica	
PM160714-2	266947	6257038	Geoquímica	
PM160714-3	267011	6257016	Geoquímica	
PM160714-4	266876	6256979	Geoquímica	Túmulo
PM160714-5	266335	6256912	Lámina transparente convencional Geoquímica Lámina transparente pulida Datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Túmulo
PM170714-1	266559	6256971	Lámina transparente convencional Geoquímica	Túmulo
PM170714-2	264394	6256636	Lámina transparente convencional Geoquímica	
PM170714-3	264133	6256711	Lámina transparente convencional Geoquímica	Túmulo
PM170714-4	264146	6256670	Lámina transparente convencional Geoquímica Lámina transparente pulida Datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	
PM170714-5	264317	6256869	Geoquímica	
PM170714-6	263902	6256624	Geoquímica	
PM170714-7	264521	6256703	Geoquímica	
PM170714-8	264480	6256381	Geoquímica	
PM170714-9	266987	6257057	Geoquímica	

**ANEXO B: RESULTADOS GEOQUÍMICOS E  
ISOTÓPICOS ANTERIORES**

Tabla B.1: Datos geoquímicos e isotópicos de la unidad Lavas Las Pataguas. Los elementos mayores se encuentran en porcentaje en peso (%wt), mientras que los elementos trazas en partes por millón (ppm), con excepción del Au que está en partes por billón (ppb). Extraídos de [Wall y Lara \(2001\)](#).

\*: Nuevo análisis para muestra molida en SERNAGEOMIN. \*\*: Nuevo análisis para muestra molida en la Universidad de Cornell, EE. UU.

Muestra	RW-670	RW-670*	RW-670**	RW-674	RW-674*
SiO <sub>2</sub>	53,93			52,15	
TiO <sub>2</sub>	1,88			1,94	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,23			15,76	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,8			4,48	
MnO	6,06			5,87	
MgO	0,17			0,17	
CaO	3,22			3,35	
Na <sub>2</sub> O	7,8			8,28	
K <sub>2</sub> O	3,73			3,82	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,47			2,34	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,71			0,51	
SiO <sub>2</sub>					
H <sub>2</sub> O	0,88			1,12	
Suma	99,88			99,78	
Ni	23	26	15	24	29
Sc	34	31	30	32	30
Ba	484	479	529	422	470
Be					
Co	25	28	26	24	26
Cs		3,7	3,7		3,6
Ga					
Hf		7,4	7		7,7
Nb	12			12	
Rb	70			67	
Sn					
Sr	415	431	390	423	434
Ta		0,8	0,74		0,76
Th		8,6	8,2		8,4
U		2,7	2,5		2,7
V	340			318	
W					



Continuación Tabla A.1

Muestra	RW-670	RW-670*	RW-670**	RW-674	RW-674*
Zr	236			303	
Y	41			38	
La		31,6	30		31,1
Ce		74,2	67,2		72,3
Pr					
Nd		40,7	36,6		44,2
Sm		9,28	8,8		9,27
Eu		1,98	1,84		1,98
Gd					
Tb		1,252	1,3		1,215
Yb		4,01	3,99		3,95
Lu		0,568	0,529		0,565
Cu	290			285	
Pb	5			6	
Zn	116			110	
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$			0,703996		
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$			0,512804		
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$			18,596		
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$			15,622		
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$			38,542		

## **ANEXO C: RESULTADOS DE ANÁLISIS PUNTUALES EN SEM-EDS**

## Análisis en plagioclasas

Roca	PM150714-1T	PM150714-1T	PM150714-1T	PM150714-1T	PM150714-1T	PM150714-1T
Sector	1	1	1	1	2	2
Espectro	1	2	3	7	3	5
Tipo	Fx. centro	Fx. centro	Fx. centro	Fx. centro	Fx. z-centro	Fx. z-borde
<b>Óxidos (wt%)</b>						
SiO <sub>2</sub>	56,44	56,27	55,91	55,98	56,18	55,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,87	27,08	27,32	27,16	27,2	27,43
FeO <sup>T</sup>	0,78	0,78	0,74	0,8	0,79	0,89
CaO	10,4	10,62	10,84	10,78	10,58	10,76
Na <sub>2</sub> O	5,12	4,86	4,83	4,86	4,89	4,82
K <sub>2</sub> O	0,39	0,39	0,36	0,42	0,37	0,34
Total	100	100	100	100	100,01	100,01
<b>Fórmula estructural normalizada a 8 oxígenos</b>						
Si	2,545	2,537	2,523	2,528	2,533	2,518
Al	1,428	1,439	1,453	1,445	1,445	1,460
Fe <sup>T</sup>	0,029	0,029	0,028	0,030	0,030	0,034
Ca	0,503	0,513	0,524	0,521	0,511	0,521
Na	0,448	0,425	0,422	0,425	0,428	0,422
K	0,022	0,022	0,020	0,024	0,021	0,020
Total	4,975	4,965	4,97	4,973	4,968	4,975
An(%)	52	54	54	54	53	54
Ab(%)	46	44	44	44	45	44
Or(%)	2	2	2	2	2	2
<b>Análisis geotermobarométrico: Ecuaciones 24a y 25a de Putirka (2008)</b>						
Kd	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06
T (°C)	1072	1072	1063	1063	1057	1057
P (kbar)	10,2	9,9	9,6	9,6	9,3	9,1

Fx.: fenocristal, z: zonado.

