“EVOLUCIÓN VOLCÁNICA Y PETROLÓGICA DEL VOLCÁN LANÍN, UN ESTRATOVOLCÁN DE ARCO, NEUQUÉN-ARGENTINA”

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo
Tesis Doctoral

Licenciado: Tomás G. Fuentes
Director: Doctor Eugenio Aragón
Centro de Investigaciones Geológicas
(CIG-CONICET-UNLP)

- Año 2021 -

“EVOLUCION VOLCÁNICA Y PETROLÓGICA DEL VOLCÁN LAÑIN, UN ESTRATOVOLCÁN DE ARCO, NEUQUÉN-ARGENTINA”

Tesis Doctoral
Licenciado: Tomás G. Fuentes
Director: Doctor Eugenio Aragón
Centro de Investigaciones Geológicas
(CIG-CONICET-UNLP)

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Año - 2021

"A mi familia,
a mis amigos y amigas,
a Lulú"

(Clase de consulta para el final de Petrología I, año 2011, FCyMDLP)

Profesor (Eugenio): -¡...el magma es como el vino!

Alumno (Tomás): -¡En ese caso, habría que estudiar muy bien los volcanes!

ÍNDICE DE CONTENIDOS

AGRADECIMIENTOS.....I

RESUMEN.....III

ABSTRACT.....IV

INTRODUCCIÓN.....VI

CAPÍTULO 1 – MARCO GEOLÓGICO Y CONTEXTO REGIONAL DEL VOLCÁN LANÍN.....1

1.1 Contexto tectónico regional.....2

1.2 Zona Volcánica Sur.....2

1.3 Zona de falla Liquiñe – Ofqui.....4

1.4 Cadena volcánica Villarrica – Quetrupillán – Lanín.....5

1.4.1 Volcán Villarrica.....7

1.4.2 Volcán Quetrupillán.....7

1.5 Volcán Lanín.....9

1.5.1 Ubicación geográfica y acceso.....9

1.5.2 Trabajos antecedentes.....9

CAPÍTULO 2 – METODOLOGÍA.....13

2.1 Tareas de campo.....14

2.2 Tareas de gabinete / laboratorio.....14

2.2.1 Confección de un sistema de información geográfica (SIG).....14

2.2.2 Estudios petrográficos.....15

2.2.3 Análisis geoquímicos de roca total.....15

2.2.4 Análisis de química mineral.....16

CAPÍTULO 3 – GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DEL VOLCÁN LANÍN.....17

3.1 Basamento.....18

3.1.1 Complejo Metamórfico Colohuincul……18
3.1.2 Formación Huechuláfquen……19
3.1.3 Formación Auca Pan……19
3.2 Geología del volcán Lanín……19
3.2.1 UNIDAD LANÍN 1……29
3.2.2 UNIDAD LANÍN 2……33
3.2.3 UNIDAD LANÍN 3……37
3.3 Depósitos medio-distales……38
3.4 Volcán monogenético El Arenal……38
3.5 Conos adventicios Paimún……41
3.6 Relleno moderno……41
3.7 Glaciares del volcán Lanín……43
3.8 Interpretación de la geología del volcán Lanín……43

CAPÍTULO 4 – PETROGRAFÍA DEL VOLCÁN LANÍN……46
4.1 Análisis petrográfico del Volcán Lanín……47
4.1.1 Descripciones petrográficas UNIDAD LANÍN 1……49
4.1.2 Descripciones petrográficas UNIDAD LANÍN 2……59
4.1.3 Descripciones petrográficas UNIDAD LANÍN 3……63
4.1.4 Fases minerales y texturas relevantes……66
4.2 Interpretación de la petrografía……69

CAPÍTULO 5 – GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL DEL VOLCÁN LANÍN……73
5.1 Diagrama de clasificación *TAS (total alkali silica)*……74
5.1.1 Interpretación del diagrama *TAS*……76
5.2 Diagramas de variación tipo "*Harker*"……79
5.2.1 Interpretación de diagramas "*Harker*"……83
5.3 Diagramas de discriminación de series magmáticas……84
5.4 Diagramas de discriminación tectono-magmáticos……86
5.5 Minerales normativos en función de los análisis geoquímicos (Norma *CIPW*)….88
5.6 Diagramas múlti-elementos tipo "*spider*"……89
5.6.1 Interpretación de los diagramas múlti-elementos……90
5.7 Diagramas de elementos de tierras raras……93

5.7.1 Interpretación de los diagramas de tierras raras……..93

CAPÍTULO 6 – QUÍMICA MINERAL DEL VOLCÁN LANÍN……97
6.1 Plagioclasas……98
6.2 Olivinas……115
6.3 Piroxenos……123
6.4 Óxidos……125
6.5 Vidrio volcánico……125
6.6 Análisis de geobarómetros y geotermómetros……127
6.6.1 Geotermómetros con vidrio……127
6.6.2 Geotermómetro olivina-vidrio……128
6.6.3 Geobarómetros y geotermómetros de plagioclasa-vidrio……129
6.6.4 Geobarómetros y geotermómetros de ortopiroxeno-vidrio……129
6.6.5 Geobarómetros y geotermómetros de clinopiroxeno-vidrio……130
6.6.6 Geobarómetros y geotermómetros de clino-ortopiroxeno……131
6.7 Interpretación y conclusiones de los resultados de geobarómetros y geotermómetros……132
6.8 Geotermometría y fugacidad de oxígeno a partir del par mineral ilmenita-magnetita……135
6.8.1 Interpretación de geotermómetro y fugacidad de oxígeno del par ilmenita-magnetita……137

CAPÍTULO 7 – BALANCE DE MASAS……138
7.1 Basaltoides……140
7.2 Traquitoides……142
7.3 Comportamiento de elementos trazas……142
7.4 Interpretación del modelo de balance de masas para el SML……143

CAPÍTULO 8 – DISCUSIÓN……146
8.1 Evolución volcánica del Sistema Magmático Lanín (SML)……147
8.2 Génesis de los magmas del SML……152
8.2.1 Magmatismo toleítico en la Zona Volcánica Sur Centro (ZVSC)……152
8.2.2 Relación de elementos traza en la ZVSC……156

8.2.3 Elementos traza y distancia a la trinchera……161
8.3 Cristalización fraccionada en el SML……163
8.4 Inmiscibilidad líquida en el SML……164

CONSIDERACIONES FINALES Y CONCLUSIONES……166

BIBLIOGRAFÍA……169

ANEXOS

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de tesis doctoral no hubiera sido posible sin la ayuda y el acompañamiento de todas las personas que de una forma desinteresada estuvieron presentes y me brindaron su apoyo todos estos años, permitiéndome concluir con esta etapa, y regalándome momentos que siempre guardare en mi memoria.

En primer lugar quiero agradecer a mi director Eugenio Aragón por la paciencia, la transmisión de conocimiento, y las charlas con asado y buen vino.

Gracias a mis compañeros y compañeras del instituto que me acompañaron durante los años que compartimos oficinas, mates, almuerzos, birras, cenas y otros menesteres.

Gracias a los jurados Alberto Caselli, Vanesa Litvak y Patricia Sruoga por su tiempo y dedicación, y por las correcciones y sugerencias que ayudaron a enriquecer significativamente el trabajo desarrollado en esta tesis doctoral.

Gracias a las y los investigadores del CIG que de una forma u otra aportaron su granito de arena para que esta tesis doctoral sea. Y de igual forma lo hago extensivo a los colegas del INREMI y de la FCNyM, así como también aquellos con los que compartí congresos y cursos.

Gracias a lxs colegas que me ayudaron durante los trabajos de campo, gracias Manuel López, Joaquín Pérez Mayoral, Lucas Guerriero, Maximiliano "Matt" Rodriguez y Lourdes Santillán.

Gracias geóloga Virginia Toloza (SERNAGEOMIN) por compartir información valiosa del área de estudio y el intercambio de ideas.

Gracias a los pobladores de la comunidad Mapuche por permitirme entrar en el territorio y brindarme su hospitalidad. Gracias "Chachi" Barriga y familia.

Gracias al cuerpo de guardaparques del Parque Nacional Lanín, Gpque. Celeste Prieto, Gpque. Francisco Espina y Gpque. Martin Schripsema, que colaboraron en la logística y la seguridad de los trabajos de campo. Gracias al Gpque. Santiago Gorini, Gpque. Romina Domínguez y Camilito, por brindarme su hospitalidad durante los primero tres meses de la pandemia de COVID-19 (tres meses atrapado en el paraíso; los más felices de mi vida). Hago extensivo este agradecimiento al Gpque. Alberto

Seufferheld, Yasy Seufferheld, al intendente del PNL Gpque. Salvador Bellido y al personal del ICE Jorge Curiñanco y compañerxs.
Gracias a Walter Manriquez, Lauti y Anto, por abrirme las puertas de su casa y tratarme como parte de su familia durante los viajes de campaña.

Gracias a Joahna y al "Rulo" por permitirme en cada viaje de campaña hacer una escala en Cinco Saltos que se me volvió año a año necesaria. Gracias a los amigos del valle Brichu, Romi y Dardo.
Gracias a mis amigos y amigas de la vida, a lo largo y ancho del país, y para no nombrarlos a todos y todas, porque por suerte son muchos lo nombro a él; gracias Oscarcito.
Gracias a las personas que fui conociendo en el transitar de la tesis y me ayudaron de una u otra manera. Gracias Gpque. Juan Santillán por los recitados.
Gracias a mi familia, por brindarme lo necesario siempre y enseñarme desde muy chico que el agua que mejor riega la tierra es el sudor del que la trabaja.
Gracias a mi compañera Lulú por ayudarme, apoyarme, estar presente, tenerme paciencia y brindar*me* lo más importante: *amor*.

Gracias a la Universidad Nacional de La Plata, por brindarme una educación de calidad, pública y gratuita, y a todas las personas que defendieron, defienden y seguirán defendiendo esta institución.

Resumen

En razón de que el objetivo general del presente trabajo es definir el sistema magmático que dio origen al volcán Lanín y la petrogénesis asociada, se procedió en una primera instancia a realizar un mapeo detallado del área de estudio, delimitando y caracterizando las diferentes unidades observadas, lo que permitió realizar una nueva y actualizada estratigrafía del volcán Lanín.

El volcán Lanín se encuentra ubicado en el extremo sur de la provincia de Neuquén a los 39°38′ de latitud sur y 71°30′ de longitud oeste, en el límite internacional con el hermano país de Chile. Este estratovolcán de 3776 m s.n.m. forma parte, dentro del Arco Volcánico Andino, de la denominada ZVSC (Zona Volcánica Sur Centro; 37°-41.5°S), segmento que comparte con otros estratovolcanes de edad pleistocena-holocena y un centenar de centro eruptivos monogenéticos, orientados según la tectónica regional que impone la ZFLO (Zona de Falla Liquiñe-Ofqui).

Las unidades que constituyen el volcán Lanín en sectores proximales están representadas en su mayoría por depósitos lávicos conformados por paquetes de coladas de variada morfología, donde se destacan aquellas con estructuras de tipo Lavas *Rhaehe*, respecto de las tipo Aa. Ambas intercalan mayormente con depósitos sedimentarios epi-volcaniclásticos de origen glaciar y gravitacional. Las rocas que constituyen las unidades lávicas presentan composiciones que se distribuyen desde basaltos (45-52% SiO2) hasta traquidacitas (63-69% SiO2), con un dominio en el terreno de composición basaltica y basalto-andesítica. Estas rocas exhiben, en líneas generales, texturas porfíricas con abundantes fenocristales de plagioclasas, olivinas y dos piroxenos (clino-ortopiroxenos). Los depósitos que conforman el estratovolcán fueron agrupados en unidades litoestratigráficas; Unidad Lanín 1 (UL1), Unidad Lanín 2 (UL2) y Unidad Lanín 3 (UL3), utilizando de forma objetiva para tal fin, criterios geomorfológicos, reológicos, petrográficos y geoquímicos. La relación espacial y temporal interpretada y las características de las facies analizadas en el edificio volcánico, permitieron así mismo la confección de un modelo evolutivo para el volcán Lanín. Posteriormente se realizó un abordaje del estudio, utilizando los resultados de análisis de

laboratorio tendientes a discriminar a partir de datos petrográficos, geoquímicos y mineraloquímicos las características propias del SML (Sistema Magmático Lanín) y su relación con los edificios volcánicos cercanos. Estos estudios permitieron discernir cuáles son los procesos que están afectado la evolución del magma en el SML, desde su origen en profundidad hasta su depositación en la superficie, entre los que se destacan la cristalización fraccionada y la inmiscibilidad líquida en un sistema multicamara, originado a partir de un magma primigenio de afinidad toleitica generado en la zona de MASH (fusión, asimilación, almacenamiento y homogeneización).

Abstract

By reason of the fact that a general objective of this work is to define the magmatic system that gave rise to the Lanín volcano and the associated petrogenesis, a detailed mapping of the study area was first carried out, delimiting and characterizing the different units observed, which allowed a new and updated stratigraphy of the Lanín volcano.

Lanín volcano is located in the extreme south of Neuquén province at 39° 38′ south latitude and 71°30′ west longitude, on the international border with the brother country of Chile. This 3776 masl stratovolcano is part, within the Andean Volcanic Arc, of the so-called ZVSC (South Central Volcanic Zone; 37°-41.5°S), a segment it shares with other stratovolcanoes of pleistocene-holocene age and a hundred of monogenetic eruptive centers, oriented according to the regional tectonics imposed by the LOFZ (Liquiñe-Ofqui Fault Zone).

The units that make up the Lanín volcano in proximal sectors are mostly represented by lava deposits made up of lava flow packages of varied morphology, where those with structures of the Pahoehoe lava type stand out, with respect to the Aa type. Pahoehoe lavas, with respect to the Aa type. Both intercalate mostly with epi-volcaniclastic sedimentary deposits of glacial and gravitational origin. The rocks that constitute the lava units, present compositions ranging from basalts (45-52% SiO2) to trachydacites (63-69% SiO2), with a dominance in the field of basaltic and basaltic-andesitic composition. These rocks generally exhibit porphyritic textures with abundant phenocrysts of plagioclase, olivine and two pyroxenes (clino-orthopyroxenes).

The deposits that make up the stratovolcano were grouped into lithostratigraphic units; Lanín Unit 1 (UL1), Lanín Unit 2 (UL2) and Lanín Unit 3 (UL3), objectively using geomorphological, rheological, petrographic and geochemical criteria. The spatial and temporal relationship interpreted and the characteristics of the facies analyzed in the volcanic edifice, also allowed the preparation of an evolutionary model for the Lanín volcano. Subsequently, the study was approached using the results of laboratory analysis to discriminate, from petrographic, geochemical and mineral-chemical data, the characteristics of the LMS (Lanín Magmatic System) and its relationship with the nearby volcanic edifices. These studies allowed to discern which are the processes that are affecting the evolution of magma in the SML, from its origin at depth to its deposition on the surface, among which stand out the fractional crystallization and liquid immiscibility in a multi-chamber volcanic plumbing system, originated from a primordial magma of toleitic affinity generated in the MASH (melting, assimilation, storage and homogenization) zone.

Introducción

Entender como es la configuración del sistema magmático de un volcán es probablemente una de las principales motivaciones de los volcanólogos en la actualidad. Los marcados avances en diferentes técnicas de estudio (geoquímicas/isotópicas, petrográficas, geofísicas, etc.) durante las últimas décadas permiten discriminar cuáles fueron los procesos que se sucedieron desde el origen del magma en profundidad, su evolución durante su ascenso y su emplazamiento final en la superficie.

El volcanismo es la representación en superficie de procesos que tienen origen en el interior de la tierra. El mismo se puede desarrollar en diferentes ambientes geodinámicos, los cuales presenta características particulares; Arcos de islas (ej. Arco de las Marianas), Arcos continentales (ej. Arco volcánico Andino), Dorsales oceánicas (ej. Dorsal Atlántica), Puntos calientes (ej. Hawaii) y zonas de *Rifts* (ej. *Rift* Africano). Para el magmatismo de arco, el origen del magma en este ambiente geodinámico resulta del proceso de fusión parcial del manto peridotítico, el cual es afectado por los fluidos (principalmente H_2O) que se desprenden de la corteza oceánica y de los sedimentos de fondo oceánico, que son arrastrados por debajo de la corteza continental y entran al manto astenosferico. El agua liberada en la denominada zona de *Wadati-Benioff* actúa como fundente produciendo fusión parcial del mando peridotítico afectado. Este magma primitivo resultante se cree es de composición cercana a una toleíta olivinica (Wilson, 1989; Tatsumi *et al.*, 2005, Grove *et al.*, 2012; Deschamps *et al.*, 2013).

Los factores principales que afectan el magmatismo de arco continental son: la corteza continental (espesor, composición), la corteza oceánica (composición, espesor, ángulo de subducción, grado de alteración, edad, profundidad de emplazamiento), el sedimento de la trinchera (composición, espesor, hidratación), la distancia del arco a la trinchera, la cuña astenosférica (temperatura, espesor, composición), la tectónica y el tiempo (Tatsumi *et al.*, 2005, Grove *et al.*, 2012; Deschamps *et al.*, 2013; Turner *et al.*, 2015, 2017).

En regiones con actividad volcánica de larga duración (como puede ser el caso de la Zona Volcanica Sur; 33°-46°S), se cree pueden presentar una zona de fusión, asimilación, almacenamiento y homogeneización (*MASH*) en la base de la corteza (Hildreth y Moorbath, 1988). La zona *MASH* representa un nivel de

flotabilidad neutra para los fundidos basálticos derivado del manto peridotítico, donde el fraccionamiento, la diferenciación y la mezcla con el material de la corteza inferior producen una diferenciación en función de la densidad, provocando su ascenso a profundidades menores en la corteza, en tanto que los residuos máficos-ultramáficos o "cumulatos" permanecen cerca de la base de la corteza o se hunden en el manto (Hildreth y Moorbath, 1988).

El arco volcánico andino, en su segmento de la ZVS (Zona Volcánica Sur) agrupa varios estratovolcanes y centros monogenéticos, entre los que se incluye al volcán Lanín, un claro ejemplo de estratovolcán, el cual presenta una configuración particular que resulta de la interacción entre las características propias del ambiente plutónico en un arco continental, y las que se imponen a nivel superficial. Las características petrográficas, junto con las diferentes *facies* identificadas e interpretadas en el presente trabajo, permiten inferir un volcanismo dominantemente efusivo por sobre el explosivo para el volcán Lanín, con una interacción de actividad volcánica y glaciar durante el Pleistoceno-Holoceno para la zona de estudio. Por otro lado, el análisis de las características petrográficas, geoquímicas y mineraloquímicas, permiten distinguir un magmatismo de arco continental con una firma geoquímica toleítica el cual se desarrolla en un sistema cerrado; en cada pulso magmático que entra al *plumbing system*, donde el mecanismo de diferenciación principal es la cristalización fraccionada.

En el presente trabajo de tesis doctoral se realiza un abordaje del estudio de un volcán de arco con un planteo que va de lo general a lo particular.

Objetivos del trabajo

Dada la relevante importancia que tienen los procesos volcánicos en el orógeno Andino el presente trabajo tiene como objetivo general definir el sistema magmático que dio origen al volcán Lanín y la petrogénesis asociada. Esto permitirá profundizar en el conocimiento de los mecanismos petrogenéticos actuantes en la generación del magmatismo andino.

Objetivos específicos planteados

- Realizar un estudios de *facies* volcánicas a travéz de un mapeo detallado de las unidades del volcán Lanín par evaluar los estilos eruptivos.
- Realizar perfiles y paneles de correlación integrando las diferentes unidades que conforman el volcán Lanín, a fín de contar con una estratigrafía actualizada.
- Realizar un estudio petrológico-geoquímico detallado de las diferentes unidades que conforman el edificio volcánico, que permita contar con información relevante y de detalle del sistema magmatico que dio origen al volcán Lanín.

Hipótesis y/o preguntas más relevantes:

Una vez planteadas las características petrográficas y geoquímicas del volcán Lanín;

¿Cuáles son los principales procesos que configuran al sistema magmático?

¿A qué responde la marcada bimodalidad composicional?

¿Existe más de una cámara magmatica?

¿Es la asimilación fraccionamiento y cristalización la respuesta a la marcada bimodalidad?

¿Hay mezcla de magmas?

En el presente trabajo se plantea la existencia de un volcán antiguo el cual está representado en el registro geológico por las rocas denominadas “Dacitas El Salto” (**Unidad Lanín 1** para Lara *et d.,* 2004). Dicho volcán se habría emplazado durante el pleistoceno medio.

CAPITULO 1- MARCO GEOLÓGICO Y CONTEXTO REGIONAL DEL VOLCÁN LANÍN



"Hay hombres que de su ciencia
tienen la cabeza llena;
hay sabios de todas menas,
mas digo, si ser muy ducho,
es mejor que aprender mucho
el aprender cosas buenas"

El gaucho Martín Fierro

CAPÍTULO 1 - MARCO GEOLÓGICO Y CONTEXTO REGIONAL DEL VOLCÁN LANÍN

1.1 Contexto tectónico regional

La Cordillera de los Andes es un claro ejemplo de una cadena montañosa que tiene origen en la convergencia de placas tectónicas (Nazca, Sudamericana y Antártica) en un margen activo, donde el proceso de subducción imprime características tectónicas y magmáticas propias. Esta cadena montañosa se extiende a lo largo de 7300 kilómetros en el margen occidental del continente Sudamericano desde Colombia en el norte, hasta Chile–Argentina en el sur. Dentro de esta se desarrolla el arco volcánico Andino, el cual comienza su actividad en el jurásico (aprox. 200 Ma); estadios temprano del arco según Charrier *et d.,* 2007 y Oliveros *et d.,* 2018. La típica convergencia ortogonal que tiene hoy en día, se produce luego de la ruptura de la placa de Farallón; en el mioceno inferior (23 Ma) según Somoza y Ghidella (2005), dando origen a la placa de Cocos hacia el Norte y la placa de Nazca al Sur. Esta última junto con la placa Antártica, subductan la placa Sudamericana; 7cm/a y 2cm/a respectivamente según Angermann *et d.,* (1999), provocando el levantamiento de la cordillera en estas latitudes y dando origen al arco volcánico Andino actual. El vulcanismo se produce donde la placa subductante presenta una ángulo de subducción pronunciado (>25º) (Stern, 2004). El arco volcánico Andino actual esta dividido en cuatro segmentos (cada uno con características tectono-magmáticas particulares) separados por *gaps* volcánicos: Zona Volcánica Norte (5ºN-2ºS Latitud) en Colombia y Ecuador; Zona Volcánica Centro (16º-28ºS) en Perú, Bolivia, Chile y Argentina; Zona Volcánica Sur (33º-46ºS) en Chile y Argentina; Zona Volcánica Austral (49º-54ºS) en Chile y Argentina (Ramos y Aleman, 2000; Stern, 2004) (Fig. 1.1).

1.2 Zona volcánica sur

La Zona Volcánica Sur (ZVS) está compuesta por más de 60 estratovolcanes Holocenos, volcanes de tipo Caldera y un centenar de centro eruptivos monogenéticos (Stern, 2004). Dentro de este segmento se encuentran muchos de los volcanes más activos de la cordillera de los Andes en tiempos históricos y mejor estudiados: complejo volcánico Caldera Diamante Vn. Maipo (Stern *et d.,* 1984a), Vn. Planchón-Peteroa (Tormey *et al.,* 1995; Holbik, 2014), complejo volcánico Laguna del Maule

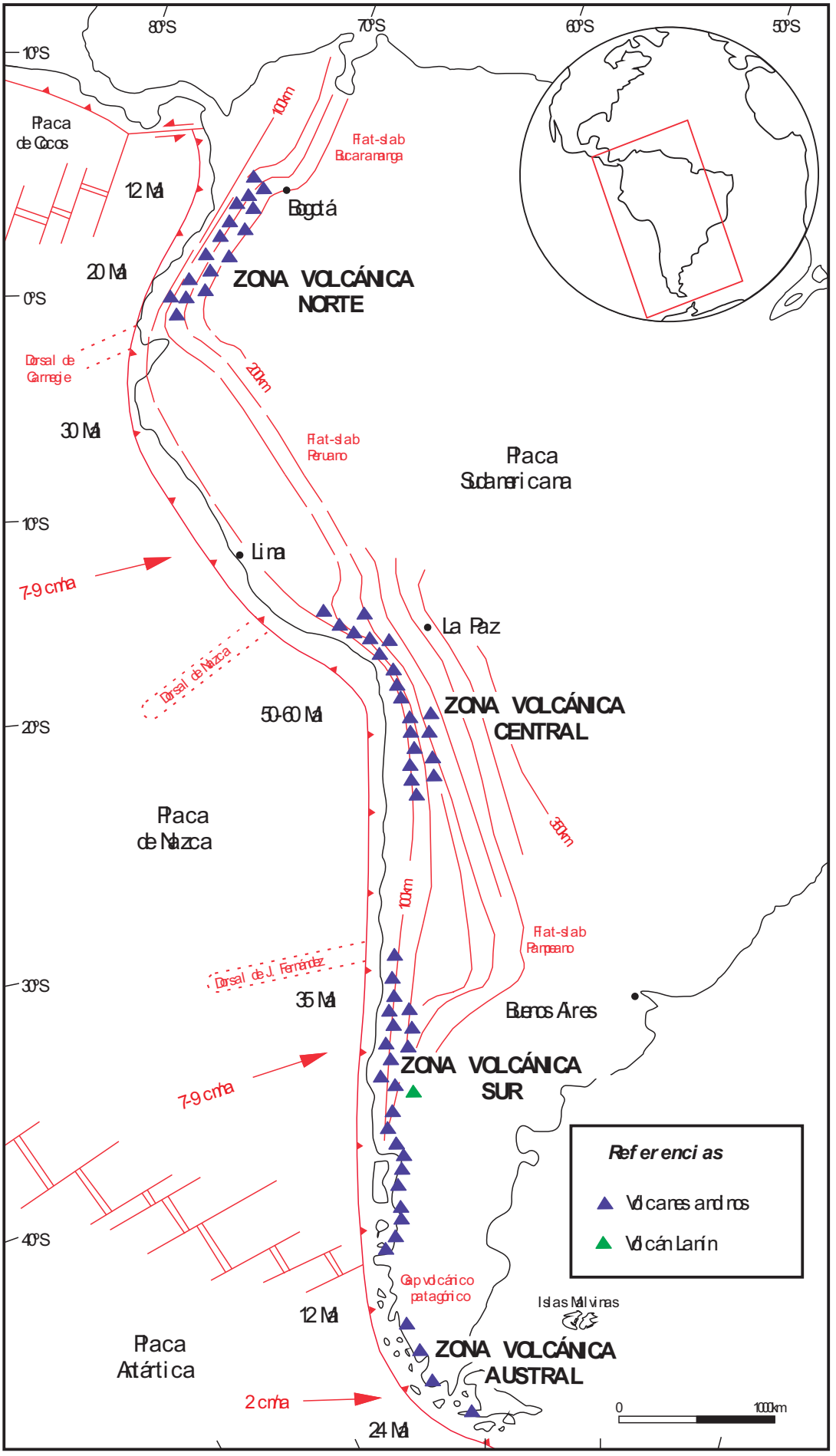


Fig.1.1) Arco volcánico andino. Modificado de Ramos y Alemán (2000). Edades de la corteza oceánica (Völker *et al.*, 2011). Velocidades de subducción (Angermann *et al.*, 1999).

Maule (Frey *et d.,* 1984), Vn. Nevados Longaví (Sellés *et d.,* 2004; Rodriguez, 2007), Vn. Nevados de Chillán (Dixon *et d.,* 1999; Naranjo y Lara, 2004), complejo volcánico Caviahue-Copahue (Melnick *et d.,* 2006), Vn. Llaima (Schindlbeck, *et d.,* 2014), Vn. Villarrica (Hickey-Vargas *et d.,* 1989, 2016a, 2016b; Moreno y Clavero, 2006), Vn. Mocho-Choshuenco (Moreno y Lara, 2007), Vn. Puyehue-Cordón Caulle (Lara *et d.,* 2006), Vn. Osorno (López-Escobar *et d.,* 1992), Vn. Calbuco (Hickey-Vargas *et d.,* 1995; Lopéz-Escobar *et d.,* 1995b) y el Vn. Hudson (Naranjo y Stern, 1998).