## Análisis en plagioclasas

Roca	PM150714-1T	PM150714-1T	PM160714-5T	PM160714-5T	PM150714-1T	PM160714-5T
Sector	2	3	1	1	1	1
Espectro	6	2	1	2	3	4
Tipo	Fx. z-borde	Fx. z-borde	Fx. centro	Fx. centro	Fx. centro	Fx. centro
<b>Óxidos (wt%)</b>						
SiO <sub>2</sub>	55,63	59,01	55,84	55,96	55,97	56,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,48	25,02	27,4	27,09	27,29	27,1
FeO <sup>T</sup>	0,81	0,86	0,96	0,94	0,87	0,86
CaO	11,05	8,27	10,64	10,81	10,71	10,85
Na <sub>2</sub> O	4,68	6,18	4,72	4,75	4,76	4,74
K <sub>2</sub> O	0,35	0,66	0,43	0,45	0,39	0,41
Total	100	100	99,99	100	99,99	100,01
<b>Fórmula estructural normalizada a 8 oxígenos</b>						
Si	2,513	2,521	2,528	2,526	2,530	2,567
Al	1,463	1,458	1,442	1,452	1,442	1,406
Fe <sup>T</sup>	0,031	0,036	0,036	0,033	0,032	0,034
Ca	0,535	0,515	0,523	0,518	0,525	0,476
Na	0,410	0,413	0,416	0,417	0,415	0,469
K	0,020	0,025	0,026	0,022	0,024	0,026
Total	4,972	4,968	4,971	4,965	4,968	4,978
An(%)	56	41	54	54	54	55
Ab(%)	42	55	43	43	43	43
Or(%)	2	4	3	3	3	2
<b>Análisis geotermobarométrico: Ecuaciones 24a y 25a de Putirka (2008)</b>						
Kd	0,06	0,11	0,06	0,06	0,06	0,06
T (°C)	1041	1028	1020	1021	1020	1021
P (kbar)	9,1	12,3	6,7	6,7	6,7	6,6

Fx.: fenocristal, z: zonado.

## Análisis en plagioclasas

Roca	PM160714-5T	PM160714-5T	PM170714-4T	PM170714-4T	PM170714-4T	PM170714-4T
Sector	2	2	1	1	1	2
Espectro	3	7	1	2	3	1
Tipo	Mx. centro	Mx. centro	Fx. centro	Fx. centro	Fx. centro	Fx. centro
<b>Óxidos (wt%)</b>						
SiO <sub>2</sub>	56,95	59,53	55,83	55,78	55,91	55,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,47	24,66	27,46	27,47	27,32	27,08
FeO <sup>T</sup>	0,9	0,76	0,74	0,78	0,74	0,84
CaO	9,86	7,91	10,8	10,73	10,84	10,8
Na <sub>2</sub> O	5,37	6,37	4,84	4,85	4,83	4,9
K <sub>2</sub> O	0,46	0,78	0,34	0,38	0,36	0,39
Total	100,01	100,01	100,01	99,99	100	100
<b>Fórmula estructural normalizada a 8 oxígenos</b>						
Si	2,669	2,519	2,518	2,523	2,529	2,511
Al	1,303	1,460	1,461	1,453	1,441	1,461
Fe <sup>T</sup>	0,028	0,028	0,029	0,028	0,032	0,032
Ca	0,380	0,522	0,519	0,524	0,523	0,535
Na	0,554	0,423	0,425	0,423	0,429	0,419
K	0,045	0,020	0,022	0,021	0,022	0,021
Total	4,979	4,972	4,974	4,972	4,976	4,979
An(%)	49	39	54	54	54	54
Ab(%)	48	57	43	44	44	44
Or(%)	3	4	3	2	2	2

Fx.: fenocristal, Mx: microcristal.

## Análisis en plagioclasas

Roca	PM160714-5T	PM160714-5T	PM170714-4T	PM170714-4T	PM170714-4T	PM170714-4T
Sector	2	2	1	1	1	2
Espectro	3	7	1	2	3	1
Tipo	Mx. centro	Mx. centro	Fx. centro	Fx. centro	Fx. centro	Fx. centro
<b>Óxidos (wt%)</b>						
SiO <sub>2</sub>	56,95	59,53	55,83	55,78	55,91	55,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,47	24,66	27,46	27,47	27,32	27,08
FeO <sup>T</sup>	0,9	0,76	0,74	0,78	0,74	0,84
CaO	9,86	7,91	10,8	10,73	10,84	10,8
Na <sub>2</sub> O	5,37	6,37	4,84	4,85	4,83	4,9
K <sub>2</sub> O	0,46	0,78	0,34	0,38	0,36	0,39
Total	100,01	100,01	100,01	99,99	100	100
<b>Fórmula estructural normalizada a 8 oxígenos</b>						
Si	2,669	2,519	2,518	2,523	2,529	2,511
Al	1,303	1,460	1,461	1,453	1,441	1,461
Fe <sup>T</sup>	0,028	0,028	0,029	0,028	0,032	0,032
Ca	0,380	0,522	0,519	0,524	0,523	0,535
Na	0,554	0,423	0,425	0,423	0,429	0,419
K	0,045	0,020	0,022	0,021	0,022	0,021
Total	4,979	4,972	4,973	4,972	4,976	4,979
An(%)	49	39	54	54	54	54
Ab(%)	48	57	43	44	44	44
Or(%)	3	4	3	2	2	2

Fx.: fenocristal, Mx: microcristal.



## Análisis en plagioclasas

Roca	PM170714-4T	PM170714-4T	PM170714-4T	PM170714-4T	PM170714-4T	PM170714-4T
Sector	2	2	3	4	4	5
Espectro	2	7	4	3	4	1
Tipo	Fx. centro	Mx. centro	Mx. z-borde	Mx. z-centro	Fx. centro	Fx. centro
<b>Óxidos (wt%)</b>						
SiO <sub>2</sub>	55,55	57,88	57,66	64,59	57,69	55,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,42	25,4	26,96	21,66	25,87	27,76
FeO <sup>T</sup>	0,84	1,33	0,83	0,54	1	1,67
CaO	11,04	9,2	9,26	3,84	9,3	10,47
Na <sub>2</sub> O	4,78	5,63	5,75	7,22	5,66	4,78
K <sub>2</sub> O	0,37	0,57	0,53	2,15	0,48	0,43
Total	100	100,01	100,99	100	100	100,9
<b>Fórmula estructural normalizada a 8 oxígenos</b>						
Si	2,609	2,595	2,864	2,597	2,532	2,515
Al	1,349	1,377	1,132	1,372	1,428	1,465
Fe <sup>T</sup>	0,050	0,031	0,020	0,038	0,063	0,028
Ca	0,444	0,447	0,182	0,449	0,508	0,524
Na	0,492	0,502	0,621	0,494	0,420	0,420
K	0,033	0,030	0,122	0,028	0,025	0,020
Total	4,977	4,982	4,941	4,978	4,976	4,972
An(%)	55	46	46	20	47	53
Ab(%)	43	50	51	67	51	44
Or(%)	2	4	3	13	2	3

Fx.: fenocristal, Mx: microcristal, z: zonado.

### Análisis en plagioclasas

Roca	PM170714-4T	PM170714-4T	PM170714-4T
Sector	5	5	5
Espectro	1	2	8
Tipo	Fx. centro	Fx. centro	Fx. centro
<b>Oxidos (wt%)</b>			
SiO <sub>2</sub>	55,71	55,66	53,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,53	27,36	28,22
FeO <sup>T</sup>	0,75	0,89	0,68
CaO	10,84	10,82	12,17
Na <sub>2</sub> O	4,8	4,87	4,49
K <sub>2</sub> O	0,35	0,4	0,15
Total	99,98	100	98,74
<b>Fórmula estructural normalizada a 8 oxígenos</b>			
Si	2,532	2,515	2,516
Al	1,428	1,465	1,457
Fe <sup>T</sup>	0,063	0,028	0,034
Ca	0,508	0,524	0,524
Na	0,420	0,420	0,427
K	0,025	0,020	0,023
Total	4,976	4,972	4,981
An(%)	53	54	54
Ab(%)	44	44	44
Or(%)	3	2	2

Fx.: fenocristal.

## Análisis en olivinos

Roca	PM150714-1T	PM150714-1T	PM150714-1T	PM150714-1T	PM150714-5T	PM150714-5T
Sector	1	1	1	2	3	3
Espectro	3	4	8	1	1	3
Tipo	Fx. centro	Fx. centro	Fx. centro	Fx. centro	Fx. centro	Fx. centro
<b>Óxidos (wt%)</b>						
SiO <sub>2</sub>	38,79	38,32	38,21	38,56	38,38	38,32
FeO <sup>T</sup>	26,16	26,96	28,24	26,11	28,36	28,37
CaO	0,27	0,26	0	0,32	0,28	0,29
MgO	34,54	34,22	33,22	34,76	32,67	32,7
MnO	0,24	0,24	0,33	0,25	0,31	0,32
Total	100	100	100	100	100	100
<b>Fórmula estructural normalizada a 4 oxígenos</b>						
Si	1,025	1,017	1,02	1,019	1,025	1,024
Fe <sup>T</sup>	0,578	0,599	0,63	0,577	0,634	0,634
Ca	0,005	0,005	0,007	0,006	0,007	0,007
Mg	1,36	1,354	1,322	1,37	1,301	1,302
Mn	0,008	0,007	0	0,009	0,008	0,008
Suma cationes	2,976	2,982	2,979	2,981	2,975	2,975
<b>Análisis geotermómetro: Ecuación 22 de Putirka (2008)</b>						
Kd	0,245	0,254	0,269	0,238	0,275	0,275
T (°C)	No cumple	No cumple	1191	No cumple	1195	1195

Fx.: fenocristal. No cumple: El cristal no cumple los requisitos de equilibrio con el líquido mediante el análisis del coeficiente de partición Kd.

## Análisis en olivinos

Roca	PM170714-4T	PM170714-4T	PM170714-4T	PM170714-4T	PM170714-4T	PM170714-4T
Sector	2	3	3	4	5	5
Espectro	4	1	2	2	3	4
Tipo	Fx. centro	Fx. centro	Fx. centro	Mx. centro	Fx. centro	Fx. centro
<b>Óxidos (wt%)</b>						
SiO <sub>2</sub>	38,73	38,56	38,38	35,84	38,39	38,37
FeO <sup>T</sup>	26,66	26,15	27,96	42,88	26,47	26,56
CaO	0,25	0	0	0,31	0	0,33
MgO	34,08	35,05	33,36	20,42	34,87	34,48
MnO	0,28	0,24	0,31	0,56	0,27	0,26
Total	100	100	100,01	100,01	100	100
<b>Fórmula estructural normalizada a 4 oxígenos</b>						
Si	1,026	1,019	1,023	1,033	1,016	1,017
Fe <sup>T</sup>	0,59	0,578	0,623	1,034	0,586	0,589
Ca	0,006	0,005	0,007	0,014	0,006	0,006
Mg	1,345	1,38	1,325	0,877	1,376	1,362
Mn	0,007	0	0	0,01	0	0,009
Suma cationes	2,974	2,982	2,978	2,968	2,984	2,983
<b>Análisis de geotermómetro: Ecuación 22 de Putirka (2008)</b>						
Kd	0,252	0,240	0,270	0,678	0,240	0,243
T (°C)	No cumple	No cumple	1189	No cumple	No cumple	No cumple