La ZVS está dividida a su vez, a partir de criterios geoquímicos y tectónicos, en cuatro segmentos (López-Escobar *et d.,* 1995a): Zona Volcánica Sur Norte (ZVSN: 33°-34.5°S) donde las rocas van desde andesitas a dacitas y los minerales máficos que dominan son anfíboles y biotitas; Zona Volcánica Sur Transicional (ZVST: 34.5°-37°S) con rocas que van desde basaltos a riolitas, con predominio de andesitas a dacitas y presencia de piroxenos, anfiboles y biotitas como minerales máficos; Zona Volcánica Sur Centro (ZVSC: 37°-41.5°S) con rocas que van desde basaltos a riolitas, donde predominan los basaltos y las andesitas basálticas, y como minerales máficos destacan los dos piroxenos y las olivinas; y Zona Volcánica Sur Sur (ZVSS: 41.5°-46°S) donde las rocas van desde basaltos a dacitas y nuevamente existen los anfíboles y las biotitas como minerales hidratados.

La topografía actual de la cordillera de los andes en el segmento donde se desarrolla la ZVS, decrece de manera gradual de norte a sur, al igual que el espesor de la corteza continental, la cual varia de 60km en el norte a 30km en el sur (Lüth *et al.,* 2003; Tassara *et al.,* 2006; Völker *et al.,* 2011; Thorwart *et al.,* 2015).

1.3 Zona de falla Liquiñe-Ofqui

Muchos son los trabajos que desde el advenimiento de la teoría de la tectónica de placas han hecho referencia a la íntima relación que existe entre el campo de esfuerzos en la litosfera y la distribución de los centros eruptivos (ej. Nakamura, 1977; Jarrard, 1986; Takada, 1994; Melnick *et d.,* 2006; Hernando *et d.,* 2014). En el sector comprendido entre la ZVSC y la ZVSS, la disposición del arco volcánico actual responde principalmente a un control estructural de piel gruesa definido como Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui (Hervé, 1994; Cembrano *et*

d., 1996; 2000; 2009). Este lineamiento, que corre norte-sur a lo largo de 1100kms, está delimitada por zonas de deformación tanto frágil como dúctil, desde la zona de Ofqui (47°S apróx.) en el Sur, hasta la zona de Liquiñe-Los Lagos (39°S) en el Norte. Dicha estructura se encuentra activa desde el Mioceno medio (Cembrano y Lara, 2009). En la actualidad presenta una tectónica transpresiva y cinemática de tipo dextral, producto de la subducción oblicua (26°) de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana (Hervé, 1994; Lavenu y Cembrano, 1999) donde el máximo esfuerzo (Sigma 1) presenta una orientación N50°E. La mayoría de los estratovolcanes y conos monogenéticos de la ZVSC y la ZVSS están orientados respecto al campo de esfuerzos de la ZFLO, mientras que otros (caso Villarrica-Quetrupillán-Lanín) responden a fracturas preexistentes en la corteza (Cembrano y Lara, 2009). Esta angularidad provoca también la diferencia de edad de las rocas de corteza oceánica que se subductan; siendo de 23Ma a los 39° de Lat. Sur, hasta los 0Ma (46° de Lat. Sur) en el punto triple de Aysen donde confluyen la placa de Nazca, Sudamericana y Antártica según Völker *et al.,* (2011) (Fig. 1.2).

1.4. Cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín

El volcán Lanín forma parte de la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín (39.5ºS), la cual se extiende de forma perpendicular a la cordillera de los Andes a lo largo de 60 kilómetros con rumbo N50° (Fig. 3-a). Este lineamiento responde a una estructura de piel gruesa profundamente arraigada, la cual estaría "desacoplada" de la tectónica actual transpresiva con cinemática dextral representada por la ZFLO según Cembrano y Lara (2009). El lineamiento de estos estratovolcanes se continua hacia el noroeste en dos estructuras que afectan al basamento pre-cretácico: Zona de Falla Mocha-Villarrica y Zona de Falla de Lanalhue (Glodny, 2008a; Cembrano y Lara, 2009; Melnick, 2009; Hernandez-Moreno, C., 2016; Kapinos, 2016) (Fig. 1.3).

Las rocas van desde basaltos hasta riolitas, con un marcado dominio de basaltos y andesitas basálticas. De Oeste a Este se destaca un enriquecimiento en elementos incompatibles (Hickey-Vargas *et al.*, 1989, Lopez-Escobar *et al.,* 1995a).

La Cordillera de los Andes en estas latitudes presenta una geomorfología la cual no solo es el resultado de la actividad del arco volcánico y la tectónica, sino también de los diversos eventos glaciares del Cuaternario que modelaron su

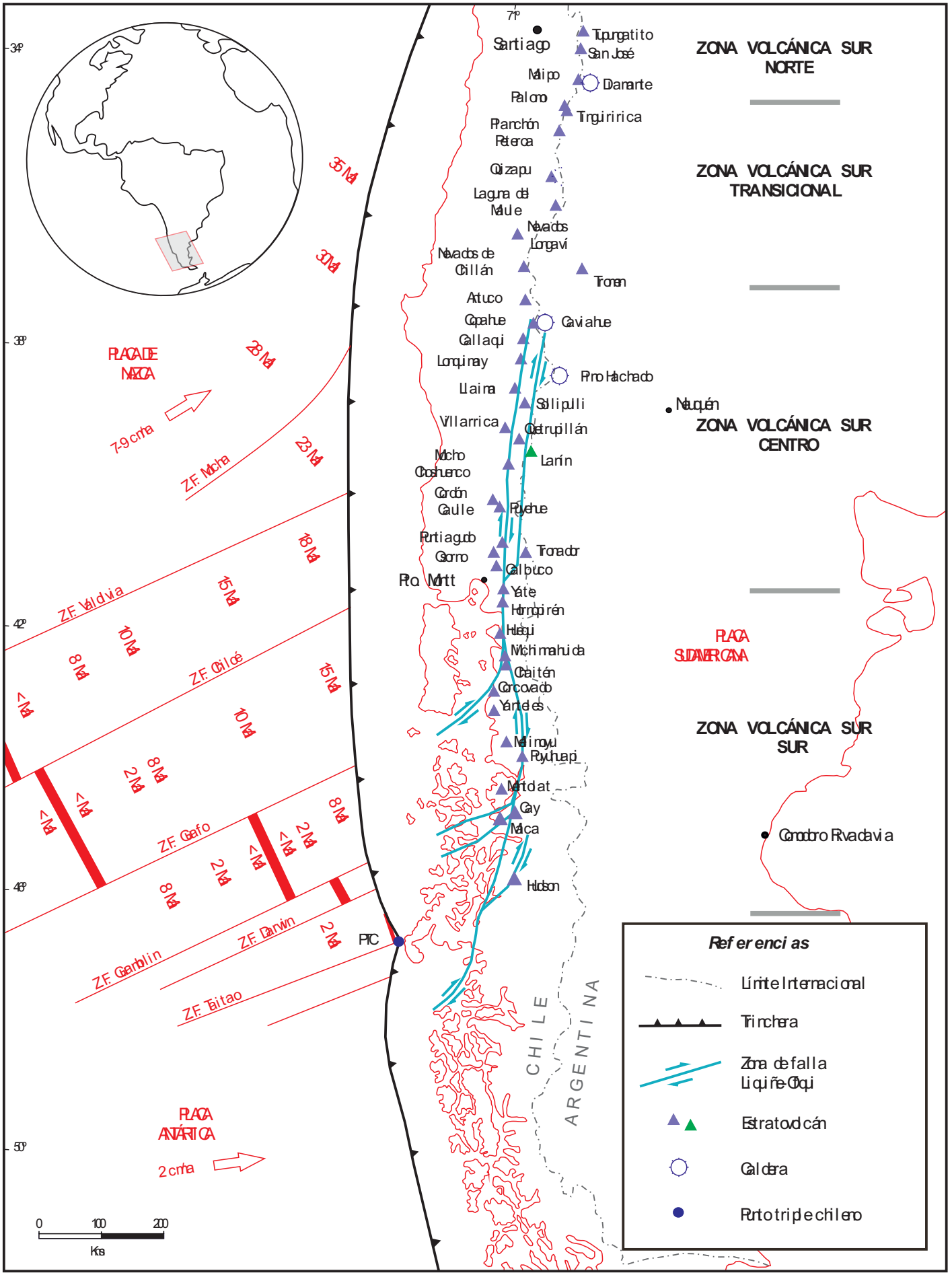


Fig.1.2) Zona Volcánica Sur. Zona de falle Liquiñe-Ofqui (Cembrano, 2009) . Edades de la corteza oceánica (Völker *et al.*, 2011). Velocidades de subducción (Angermann *et al.*, 1999).

paisaje (Rabbasa, 1990; Clapperton, 1993; Coronato, 2004). En la actualidad los cuerpos de hielo presentan un marcado retroceso, pero siguen siendo uno de los agentes erosivos principales que configuran la geomorfología del área.

A diferencia de los Andes centrales donde las montañas superan los 4000m s.n.m., en la ZVS solo los estratovolcanes superan los 2500m s.n.m. (volcán Lanín 3776m s.n.m.).

1.4.1 Volcán Villarrica

El volcán Villarrica (2847m s.n.m.) es un estratovolcán activo cuaternario (Fig. 1.3), está localizado en la región de la Araucania, Chile, y forma parte del Parque Nacional homónimo. Su historia geológica se inicia en el Pleistoceno Medio (Moreno y Clavero, 2006), con la generación de un estratovolcán compuesto por basaltos, andesitas basálticas y depósitos de caída (Unidad Villarrica 1). A los 100ka, el edificio volcánico colapso generando una caldera elíptica de 6.5/4.2 km de diámetro. Luego durante la glaciación Llanquihue (95-14 ka) lavas subglaciares de andesitas basálticas formaron un nuevo edificio volcánico el cual colapso con el inicio de una fase explosiva (14ka - actualidad), generando una segunda estructura tipo caldera. Sucesivos eventos explosivos y efusivos generaron un edificio volcánico en el borde noroccidental de ambas estructuras (Unidad Villarrica 2, 14-3.7 ka). A los 3.7 ka este edificio volcánico colapso parcialmente, formando una caldera de reducidas dimensiones y marcando el fin de la Unidad Villarrica 2. Posteriormente sucesivas erupciones efusivas y explosivas (*estrombolianas*) de basaltos y andesitas basálticas, que continúan en la actualidad, constituyen la Unidad Villarrica 3 (Moreno y Clavero, 2006).

1.4.2 Volcán Quetrupillán

El volcán Quetrupillán se ubica en la región de la Araucania, Chile, dentro del Parque Nacional Villarrica (Fig. 1.3). Este estratovolcán inicia su actividad en el Pleistoceno Medio (Pavez, 1997; Brahm, 2018; Simmons, 2020). La primer unidad, de la más antigua a la más joven, está constituida por lavas, domos y lacolitos daciticos, pórfidos hipabisales basálticos a andesítico-basálticos y depósitos de flujos piroclásticos (Unidad Quetrupillán 1). Estas rocas habrían formado un edificio volcánico antiguo el cual colapso durante el período pre a intraglaciar

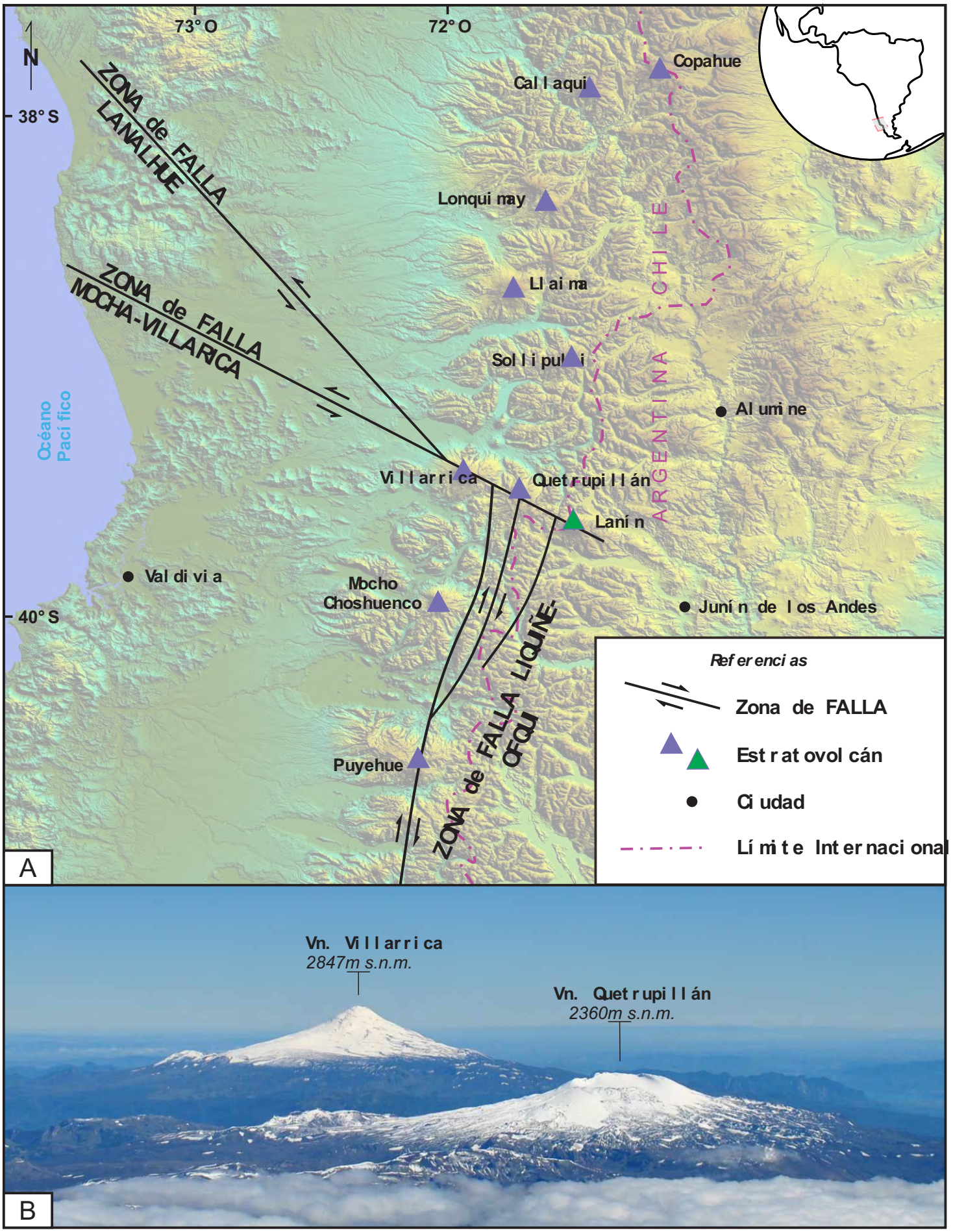


Fig.1.3) A) Zonas de fallas principales en cercanías de la Cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín. Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, Zona de Falla Lanalhue y Zona de Falla Mocha-Villarrica (Glodny, 2008; Cembrano, 2009; Melnick, 2009; Hernandez-Moreno, 2016). **B)** Vista de los volcanes Villarrica y Quetrupillán desde la cumbre del volcán Lanín.

(Glaciación Llanquihue) generando un estructura tipo caldera de 7/8 km de diámetro por sobre la que se apoyan las siguientes unidades. La Unidad Quetrupillán 2 que sobreyace presenta características intraglaciares y está representada por coladas domicas y mesetas daciticas. La Unidad Quetrupillán 3 es de edad tardiglacial (13000-10000 años AP), la cual está representada por rocas piroclásticas asociadas a un evento explosivo subglaciario que produjo una segunda estructura tipo caldera sobre la cual se construye un nuevo edificio volcánico con rocas lávicas de composición bimodal (basaltos y dacitas). La última Unidad (Quetrupillán 4) está compuesta por rocas de composición andesitico-basaltica y dacitica, representada en el terreno por coladas domicas, flujos piroclásticos, lavas tipo Aa y en bloque. Dichos cuerpos se distribuyen de manera elíptica en torno al cráter principal. Dataciones con el método C^{14} (Brahm, 2018) arrojan edades de 1900 a 1230 años AP, para los últimos eventos (Pavez, 1997; Brahm, 2018; Simmons, 2020).

1.5 Volcán Lanín

1.5.1 Ubicación geográfica y acceso

El volcán Lanín se ubica en el extremo sur de la provincia de Neuquén (Departamento Huiliches) y sobre el límite internacional con Chile. Desde la vecina ciudad de Junín de los Andes, distante a 50kms, se accede por ruta provincial 23 hacia el norte y luego se empalma con ruta provincial 60 hasta el paso internacional Mamuil Malal - Curarrehue, al pie de la ladera Norte del volcán. Desde Chile, se accede por ruta CH-199 desde la ciudad de Pucón (IX Región) distante a 75kms, en la Región de la Araucanía. El Lanín con sus 3776 m s.n.m. sobresale por sobre el paisaje circundante y es el principal atractivo turístico del Parque Nacional que lleva su nombre: Parque Nacional Lanín.

1.5.2 Trabajos anteriores

Los primeros trabajos geológicos realizados en la zona del volcán Lanín, fueron llevados adelante por el geólogo alemán Rudolf Hauthal, quien fuera jefe de la “Sección Geología del Museo de Ciencias Naturales de La Plata”. Este geólogo pionero tenía a su cargo, por encomienda de Francisco P. Moreno, el catálogo de los edificios volcánicos a lo largo de la Cordillera de los Andes en el límite internacional entre Argentina y Chile (Hauthal, 1904a). Este investigador realiza el

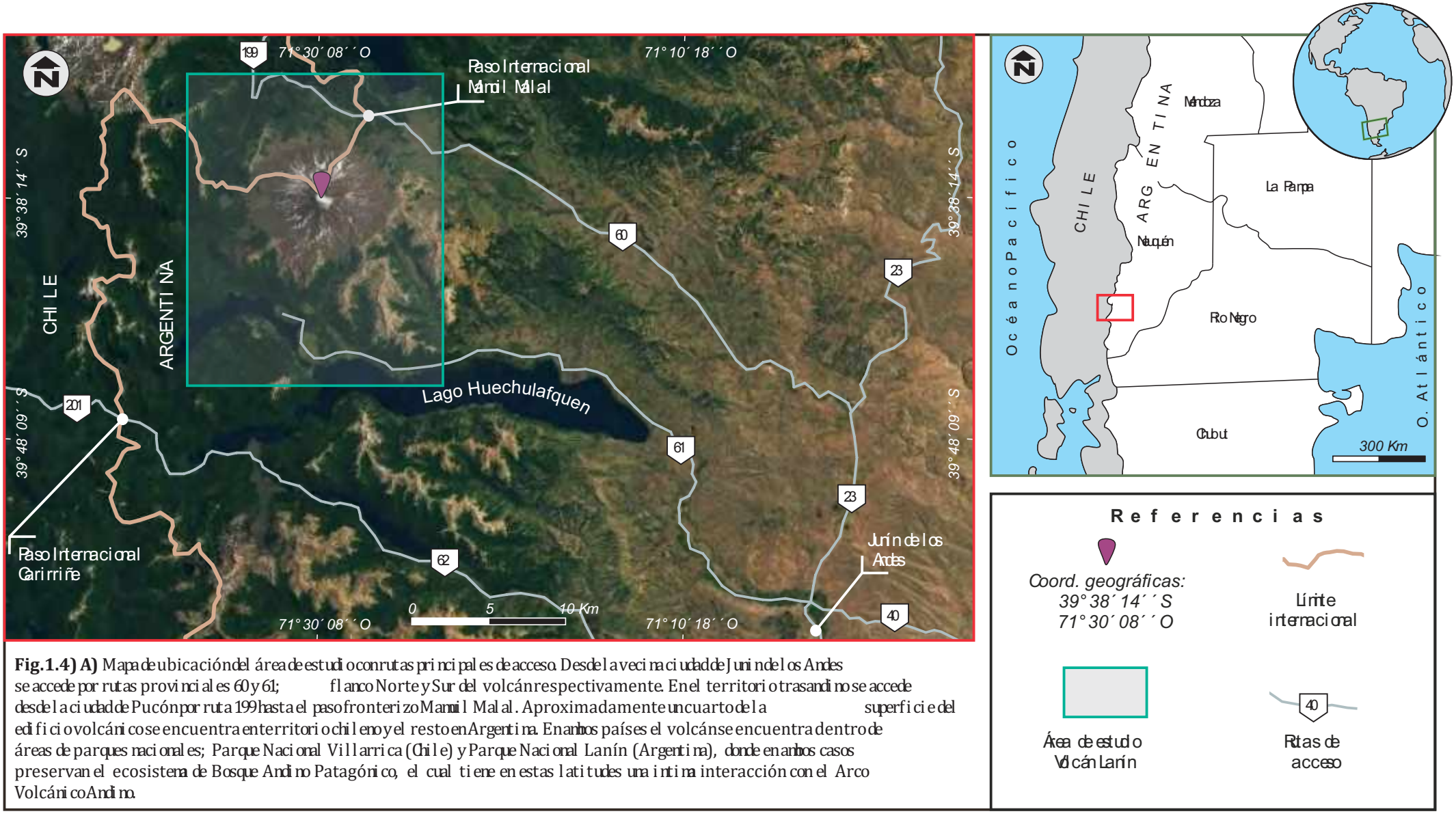


Fig.1.4) A) Mapa de ubicación del área de estudio con rutas principales de acceso. Desde la vecina ciudad de Junín de los Andes se accede por rutas provinciales 60 y 61; flanco Norte y Sur del volcán respectivamente. En el territorio trasandino se accede desde la ciudad de Pucón por ruta 199 hasta el paso fronterizo Mamil Malal. Aproximadamente un cuarto de la superficie del edificio volcánico se encuentra en territorio chileno y el resto en Argentina. En ambos países el volcán se encuentra dentro de áreas de parques nacionales; Parque Nacional Villarrica (Chile) y Parque Nacional Lanín (Argentina), donde en ambos casos preservan el ecosistema de Bosque Andino Patagónico, el cual tiene en estas latitudes una íntima interacción con el Arco Volcánico Andino.

primer ascenso registrado al volcán y obtiene un dato provisorio de su altura sobre el nivel del mar (>3500 m s.n.m.). Luego le siguen los trabajos de Turner (1965; 1973), quienes hacen una descripción detallada del basamento en la zona de estudio y discrimina las rocas que constituyen el edificio volcánico en dos unidades: Formación Mallín y Formación Lanín, a las cuales las correlaciona con el Cuartario preglacial y el Tromenlitense Superior respectivamente, según Groeber (1946). En ambos casos adjetiva las rocas pertenecientes al volcán Lanín como basaltos olivínicos. Varios años después continúan en la zona los trabajos de Rabassa *et d.* (1987; 1990), en donde a partir de criterios geomorfológicos, palinológicos y paleomagnéticos de eventos glaciares que se sucedieron en el valle del Río Malleo, el cual nace al pie del volcán en su flanco noreste, asigna una edad pleistocena tardía?-Holocena a las rocas del estratovolcán Lanín; siendo que las rocas más antiguas también podrían ser pre-pleistocenas según este autor. Durante el mismo lapso de tiempo el trabajo de Hickey-Vargas *et d.* (1 989) se enfoca en caracterizar y discutir la variabilidad geoquímica de la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín y los centros eruptivos monogenéticos en las cercanías de la misma. Para el caso del volcán Lanín, cuentan con 6 (seis) muestras; dos basaltos y cuatro andesitas silíceas, recogidas en un área reducida del flanco Noroccidental del volcán. De estas se desprenden datos de elementos mayoritarios, trazas e isotópicos. Al mismo tiempo, los autores aclaran la falta de un trabajo detallado de la geología del volcán Lanín para ese momento. Los primeros trabajos geológicos de detalle realizados en el volcán Lanín son los de Lara (1997) y Lara *et d.* (2004). En primer lugar este autor realiza un mapa geológico, donde discrimina unidades litoestratigráficas y las caracteriza geoquímicamente (Lara, 1997). Luego retoma el trabajo en el área, realizando un mapa escala 1:50000 del volcán Lanín donde ordena la estratigrafía en cuatro unidades a partir de criterios principalmente geomorfológicos (Lara *et al.,* 2004) y asigna edades de C^{14} a las ultimas unidades del volcán (ej. 2170±70 años). Para los últimos años, cabe destacar también el trabajo de Fennell *et d.* (2014), quien si bien mantiene la estratigrafía propuesta por Lara *et d.* (20 04), realiza una descripción detallada de las unidades presentes en el flanco nororiental del volcán y al mismo tiempo describe e interpreta un vulcanismo explosivo a partir de depósitos identificados como centros adventicios. Por ultimo, está el trabajo de Toloza (2015), quien describe y asigna al volcán Lanín depósitos volcaniclásticos de caída observados hacia el Norte del edificio volcánico, los cuales estarían asociados a eventos eruptivos de tipo explosivos (VEI 4) (Fig. 1.5).

Edad	*Turner et al., 1973*	*Rabassa et al., 1990*	*Lara et al., 2004*
Holoceno	Formación Lanín	Pequeña edad de hielo (Siglo XII y XIX)	Unidad Lanín 4
			Unidad Lanín 3
Pleistoceno tardío		Drift Mamuil Malal	Unidad Lanín 2
	Formación Malleo	Andesita Pino Santo	
		Drift Criadero de Zorro	
Pleistoceno medio		Drift San Humberto	
Pleistoceno temprano - Plioceno		Drift Paso Tromen/ Puesto de Paja	Unidad Lanín 1
	Formación Mallín	Basaltos de Vn. Lanín	

Fig.1.5) Cuadro estratigráfico de autores antecedentes del área de estudio. (Turner *et al.*, 1973; Rabassa *et al.*, 1990; Lara *et al.*, 2004)

CAPITULO 2 - METODOLOGÍA



"El porqué de su idea entró a mirar distancias
y descubrió otra aurora de pie sobre el Lanín;
y vió por vez primera la piel de hombres distintos
y sin perder su estirpe fundió una nueva piel."

Osvaldo Arabarco

CAPÍTULO 2 – METODOLOGÍA

2.1 Tareas de campo

En lo que concierne a las tareas de campo, las mismas se desarrollaron durante 5 campañas entre noviembre de 2016 y marzo de 2020, que acumulan más de 100 días en el terreno. El trabajo de campo fue focalizado en sectores proximales del edificio volcánico. Dada las características topográficas del área de estudio y teniendo en cuenta la posibilidad de acceso a los afloramientos de manera segura, cabe destacar que para acceder a dichos afloramiento y poder realizar los trabajos programados hubo que adquirir conocimientos y herramientas en actividades de montaña y contar en todo momento con el apoyo logístico del personal del Parque Nacional Lanín (*Cuerpo de Guardaparques* y personal de *Incendios Comunicaciones y Emergencias*).

Durante los trabajos de campo se realizaron correlaciones y mejoras a la estratigrafía del volcán Lanín, con base en trabajos de autores antecedentes (Rabassa, 1990; Lara *et al.,* 2004), y en muchos casos se pudo acceder a sitios en donde no existía información previa, en pos de realizar un mapa de detalle escala 1:50000, iniciado previamente con soporte en un *SIG* (Sistema de Información Geografía) donde se utilizaron para tal fin imágenes satelitales y *softwares* de acceso libre. Junto con el mapeo de detalle de las unidades volcánicas, volcaniclásticas y depósitos sedimentarios, se confeccionaron perfiles geológicos esquemáticos y paneles de correlación para establecer las relaciones (espacial/temporal) que existen entre las diferentes unidades que constituyen el edificio volcánico. Al mismo tiempo se realizó un muestreo representativo de las diferentes unidades discriminadas, para realizar posteriormente estudios petrológicos, geoquímicos (roca total) y de química mineral (microsonda electrónica).

2.2 Tareas de gabinete / Laboratorio

2.2.1 Confección de un Sistema de Información Geográfica (SIG)

Con el objetivo de realizar un mapa geológico donde se distingan las diferentes unidades volcánicas y volcaniclásticas, y depósitos sedimentarios producto de la acción principalmente glacial, se confecciono un SIG utilizando *softwares* (*ArcGis, Google Earth, Global Mapper)* e imágenes satelitales del área de

estudio de acceso libre. Al mismo tiempo, se recopilaron y digitalizaron mapas geológicos del área de estudio y zonas aledañas de diversa escala, publicados en trabajos antecedentes (ej. Lara *et al.,* 2004; Cuchi y Leanza, 2005). Para los análisis espaciales (área y volumen) fue utilizado un *MDE* (modelo de elevación digital) de acceso libre, *ALOS PALSAR* de 12,5 metros de resolución en el sitio *Vertex: ASF's Data Portal*, el cual luego fue procesado utilizando los *softwares* anteriormente mencionados.

2.2.2 Estudios petrográficos

Para la realización de estudios mineralógico-texturales, con el objetivo de reconocer especies minerales y arreglos texturales, se confeccionaron 60 (sesenta) cortes delgados de muestras representativas recolectadas durante los trabajos de campo. Dichos cortes delgados fueron realizados por el personal del laboratorio de petrografía del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG-Conicet-UNLP) y posteriormente fueron analizados utilizando el laboratorio de microscopia de la misma institución que cuenta con un microscopio *Nikon eclipse e200* y una cámara fotográfica acoplada *Leica DFC290 HD*.

En el caso puntual de las rocas identificadas como *facies* de origen hialoclásticas (interacción magma/agua), fueron utilizados los laboratorios de Y-TEC (YPF tecnología, Ensenada, Bs. As.) donde las muestras fueron observadas en un *MEB* (microscopio electrónico de barrido) que permitió distinguir la morfología de las partículas de vidrio (tamaño ceniza) presentes en la matriz del material muestreado.

2.2.3 Análisis geoquímicos de roca total

Para la realización de los análisis geoquímicos de roca total, se seleccionaron 20 (veinte) muestras representativas de todas las unidades discriminadas en el aparato volcánico; de las más antiguas a las más jóvenes, y al mismo tiempo teniendo en cuenta que exista buena distribución areal entre las mismas. Las muestras fueron procesadas en una primera instancia en el laboratorio de molienda del CIG, el cual cuenta con equipos de trituración y molienda que permitieron transformar los núcleos frescos colectados en el terreno, en un material pulverulento necesario para el procedimiento de análisis. Los análisis de elementos mayoritarios y trazas fueron

realizados en los laboratorios de ALS Patagonia Lab (Mendoza, Argentina), mediante la técnica de análisis de óxidos ME-XRF26.

2.2.4 Análisis de química mineral

Los análisis con microsonda electrónica (JEOL JXA 8230) se realizaron durante 2 (dos) visitas; 6 (seis) días en total, en el laboratorio LAMARX de la Universidad Nacional de Córdoba. Para esto se seleccionaron 6 (seis) muestras representativas de las rocas que constituyen el edificio volcánico. Los datos de composiciones minerales de las muestras analizadas se obtuvieron con un potencial de aceleración de 15kV y una corriente del haz de electrones de 20nA. Los tiempos de conteo fueron de 10 segundos para el pico y 5 segundos en cada posición de fondo, tanto para los elementos mayores como para los elementos traza. Los estudios de microsonda electrónica tuvieron como objetivo realizar observaciones mineraloquímicas y la aplicación de los conocidos geotermómetros y geobarometros utilizando pares minerales (ver referencias en Putirka, 2008).

CAPÍTULO 3 – GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DEL VOLCÁN LANÍN



"Y sepa señor,
que no digo lo que digo
porque soy maestro
o que me sobra ciencia.

Lo mismo es criollo
el que puntea la tierra,
que el que hace
un libro o con criolla conciencia."

José Larralde

CAPÍTULO 3 – GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DEL VOLCÁN LANÍN

3.1 Basamento

El basamento cristalino en las inmediaciones del Volcán Lanín está constituido por dos unidades bien reconocidas en los Andes Norpatagónicos: el Complejo Metamórfico Colohuincul (Turner, 1965, 1973; Dalla Salda *et d.,* 1991; Serra Varela *et d.,* 2016) y la Formación Huechulafquen (Turner 1965, 1973; Varela 2005; Complejo plutónico Huechuláfquen para Cucchi y Leanza, 2006). En conjunto estas dos unidades conforman un alto estructural, superando en algunos sectores del área de estudio los 2000 m s.n.m. Sobre estas unidades se deposita luego de forma discordante la Formación Auca Pan (Turner, 1965, 1973; Rapela *et d* ., 1988). Finalmente y también de forma discordante, se asientan sobre las anteriores, las unidades volcánicas tanto lávicas como volcaniclásticas, y los depósitos clásticos modernos (fluviales, glaciares, etc.) que constituyen el aparato volcánico Lanín. Las unidades del basamento generalmente son solo reconocibles en afloramientos por encima de la línea de nieve (>1700 m s.n.m.), debido a que en el resto de la zona de estudio presentan una cobertura boscosa densa o abundantes sedimentos modernos que impiden su observación.

3.1.1 Complejo Metamórfico Colohuincul

Esta unidad fue estudiada por Turner (1965; 1973) quien la denomina Formación Colohuincul y asigna las rocas más antiguas al Precambrico-Paleozoico Inferior. Luego Dalla Salda *et d.* (1991) realiza un trabajo de mayor detalle en las inmediaciones de la localidad de San Martin de los Andes, donde discrimina las rocas metamórficas de esta unidad y las rocas plutónicas pertenecientes a la Formación Huechulafquen, redefiniendo a la primera como Complejo Metamórfico Colohuincul. Trabajos recientes (Serra Varela *et d.,* 2016) asignan, a partir del estudio de circones detríticos en rocas metamórficas de alto grado, una edad máxima de sedimentación de 506 Ma. Las rocas de esta unidad están representadas por esquistos, filitas y migmatitas, en las cuales también se observan abundantes venas de cuarzo. En su mayoría presentan abundantes filosilicatos y otros minerales accesorios ricos en alúmina. Los afloramientos más representativos de esta unidad se encuentran en la base Sur, Sureste y Este del

Volcán Lanín (*ver mapa anexo*), los cuales constituyen los cerros Barbecho (1755 m s.n.m.), Quimquielleu (1915 m s.n.m.), Negro (2088 m s.n.m.), del Chivo (2170 m s.n.m.) y el núcleo de la Sierra de Mamuil Malal (2350 m s.n.m.) (Fig. 3.1).

3.1.2 Formación Huechulafquén

Denominada también como Complejo Plutónico Huechulafquén por Cucchi y Leanza (2006), esta unidad está representada por cuerpos plutónicos graníticos que afloran en los sectores sur y oeste del Volcán Lanín, los cuales constituyen los cerros Litrán (1530 m s.n.m.) y el cordón Momolluco (1880 m s.n.m.) respectivamente. Estas plutonitas intruyen a las rocas metamórficas del Complejo Metamorfico Colohuincul. En general se presentan como tonalitas, granitos y granodioritas (Fig. 3.1). Destacan por su abundancia la biotita y hornblenda como minerales máficos. Esta unidad fue asignada al Carbonífero-Pérmico Inferior y estarían representando el núcleo de un arco volcánico continental que se desarrolló en el marguen occidental de Gondwana para este periodo según Cucchi y Leanza (2006).

3.1.3 Formación Andacollo

Esta unidad apoya de manera discordante sobre el basamento cristalino y está representada por rocas volcánicas, tanto lávicas como piroclásticas, desde intermedias a acidas (andesitas, dacitas) y en ocasiones con estructura brechosa. Presentan generalmente una coloración verdosa y es de destacar en algunos afloramientos un alto porcentaje de fenocristales de anfíboles (andesitas horblendiferas). Los sectores aflorantes mejor representados de esta Formación se encuentran al norte y noroeste del volcán Lanín; cumbre y laderas de la Sierra de Mamuil Malal (2330 m s.n.m.), y las serranías al Suroeste del Lago Tromen, en el Paso Internacional Mamuil Malal. Estas rocas están asignadas al Eoceno-Oligoceno (Fig. 3.1).

3.2 Geología del volcán Lanín

Para el presente trabajo las rocas que constituyen el cono volcánico del Lanín agrupan lo que fueron denominadas en un primer momento para la zona de estudio como Formación Mallín y Formación Lanín por Turner (1973), posteriormente recategorizados Basalto Mallín y Basalto Lanín respectivamente por Cucchi y Leanza (2006). Estas unidades estratigráficas agrupan todas las rocas

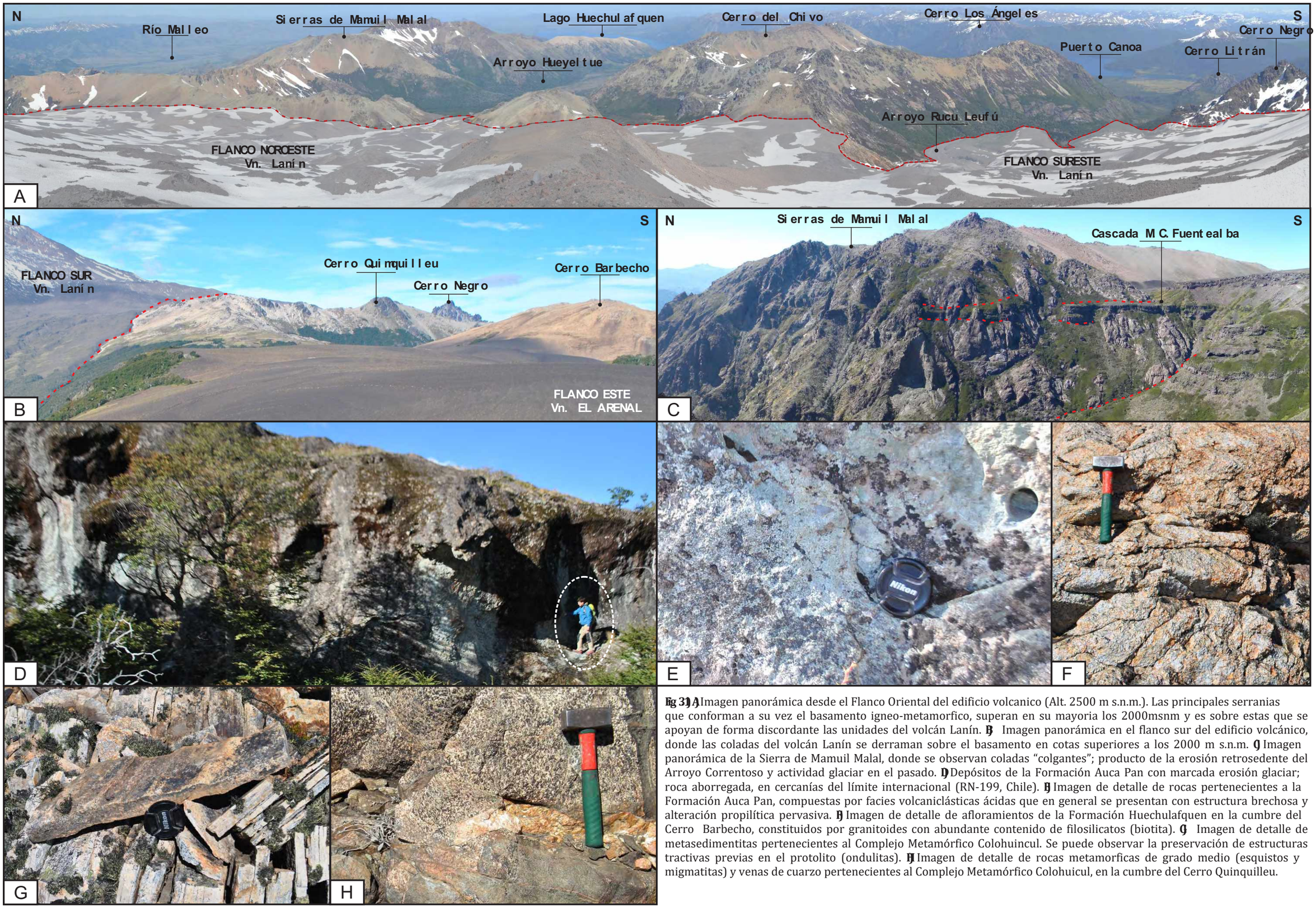


Fig 31) **A)** Imagen panorámica desde el Flanco Oriental del edificio volcanico (Alt. 2500 m s.n.m.). Las principales serranias que conforman a su vez el basamento igneo-metamorfico, superan en su mayoria los 2000msnm y es sobre estas que se apoyan de forma discordante las unidades del volcán Lanín. **B)** Imagen panorámica en el flanco sur del edificio volcánico, donde las coladas del volcán Lanín se derraman sobre el basamento en cotas superiores a los 2000 m s.n.m. **C)** Imagen panorámica de la Sierra de Mamuil Malal, donde se observan coladas "colgantes"; producto de la erosión retrosedente del Arroyo Correntoso y actividad glaciar en el pasado. **D)** Depósitos de la Formación Auca Pan con marcada erosión glaciar; roca aborregada, en cercanías del límite internacional (RN-199, Chile). **E)** Imagen de detalle de rocas pertenecientes a la Formación Auca Pan, compuestas por facies volcaniclásticas ácidas que en general se presentan con estructura brechosa y alteración propilítica pervasiva. **F)** Imagen de detalle de afloramientos de la Formación Huechulafquen en la cumbre del Cerro Barbecho, constituidos por granitoides con abundante contenido de filosilicatos (biotita). **G)** Imagen de detalle de metasedimentitas pertenecientes al Complejo Metamórfico Colohuincul. Se puede observar la preservación de estructuras tractivas previas en el protolito (ondulitas). **H)** Imagen de detalle de rocas metamorficas de grado medio (esquistos y migmatitas) y venas de cuarzo pertenecientes al Complejo Metamórfico Colohuicul, en la cumbre del Cerro Quinquilleu.

Plio-Pleistocenas a Holocenas que conforman el estratovolcán Lanín; tanto depósitos lávicos como volcaniclásticos.

Como se mencionara en el capítulo introductorio, los volcanes son la representación en superficie de procesos que tiene su origen en el interior de la tierra. Estos procesos desencadenan erupciones volcánicas que pueden darse en forma de lava, (magma en superficie), material piroclásticos y/o gases a muy altas temperaturas (Davidson y De Silva, 2000; De Silva y Lindsay, 2015). La repetición en el tiempo de estos eventos eruptivos, siempre y cuando la tasa de agradación sea mayor a la tasa de erosión, posibilita el desarrollo y construcción de los aparatos volcánicos. La periodicidad con la que se producen estos eventos y la duración de los mismos, puede generar a grandes rasgos dos tipos de edificios volcánicos: volcanes monogenéticos y volcanes poligenéticos (Davidson y De Silva 2000; De Silva y Lindsay 2015). En el primer caso estos aparatos volcánicos son generados en periodos eruptivos de semanas, meses e incluso años, hasta que cesa su actividad de manera definitiva (ejemplos en cercanía de la zona de estudio: volcanes El Arenal y Achen Niyeu). Presentan generalmente volúmenes reducidos y escasa altura si los comparamos con los volcanes poligenéticos, los cuales presentan periodos eruptivos de larga duración (meses, años a decenas de años) y que se repiten durante centenares e incluso miles de años, generando a partir de la acumulación de los sucesivos depósitos, aparatos volcánicos con grandes volúmenes de material y de gran tamaño. El volcán Lanín es claramente una muy buena representación de un volcán poligenético o estratovolcán, con una altura máxima de 3776 m s.n.m., un área aproximada de 130Km^2 y depósitos que presentan un volumen aproximado de 180 Km^3 (Fig. 3.2).

En términos generales, las unidades que constituyen el volcán Lanín en sectores proximales, cercanas al centro eruptivo principal o cráter del volcán, están representadas en su mayoría por depósitos lávicos conformados por paquetes de coladas de variada morfología donde se destacan aquellas con estructuras de tipo *Lavas Rhoehe* por sobre las de tipo *Lavas A*a (Rowland y Walker, 1990; Kilburn *et al.,* 2000; Llambias *et d.,* 2008). Para las rocas que constituyen estas lavas, los análisis de laboratorio arrojaron composiciones que se distribuyen desde basaltos (45-52% SiO_2) hasta traquidacitas (63-69% SiO_2), pasando por términos intermedios (*ver Cap ítulo 5 - Geoquímica*). Estas coladas intercalan a su vez con

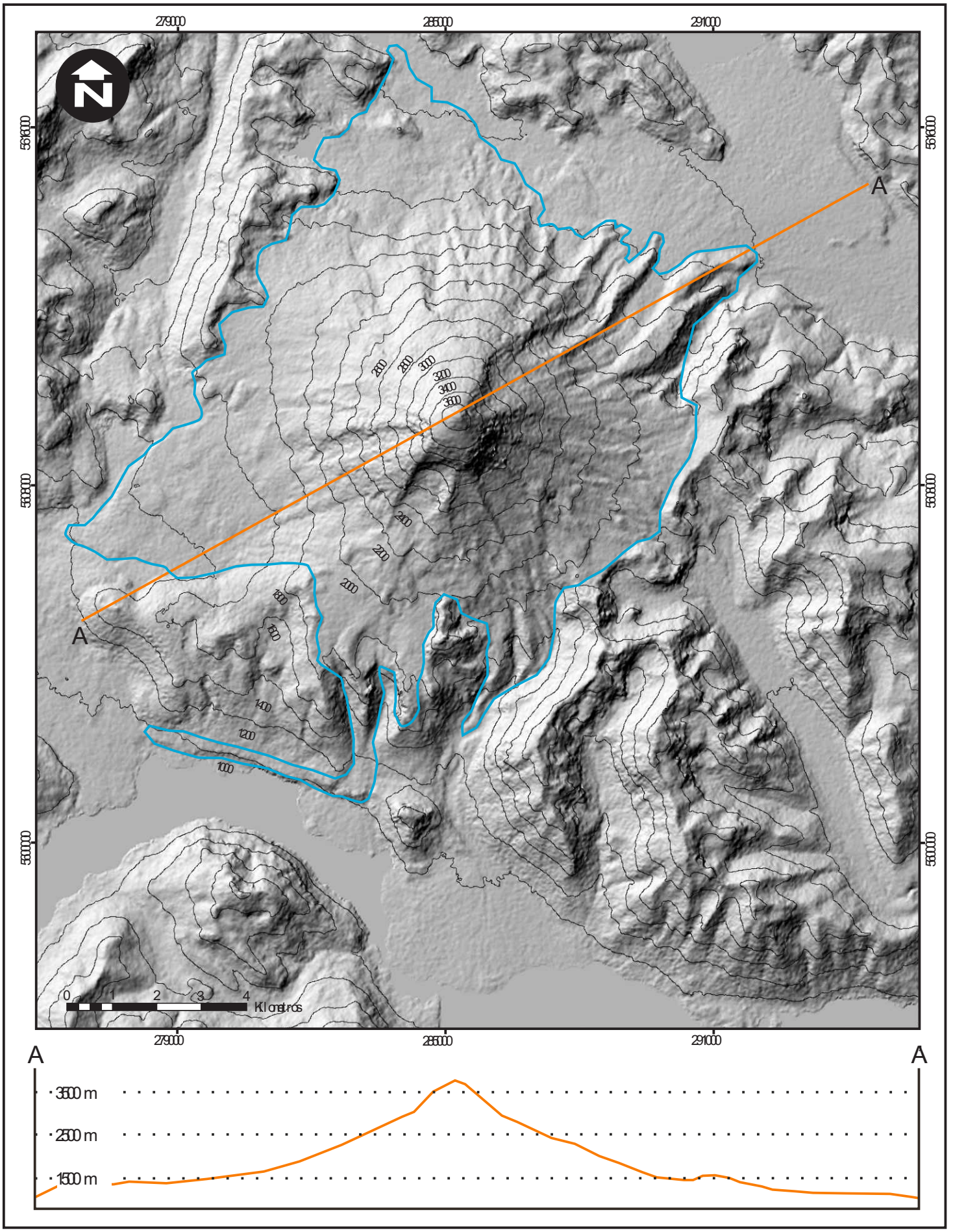


Fig.3.2) Mapa realizado sobre un modelo de elevación digital ALOS PALSAR de 12.5 m, a partir del cual se construyeron curvas de nivel equidistantes de 200 metros. En color naranja se observa la traza del perfil topográfico entre los puntos A y A'. En linea celeste se observa el polígono utilizado para el calculo de área y volumen que ocupan los depósitos proximales del edificio volcánico Lanín.

depósitos volcaniclásticos de diversa génesis (primarios y secundarios, según la clasificación de Murcia *et d.,* 2013), tanto de caída como de corrientes piroclásticas, y depósitos volcaniclásticos resedimentados; vuelcos, avalanchas, y flujos gravitatorios de detritos. Al mismo tiempo, fueron identificados en el terreno depósitos volcaniclásticos retrabajados según la definición de Cas y Wright (1987); principalmente de origen glaciar y fluvial. Cabe destacar que la actividad glaciar del periodo Cuaternario tuvo y tiene hasta el presente un papel preponderante como agente erosivo y modelador del paisaje para la zona de estudio.

A partir de criterios geomorfológicos, reológicos, petrográficos y geoquímicos, los depósitos que conforman este estratovolcán fueron reagrupados en 3 (tres) unidades litoestratigráficas; Unidad Lanín 1 (UL1), Unidad Lanín 2 (UL2) y Unidad Lanín 3 (UL3) (*ver mapa anexo*).

Para la caracterización e identificación de los diferentes depósitos que conforman las unidades del volcán Lanín se utilizó en el presente trabajo el concepto de *facies* , haciendo hincapié en el carácter definitorio y único de cada depósito que lo diferencia de los otros (Cas y Wright, 1987; Petrinovic y D´Elia 2018).

A continuación se realiza una descripción e interpretación de las principales *facies* identificadas para el área de estudio a las cuales se les asigno un código propio, utilizando de forma orientativa para su ordenamiento los trabajos de Cas y Wright (1987) y Murcia *et d.* (2013). Luego se describen de forma particular, de la más antigua a la más reciente, las unidades UL1, UL2 y UL3, las cuales contienen en definitiva las *facies* identificadas.

En el caso de los depósitos identificados como volcaniclásticos secundarios y epiclásticos modernos, y que estratigráficamente se encuentran por encima de la UL3, fueron denominados en su conjunto como Relleno Moderno (*ver mapa anexo* 3-A). Estos depósitos tapizan una parte importante del volcán Lanín y obliteran en gran medida los depósitos subyacentes. Los mismos son interpretados como resultado de procesos que se originan a partir de las elevadas pendientes que exponen las laderas del volcán, la acción de los glaciares y la red de drenaje actuante.

Litofacies	Descripción	Código	Interpretación	Ejemplos
Lavas	Colada horizontal a subhorizontal de lava masiva de diversa composición, las cuales presentan potencias que van desde un metro hasta decenas de metros. Pueden contener vesículas, y en ese caso, estas incrementan su abundancia y tamaño hacia el techo del depósito. En algunos sitios se observa el desarrollo de estructuras de disyunción columnar perpendiculares a la base y el techo. Los diámetros de las columnas varían de 15 centímetros hasta 2 metros en las coladas de mayor potencia. Pueden o no presentar rasgos de erosión glaciar (rocas aborregadas y estrías glaciares).	***Lmc*** ***(Lava masiva coherente)***	Núcleos masivos de coladas de emplazamiento subaéreo de tipo lavas Aa y/o de lavas pahoehoe (Rouland y Walker 1990; Llambias *et al.* 2008). El tamaño y distribución de la disyunción columnar depende de la tasa de enfriamiento y de la potencia de las coladas. La abundancia, tamaño y forma de las vesículas son características propias de la composición del magma (basáltico), siendo los magmas mas básicos propensos a tener mayor abundancia de vesículas y de gran tamaño.	***Fig. 3. 3) A)*** ***Fig. 3. 4) A)***
	Colada subhorizontal o sin orientación aparente de lava masiva de composición (modal) andesítica a traquidacítica, de 2 a 10 metros de potencia que desarrolla internamente lajosidad pervasiva. Las estructuras lajosas o lajas presentan espesores del rango de 2 a 15 centímetros. Las superficies de fractura que las separan son generalmente irregulares, tanto planares como curvas. Estas rocas pueden presentar o no rasgos de erosión glaciar.	***Lml*** ***(Lava masiva con lajosidad)***	Núcleos de lavas masivas de tipo lavas Aa, emplazadas en ambientes subaereos, sobre superficies irregulares del terreno, las cuales generan diferentes respuestas mecánicas (que dependen de las propiedades reológicas) en el interior del flujo por aumento o decrecimiento en la taza de cizalla, produciendo superficies de debilidad que luego dan lugar a la generación de diaclasas (McPhie et al., 1993).	***Fig. 3. 3) B)***
	Lava masiva de composición (modal) basaltica a andesítica, con potencias de 2 a 10 metros, los cuales desarrollan internamente fracturas de tipo blocosa pervasiva. Los planos de fractura no presentan orientación. En algunos casos las rocas pueden presentar sectores con incipientes estructuras de disyunción columnar y rasgos de erosión glaciar.	***Lmfb*** ***(Lava masiva con fractura blocosa)***	Lavas masivas de tipo lavas Aa y/o lavas *pahoehoe* con emplazamiento sub-glaciar. El rápido enfriamiento producido al contacto de estas lavas con cuerpos de hielo genera contracción interna produciendo las fracturas (Lescinsky *et al.*, 1998; Lescinsky y Fink 2000; Lachowycz *et al.*, 2015).	***Fig. 3. 3) C)***
	Lava de composición modal basáltica, compuesto por coladas de centímetros a metros de potencia con morfología de tipo Lavas Pahoehoe. Estas se presentan generalmente con un elevado porcentaje de fenocristales (>20%) y vesículas (>10%) de variada morfología y tamaño. En algunos sectores desarrollan formas lobulares interdigitadas y superficies de diversa morfología (lisa, rugosa, etc.). Pueden desarrollar geoformas del tipo "tubos de lava" con potencias de centimetro, hasta 5 metros de diametro, y decenas de metros de extensión.	***Lph*** ***(Lava Pahoehoe)***	Se interpretan como coladas lávicas de baja viscosidad y emplazamiento subaéreo de tipo lavas *pahoehoe* . Estas morfologías son típicas de un vulcanismo efusivo (Ej.: Hawaiano) y generalmente de composición máfica. En estas coladas pueden existir también otras morfologías asociadas que responden a las características reológicas de este tipo de magmas (Ej.: ropy lavas). (Rouland y Walker 1990; Llambias et al., 2008).	***Fig. 3. 3) D)*** ***Fig. 3. 4) B)***
	Depósitos de aglomerado volcánico consolidado, compuesto por clastos de escoria (tipo spatter), tamaño lapilli medio a bloque, con vesiculación media a alta, de composición basáltica a andesítica/basaltica. Estos depósitos se presentan en el terreno desarrollando lóbulos. Pueden contener proyecciones balísticas de tamaño bomba media a gruesa de similar composición y con estructuras de tipo "corteza de pan".	***Lc*** ***(Lava clastogénica)***	Depósitos de emplazamiento subaéreo de tipo lavas clastogénicas (clasto a clasto). Los clastos de material fundido mantienen su temperatura y fluidez. Estos depósitos son asociados generalmente a conos de escoria con desarrollo de vulcanismo de tipo estromboliano y de composición máfica. (Sumner 1998; Walker *et al.*, 2000; Sumner *et al.*, 2005).	***Fig. 3. 3) E)***

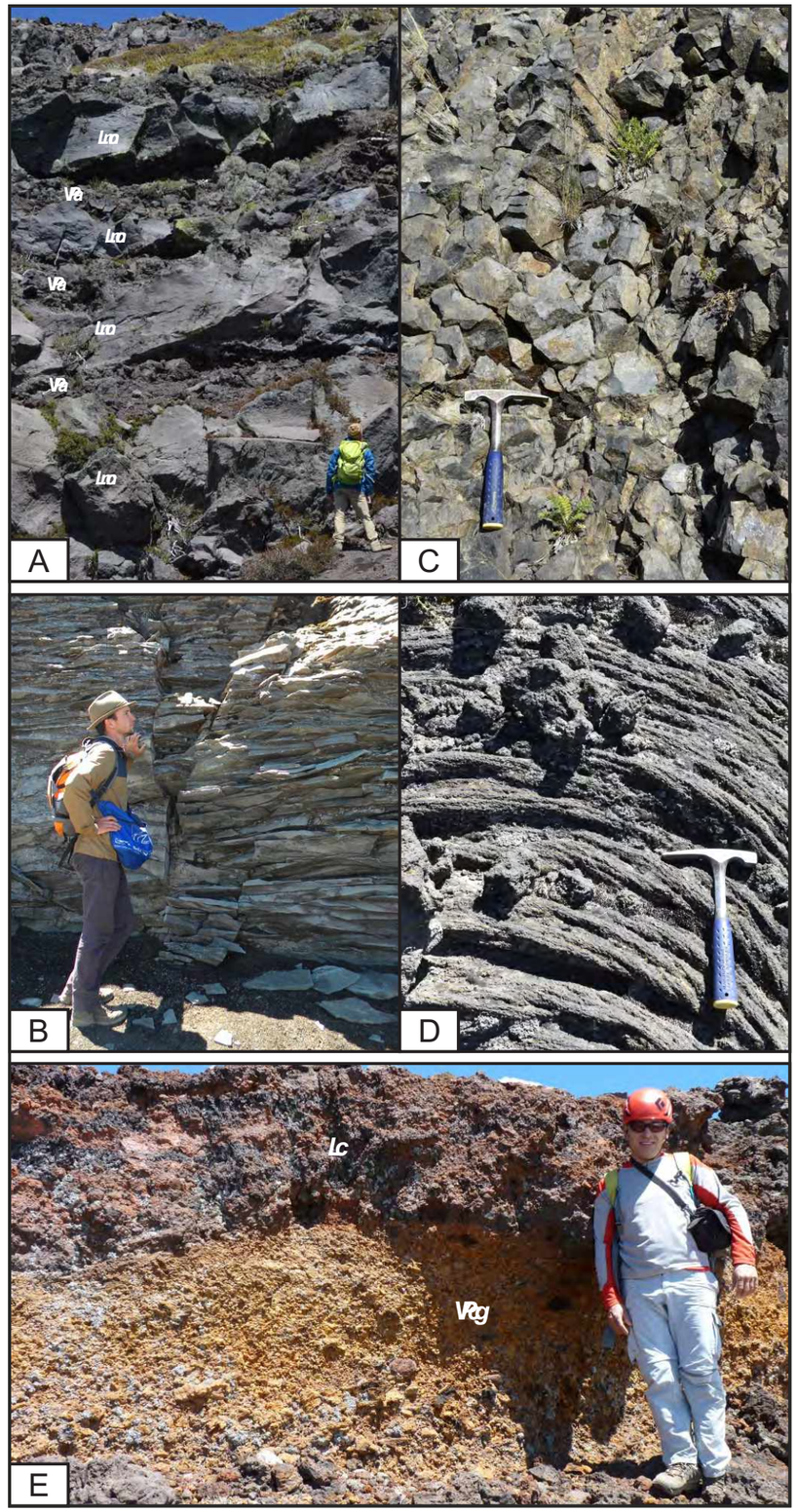


Fig.3.3) Ejemplos de litofacies lávicas: **A)** Lavas masivas coherentes que intercalan con facies de autobrechamiento. **B)** Lavas masivas con lajosidad. **C)** Lavas Pahoehoe. **D)** Lavas masivas con fractura blocosa. **E)** Lavas clastogénicas sobre facies de caída gruesa.