Fx.: fenocristal, Mx.: microcristal. No cumple: El cristal no cumple los requisitos de equilibrio con el líquido mediante el análisis del coeficiente de partición Kd.

## Análisis en olivinos

Roca	PM170714-4T	PM170714-4T
Sector	5	5
Espectro	5	6
Tipo	Fx. centro	Fx. centro
<b>Óxidos (wt%)</b>		
SiO <sub>2</sub>	38,06	38,65
FeO <sup>T</sup>	26,69	25,95
CaO	0,32	0,3
MgO	34,69	34,83
MnO	0,25	0,27
Total	100,01	100
<b>Fórmula estructural normalizada a 4 oxígenos</b>		
Si	1,01	1,021
Fe <sup>T</sup>	0,592	0,573
Ca	0,006	0,006
Mg	1,372	1,371
Mn	0,009	0,008
Suma cationes	2,989	2,979
<b>Análisis de geotermómetro: Ecuación 22 de Putirka (2008)</b>		
Kd	0,243	0,235
T (°C)	No cumple	No cumple

Fx.: fenocristal. No cumple: El cristal no cumple los requisitos de equilibrio con el líquido mediante el análisis del coeficiente de partición Kd.

## Análisis en augitas

Roca	PM150714-1T	PM150714-1T	PM160714-5T	PM160714-5T	PM160714-5T	PM160714-5T
Sector	3	3	2	2	2	2
Espectro	7	8	1	2	4	6
Tipo	Mx. centro	Mx. centro	Fx. z-centro	Fx. z-borde	Mx. centro	Mx. centro
<b>Óxidos (wt%)</b>						
SiO <sub>2</sub>	52,91	53,01	53,81	53,01	52,61	53,25
TiO <sub>2</sub>	1,03	0,98	0,39	0,98	1,13	0,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,26	1,85	1,29	2,07	2,46	1,76
FeO <sup>T</sup>	9,99	9,84	11,6	10,22	10,56	10,06
CaO	18,46	18,75	18,75	18,19	17,61	18,15
Na <sub>2</sub> O	0,38	0,38	0,44	0,42	0,37	0,33
MgO	14,79	14,99	13,45	15,12	15,26	15,36
MnO	0,18	0,19	0,27	0	0	0,19
Total	100	99,99	100	100,01	100	100,01
<b>Fórmula estructural normalizada a 6 oxígenos</b>						
Si	1,959	1,964	2,006	1,962	1,948	1,970
Ti	0,099	0,081	0,057	0,090	0,107	0,077
Al <sup>T</sup>	0,309	0,305	0,362	0,316	0,327	0,311
Fe <sup>T</sup>	0,006	0,006	0,009	0,000	0,000	0,006
Ca	0,816	0,828	0,747	0,834	0,842	0,847
Na	0,732	0,744	0,749	0,721	0,698	0,719
Mg	0,027	0,027	0,032	0,030	0,027	0,024
Mn	0,029	0,027	0,011	0,027	0,031	0,025
Suma cationes	3,977	3,982	3,971	3,981	3,980	3,979
<b>Análisis de geotermómetro: Ecuación 33 de Putirka (2008)</b>						
Kd	0.308	0.299	0.361	0.283	0.289	0.274
T (°C)	1036	1035	No cumple	1034	1034	1029

Fx.: fenocristal, Mx: microcristal, z: zonado. No cumple: El cristal no cumple los requisitos de equilibrio con el líquido mediante el análisis del coeficiente de partición Kd.

## Análisis en augitas

Roca	PM170714-4T	PM170714-4T	PM170714-4T	PM170714-4T
Sector	2	2	4	4
Espectro	5	6	1	6
Tipo	Mx. centro	Mx. centro	Mx. centro	Mx. centro
<b>Óxidos (wt%)</b>				
SiO <sub>2</sub>	51,25	53,19	52,05	53,41
TiO <sub>2</sub>	1,44	0,92	1,35	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,59	2,13	2,68	1,76
FeO <sup>T</sup>	10,99	10,42	10,27	9,97
CaO	18,16	17,21	18,36	17,92
Na <sub>2</sub> O	0,49	0,32	0,37	0,34
MgO	13,92	15,62	14,91	15,73
MnO	0,16	0,19	0	0
Total	100	100	99,99	100
<b>Fórmula estructural normalizada a 6 oxígenos</b>				
Si	1,910	1,965	1,931	1,971
Ti	0,040	0,026	0,038	0,024
Al <sup>T</sup>	0,158	0,093	0,117	0,077
Fe <sup>T</sup>	0,342	0,322	0,319	0,308
Ca	0,725	0,681	0,730	0,709
Na	0,035	0,023	0,027	0,024
Mg	0,773	0,860	0,825	0,865
Mn	0,005	0,006	0,000	0,000
Suma cationes	3,989	3,975	3,986	3,978
<b>Análisis de geotermómetro: Ecuación 33 de Putirka (2008)</b>				
Kd	0,470	0,409	0,421	0,393
T (°C)	No cumple	1041	1037	1039

Mx: microcristal. No cumple: El cristal no cumple los requisitos de equilibrio con el líquido mediante el análisis del coeficiente de partición Kd.