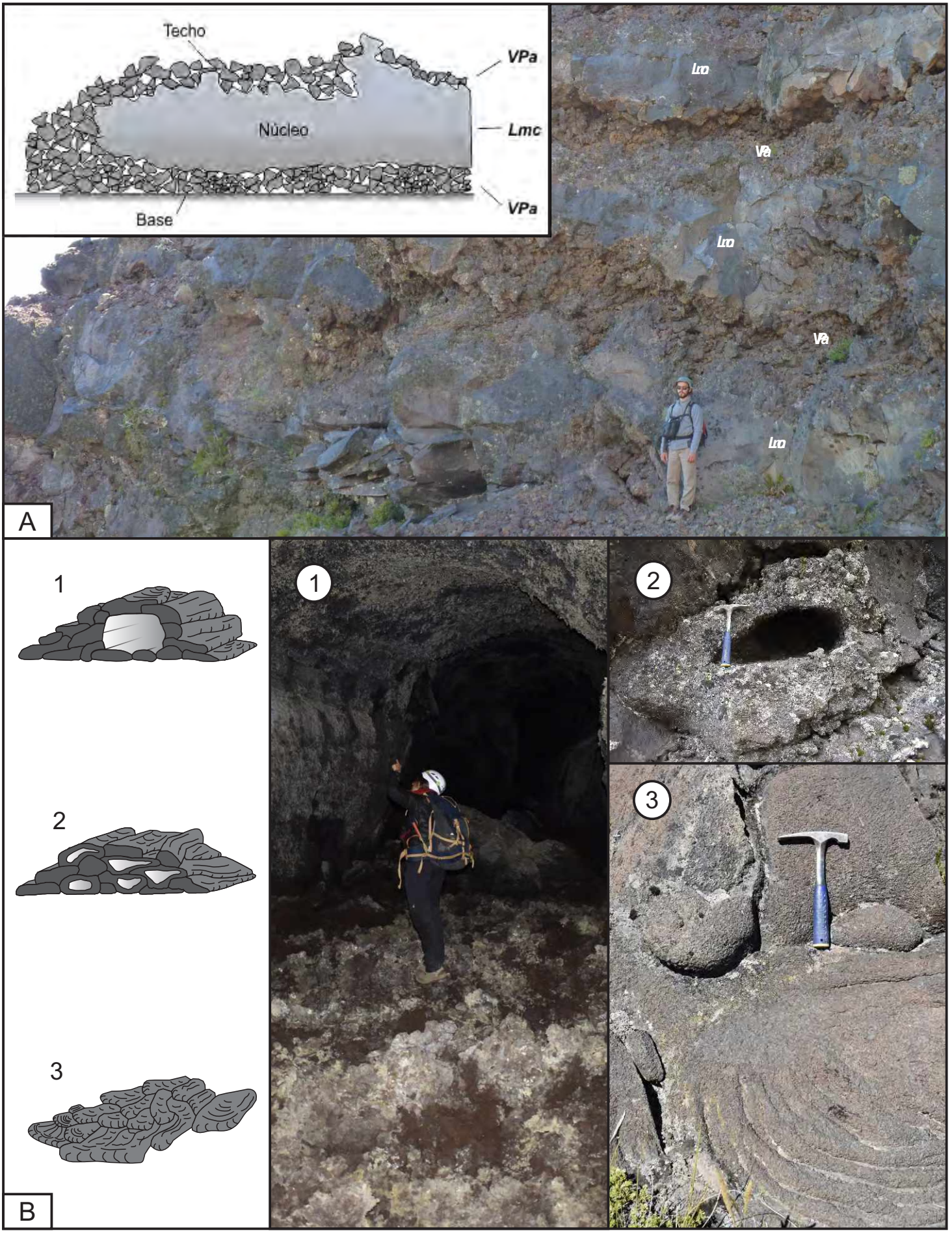


Fig. 34 A) Facies lávicas con morfologia de tipo lavas Aa en depósitos de la UL1; al tope del "Crestón B" (flanco norte del volcán Lanín). B) Vista de corte transversal de facies lávicas *pahoehoe* y sus ejemplos en depósitos de la UL3 en el flanco noroccidental del volcán Lanín. [1- Tubo de lava principal 2- Tubos de lava distributarios 3- Lobulos frontales. Redibujado de Rowland y Walker (1990)].

Litofacies	Descripción	Código	Interpretación	Ejemplos
Volcaniclásticas Primarias	Depósito de rocas volcánicas con textura brechosa, clasto soportado, compuesto por clastos angulosos de tamaño lapilli grueso a bloque grueso. Puede presentar matriz de lapilli medio a grueso. Estas rocas clásticas presentan generalmente continuidad con depósitos lávicos de similar composición, presentándose en la base y/o techo de estos cuerpos lávicos.	***VPa*** ***(Volcaniclástica primaria por autobrechamiento)***	Depósitos volcaniclásticos primarios de origen autoclásticos (Murcia *et al.*, 2013), producidos por autobrechamiento de coladas lávicas con estructura de tipo lavas Aa (Rouland y Walker, 1990).	***Fig. 3. 4) A)***
	Depósito de lapilli grueso a bloque medio, clasto soportado, compuesto por pómez o escoria, los cuales presentan abundante vesiculación (>20%). Puede contener clastos accesorios y/o accidentales.	***VPcg*** ***(Volcaniclástica primaria de caida gruesa)***	Depósito piroclástico de caída proximal. El tamaño de los clastos asociado a la morfología angulosa de los mismos, indica proximidad al centro eruptivo. Estos depósitos están asociados principalmente a los centro eruptivos satelitarios. Los clástos accesorios y/o accidentales pueden ser indicativos del nivel de fragmentación dentro del conducto (Walker *et al.*, 2000).	***Fig. 3. 5) A)***
	Depósito de ceniza media a fina clasto soportado, masiva. Generalmente de color castaño claro a amarillento. Sin estructura aparente, aunque en algunos casos se observa incipiente laminación planar por retrabajo.	***VPcf*** ***(Volcaniclástica primaria de caida fina)***	Deposito piroclástico de caída distal. Asociados a vulcanismo explosivo (Branney y Kokelaar, 2002). Las partículas fueron acumuladas por gravedad desde la pluma o nube de cenizas durante la erupción volcánica, y su dispersión desde el centro eruptivo fue influenciada por los vientos predominantes en ese momento y el tamaño de las mismas.	***Fig. 3. 5) B)***
	Depósito de conglomerados y brechas volcánicas de composición intermedia a básica, principalmente pómez y/o escoria, matriz sostén. Clastos de tamaño medio Lapilli media y tamaño máximo Bloque grueso, inmersos en una matriz de ceniza fina color castaño claro amarillento, fuertemente alterada por palagonitización, con aspecto terroso y poco consolidada. Los vitroclastos de la matriz observados con el microscopio electrónico de barrido presentan fractura blocosa.	***VPhi*** ***(Volcaniclástica primaria hialoclástica)***	Depósitos volcaniclásticos primarios por fragmentación hialoclástica glaciar; interacción del magma con un cuerpo de hielo/nieve en las laderas del volcán. Las lavas derramadas por sobre cuerpos de hielo (supraglaciar) se contraen de forma brusca por la diferencia de temperatura con el cuerpo de hielo que actua como refrigerante fragmentando el material fundido (Belousov *et al.*, 2011).	***Fig. 3. 6)***
	Depósito volcaniclástico de tipo clasto sostén compuesto por material pumiceo, de tamaño ceniza media a lapilli fino, con estructuras tracitvas en la base. Potencias de los depósitos del orden de decenas de centímetros. en algunos casos se observa gradación normal de las partículas, y alternancia entre depósitos finos de gruesos.	***PDCd*** ***(Corriente de densidad piroclástica diluida)***	Depósito volcaniclástico primario de tipo PDC (*pyroclastic density current*) diluido (Branney y Kokelaar, 2002; Sulpizio *et al.*, 2014) característico de vulcanismo explosivo. El proceso de fragmentación magmática puede tener o no al agua como componente (humedo/seco). Las características de estos depósitos se ajustan a los PDC denominados *pyroclastic surge* (Branney y Kokelaar, 2002).	***Fig. 3. 5) C)***
	Depósito volcaniclástico con base y techo erosivo de hasta 20 metros de potencia, matriz sostén, con textura general eutaxítica, compuesto por una matriz fuertemente soldada de color castaño claro que engloba clastos de pómez de hasta 20cm, líticos volcánicos y cristaloclastos de variada composición.	***PDCc*** ***(Corriente de densidad piroclástica concentrada)***	Depósito de PDC de tipo concentrado (Ignimbrita), característico de vulcanismo explosivo (vulcaniano/pliniano) (Branney y Kokelaar, 2002; Sulpizio *et al.*, 2014) generado por un proceso con alta tasa de fragmentación magmática. A partir del grado de soldamiento de los componentes del depósito, se lo puede adjetivar como una ignimbrita reomórfica según la definición de Llambías (2008).	***Fig. 3. 5) D)***

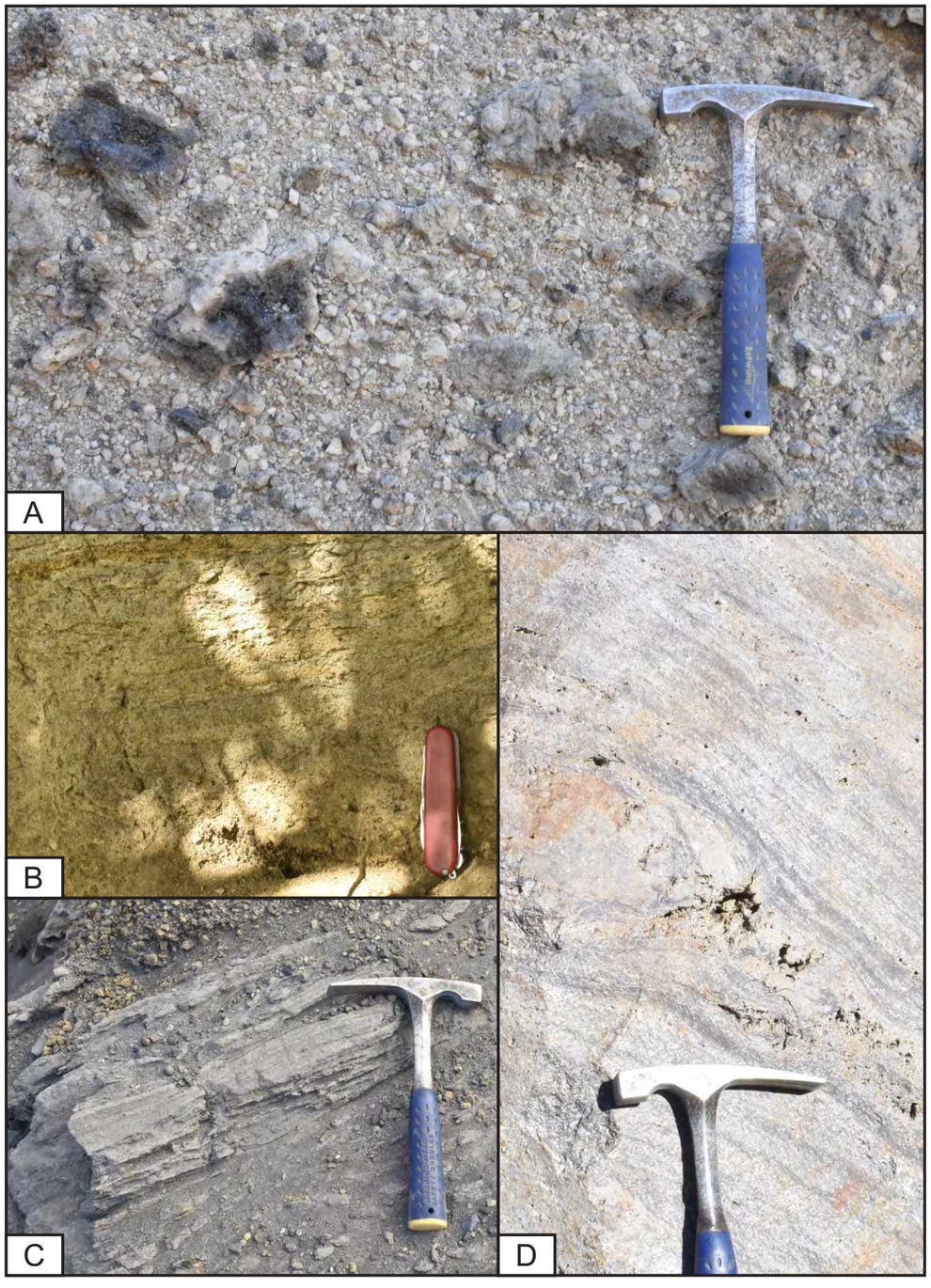


Fig. 3. 5) Ejemplos de litofacies volcaniclásticas primarias. **A)** Depósito de facies VPcg en el flanco nororiental del aparato volcánico, donde los pómez de mayor tamaño presentan un núcleo masivo y abundantes fenocristales de plagioclasa. **B)** Detalle de facies VPcf en depósitos distales (costa sur del lago Tromen). **C)** Facies de PDCd en depósitos del flanco oriental del edificio volcánico. **D)** Ignimbrita reomórfica flanco este del volcán Lanín, donde se distinguen clastos pumiceos relícticos englobados por una matriz fuertemente soldada.

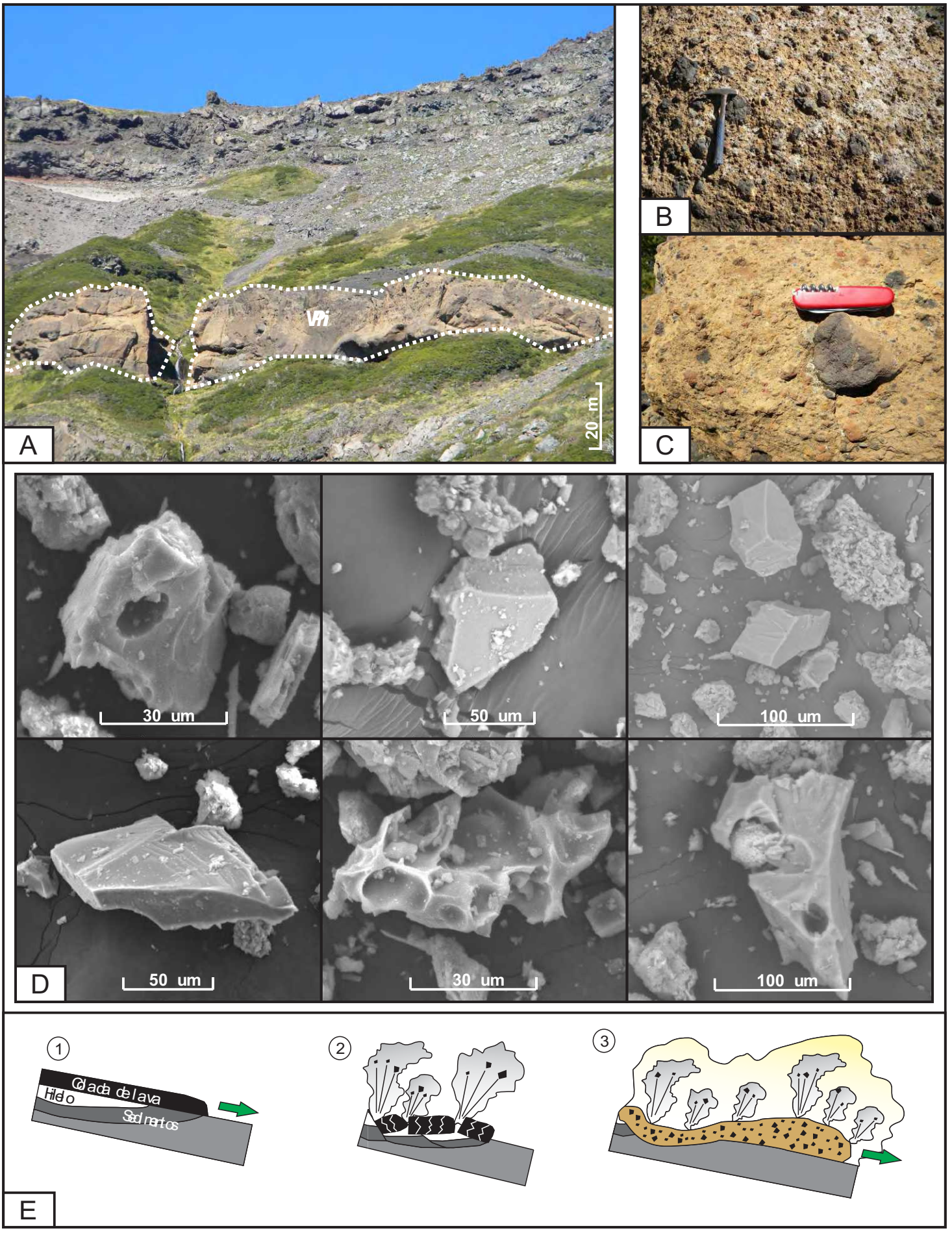


Fig.3.6) A), **B)** y **C)** Depósito de facies hialoclástica a mega y mesoescala. **D)** Imágenes de vitroclastos de tamaño ceniza, en microscopio electrónico de barrido, en los cuales se observa fractura de tipo bloccosa. **E)** Esquema de formación del depósito de facies hialoclástica. Re-dibujado de Belousov *et al.*, (2011). A partir de las observaciones realizadas con el microscopio electrónico de barrido (MEB), se infiere que la fragmentación de tipo bloccosa (no vesiculada) de los vitroclastos tiene su origen producto de un enfriamiento brusco del magma y su posterior fragmentación como resultado del contacto con cuerpos de hielo/agua. De igual modo la alteración (palagonitización) producida por la hidratación del vidrio volcánico de origen basáltico, le imprime el color castaño a estas unidades.

Litofacies	Descripción	Código	Interpretación	Ejemplos
Volcaniclásticas secundarias	Depósito de brechas volcánicas de tamaño bloque, de variada composición. Inconsolidada. Pueden tener matriz de lapilli grueso. Estos depósitos se observan por lo general en el terreno al pie de superficies escarpadas o con un desnivel marcado. Se observo también en estos depósitos en asociacion con nieve y hielo en epoca invernal.	***VSa*** ***(Volcaniclástica secundaria de avalancha o vuelco)***	Se interpreta como un depósito volcaniclástico secundario tipo avalanchas de escombros volcánicos, producido por procesos gravitatorios proximales, que involucran rocas o depósitos volcánicos previos, en algunos casos el hielo puede actuar como gatillo. Se produce una removilización por acción de la gravedad. Los depósitos de avalancha son muy abundante en lo que fue denominado para el presente trabajo como "Relleno Moderno".	**Fig.3.7) A) y B)**
	Depósito de conglomerados volcánicos tamaño lapilli grueso a bloque, subredondeados, muy mal seleccionado, matriz sostén, no cohesivo. Puede tener insipiente gradación normal. Generalmente se presentan canalizados en sectores proximales y van gradando lateralmente a depósitos mejor seleccionados en zonas de bajada o distales.	***VSfg*** ***(Volcaniclástica secundaria por flujo gravitatorio de detritos)***	Se interpretan como flujos gravitatorios de detritos indiferenciados en sectores tanto proximales como distales al edificio volcánico. Pueden ser de finidos en forma general como *lahares*, mientras que en otros casos donde conservan caracteristicas tanto glaciales como fluviales, pueden ser denominados como depósitos de origen glaci fluvial	**Fig.3.7) C)**
Epi-Volcaniclásticas / Epiclásticas	Depósitos de conglomerados y brechas volcánicas, con muy mala selección, masivos. Tamaño máximo de bloque grueso. Los clastos de mayor tamaño pueden presentar estrías glaciares y caras pulidas como en rocas aborregadas, estos pueden presentarse en el terreno como bloques erráticos ausentes de matriz. Pueden contener líticos accesorios y accidentales de variada composición y origen (ej. Líticos plutónicos).	***EVg*** ***(Epi-volcaniclásticas de origen glaciar)***	Depósito epi-volcaniclasticos de origen glaciar; Till. En algunos casos estos depósitos conservan la morfología típica de las morenas glaciares (laterales, terminales, etc.). Procesos erosivos pos-depositacionales pueden producir elutriación, dejando *in situ* unicamente los clastos de mayor tamaño. En el caso de contener líticos exóticos, la litofacie pasa a llamarse Epiclástica (Líticos volcánicos <100% según Murcia *et al.*, 2013), pero el proceso interpretado que le dio origen sigue siendo el mismo.	**Fig.3.7) D)**
	Depósitos de arena muy gruesa a granulo, bien seleccionada, clasto sostén, con gradación normal. Compuesta por clastos volcánicos redondeados a subredondeados de composición intermedia a básica. Desarrollo de estructuras tractivas, formando canales con continuidad lateral. Pueden contener líticos accesorios y accidentales es de variada composición y origen (ej. Líticos plutónicos).	***EVf*** ***(Epi-volcaniclásticas de origen fluvial)***	Depósito epi-volcaniclasticos de origen fluvial. En el caso de contener líticos exóticos (ej.: plutónicos), la litofacie es considerada *epiclástica* (Líticos volcánicos <100% según Murcia *et al.*, 2013), pero la interpretación del proceso que le dio origen sigue siendo el mismo.	**Fig.3.7) E)**

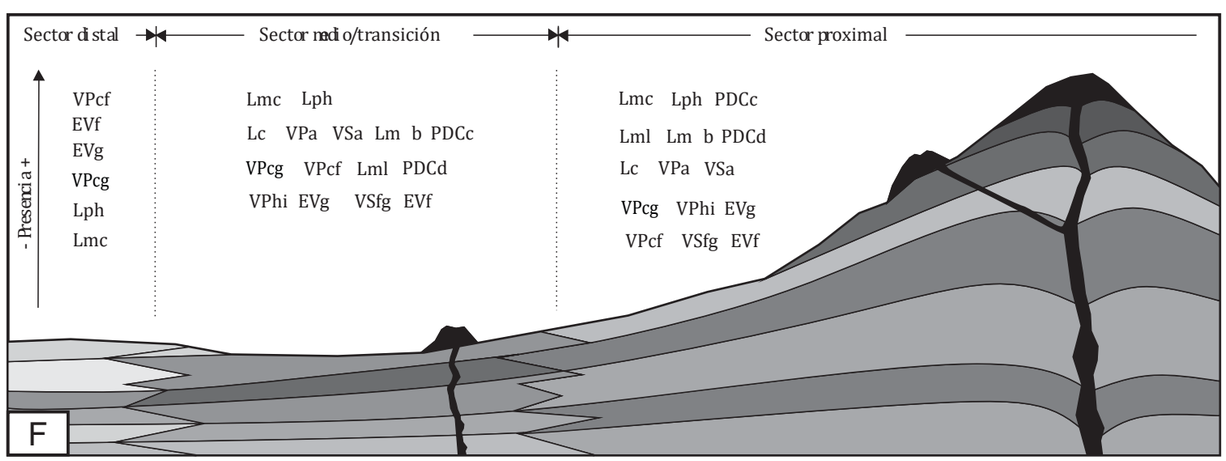




Fig.3.7) A) Depósitos de avalancha formando un cono de derrubio. B) Depósito de avalancha de roca y hielo. C) Depósito de flujo de detritos (Lahar) en cercanías del Arroyo Turbio. D) Morena glaciar en flanco este del volcán Lanín. E) Depósitos volcaniclásticos retrabajados de origen fluvial, en el Arroyo Colquis. F) Principales asociaciones de facies del volcán Lanín y su distribución respecto a la proximidad del edificio volcánico. Adaptado de Davison y De Silva (2000).

A continuación se describen de la más antigua a la más reciente, las unidades que constituyen el volcán Lanín:

3.2.1 Unidad Lanín 1

Esta unidad agrupa lo que en un primer momento fue denominado por Turner (1973) para esta zona de estudio como Formación Mallín. En la estratigrafía actualizada para el presente trabajo, la UL1 comprende todas las rocas que conforman la base del aparato volcánico y que están por debajo del *Drift* Paso Tromen/Puesto de Paja (Rabassa *et al.*, 1990), el cual está representado en la ladera Norte del volcán por depósitos de Till (*facies* epi-volcaniclásticas; EVg) que contienen bloques erráticos de composición granítica, de hasta 1,5 metros de diámetro, fuertemente erosionados (Fig. 3.8). Durante las tareas de campo estos bloques de granito fueron observados hasta cotas superiores a los 2000 m s.n.m.. El origen de los mismos no pudo ser determinado; las rocas plutónicas aflorantes con características similares más cercanas (Formación Huechuláfquen) se encuentran en el Cordón Momolluco, en el Cerro Litrán y en la Sierra de Mamuil Malal (al oeste, al sur y al este del cráter del volcán respectivamente; *ver mapa anexo*). Probablemente el evento glaciar que transportó y depositó estos bloques erráticos, fue también en gran medida el responsable de la generación de los valles que disectan y separan los afloramientos de dicha unidad. A su vez muchos de los afloramientos pertenecientes a la UL1 presentan rasgos erosivos muy marcados de origen glaciar; rocas aborregadas y estrías glaciares, al mismo tiempo que intercalan con depósitos de origen glaciar (Epi-volcaniclasticos) (Fig. 3.8). Muchos de estos eventos glaciarios presentan probablemente diversas jerarquías dentro de la historia evolutiva del edificio volcánico y su caracterización excede los objetivos del presente trabajo. Para la UL1 hasta el momento no existen fechados radimétricos y se le asigna una edad estimada pliocena-pleistocena temprana (Rabassa *et al.*, 1990). La misma está constituida por depósitos de facies lávicas, con un dominio de estructuras de tipo *Lavas Aa* (con espesores de 2 a 10 metros de potencia) y de manera subordinada de tipo *Lavas Rhaeh*, los cuales intercalan a su vez con depósitos de *facies* volcaniclásticas y epivolcaniclásticas (Fig. 3.8). Las rocas lávicas presentan textura en general porfírica, compuesta por una pasta afanítica la cual engloba fenocristales de plagioclasas y olivinas

observables en muestra de mano. Presentan composiciones máficas a silícicas; desde basaltos (49.3% SiO_2) hasta traquidacitas (64.3% SiO_2) pasando por rocas intermedias, con dominio de estas últimas (*ver capitulo Geoquímica*). Los depósitos de esta unidad fueron mapeados desde la base del volcán hasta cotas no mayores a los 2100 m s.n.m.. Los afloramientos mejor representados de la UL1, y de fácil acceso, se observan en la ladera noreste del volcán, los cuales apoyan de forma discordante sobre el basamento que constituye la Sierra de Mamuil Malal (Complejo Colohuincul, Formación Huechuláfquen y Formación Auca Pan) (Fig. 3.8). En este sector, las rocas de UL1 son disectadas en la actualidad por el valle del arroyo Correntoso, dejando expuesta una columna de aproximadamente 400 metros de potencia, donde se confeccionó un perfil geológico esquemático integrando los espesores aparentes entre los depósitos distales y proximales (al centro eruptivo), y utilizando como guía las coladas que presentan continuidad lateral (Fig. 3.9). A su vez en este sector, los depósitos de la UL1 siguen siendo observables hacia el oeste, donde forman "Crestones" o altos topográficos aterrazados, los cuales están separados por valles glacifluviales (ej.: arroyo Turbio), donde también se levantaron durante las tareas de campo perfiles geológicos esquemáticos; Crestones "A", "B" y "C" (Fig. 3.9). Estos depósitos presentan afloramientos hasta cercanías del límite internacional (Argentina/Chile) donde son cubiertos por las rocas de las UL2 y UL3. Estos depósitos están dominados por *facies* lávicas que intercalan con depósitos de *facies* volcaniclásticas retrabajadas. Otro sector donde se distinguen depósitos asignados a la UL1, es el flanco sur del volcán. En el caso particular de estos afloramientos, la abundante vegetación boscosa sobre la base del aparato volcánico y el desarrollo de escarpas dificultan la observación y acceso a los sitios, impidiendo tener el mismo volumen de información que en el flanco norte. Teniendo en cuenta esto último, los afloramientos más representativos en esta zona se encuentran sobre la costa norte del Lago Paimún**,** donde la UL1 está caracterizada por depósitos de *facies* lávicas de composición intermedia, donde dominan las morfologias de tipo *Lavas A'a*, las cuales se derraman sobre el basamento ígneo-metamórfico (Complejo Colohuincul y Formación Huechuláfquen) rellenando antiguos valles. Las rocas lávicas presentar rasgos de erosión glaciar al mismo tiempo que intercalan con depósitos de *facies* volcaniclásticas (primarias y secundarias).