### Análisis en opacos

Roca	PM150714-1T	PM150714-1T	PM150714-1T	PM160714-5T	PM160714-5T	PM170714-4T
Sector	1	2	3	1	2	2
Espectro	5	4	5	5	5	3
Tipo	Mx. centro	Mx. centro	Mx. centro	Fx. z-borde	Mx. centro	Mx. centro
<b>Óxidos (wt%)</b>						
SiO <sub>2</sub>	0	0	0	0	1,36	0
TiO <sub>2</sub>	16,29	16,19	17,01	14,07	18,47	14,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,81	3,73	3,48	4	3,54	4,33
FeO <sup>T</sup>	72,82	72,97	74,44	76,25	73,04	75,68
MgO	4,4	4,5	3,63	4,22	2,16	3,21
MnO	0,26	0,25	0,27	0	0,3	0,24
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,19	1,29	0	1,46	0	1,29
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,22	1,06	1,16	0	1,14	0,94
Total	99,99	99,99	99,99	100	100,01	99,99
<b>Fórmula estructural normalizada a 32 oxígenos</b>						
Si	0	0	0	0	0,430	0
Ti	3,868	3,880	4,109	3,385	4,387	3,477
Al <sup>T</sup>	1,418	1,401	1,317	1,508	1,318	1,650
Fe <sup>2+</sup>	11,945	11,799	12,398	11,900	13,202	12,251
Mg	2,071	2,137	1,738	2,012	1,017	1,547
Mn	0,0695	0,067	0,0735	0	0,0802	0,0657
Cr	0,300	0,325	0	0,369	0	0,330
V	0,127	0,112	0,123	0	0,119	0,100
Fe <sup>3+</sup>	7,284	7,648	7,597	8,501	6,091	8,213
Suma cationes	27,082	27,369	27,356	27,676	26,643	27,634

Mx: microcristal.

### Análisis en opacos

Roca	PM170714-4T	PM170714-4T	PM170714-4T	PM170714-4T
Sector	3	4	4	5
Espectro	3	5	7	7
Tipo	Mx. centro	Mx. centro	Mx. centro	Mx. centro
<b>Óxidos (wt%)</b>				
SiO <sub>2</sub>	0	0	0	0
TiO <sub>2</sub>	16,29	16,19	17,01	14,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,81	3,73	3,48	4
FeO <sup>T</sup>	72,82	72,97	74,44	76,25
MgO	4,4	4,5	3,63	4,22
MnO	0,26	0,25	0,27	0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,19	1,29	0	1,46
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,22	1,06	1,16	0
Total	99,99	99,99	99,99	100
<b>Fórmula estructural normalizada a 32 oxígenos</b>				
Si	0,554	0,522	0,000	0,000
Ti	4,762	5,390	5,329	3,150
Al <sup>T</sup>	0,958	0,530	0,641	1,756
Fe <sup>2+</sup>	13,706	14,134	13,935	11,831
Mg	0,728	0,615	0,634	1,932
Mn	0,112	0,114	0,103	0,063
Cr	0,000	0,000	0,000	0,297
V	0,117	0,084	0,102	0,103
Fe <sup>3+</sup>	5,386	4,519	5,710	8,794
Suma cationes	26,322	25,907	26,453	27,926

Mx: microcristal.

## **ANEXO D: DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS**

## MUESTRA PM150714-1C

**Nombre de roca:** Andesita basáltica porfírica de olivino

**Textura:** Glomeroporfídica y sieve en fenocristales de plagioclasa, intergranular en la masa fundamental.

**Observaciones:** Roca de color negro con fenocristales de plagioclasa de hasta 1 cm de largo, tabulares y bastante frescos, pero fracturados. También hay fenocristales de olivino subhedrales y alterados a óxidos-hidróxidos de Fe. Los olivinos, a veces, se presentan en cúmulos en contacto con plagioclasa, llegando a textura glomeroporfídica del tipo plagioclasa-olivino. La masa fundamental está caracterizada por clinopiroxenos, plagioclasas y abundantes opacos. Las plagioclasas de fenocristales y masa fundamental poseen soluciones.

### Fenocristales: 23%

Mineral	%	Alteración	Características
Plagioclasa	22	Frescos	Tabulares, de hasta 1 cm de largo, maclado tipo albita, periclina y polisintética. Evidente zonación y fracturas irregulares.
Olivino	1	Iddingsita	Subhedrales prismáticos, de hasta 3 mm de radio, muy fracturados y bien alterados, quedando, ocasionalmente, la sombra del fenocristal. A veces presentes en cúmulos, los cuales están en contacto con plagioclasa, llegando a textura glomeroporfídica del tipo plagioclasa-olivino.
Clinopiroxeno	<1%	Iddingsita	Subhedrales prismáticos, de hasta 3 mm de radio, muy fracturados y bien alterados.