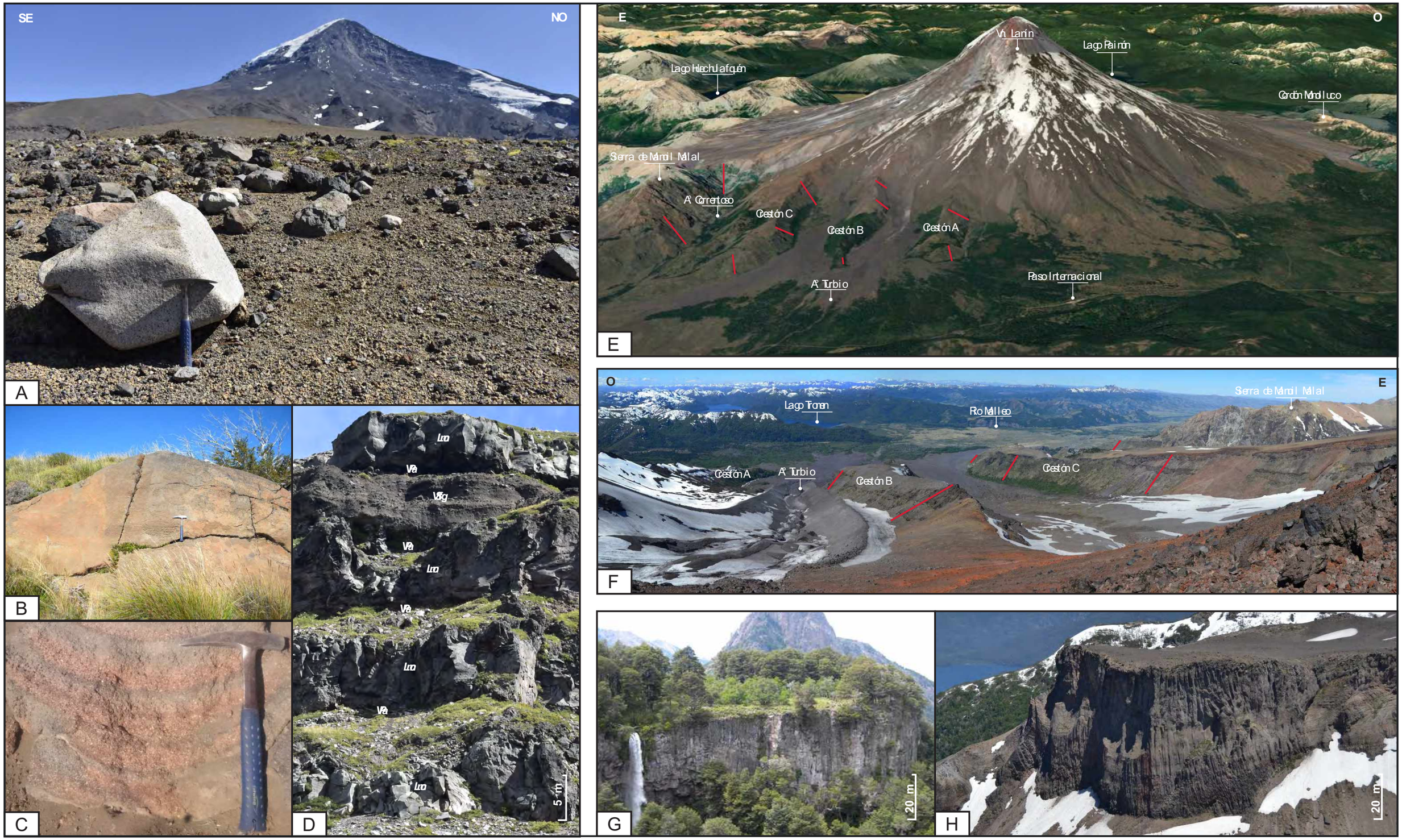


Fig. 38. A) Bloque errático de composición granítica perteneciente al *Drift* Paso Tromen (límite superior de la UL1), al tope del "Crestón C"; flanco nororiental del volcán Lanín. B) Roca aborregada de facies Lmc en cercanías de la confluencia del arroyo Correntoso y el río Malleo. Estas rocas representan en la estratigrafií los depósitos lávicos mas antiguos y a su vez distales al cráter principal. C) Facies de lavas Pahoehoe (Lph) que intercalan dentro de los depósitos de la UL1. D) Unidades lávicas con morfología de tipo Aa, con arreglo interno compuesto por un núcleo masivo (Lmc) con techo y base de autobrechas (VPa), de hasta 10 metros de potencia que intercalan con facies de textura clástica, matriz sostén de grano grueso, sin estructura aparente a las cuales se le asigna un origen glacifluvial (VSfg). E) Imagen *Google Earth* del flanco Norte del volcán Lanín donde se distinguen los "Crestones" con afloramientos de la Unidad Lanín 1. Se identifican con lineas rojas los afloramientos con los que se confeccionaron los perfiles geológicos integrados. F) Imagen panorámica desde la ladera norte del volcán Lanín en donde afloran las rocas pertenecientes a la UL1, las cuales conforman los altos topográficos denominados "Crestones" (A, B y C), separados por valles de origen glacifluvial. G) Depósitos de facies lávicas con disyunción columnar y erosión glaciar en la cascada "El Saltillo", flanco sur del volcán Lanín (UL1). H) Depósitos lávicos con disyunción columnar de la UL1. Estas lavas se emplazaron sobre el basamento cristalino (Complejo Colohuincul y Formación Huechulafquen) a una cota de 2000 m s.n.m. en el flanco sur del volcán Lanín , llegando incluso a las costas del lago Paimún.

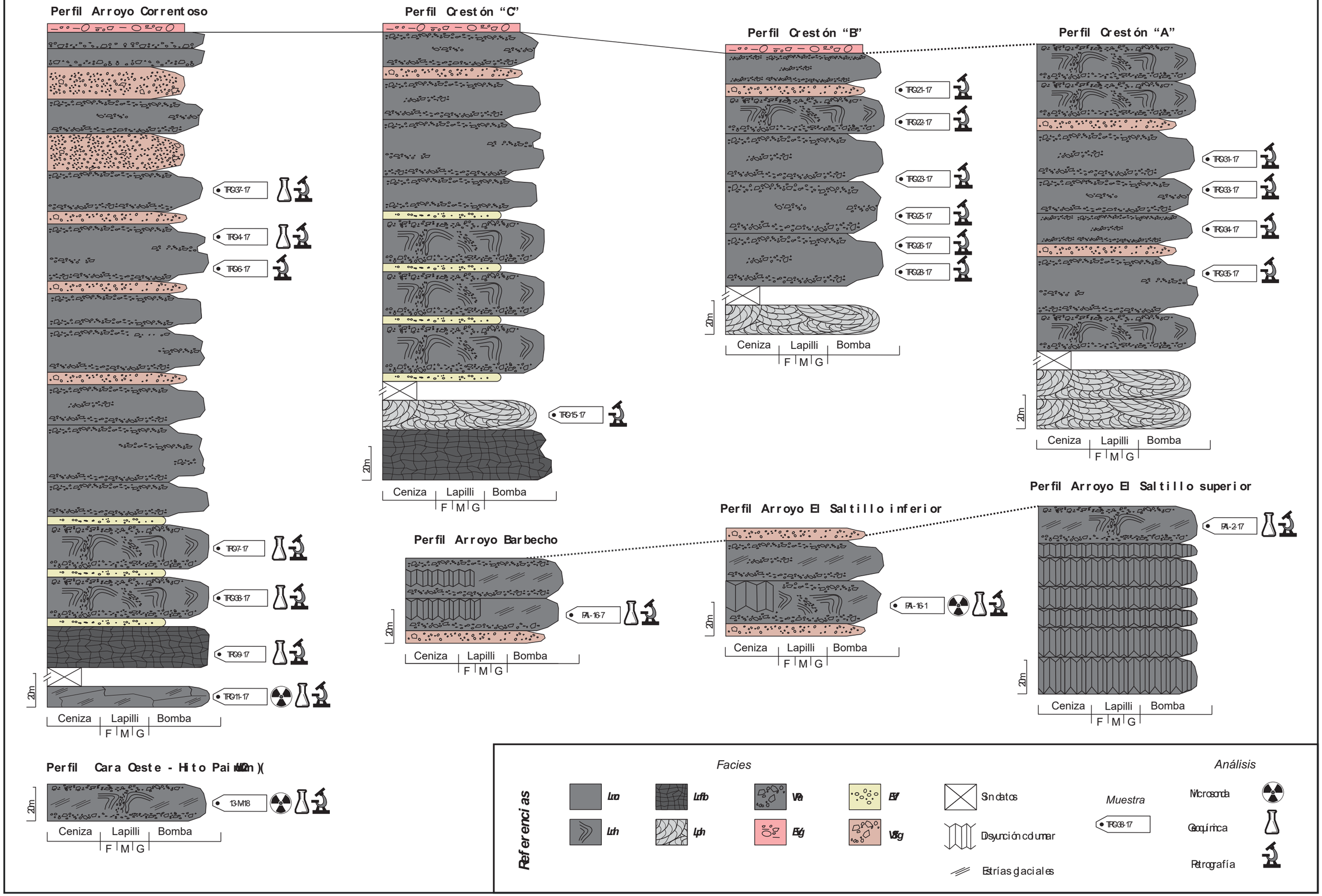


Fig.3.9) Perfiles esquemáticos de la Unidad Lanín 1.

3.2.2 Unidad Lahar 2

Esta unidad comprende todas las rocas que se encuentran entre el *Drift* Paso Tromen/Puesto de Paja (Rabassa *et d.,* 1990) y los depósitos de la UL3. Son las rocas que constituyen en general el núcleo del cono volcánico, y que rellenan antiguos valles de origen glaciar que disectan y separan afloramientos de la UL1. Los depósitos de la UL2 se distinguen principalmente en los flancos noreste, este y sureste del volcán, donde el accionar de los glaciares y la red de drenaje actual, dejan al descubierto afloramientos de esta unidad (Fig. 3.10). Los depósitos de la UL2 están representados principalmente por *facies* volcaniclásticas, donde destacan *facies* de PDC's, y VPcg de material pumiceo de color castaño claro, con un alto grado de vesiculación (bajo peso específico), con espesores que van desde centímetros a decenas de metros en algunos casos (ej.: afloramiento de ignimbritas en ladera Este del volcán) (Fig. 3.10), al mismo tiempo estos depósitos intercalan en menor medida con *facies* lávicas que presentan un dominio de morfologías de tipo *Lavas A'a* de 1 a 5 metros de potencia y *facies* lávicas de tipo *Lavas Rhyolite*. Se observan también intercalaciones con *facies* epi-volcaniclásticas (EVg y EVf). En general las rocas lávicas presentan una coloración gris a castaño clara con textura general porfírica, compuesta por una pasta afanítica que engloba fenocristales de plagioclasas (5%) Ø 1 a 5mm, con composiciones intermedias (traquiandesitas, andesitas) a básicas (basaltos). En el flanco Noreste del volcán, las *facies* lávicas de esta unidad se derraman desde cotas mayores a 2000 m s.n.m., llegando inclusive hasta la base del volcán (Fig. 3.11). A su vez en la UL2 fueron identificadas *facies* lávicas y volcaniclásticas interpretadas como de origen adventicio a partir de su distribución areal y el arreglo lateral que presentan; ejemplo de esto son la asociación de facies VPcg, Lc y Lph observadas en el flanco norte del volcán a una cota de 2300 m s.n.m., denominadas en su conjunto como "Centro adventicio Tromen", las cuales presentan en su interior bombas balísticas de tamaño bloque y clastos accidentales de composición granítica pertenecientes al *Drift* Paso Tromen/Puesto de Paja y rocas volcánicas con morfología lajosa asignadas a la UL1, subyacente. En este sector se confecciono un perfil esquemático (Fig. 3.12) con espesores aparentes el cual es continuo de los perfiles levantados sobre la UL1. Si bien no existen edades radimétricas para las rocas de la UL2, se puede

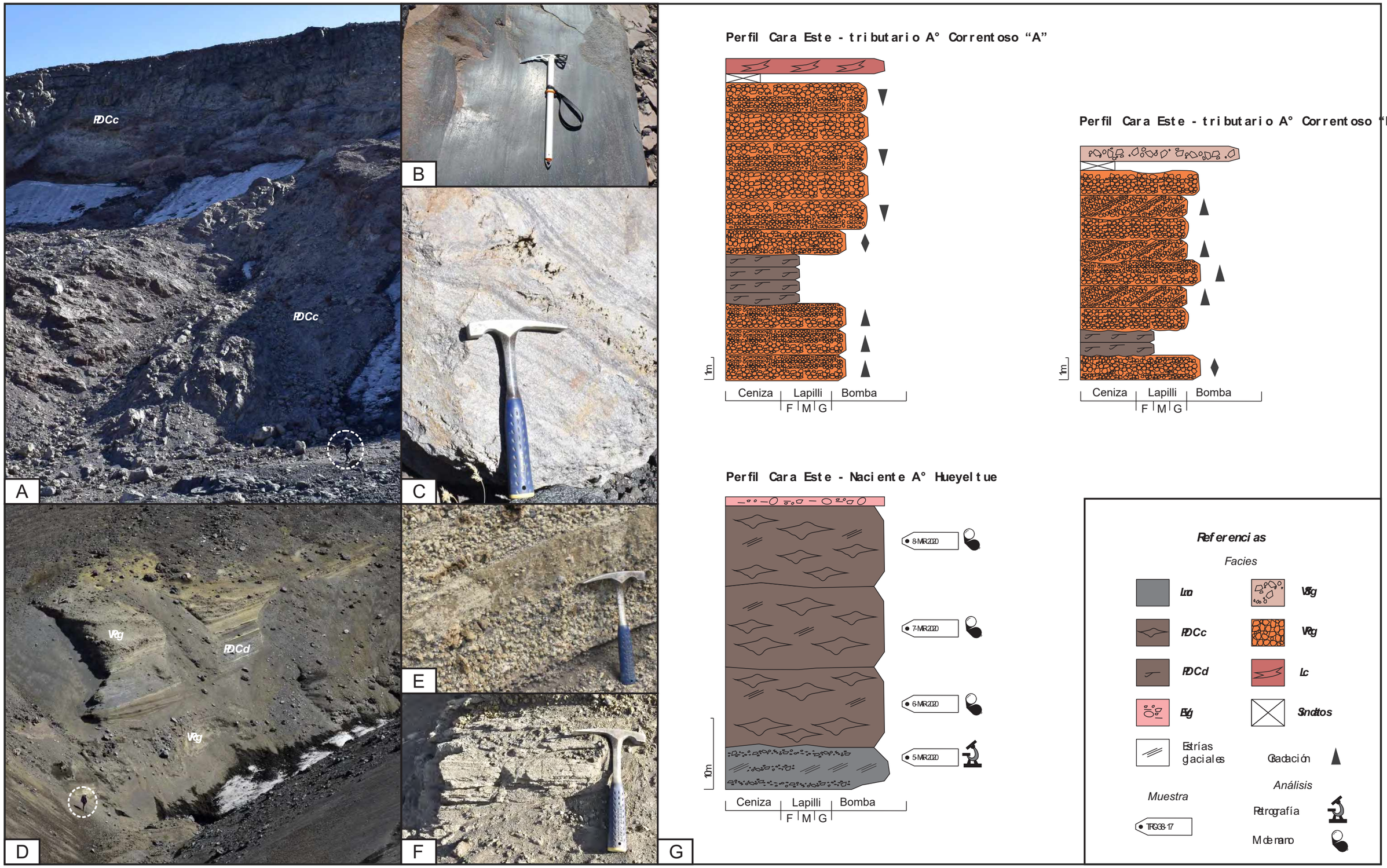


Fig 31) A) Depósitos de facies tipo PDCc (Ignimbritas reomórficas según la clasificación de Llambias, 2008) en el flanco sureste del volcán Lanín. En este sector dichas facies presentan potencias de decenas de metros y rasgos de erosión glaciar muy marcados. **B)** Facies lávicas de composición andesítica en flanco este del volcán Lanín con superficie pulida por actividad glaciar. **C)** Imagen de detalle de facies de PDCc donde se observan vesiculas y vitroclastos pumiceos englobados por una matriz fuertemente soldada. **D)** Afloramiento de facies volcaniclásticas en el flanco este de volcán Lanín. Las facies identificadas y descritas presentan similitud con el cono satelitario Tromen (UL2). **E)** Detalle de facies VPcg, donde se observa alternancia de capas (potencia máxima 20cm) de material pumiceo de diversa granulometría. **F)** Detalle de facies PDCd, compuesta por material tamaño ceniza media a gruesa con laminación planar. **G)** Perfiles esquematicos levantados en el flanco este del volcán Lanín. En los mismo se puede observar el carácter volcaniclástico distintivo que presenta la Unida Lanín 2.

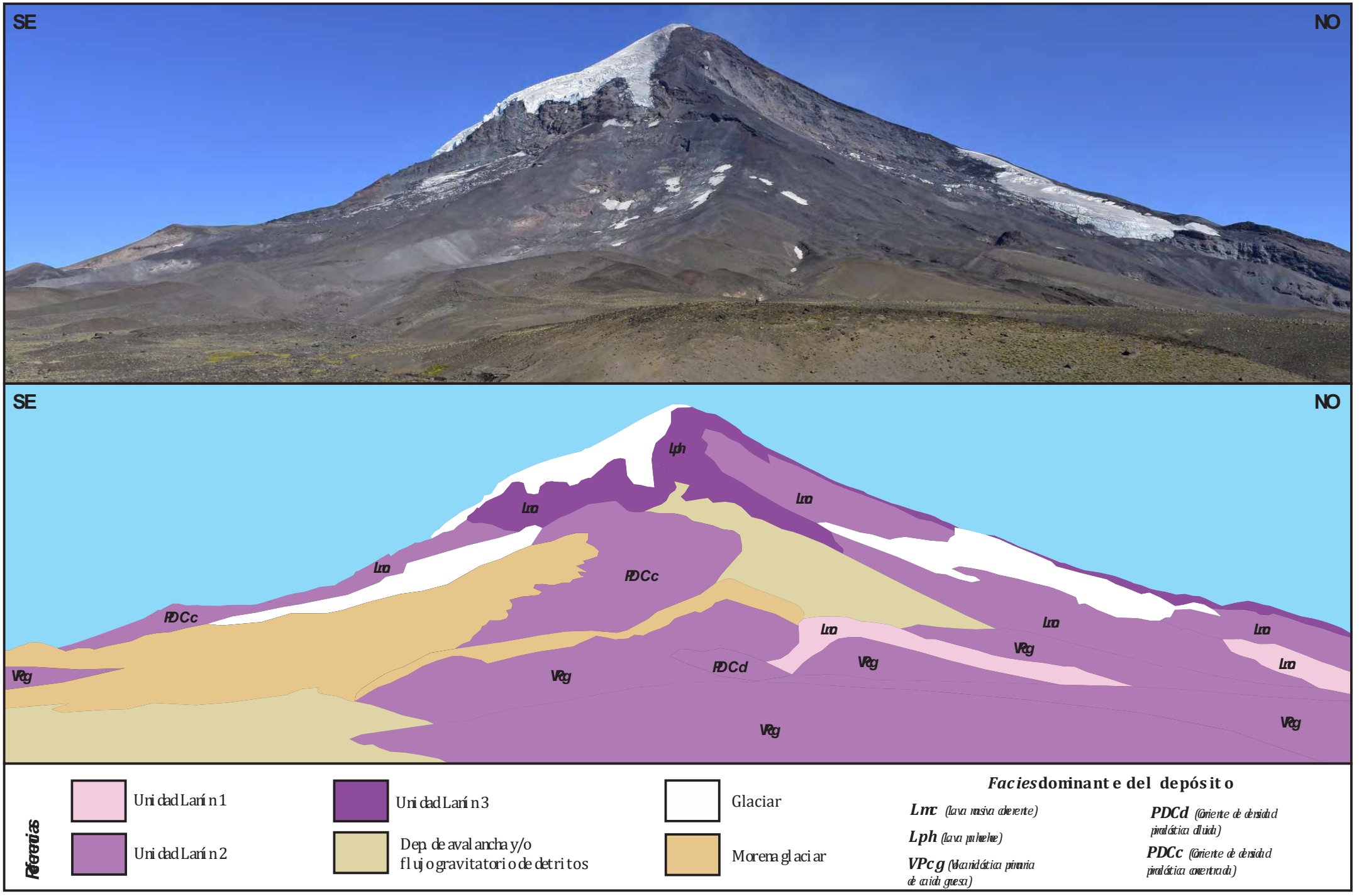


Fig.3.11) Perfil esquemático del flanco Nororiental del volcán Lanín donde se distinguen un predominio de facies volcaniclásticas pertenecientes a la Unidad Lanín 2.

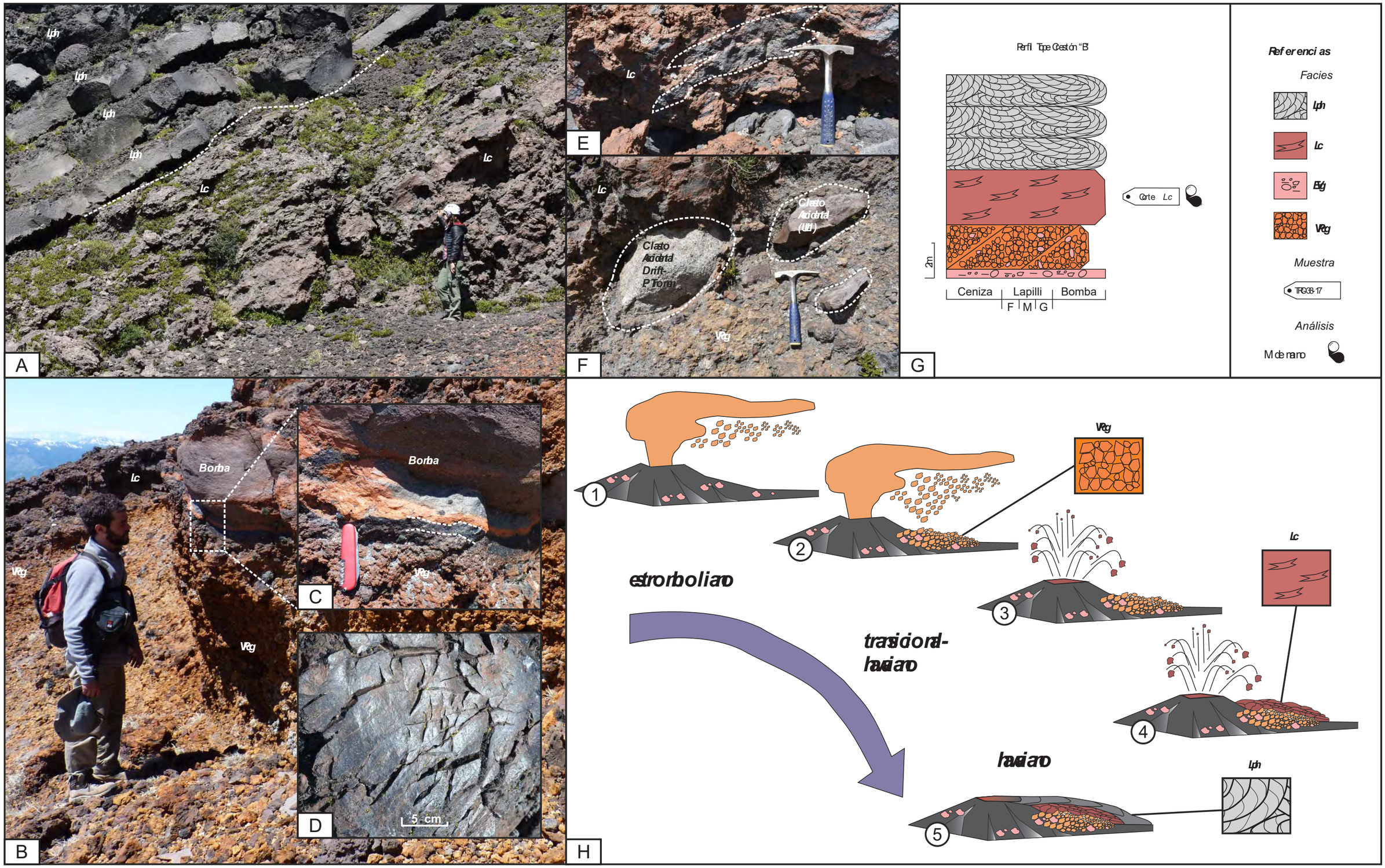


Fig. 32. A) y B) Depósitos del centro adventicio "Tromen" pertenecientes a la UL2 en flanco noreste del volcán Lanín. C) Detalle de proyectil balístico tamaño bomba, con núcleo masivo y borde vítreo de hasta 1,5cm de espesor. Se observa también en los mismos estructuras de tipo corteza de pan (D). La presencia de estos permite interpretar la existencia de eyecciones de magma desgacificado con núcleo frío, acumulado en el conducto o en pequeños lagos de lava formados en el cráter (Houghton y Schmincke, 1989). Al mismo tiempo, el tamaño de los proyectiles permite suponer la cercanía al centro emisor. E) Depósitos de facies Lavas Clastogénicas (clasto a clasto) con presencia de morfologías tipo "cintas" masivas y de textura vítrea. F) Depósitos de facies VPcg con clastos accidentales de composición granítica y volcánicos intermedios, pertenecientes al Drift Paso Tromen (subyacente). G) Perfil geológico esquemático del centro adventicio Tromen (UL2). H) Interpretación de la dinámica eruptiva en centro satelitario Tromen (flanco norte del volcán Lanín), donde se distingue el pasaje de un cono de pómez a una fontana.

estimar una edad Pleistoceno superior a Holoceno para la misma dada la relación estratigráfica que guarda con las unidades sub- y suprayacentes.

3.2.3 Unidad Lahar 3

Esta unidad, la más joven del volcán, presenta edades que van desde los 1.460±80 AP a 10.540±140 AP según Lara *et d* ., (2004). La UL3 está representada mayormente por coladas basálticas (45-52 % SiO_2) que tienen su origen tanto del cráter principal a partir de los 3000 m s.n.m. como de centros adventicios laterales (ej.: Conos Paimún) (Fig. 3.13). En esta unidad se observa un dominio de *facies* lávicas con morfología de tipo *Lavas pahoehoe,* muy bien preservadas, a su vez presentan muy baja viscosidad lo que les permite desarrollar gran extensión longitudinal (hasta 3 km) desde el centro emisor a los lóbulos terminales. Intercalan junto con las anteriores en menor medida *facies* volcaniclásticas y epivolcaniclásticas (Fig. 3.13). Las rocas de esta unidad tienen presencia en todas las laderas del volcán, destacándose en el flanco Noroeste (porción del volcán que se encuentra en territorio chileno) donde las coladas escurren desde cotas cercanas a la cumbre, hasta las márgenes del Lago Quillelhue y contra los faldeos del Cordón Momolluco (*ver mapa anexo*), ocupando casi una cuarta parte de la superficie total del volcán. Estas rocas presentan una composición dominantemente basáltica (45-52 % SiO_2) y mayoritariamente están compuestas por una pasta afanítica de color negro, con abundantes vesículas redondeadas a subredondeadas hacia el tope de las coladas. Presentan una textura general porfírica, y destacan por sobre las unidades más antiguas por presentar un alto porcentaje de fenocristales de Plagioclasas (25-30 %) diámetros de 1 a 5mm, Olivinas (3-5 %) y Opacos (0.5-1 %) (Fig. 3.13).