### Masa fundamental: 77%

Mineral	%	Alteración	Características
Plagioclasa	45	Frescos	De 0,2 mm a 0,4 mm. Se encuentran muy frescas, levemente fracturadas y con textura sieve con maclado carslab.
Clinopiroxeno	15	Iddingsita/ Óxidos de Fe-Ti	De <0,1 mm en general, aunque alcanzan 0,2 mm. Se observan tanto en la masa fundamental como en contacto con los fenocristales de plagioclasa en textura poikilítica, dejando un tipo de borde de reacción entre estas.
Opacos	17	Ninguna	Tamaño de 0,2 mm, en general. Anhedrales.

**Alteración:** Iddingsita selectiva en fenocristales máficos. Óxidos de Fe intersertal en masa fundamental.

## MUESTRA PM160714-1C

**Nombre de roca:** Andesita basáltica porfírica de olivino

**Textura:** Glomeroporfídica y sieve en fenocristales de plagioclasa, intergranular en la masa fundamental.

**Observaciones:** Roca de color negro con fenocristales de plagioclasa de hasta 1 cm de largo, tabulares y bastante frescos, pero fracturados. También hay fenocristales de olivino subhedrales y alterados a óxidos-hidróxidos de Fe. Los olivinos, a veces, se presentan en cúmulos en contacto con plagioclasa, llegando a una textura glomeroporfídica plagioclasa-olivino. La masa fundamental está caracterizada por clinopiroxenos, plagioclasas y abundantes opacos. Las plagioclasas de fenocristales y masa fundamental poseen soluciones.

### Fenocristales: 23%

Mineral	%	Alteración	Características
Plagioclasa	22	Frescos	Tabulares, de hasta 1 cm de largo, maclado tipo albita, periclina y polisintética. Evidente zonación y fracturas irregulares.
Olivino	1	Iddingsita	Subhedrales prismáticos, de hasta 3 mm de radio, muy fracturados y bien alterados, quedando, ocasionalmente, la sombra del fenocristal. A veces presentes en cúmulos, los cuales están en contacto con plagioclasa, llegando a textura glomeroporfídica del tipo plagioclasa-olivino.
Clinopiroxeno	<1	Iddingsita	Subhedrales prismáticos, de hasta 3 mm de radio, muy fracturados y bien alterados.

### Masa fundamental: 67%

Mineral	%	Alteración	Características
Plagioclasa	32	Frescos	De 0,2 mm a 0,4 mm. Se encuentran muy frescas, levemente fracturadas y con textura sieve con maclado carslab.
Clinopiroxeno	15	Iddingsita/ Óxidos de Fe-Ti	De <0,1 mm en general, aunque alcanzan 0,2 mm. Se observan tanto en la masa fundamental como en contacto con los fenocristales de plagioclasa en textura poikilítica, dejando un tipo de borde de reacción entre estas.
Opacos	20	Ninguna	Tamaño de 0,2 mm, en general. Anhedrales.

**Alteración:** Iddingsita selectiva en fenocristales máficos. Clorita y óxidos de Fe intersertal en masa fundamental.

## MUESTRA PM160714-5C

**Nombre de roca:** Andesita basáltica porfírica de olivino

**Textura:** Glomeroporfídica y sieve en fenocristales de plagioclasa, intergranular en la masa fundamental.

**Observaciones:** Roca de color negro con fenocristales de plagioclasa de hasta 1 cm de largo, tabulares y bastante frescos, pero fracturados. También hay fenocristales de olivino subhedrales y alterados a óxidos-hidróxidos de Fe. Los olivinos, a veces, se presentan en cúmulos en contacto con plagioclasa, llegando a una textura glomeroporfídica plagioclasa-olivino. La masa fundamental está caracterizada por clinopiroxenos, plagioclasas y abundantes opacos. Las plagioclasas de fenocristales y masa fundamental poseen soluciones.

### Fenocristales: 21%

Mineral	%	Alteración	Características
Plagioclasa	21	Frescos	Tabulares, de hasta 1 cm de largo, maclado tipo albita, periclina y polisintética. Evidente zonación y fracturas irregulares.
Olivino	<1	Iddingsita	Subhedrales prismáticos, de hasta 3 mm de radio, muy fracturados y bien alterados, quedando, ocasionalmente, la sombra del fenocristal. A veces presentes en cúmulos, los cuales están en contacto con plagioclasa, llegando a textura glomeroporfídica del tipo plagioclasa-olivino.
Clinopiroxeno	<1	Iddingsita	Subhedrales prismáticos, de hasta 3 mm de radio, muy fracturados y bien alterados.

### Masa fundamental: 79%

Mineral	%	Alteración	Características
Plagioclasa	45	Frescos	De 0,2 mm a 0,4 mm. Se encuentran muy frescas, levemente fracturadas y con textura sieve con maclado carslab.
Clinopiroxeno	15	Iddingsita/ Óxidos de Fe-Ti	De <0,1 mm en general, aunque alcanzan 0,2 mm. Se observan tanto en la masa fundamental como en contacto con los fenocristales de plagioclasa en textura poikilítica, dejando un tipo de borde de reacción entre estas.
Opacos	19	Ninguna	Tamaño de 0,2 mm, en general. Anhedrales.

**Alteración:** Iddingsita selectiva en fenocristales máficos. Óxidos de Fe intersertal en masa fundamental.

## MUESTRA PM170714-1C

**Nombre de roca:** Andesita basáltica porfírica de olivino

**Textura:** Glomeroporfídica y sieve en fenocristales de plagioclasa, intergranular en la masa fundamental.

**Observaciones:** Roca de color negro con fenocristales de plagioclasa de hasta 1 cm de largo, tabulares y bastante frescos, pero fracturados. También hay fenocristales de olivino subhedrales y alterados a óxidos-hidróxidos de Fe. Los olivinos, a veces, se presentan en cúmulos en contacto con plagioclasa, llegando a una textura glomeroporfídica plagioclasa-olivino. La masa fundamental está caracterizada por clinopiroxenos, plagioclasas y abundantes opacos. Las plagioclasas de fenocristales y masa fundamental poseen soluciones.

### Fenocristales: 27%

Mineral	%	Alteración	Características
Plagioclasa	26	Frescos	Tabulares, de hasta 1 cm de largo, maclado tipo albita, periclina y polisintética. Evidente zonación y fracturas irregulares.
Olivino	2	Iddingsita	Subhedrales prismáticos, de hasta 3 mm de radio, muy fracturados y bien alterados, quedando, ocasionalmente, la sombra del fenocristal. A veces presentes en cúmulos, los cuales están en contacto con plagioclasa, teniendo una textura glomeroporfídica plagioclasa-olivino.
Clinopiroxeno	<1	Iddingsita	Subhedrales prismáticos, de hasta 3 mm de radio, muy fracturados y bien alterados.

### Masa fundamental: 73%

Mineral	%	Alteración	Características
Plagioclasa	35	Frescos	De 0,2 mm a 0,4 mm. Se encuentran muy frescas, levemente fracturadas y con textura sieve con maclado carslab.
Clinopiroxeno	18	Iddingsita/ Óxidos de Fe-Ti	De <0,1 mm en general, aunque alcanzan 0,2 mm. Se observan tanto en la masa fundamental como en contacto con los fenocristales de plagioclasa en textura poikilítica, dejando un tipo de borde de reacción entre estas.
Opacos	20	Ninguna	Tamaño de 0,2 mm, en general. Anhedrales.

**Alteración:** Iddingsita selectiva en fenocristales máficos. Óxidos de Fe intersertal en masa fundamental.



## MUESTRA PM170714-2C

**Nombre de roca:** Andesita basáltica porfírica de olivino

**Textura:** Glomeroporfídica y sieve en fenocristales de plagioclasa, intergranular en la masa fundamental.

**Observaciones:** Roca de color negro con fenocristales de plagioclasa de hasta 1 cm de largo, tabulares y bastante frescos, pero fracturados. También hay fenocristales de olivino subhedrales y alterados a óxidos-hidróxidos de Fe. Los olivinos, a veces, se presentan en cúmulos en contacto con plagioclasa, llegando a una textura glomeroporfídica plagioclasa-olivino. La masa fundamental está caracterizada por clinopiroxenos, plagioclasas y abundantes opacos. Las plagioclasas de fenocristales y masa fundamental poseen soluciones.

### Fenocristales: 22%

Mineral	%	Alteración	Características
Plagioclasa	22	Frescos	Tabulares, de hasta 1 cm de largo, maclado tipo albita, periclina y polisintética. Evidente zonación y fracturas irregulares.
Olivino	<1	Iddingsita	Subhedrales prismáticos, de hasta 3 mm de radio, muy fracturados y bien alterados, quedando, ocasionalmente, la sombra del fenocristal. A veces presentes en cúmulos, los cuales están en contacto con plagioclasa, teniendo una textura glomeroporfídica plagioclasa-olivino.
Clinopiroxeno	<1	Iddingsita	Subhedrales prismáticos, de hasta 3 mm de radio, muy fracturados y bien alterados.

### Masa fundamental: 72%

Mineral	%	Alteración	Características
Plagioclasa	35	Frescos	De 0,2 mm a 0,4 mm. Se encuentran muy frescas, levemente fracturadas y con textura sieve con maclado carslab.
Clinopiroxeno	17	Iddingsita/ Óxidos de Fe-Ti	De <0,1 mm en general, aunque alcanzan 0,2 mm. Se observan tanto en la masa fundamental como en contacto con los fenocristales de plagioclasa en textura poikilítica, dejando un tipo de borde de reacción entre estas.
Opacos	20	Ninguna	Tamaño de 0,2 mm, en general. Anhedrales.

**Alteración:** Iddingsita selectiva en fenocristales máficos. Óxidos de Fe intersertal en masa fundamental.

## MUESTRA PM170714-3C

**Nombre de roca:** Andesita basáltica porfírica de olivino

**Textura:** Glomeroporfídica y sieve en fenocristales de plagioclasa, intergranular en la masa fundamental.

**Observaciones:** Roca de color negro con fenocristales de plagioclasa de hasta 1 cm de largo, tabulares y bastante frescos, pero fracturados. También hay fenocristales de olivino subhedrales y alterados a óxidos-hidróxidos de Fe. Los olivinos, a veces, se presentan en cúmulos en contacto con plagioclasa, llegando a una textura glomeroporfídica plagioclasa-olivino. La masa fundamental está caracterizada por clinopiroxenos, plagioclasas y abundantes opacos. Las plagioclasas de fenocristales y masa fundamental poseen soluciones.