En depósitos de esta unidad fueron observadas y descriptas estructuras conocidas como “tubos de lava” (Santillán y Fuentes, 2018). El origen de estas cavidades responde a que la baja viscosidad del fundido basáltico y la diferencia de temperatura con el ambiente generan en las coladas lávicas una corteza sólida externa, la cual mantiene en su interior el material fundido fluyendo desde las zonas altas a zonas bajas (Llambías, 2008). El grado de polimerización del magma, la temperatura, la tasa de efusión y las características del relieve por donde se

desplazan las coladas de lava, son los factores principales que intervienen en su emplazamiento final y geomorfología (Fig. 3.3).

A la UL3 la continúan los depósitos del denominado Relleno Moderno y los cuerpos de hielo (glaciares), generados en la denomina "pequeña edad de hielo" (Rabassa *et al*., 1990).

3.3 Depósitos proximales

Durante los trabajos de campo pudo observarse la presencia de depósitos con dominio de *facies* volcaniclásticas de tipo VPcg, VPcf y PDCd en las márgenes del lago Tromen (flanco norte del volcán Lanín), los cuales presentan continuidad hacia el norte, donde se distingue una pérdida progresiva en la potencia de los mismos y una disminución en el tamaño de los clastos a medida que uno se aleja del centro emisor (Fig. 3.14). Estas observaciones ya habían sido realizadas con anterioridad por Toloza (2015), quien interpreta que dichos depósitos fueron generados durante un evento eruptivo explosivo (*VEI 4*) del volcán Lanín y que la pluma expulsada durante dicho evento habría sido afectada por vientos predominantemente del sector sur. Las características de esos depósitos pumiceos son semejante a los depósitos proximales asignados a la UL2 en el presente trabajo. Si bien estos depósitos fueron observados en sitios donde existe la presencia de cárcavas, cortes de caminos o procesos de remoción en masa que permitieron su descripción, en todos los casos hacia el tope de las columnas existe la presencia de horizontes de suelo bien desarrollados (ej.: Andisoles), los que a su vez son el sustrato para el desarrollo del *Bosque Andino Patagónico*, un bosque mixto representado en estos sectores por ejemplares del genero Nothofagus y Araucarias, de centenares de años de edad.

3.4 Volcán monogenético Paimún

Este volcán monogenético se encuentra próximo a la ladera suroccidental del volcán Lanín, ocupando un área de 17 km^2 (*ver mapa anexo*). El cono volcánico se presenta levemente aportillado hacia el noroeste y se compone de *facies* principalmente volcaniclásticas; VPcg, a su vez desde su cráter expulsó una única colada de composición basáltica (50.6 % SiO_2) con morfología de tipo *Lavas Pahoehoe* (*lph*), que se derraman por sobre la denominada "pampa de Paimún" hasta las

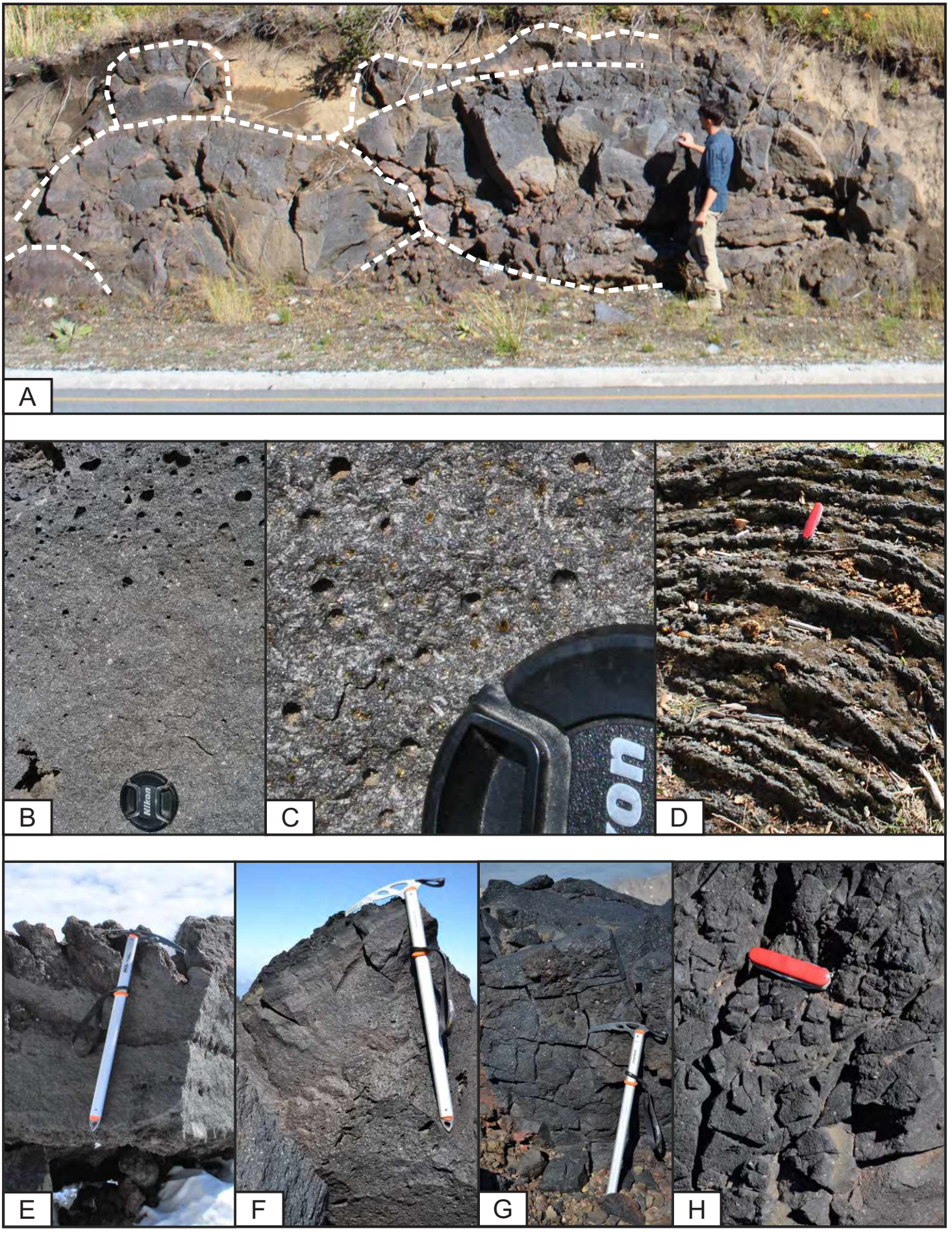


Fig 3.9) **A)** Corte transversal de lóbulos frontales de coladas, con prominente disyunción columnar perpendicular a la superficie de las mismas, en la costa este del lago Quillelhue (Chile). **B)** y **C)** Detalle de las rocas que componen las coladas, donde se distingue una pasta afanítica con un alto porcentaje de fenocristales (Plg y Ol). **D)** Vista en planta de las coladas donde destacan las morfologías de tipo pahoehoe. **E)** y **F)** Coladas basálticas cercanas a la cumbre del volcán (3500 m s.n.m.). **G)** Facies Lmfb en cercanías de la cumbre, interpretadas como de interacción con cuerpos de hielo; coladas subglaciarias. **H)** Estructura tipo corteza de pan al tope de coladas interpretadas como de interacción con cuerpos de hielo.

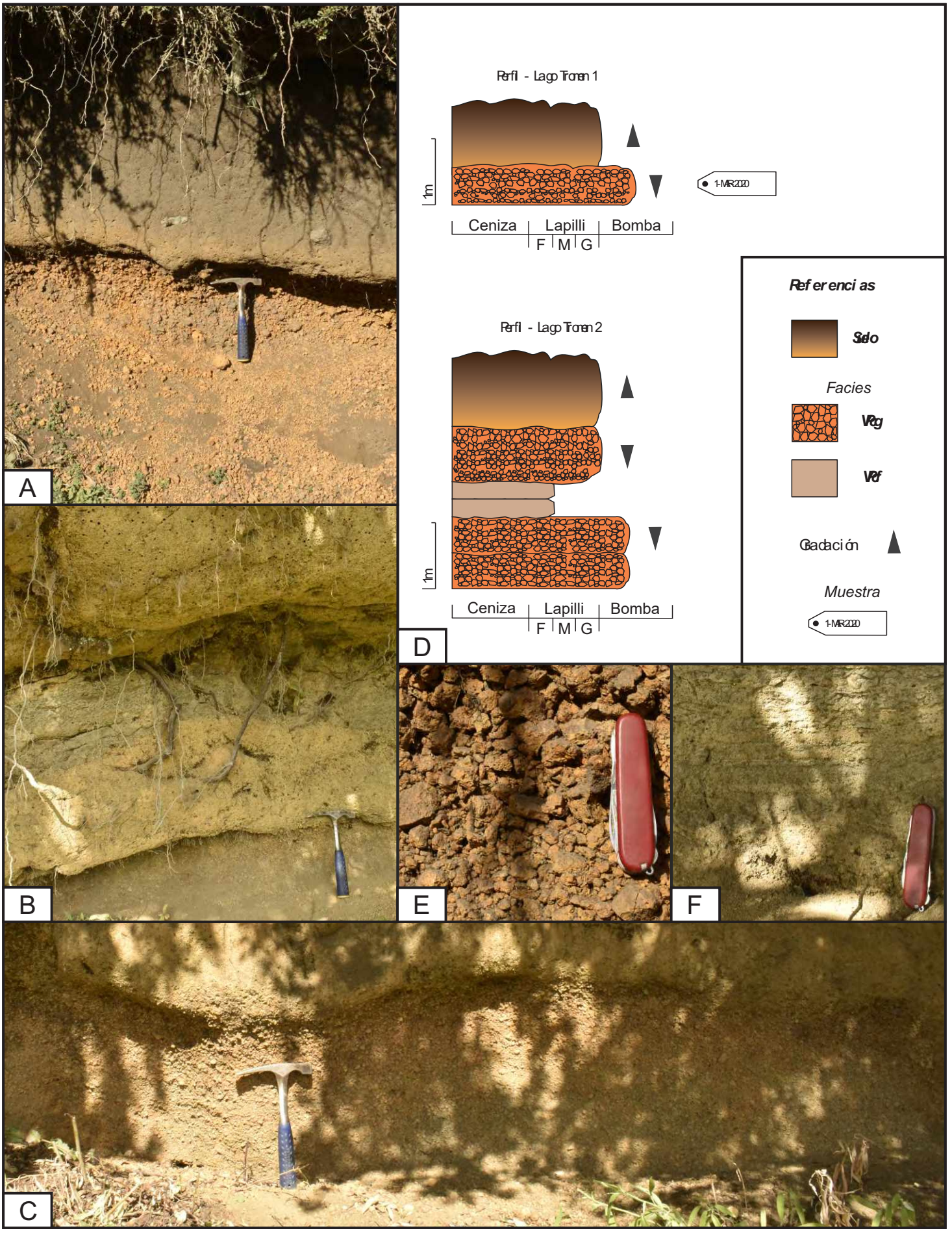


Fig.3.14) A) , **B)** y **C)** Depósitos medio-distales con dominio de facies VPcg y VPcf en cercanías del lago Tromen. Las caracteristicas deposicionales permiten inferir que estos depósitos fueron generados en ambientes fluvio-lacustre; gradación inversa en facies VPcg. **D)** Perfiles esquemáticos levantados en cercanías del lago Tromen. **E)** Detalle de facies VPcg. **F)** Detalle de facies VPcf.

costas del lago homónimo (Fig. 3.15). Las rocas presentan textura porfírica compuesta por una pasta afanítica que engloba fenocristales de Plagioclasas (20%) con diámetros de hasta 5 mm, con una marcada zonación; visible en muestra de mano. No hay edades radimétricas para las rocas de este volcán pero por las características geomorfológicas, petrográficas y las relaciones estratigráficas con las unidades del volcán Lanín, sus depósitos pueden ser agrupados junto con la UL3.

3.5 Conos adventicios Paimún

Este centro adventicio de tipo fisural se encuentra en el flanco sur del volcán Lanín a 2300 m s.n.m.. El mismo expulso material escoreaceo muy vesiculado de color negro, compuesto por una pasta afanítica que engloba fenocristales subhedrales de plagioclasas (10%) con diámetros de hasta 5mm. El material balístico expulsado presenta tamaños que van de lapilli a bomba. La continua acreción del mismo dio origen a dos conos aportillados orientados N-S (Fig. 3.15). Del mismo sector fueron extruidas coladas de composición basáltica (52.6 % SiO_2), las cuales se interdigitan con otras que tienen su origen en el cráter principal del volcán Lanín y que presentan similar composición y características texturales. Estas lavas con morfologías te tipo *lavas pahoe* escurren por las laderas del volcán con rumbo sur y luego por sobre el valle del Arroyo Rucu Leufú unos 6 Km, en donde su baja viscosidad y las características del terreno por donde se emplazan permitieron la generación de un tubo de lava.

3.6 Relleno moderno

Finalmente por sobre la UL3 se deposita el Relleno Moderno, formado por depósitos con dominio de *facies* epivolcaniclásticas de origen glaciar, fluvial y depósitos de flujo gravitatorio de detritos (avalanchas y vuelcos), donde las principales *facies* observadas son: EVg y EVf. En general estos depósitos se encuentran rellenando zonas bajas, cauces de arroyos y ríos estacionarios del volcán Lanín, así como también los valles de origen glaciar**.** En algunos sectores del volcán Lanín (ej.: flanco noreste) el material pumiceo expulsado en los últimos eventos eruptivos de tipo explosivo, presentan patrones de ordenamiento en el terreno, típicos de ambiente periglaciar; suelos ordenados (Fig. 3.16). A su vez la **UL3** es cubierta en la cumbre y en otros sectores del volcán por los cuerpos de

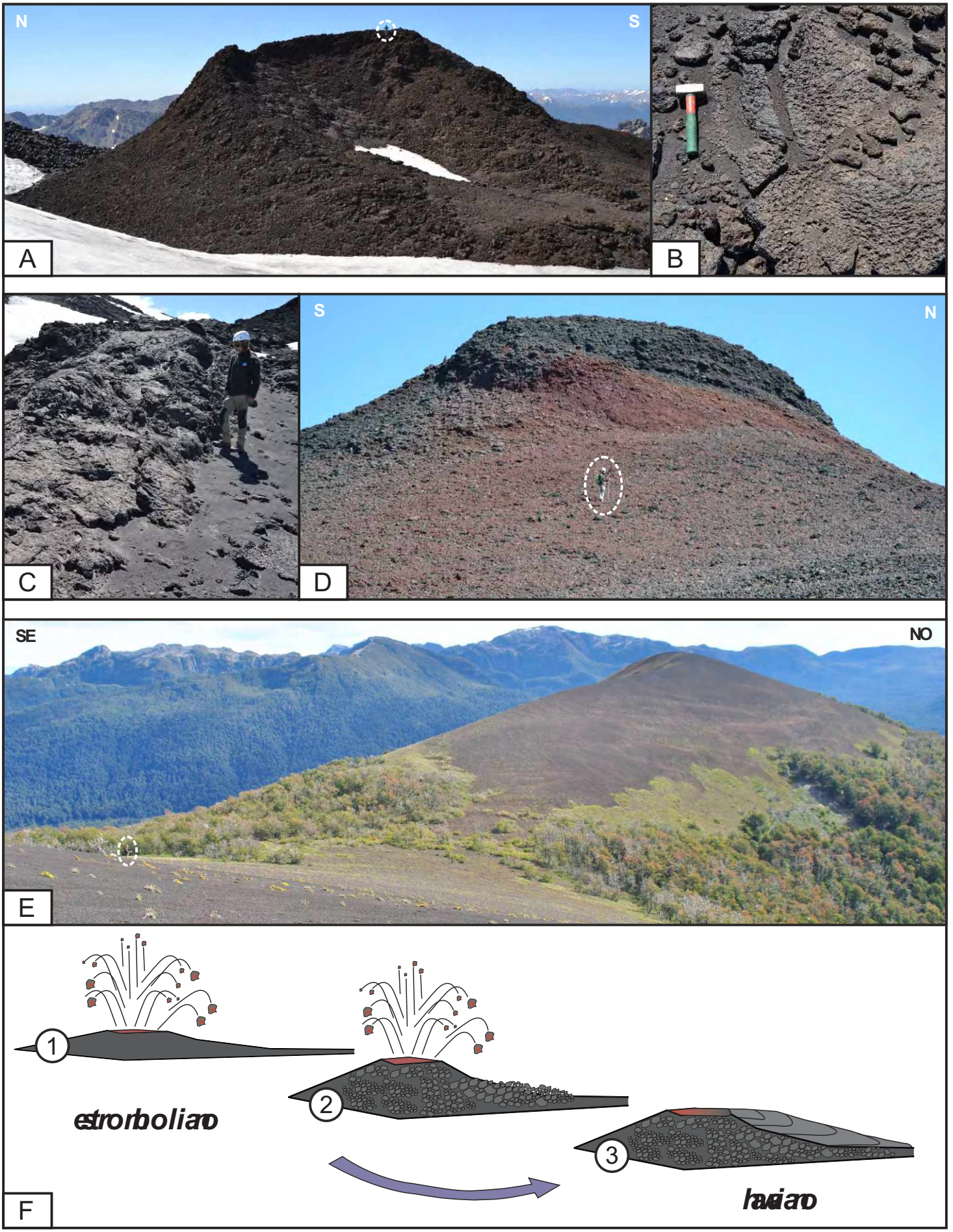


Fig 3.5 **A)** Imagen del flanco oeste de los conos Paimún donde se observa morfología tipo herradura. **B)** y **C)** Detalle de las coladas basálticas extruidas desde centro adventicio. **D)** Vista del flanco Oriental de los conos Paimún donde se distingue el material balístico (tipo *Spatter*) que conforma este cono de escoria. **E)** Vista panorámica del flanco este del volcán El Arenal. **F)** Interpretación de la dinámica eruptiva de los conos Paimún (centro adventicio) y del volcán monogenético El Arenal.

hielo originados en la pequeña edad de hielo del siglo XVII (Rabassa *et d.*, 1990) junto con los depósitos morrénicos asociados a estos cuerpos de hielo.

3.7 Glaciares del volcán Lanín

Sobre las laderas del volcán existen 5 grandes cuerpos de hielo que superan los 1000 m^2 de superficie (*ver mapa anexo*) y otros pocos de menores dimensiones, los cuales se encuentran disectando las unidades del volcán, y generando pequeños valles en "U", típicos de glaciares de montaña. Estos glaciares tienen su zona de acumulación o circo, aproximadamente a los 3000 m s.n.m. A su vez existe un cuerpo de hielo o casquete glaciar tapizando la cumbre del edificio volcánico (Fig. 3.16). No hay datos del espesor de estas masas de hielo, pero se puede especular con las observaciones de campo que en muchos sectores superan las decenas de metros. El derretimiento de estos cuerpos de hielo da origen a los principales arroyos que configuran la red de drenaje del volcán Lanín; glaciar de flanco norte-Arroyo Turbio, glaciar de flanco este-Arroyo Hueyeltue y Correntoso, glaciar de flanco sur-Arroyo El Saltillo, etc.

3.8 Interpretación de la geología del volcán Lanín

A partir del mapeo detallado de los depósitos que constituyen el edificio volcánico en zonas proximales, se pudo constatar que el material emitido por el volcán Lanín está dominado por *facies* lávicas por sobre los depósitos volcaniclástico, tanto primarios como secundarios utilizando la clasificación de Murcia *et d.* (2013). Tomando en cuenta esto último se puede asociar a la mayoría de los eventos eruptivos que dieron forma al cono volcánico del Lanín como característicos de un vulcanismo predominantemente efusivo por sobre el explosivo. A partir de las *facies* identificadas y las características de las mismas puede interpretase un predominio de vulcanismo *hawaiano* (Rowland y Walker, 1990) caracterizado por las *facies* lávicas Lph. Las *facies* volcaniclasticas primarias de caída, tanto gruesa como fina (proximal y distal) y las *facies* de PDC's, pueden ser asociadas a un vulcanismo *subpliniano* a *estromboliano* (Vergniolle y Mangan, 2000), con valores del Índice de Explosividad Volcánica del orden de 3 a 4 para dichos depósitos (UL2); asociando estimativamente distribución y volúmenes. En el caso particular de las *facies* L c y VPcg identificadas en centros eruptivos

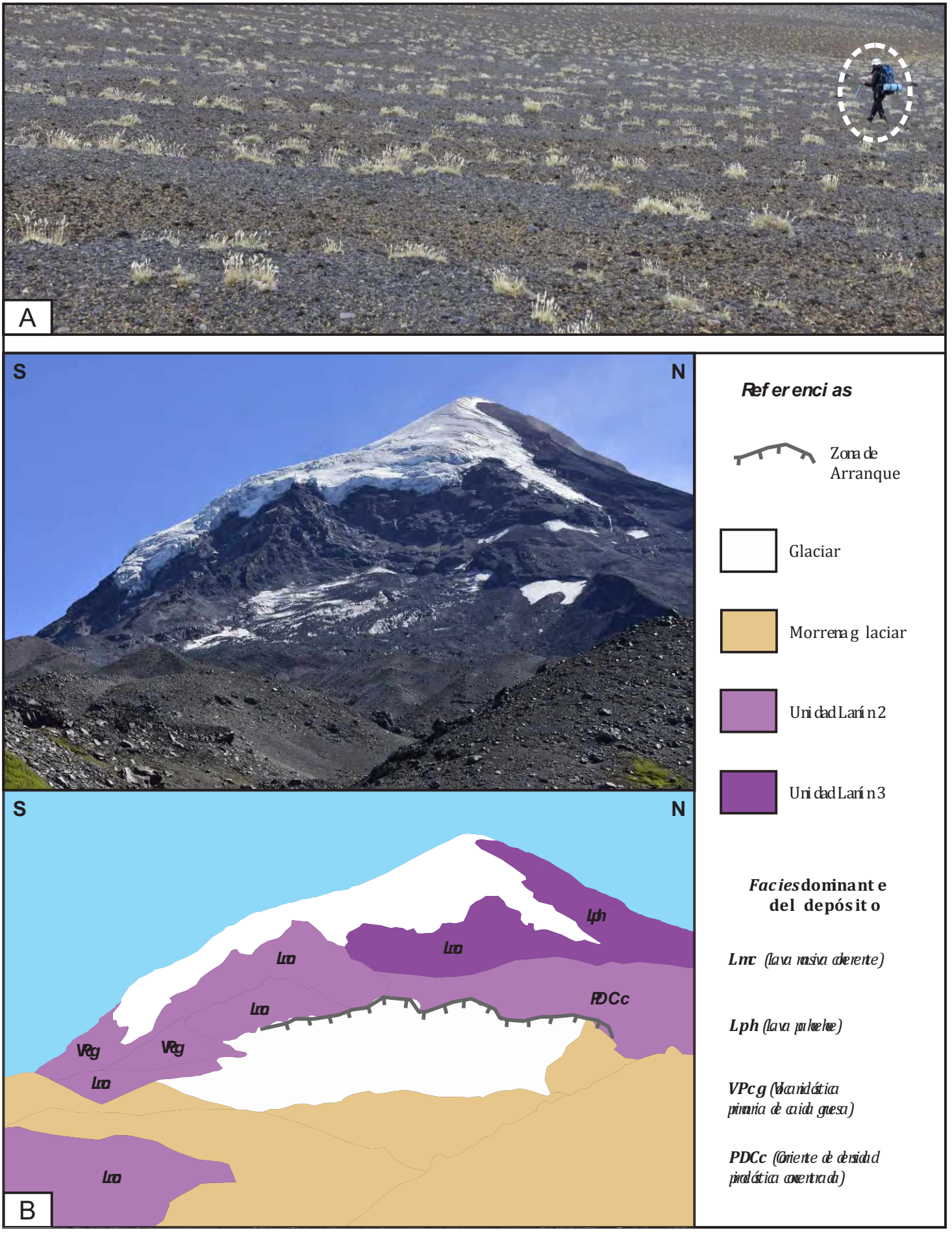


Fig. 31) **A)** Depósitos epivolcaniclásticos en el flanco nororiental del volcán Lanín que desarrollan una geomorfología particular de ambiente periglaciar; suelos ordenas. **B)** Imagen y perfil esquemático del flanco este del volcán Lanín en cotas superiores a los 2000 m s.n.m., donde se distinguen los cuerpos de hielo principales (glaciares de la cumbre y del flanco este) y los depósitos que constituyen el edificio volcánico.

satelitarios pueden atribuirse a un vulcanismo de estilo eruptivo *estromboliano* (Vergniolle y Mangan, 2000). Por otro lado se pudo observar que el material expulsado por los conos satelitarios en la UL2 son de tipo pumíceo, de color castaño claro, diferente del material volcaniclástico eruptado por los centros adventicios de la UL3 (ej. Conos Paimún) donde el material es de tipo escoreaceo, de color negro y de peso específico mayor. En ambos casos el material eruptado por los centros satelitarios no siempre es similar al material expulsado desde el cráter principal; esta variabilidad composicional fue observada y descripta en el terreno. Cabe destacar que la alternancia de estilos eruptivos entre los centros adventicios y el cráter principal deben ser tenidos en cuenta a la hora de evaluar la peligrosidad potencial asociada a un volcán (Petrinovic y D´Elia 2018).

A partir de la observación de la *facies* lávicas donde las coladas decrecen en potencia y volumen desde la UL1 a la UL3; esto puede interpretarse como producto de una menor tasa de efusión dentro del sistema magmático, desde la unidad más antigua a la más joven. Si bien las unidades que constituyen este edificio volcánico de tipo compuesto o estratovolcán (Davidson y De Silva, 2000) están dominadas por depósitos lávicos en su mayoría coherentes, esto no quiere decir que no se hayan producido con mayor abundancia eventos con generación de depósitos volcaniclásticos primarios de caída (Murcia *et d.,* 2013), asociados a los primeros (*facies* VPcf y VPcg), en tal caso dichos depósitos, producto de una eventual fragmentación magmática, estarían en sectores distales al centro eruptivo, influenciados por la dirección de los vientos predominantes para ese momento [asociaciones de *facies* de bajada; *ring plain* para Davidson y De Silva, (2000)], ejemplo de estos eventos son las *facies* volcaniclásticas identificadas hacia el norte del aparato volcánico.

A pesar de la ausencia de dataciones radimétricas y un control temporal más ajustado, es posible hacer una primera aproximación a partir de la caracterización de los depósitos y la relación entre estos. En conjunto las unidades que conforman el edificio volcánico podrían pertenecer a un mismo periodo eruptivo (miles a cientos de miles de años) y la división en unidades ser interpretadas como épocas eruptivas (decenas a centenas de años) según la clasificación de Fisher y Schmincke, (1984).

CAPITULO 4 – PETROGRAFÍA DEL VOLCÁN LANÍN



"Patagonia, Patagonia, tierra de ángeles sufridos,
ayer te hirieron las balas, hoy te hieren los olvidos... Patagonia.
Patagonia, Patagonia, destinada al sacrificio,
por los que miran de lejos, como ha indefinido sitio... Patagonia."

José Larralde

CAPÍTULO 4 – PETROGRAFÍA

4.1 Análisis petrográfico del Volcán Lanín

A continuación se realiza una descripción petrografía sistemática y detallada de las fases minerales y los arreglos texturales presentes en las rocas que constituyen las unidades del volcán Lanín, con el fin de poder inferir procesos magmáticos que se manifiestan a través de dichas características. Las muestras de mano y aquellas seleccionadas para realizar los cortes delgados fueron colectadas tanto de unidades lávicas que forman parte de las columnas estratigráficas descriptas al detalle en el capítulo 3, como así también de coladas individuales las cuales están en contacto con otras unidades correlacionadas, o bien manifiestan características morfológicas que permiten ajustarlas a la estratigrafía del edificio volcánico (Fig. 4.1). Dependiendo del grado de alteración en las rocas, la característica isótropa al microscopio del vidrio volcánico no siempre es observable y dificulta muchas veces la interpretación correcta de la composición de la pasta, obligando en la mayoría de los casos a optar por la caracterización geoquímica de las unidades muestreadas. En el caso de las muestras que no cuentan con análisis de roca total, y las características de las fases minerales presentes lo permitieron, se realizó una clasificación utilizando el ángulo de extinción de las Plagioclasas (Método de *Michel-Levy*), y se les asignó a estas muestras un nombre tentativo utilizando el término *Leu* - como prefijo (ej. *Leucobasalto, Leucoandesita*). Al final de la descripción de los cortes delgados, los cuales fueron agrupados según la unidad a la que pertenecen, se ilustra con imágenes de detalle aquellas fases minerales y texturas que revisten mayor importancia para la caracterización e interpretación de los procesos petrogenéticos actuantes y que son parte de los criterios utilizados en el capítulo de discusión.

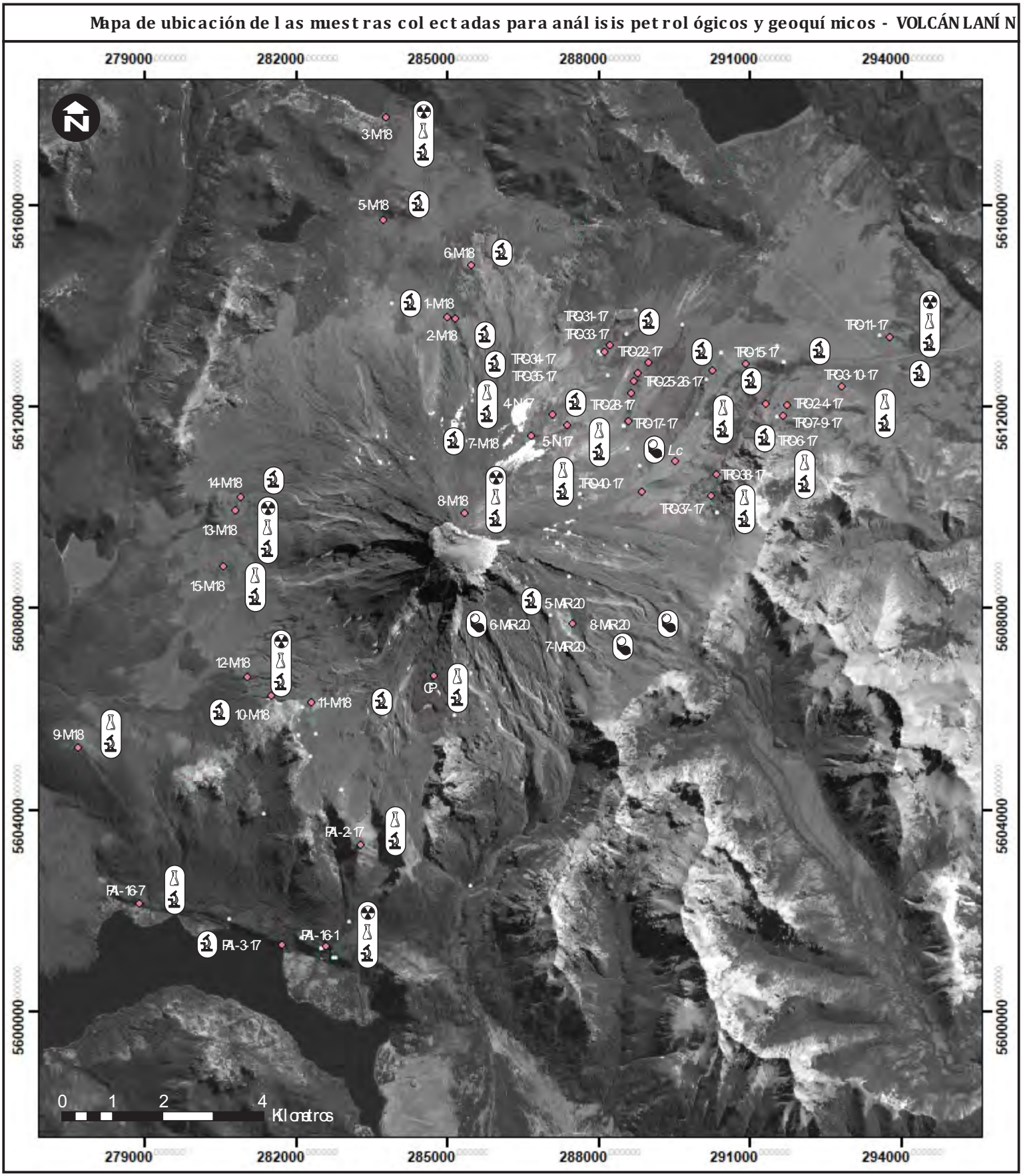
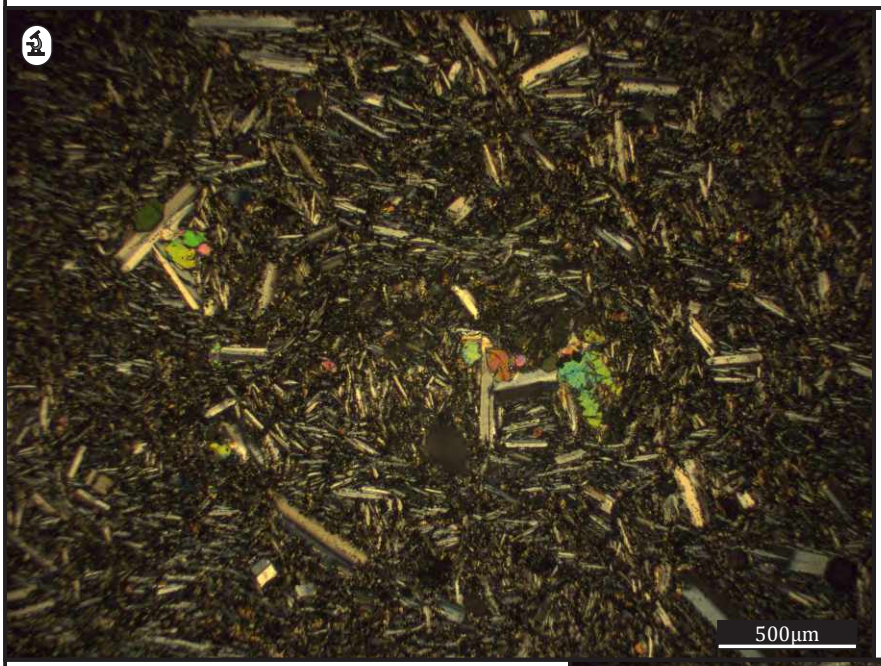


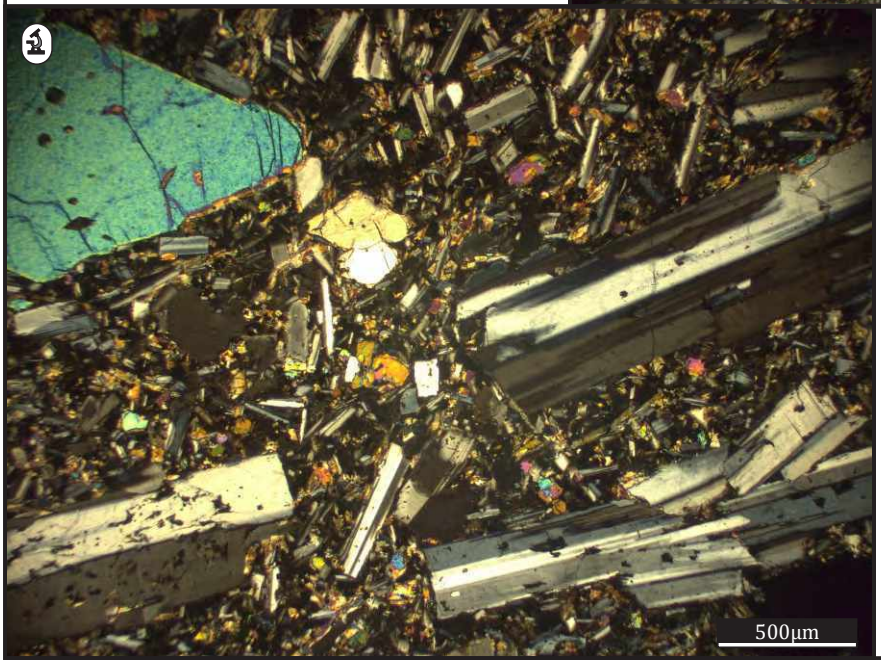
Fig.4.1) Mapa con ubicación de las muestras colectadas en el terreno. Junto al nombre de las muestras se colocó simbología representativa de los análisis realizados sobre cada muestra: (A) corte delgado; (B) geoquímica de roca total; (C) microsonda; (D) muestra de mano.



MUESTRA TRO2-17: La muestra presenta una textura intergranular compuesta por una pasta afanítica (en muestra de mano) la cual engloba fenocristales de plagioclasa subhedrales de hasta 2 mm y microfenocristales anhedrales de olivina (2 %) con tamaños <0,1 mm, que en algunos casos presentan morfologías esqueletales. En la pasta se distinguen tablillas de plagioclasas que en algunos sectores gradan a una textura traquítica orientada, junto con minerales de opacos (1 %). Se observa también la presencia de glomérulos de olivinas y óxidos. La muestra se clasifica como una *fenobasalto*

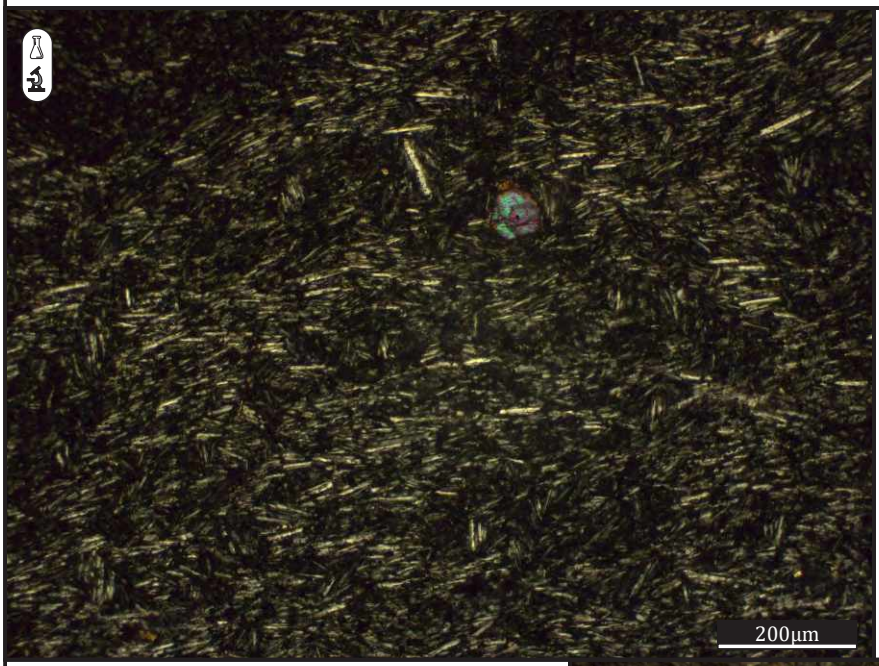
MUESTRA TRO6-17: La muestra presenta una textura general afanítica (en muestra de mano) compuesta por una pasta intergranular, la cual engloba fenocristales subhedrales de plagioclasas (1 %) con tamaños de hasta 7 mm, los cuales manifiestan texturas de desequilibrio (cribado grueso). Junto con estos se observar fenocristales máficos de olivina (1 %) individuales o bien como glomerulos con morfología anhedral, engolfamientos y bordes irregulares. En la pasta se distinguen tablillas de plagioclasas, junto con minerales accesorios de piroxenos y óxidos (<1 %). La muestra se clasifica como una *fenobasalto*





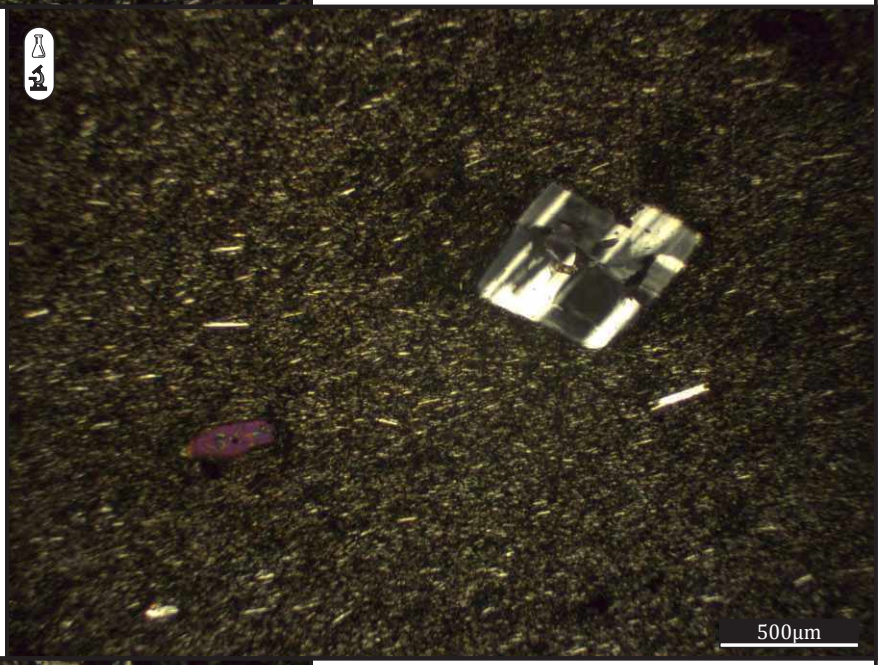
MUESTRA TRO15-17: La muestra presenta una textura holocristalina compuesta por una pasta intergranular gruesa, la cual engloba fenocristales tabulares (subhedrales) de plagioclasas (10 %) con tamaños de hasta 7 mm y texturas de desequilibrio de tipo cribado grueso y bordes irregulares. Junto con estos se observan también fenocristales máficos de olivina (5 %) con morfología ecuante y diametros de hasta 5 mm, los cuales en algunos casos forman glomérulos. En la pasta se distinguen tablillas de plagioclasas y microcristales de olivinas, junto con minerales de óxidos (<1 %). La muestra se clasifica como un *fenobasalto*

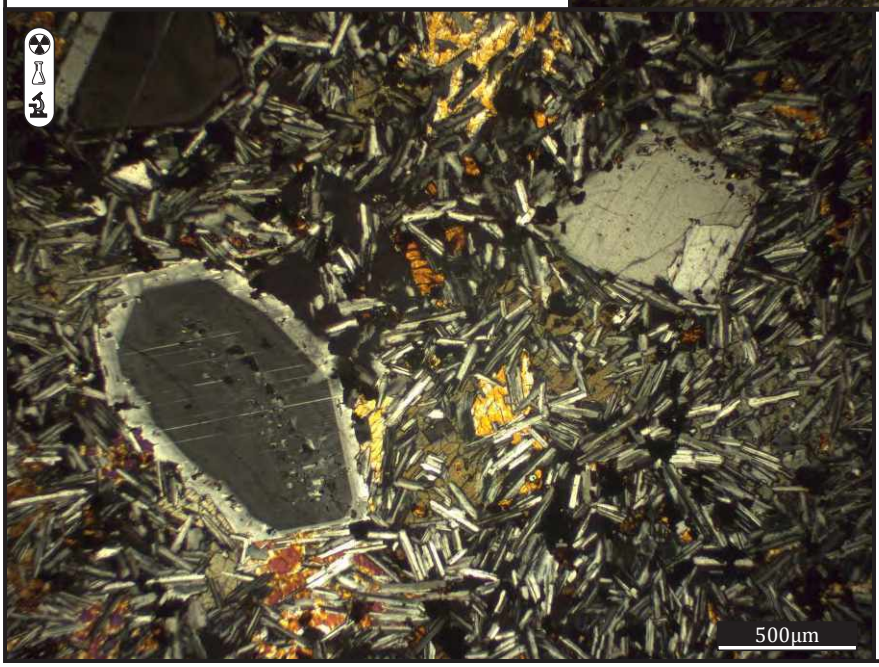
Fig. 4.2) Secciones delgadas de rocas lávicas de la **Unidad Lanín 1.**



MUESTRA TRO-7-17: Al microscopio la muestra presenta una textura general holocristalina de tipo afieltrada (pilotaxica muy fina). Dentro de los minerales félsicos se distinguen fenocristales de plagioclasas (<1 %) de tamaño <1 mm, los cuales manifiestan una morfología tabular (anhedral). Junto con estos se observan microfenocristales máficos de olivina con morfología ecuante (<0,1 mm), los cuales presentan en la mayoria de los casos texturas de desequilibrio, con presencia de engolfamientos y bordes redondeados. Al mismo tiempo se distinguen en la pasta junto con las tablillas de plagioclasas, la presencia de óxidos y líticos accidentales de granitoides. La muestra clasifica con análisis de roca total como una traqui-andesita.

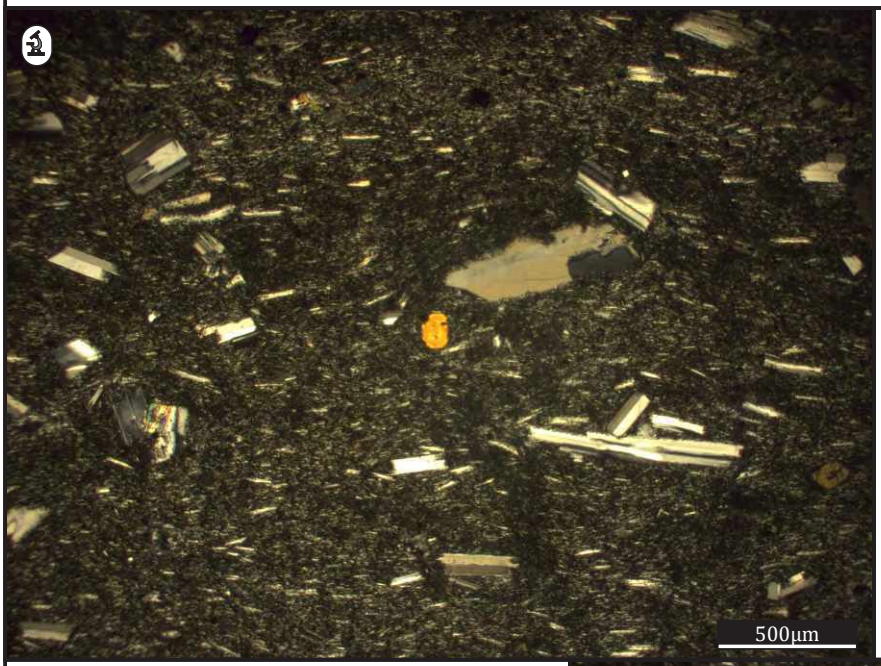
MUESTRA TRO-9-17: La muestra presenta una textura general holocristalina de tipo afieltrada (pilotáxica muy fina). Dentro de los minerales félsicos se distinguen fenocristales de plagioclasas (<1 %) de hasta 0,5 mm, los cuales manifiestan una morfología tabular (anhedral). Junto con estos se observan microfenocristales máficos de olivina con morfología ecuante (<0,1 mm). Al mismo tiempo se distinguen en la pasta junto con las tablillas de plagioclasas, la presencia de óxidos y líticos accidentales de granitoides. La muestra clasifica con análisis de roca total como una traqui-andesita.





MUESTRA TRO-11-17: La muestra manifiesta una textura holocristalina de tipo intrafasicular, compuesta por cristales de plagioclasas euhedrales entre los que se desarrolla un intercrecimiento en forma de "parches" de clino- y ortopiroxenos, olivinas y minerales opacos. Junto con estos se distinguen fenocristales de plagioclasas (5 %) subhedrales a anhedrales, con texturas de desequilibrio (cribado grueso) y tamaños máximos de hasta 5 mm. Este tipo particular de textura es típica de diques, filones capa y cuerpos subvolcanicos. La muestra clasifica por análisis de roca total como basalto.

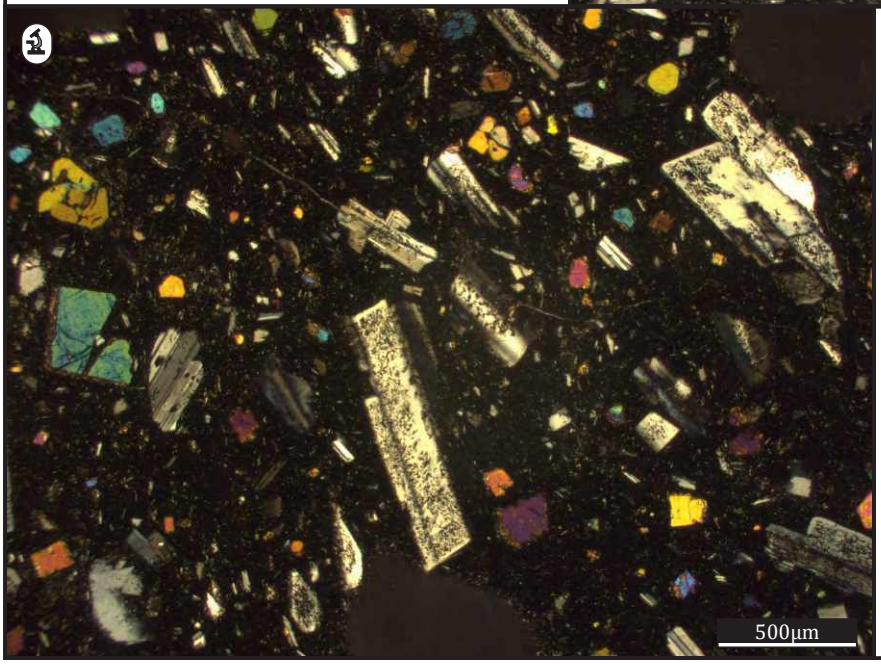
Fig. 4.3) Secciones delgadas de rocas lávicas de la **Unidad Laní n 1**



MUESTRA 6-M18: La muestra presenta una textura general holocristalina de tipo afieltrada (pilotáxica muy fina). Dentro de los minerales félsicos se distinguen fenocristales de plagioclasas (5 %) de hasta 7 mm, los cuales manifiestan una morfología tabular (anhedral). Junto con estos se observan fenocristales máficos de clinopiroxenos (1 %) con tamaños <0,1 mm. Al mismo tiempo se distinguen en la pasta junto con las tablillas de plagioclasas, la presencia de óxidos y olivinas como minerales accesorios (<1 %). La muestra se clasifica como una *fenoandesita*

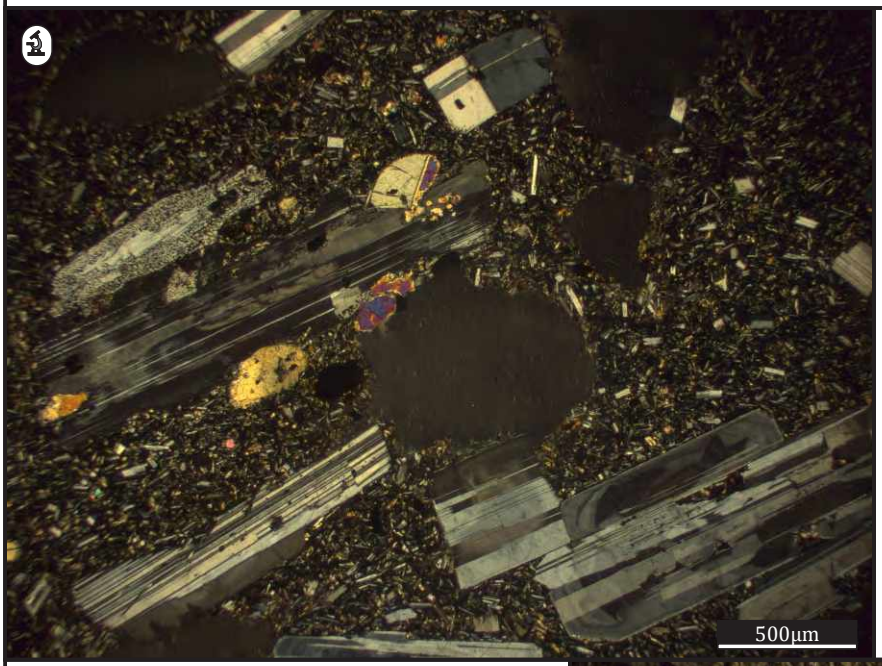
MUESTRA TRO31-17: La muestra presenta una textura porfírica compuesta por una pasta afieltrada, la cual engloba fenocristales subhedrales de plagioclasas (5 %) de dos tipos; un grupo con tamaños de hasta 7mm y cribado grueso en el núcleo y otro con tamaños de hasta 2 mm y límpidas. Junto con estos se observan fenocristales máficos de clinopiroxenos (2 %) con tamaños de hasta 0,5mm, los cuales presentan texturas de desequilibrio, con bordes redondeados y engolfamientos. En la pasta fina se distinguen tablillas de plagioclasas, junto con minerales de olivinas y óxidos (1 %). Se observo también la presencia de cristales con núcleo de olivina y pasaje a clinopiroxeno hacia los bordes. La muestra clasifica como una *fenoandesita*





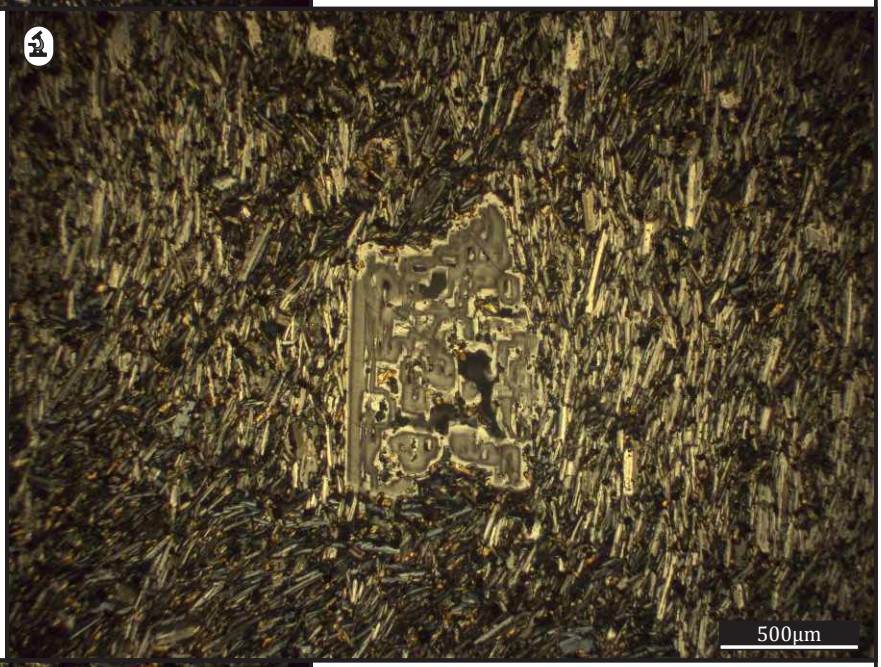
MUESTRA TRO33-17: La muestra presenta una textura hipocristalina porfírica compuesta por una pasta intersertal la cual engloba abundantes vesículas de hasta 1cm; fenocristales tabulares (subhedrales) de plagioclasas (15 %) con tamaños de hasta 7 mm y texturas de desequilibrio de tipo cribado grueso. Junto con estos se observan también fenocristales máficos de olivina (10 %) con morfología subhedral, tamaño de hasta 5 mm, con bordes redondeados y engolfamientos. En la pasta intersertal se distinguen tablillas de plagioclasas y microcristales de olivinas, junto con minerales de óxidos (<1 %). La muestra se clasifica como un *fenobasalto*

Fig. 4.4) Secciones delgadas de rocas lávicas de la **Unidad Lanín 1**



MUESTRA TRO-35-17: La muestra presenta una textura general holocristalina porfírica, con una pasta intergranular fina que engloba vesículas de hasta 2 mm y fenocristales de plagioclasas (10 %) de hasta 7 mm, los cuales manifiestan una morfología tabular (euhedral a subhedral). Junto con estos se observan fenocristales máficos de clinopiroxenos (1 %) con tamaños <0,1 mm y olivinas euhedrales de hasta 0,5 mm. Al mismo tiempo se distinguen en la pasta junto con las tablillas de plagioclasas, la presencia de óxidos como minerales accesorios (<1 %). La muestra se clasifica como una *andesita*