### Fenocristales: 21%

Mineral	%	Alteración	Características
Plagioclasa	21	Frescos	Tabulares, de hasta 1 cm de largo, maclado tipo albita, periclina y polisintética. Evidente zonación y fracturas irregulares.
Olivino	<1	Iddingsita	Subhedrales prismáticos, de hasta 3 mm de radio, muy fracturados y bien alterados, quedando, ocasionalmente, la sombra del fenocristal. A veces presentes en cúmulos, los cuales están en contacto con plagioclasa, teniendo una textura glomeroporfídica plagioclasa-olivino.
Clinopiroxeno	<1	Iddingsita	Subhedrales prismáticos, de hasta 3 mm de radio, muy fracturados y bien alterados.

### Masa fundamental: 79%

Mineral	%	Alteración	Características
Plagioclasa	40	Frescos	De 0,2 mm a 0,4 mm. Se encuentran muy frescas, levemente fracturadas y con textura sieve con maclado carslab.
Clinopiroxeno	16	Iddingsita/ Óxidos de Fe-Ti	De <0,1 mm en general, aunque alcanzan 0,2 mm. Se observan tanto en la masa fundamental como en contacto con los fenocristales de plagioclasa en textura poikilítica, dejando un tipo de borde de reacción entre estas.
Opacos	23	Ninguna	Tamaño de 0,2 mm, en general. Anhedrales.

**Alteración:** Iddingsita selectiva en fenocristales máficos. Óxidos de Fe intersertal en masa fundamental.

## MUESTRA PM170714-4C

**Nombre de roca:** Andesita basáltica porfírica de olivino

**Textura:** Glomeroporfídica y sieve en fenocristales de plagioclasa, intergranular en la masa fundamental.

**Observaciones:** Roca de color negro con fenocristales de plagioclasa de hasta 1 cm de largo, tabulares y bastante frescos, pero fracturados. También hay fenocristales de olivino subhedrales y alterados a óxidos-hidróxidos de Fe. Los olivinos, a veces, se presentan en cúmulos en contacto con plagioclasa, llegando a una textura glomeroporfídica plagioclasa-olivino. La masa fundamental está caracterizada por clinopiroxenos, plagioclasas y abundantes opacos. Las plagioclasas de fenocristales y masa fundamental poseen soluciones.

### Fenocristales: 17%

Mineral	%	Alteración	Características
Plagioclasa	15	Frescos	Tabulares, de hasta 1 cm de largo, maclado tipo albita, periclina y polisintética. Evidente zonación y fracturas irregulares.
Olivino	2	Iddingsita	Subhedrales prismáticos, de hasta 3 mm de radio, muy fracturados y bien alterados, quedando, ocasionalmente, la sombra del fenocristal. A veces presentes en cúmulos, los cuales están en contacto con plagioclasa, teniendo una textura glomeroporfídica plagioclasa-olivino.

### Masa fundamental: 83%

Mineral	%	Alteración	Características
Plagioclasa	50	Frescos	De 0,2 mm a 0,4 mm. Se encuentran muy frescas, levemente fracturadas y con textura sieve con maclado carslab.
Clinopiroxeno	25	Iddingsita/ Óxidos de Fe-Ti	De <0,1 mm en general, aunque alcanzan 0,2 mm. Se observan tanto en la masa fundamental como en contacto con los fenocristales de plagioclasa en textura poikilítica, dejando un tipo de borde de reacción entre estas.
Opacos	12	Ninguna	Tamaño de 0,2 mm, en general. Anhedrales.

**Alteración:** Iddingsita selectiva en fenocristales máficos. Óxidos de Fe intersertal en masa fundamental.

## MUESTRA PM170714-8C

**Nombre de roca:** Andesita basáltica porfírica de olivino

**Textura:** Glomeroporfídica y sieve en fenocristales de plagioclasa, intergranular en la masa fundamental.

**Observaciones:** Roca de color negro con fenocristales de plagioclasa de hasta 1 cm de largo, tabulares y bastante frescos, pero fracturados. También hay fenocristales de olivino subhedrales y alterados a óxidos-hidróxidos de Fe. Los olivinos, a veces, se presentan en cúmulos en contacto con plagioclasa, llegando a una textura glomeroporfídica plagioclasa-olivino. La masa fundamental está caracterizada por clinopiroxenos, plagioclasas y abundantes opacos. Las plagioclasas de fenocristales y masa fundamental poseen soluciones.

### Fenocristales: 20%

Mineral	%	Alteración	Características
Plagioclasa	20	Frescos	Tabulares, de hasta 1 cm de largo, maclado tipo albita, periclina y polisintética. Evidente zonación y fracturas irregulares.
Olivino	<1	Iddingsita	Subhedrales prismáticos, de hasta 3 mm de radio, muy fracturados y bien alterados, quedando, ocasionalmente, la sombra del fenocristal. A veces presentes en cúmulos, los cuales están en contacto con plagioclasa, teniendo una textura glomeroporfídica plagioclasa-olivino.

### Masa fundamental: 80%

Mineral	%	Alteración	Características
Plagioclasa	50	Frescos	De 0,2 mm a 0,4 mm. Se encuentran muy frescas, levemente fracturadas y con textura sieve con maclado carslab.
Clinopiroxeno	20	Iddingsita/ Óxidos de Fe-Ti	De <0,1 mm en general, aunque alcanzan 0,2 mm. Se observan tanto en la masa fundamental como en contacto con los fenocristales de plagioclasa en textura poikilítica, dejando un tipo de borde de reacción entre estas.
Opacos	10	Ninguna	Tamaño de 0,2 mm, en general. Anhedrales.

**Alteración:** Iddingsita selectiva en fenocristales máficos. Óxidos de Fe intersertal en masa fundamental.