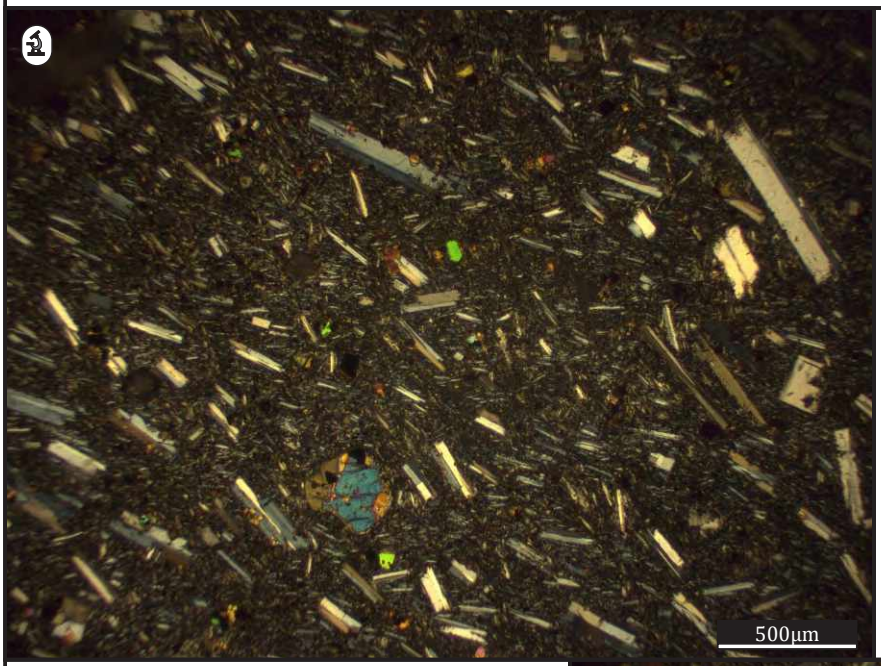
MUESTRA PAI-3-17: La muestra presenta una textura general afanítica compuesta por una pasta intergranular, la cual engloba fenocristales anhedrales de plagioclasas (1 %) con tamaños de hasta 3 mm, con texturas de desequilibrio (cribado grueso). En la pasta se distinguen tablillas de plagioclasas que en algunos sectores gradan a una textura traquítica orientada, junto con minerales accesorios de olivinas, piroxenos y óxidos (<1 %). La muestra se clasifica como una *andesita*





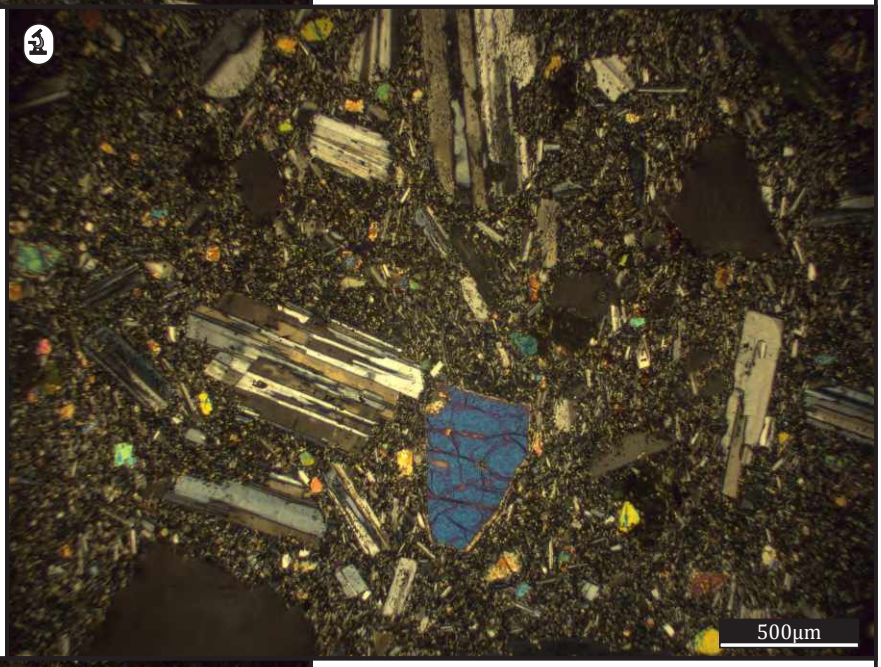
MUESTRA TRO-3-17: La muestra presenta una textura intergranular compuesta por una pasta la cual engloba fenocristales anhedrales de plagioclasas (2 %) con tamaños de hasta 7 mm, con texturas de desequilibrio (cribado grueso). En la pasta se distinguen tablillas de plagioclasas que en algunos sectores gradan a una textura traquítica orientada, junto con minerales máficos de olivinas y óxidos (1 %). Se observa también la presencia de glomérulos de olivinas y óxidos. La muestra se clasifica como una *andesita*

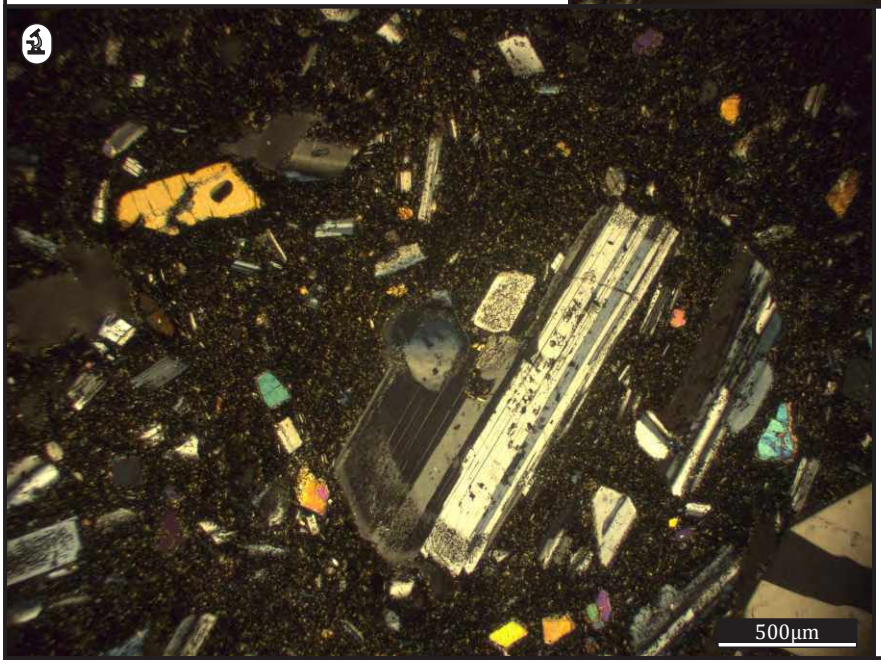
Fig. 4.5) Secciones delgadas de rocas lávicas de la **Unidad Lanín 1.**



MUESTRA TRO-22-17: Al microscopio la muestra presenta una textura general holocristalina de tipo seriada. Dentro de los minerales félsicos, los cristales de plagioclasas de mayor tamaño (1 mm) manifiestan una morfología tabular (euhedral a subhedral) y límpidos. Junto con estos se observan fenocristales maficos de olivina con morfología ecuante de hasta 0,2 mm, los cuales presentan en la mayoría de los casos texturas de desequilibrio, con presencia de engolfamientos y bordes alterados a iddingsita, formando en algunos casos glomérulos. En la pasta fina se distinguen tablillas de plagioclasas y olivinas, junto con minerales accesorios de piroxenos y óxidos. La roca se clasifica como una *andesita*

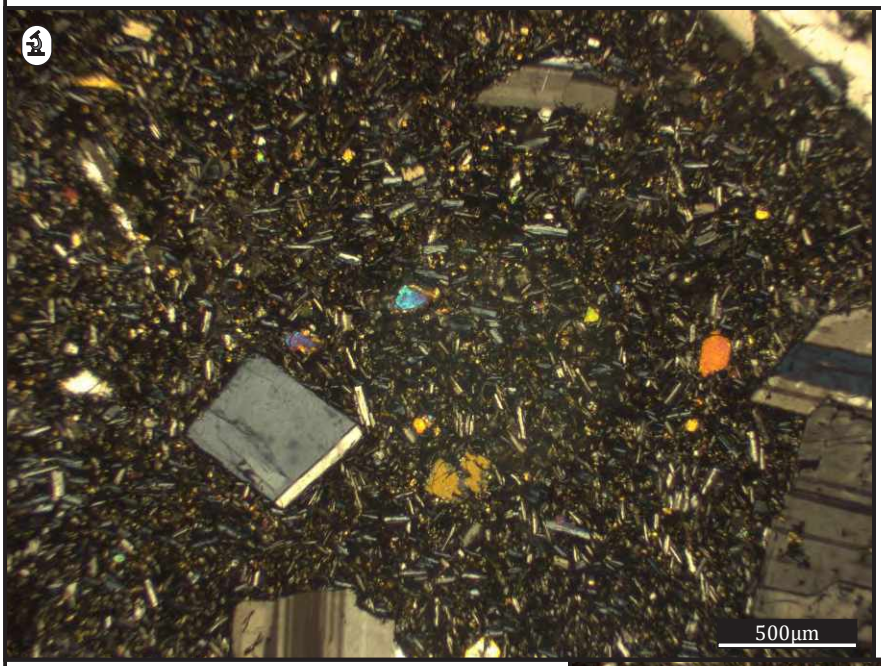
MUESTRA TRO-25-17: La muestra presenta una textura holocristalina compuesta por una pasta intergranular fina, la cual engloba fenocristales tabulares (subhedrales a euhedrales) de plagioclasas (15 %) con tamaños de hasta 7 mm y texturas de desequilibrio de tipo cribado grueso y bordes irregulares. Junto con estos se observan también fenocristales máficos de olivina (5 %) con morfología ecuante y diametros de hasta 2 mm. En la pasta se distinguen tablillas de plagioclasas y microcristales de olivinas, junto con minerales de óxidos (<1%). La muestra se clasifica como un *fenobasalto*





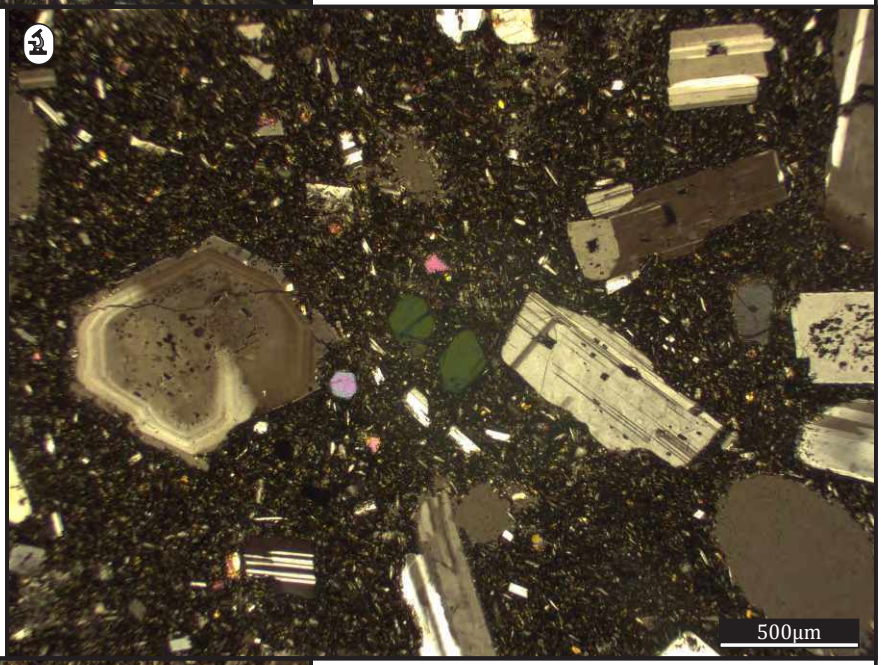
MUESTRA TRO-26-17: La muestra presenta una textura hipocristalina porfírica compuesta por una pasta intersertal la cual engloba fenocristales subhedrales de plagioclasas (15 %) con tamaños de hasta 7 mm y texturas de desequilibrio de tipo cribado grueso y bordes redondeados. Junto con estos se observan también fenocristales de olivina (5 %) con morfología irregular y diámetros de hasta 2 mm. Al mismo tiempo se distinguen fenocristales de clinopiroxeno (1 %). En la pasta intersertal se distinguen tablillas de plagioclasas y microcristales de olivinas, junto con minerales de óxidos (1 %). La muestra se clasifica como un *fenobasalto*

Fig. 4.6) Secciones delgadas de rocas lávicas de la **Unidad Lanín 1.**



MUESTRA TRO-28-17: La muestra presenta una textura hipocristalina porfírica compuesta por una pasta intersertal la cual engloba fenocristales subhedrales de plagioclasas (15 %) con tamaños de hasta 8 mm, texturas de desequilibrio de tipo cribado grueso y text. de intercrecimiento con minerales máficos (olivinas). Junto con estos se observan también fenocristales de olivina (5 %) con morfología irregular y diámetros de hasta 2 mm. Al mismo tiempo se distinguen microfenocristales de piroxenos (1 %). En la pasta intersertal se distinguen tablillas de plagioclasas y microcristales de olivinas, junto con minerales de óxidos (1 %). La muestra se clasifica como un *fenobasalto*

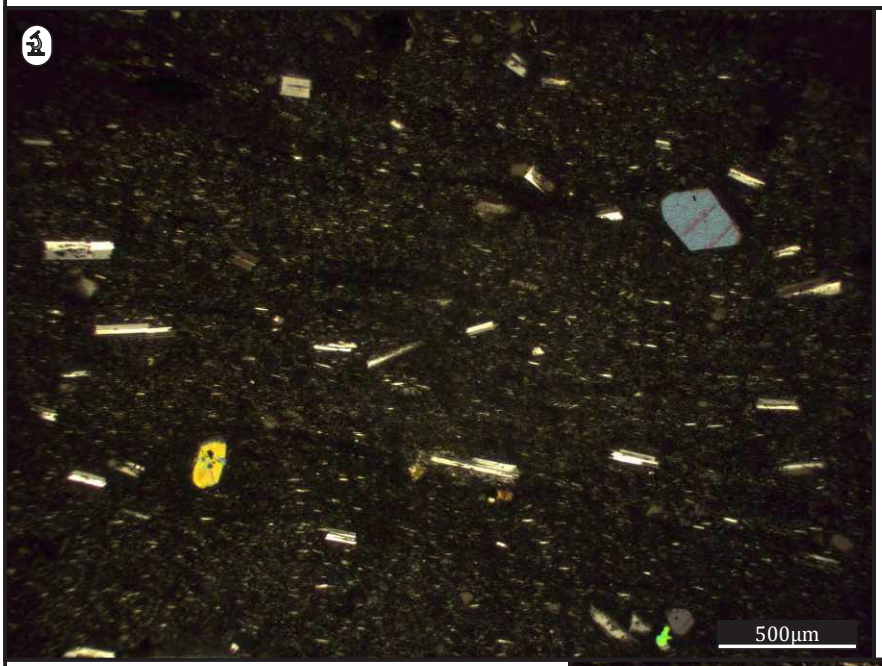
MUESTRA TRO-34-17: La muestra presenta una textura general afanítica compuesta por una pasta intergranular fina, la cual engloba fenocristales anhedrales a subhedrales de plagioclasas (15 %), con tamaños de hasta 8 mm, texturas de desequilibrio (cribado grueso), junto con otras que se presentan límpidas y tamaños de 2 a 5 mm. Al mismo tiempo se distinguen fenocristales máficos de olivinas (2 %) con morfología ecuante, junto con abundantes vesiculas de hasta 1 cm de diámetro. En la pasta se distinguen abundantes fases minerales de óxidos, olivinas y tablillas de plagioclasas. La muestra se clasifica como un *fenobasalto*





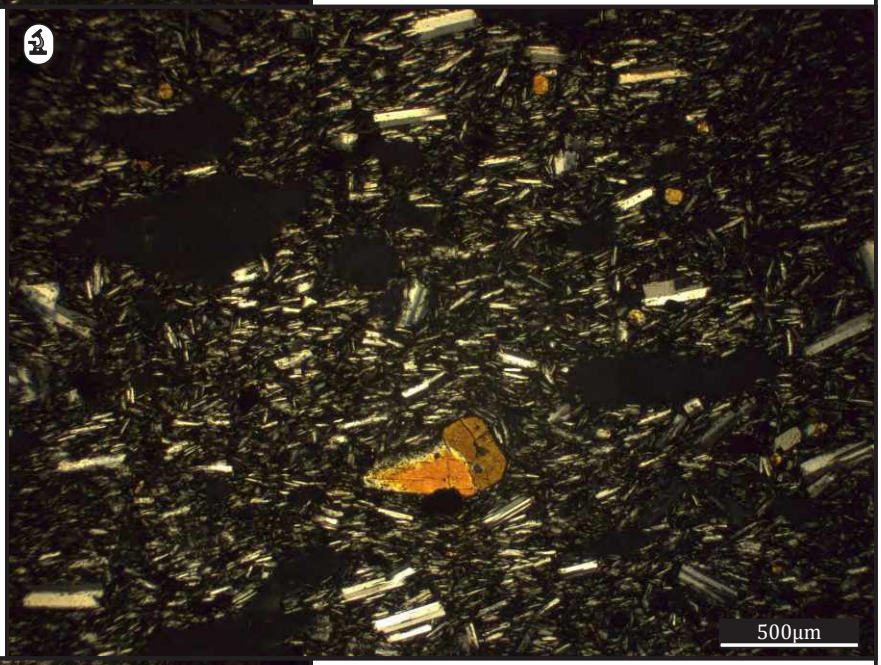
MUESTRA TRO-10-17: La muestra presenta una textura holocristalina porfírica compuesta por una pasta intergranular la cual engloba fenocristales subhedrales de plagioclasas (5 %) con tamaños de hasta 8 mm y texturas de desequilibrio de tipo cribado grueso. Junto con estos se observan también fenocristales individuales y como glomérulos de olivina (2 %), con morfología irregular, engolfamientos y diámetros de hasta 2 mm. En la pasta intergranular se distinguen tablillas de plagioclasas y microcristales de olivinas, junto con minerales de óxidos (1 %). La muestra se clasifica como un *fenobasalto*

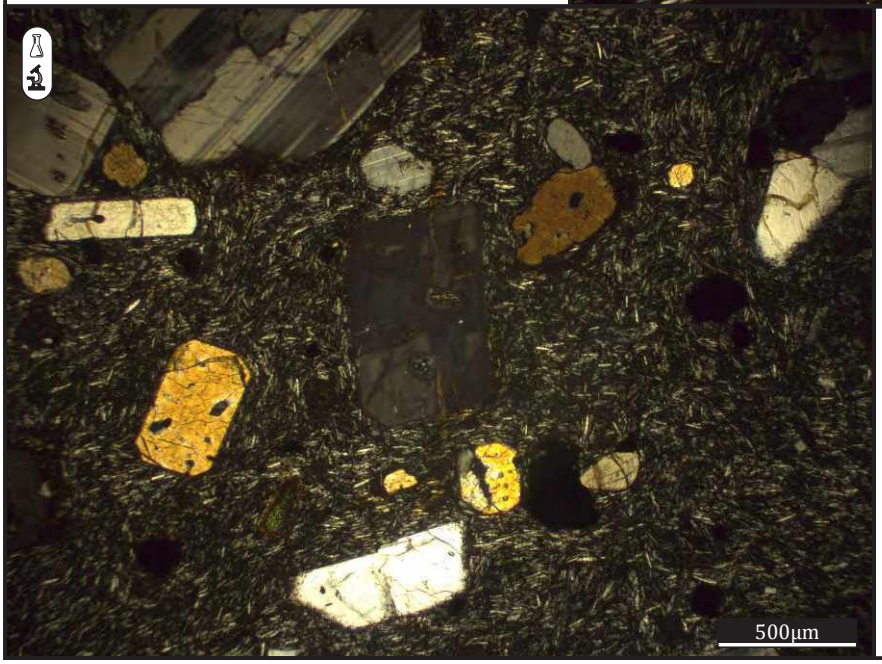
Fig. 4.7) Secciones delgadas de rocas lávicas de la **Unidad Lanín 1.**



MUESTRA TRO-23-17: La muestra presenta una textura hipocristalina porfírica compuesta por una pasta intersertal la cual engloba fenocristales subhedrales de plagioclasas (5 %) límpidos, con tamaños de hasta 2 mm. Junto con estos se observan también fenocristales de olivina (2 %) con morfología ecuante y diametros <1 mm. En la pasta intersertal se distinguen sectores bandeados con mayor porcentaje de vidrio, tablillas de plagioclasas y microcristales de olivinas, junto con minerales de óxidos (1%). La muestra se clasifica como un *andesita*

MUESTRA 10-M-18: La muestra presenta una textura microporfírica compuesta por una pasta pilotáxica la cual engloba vesículas aplastadas de hasta 2 mm en su eje mayor y microfenocristales tabulares (subhedrales) de plagioclasas (5 %) con tamaños de hasta 0,5 mm. Junto con estos se observan también microfenocristales accesorios (subhedrales a anhedrales) de piroxenos y olivinas (<1 %), con tamaños <0,5 mm, los cuales en general presentan texturas de desequilibrio con bordes redondeados. Tanto los microfenocristales, como las vesiculas y los cristales de la pasta presentan una orientación marcando el flujo de la colada. La roca se clasifica como un *andesita*

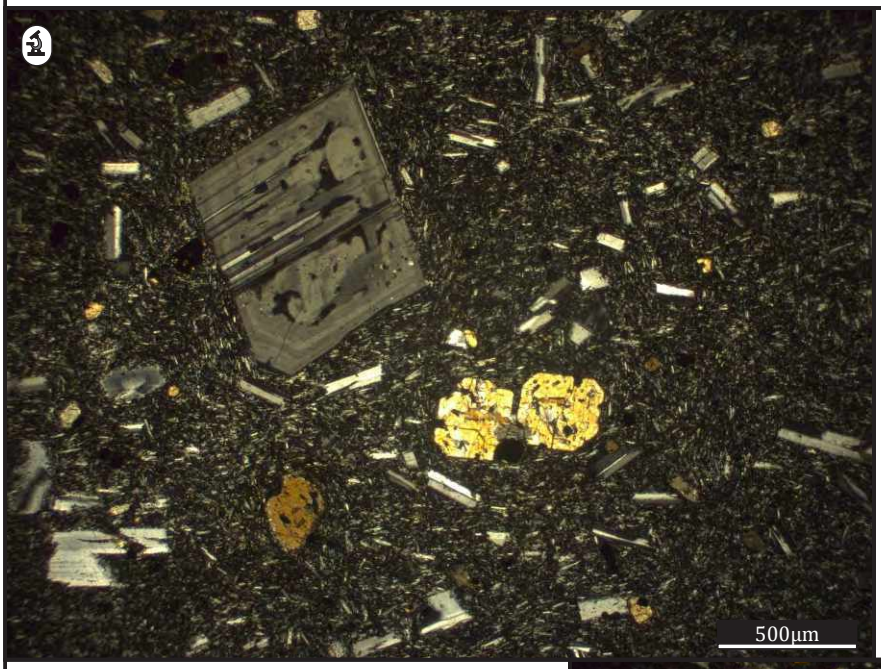




MUESTRA PAI-2-17:La muestra presenta una textura porfírica compuesta por una pasta pilotáxica fina, la cual engloba fenocristales subhedrales de plagioclasas (15%) con tamaños de hasta 7 mm y cribado grueso en el núcleo. Junto con estos se observan fenocristales máficos de clinopiroxenos (5 %) con tamaños de hasta 0,5 mm, los cuales presentan texturas de desequilibrio, con presencia de cribado grueso y bordes redondeados. En la pasta fina se distinguen tablillas de plagioclasas, junto con minerales accesorios de olivinas y óxidos (<1 %). Se observo también la presencia de cristales con núcleo de olivina y pasaje a clinopiroxeno hacia los bordes. La muestra clasifica con análisis de roca total como una traqui-dacita.

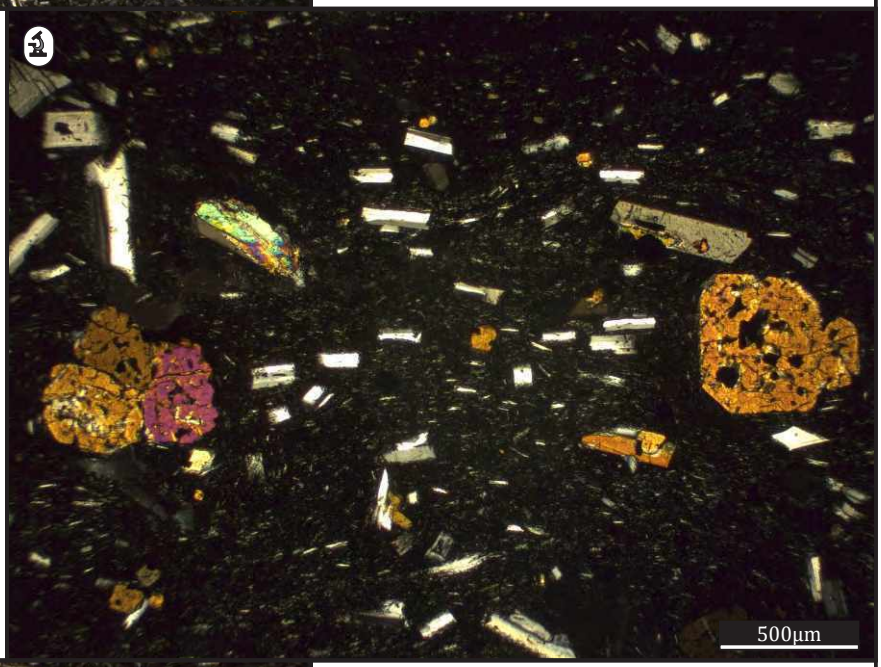
Fig. 4.8) Secciones delgadas de rocas lávicas de la **Unidad Lanín 1**

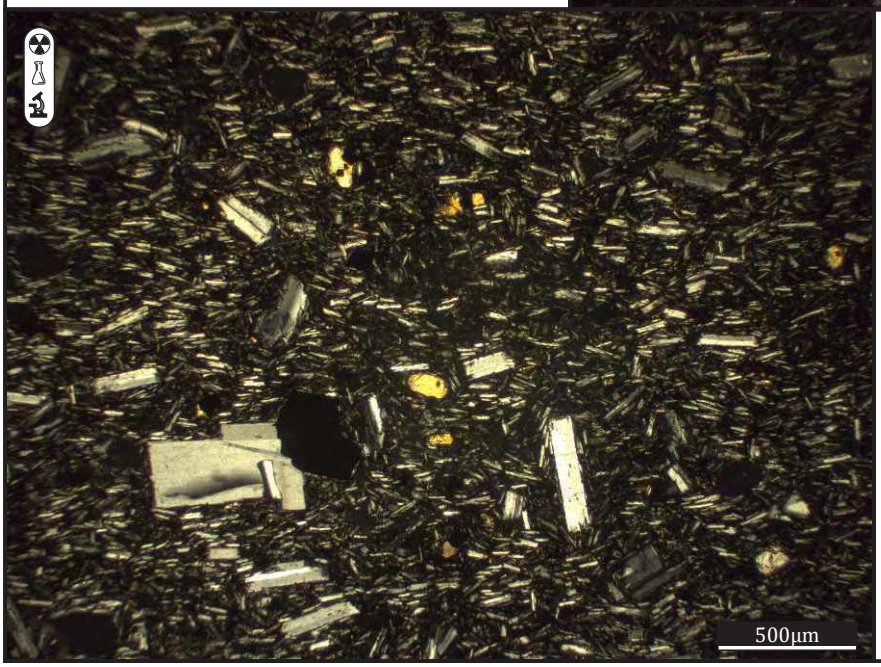
Descripciones petrográficas de las unidades lávicas - VOLCÁN LANÍN



MUESTRA 1-M-18: La muestra presenta una textura porfírica compuesta por una pasta pilotaxica fina (text. afieltrada) la cual engloba fenocristales subhedrales de plagioclasas (5 %) con tamaños de hasta 7 mm y cribado grueso en el núcleo. Junto con estos se observan fenocristales máficos de clinopiroxenos (3 %) con tamaños <0,5 mm, los cuales presentan texturas de desequilibrio con presencia de engolfamientos y bordes redondeados. En la pasta fina se distinguen tablillas de plagioclasas, junto con minerales accesorios de olivinas y óxidos (<1 %). La roca se clasifica como una *fenandesita*

MUESTRA 2-M-18: La muestra presenta una textura porfírica compuesta por una pasta afanítica hipocristalina, la cual engloba fenocristales tabulares (subhedrales) de plagioclasas (5 %) con tamaños de hasta 2 mm, fenocristales máficos (subhedrales a anhedrales) de clinopiroxenos (3 %) con cribado grueso, y microfenocristales de olivinas (<1 %) los cuales en general presentan texturas de desequilibrio con bordes redondeados. En la pasta se observa tambien la presencia de minerales opacos (óxidos). La roca se clasifica como una *fenandesita*

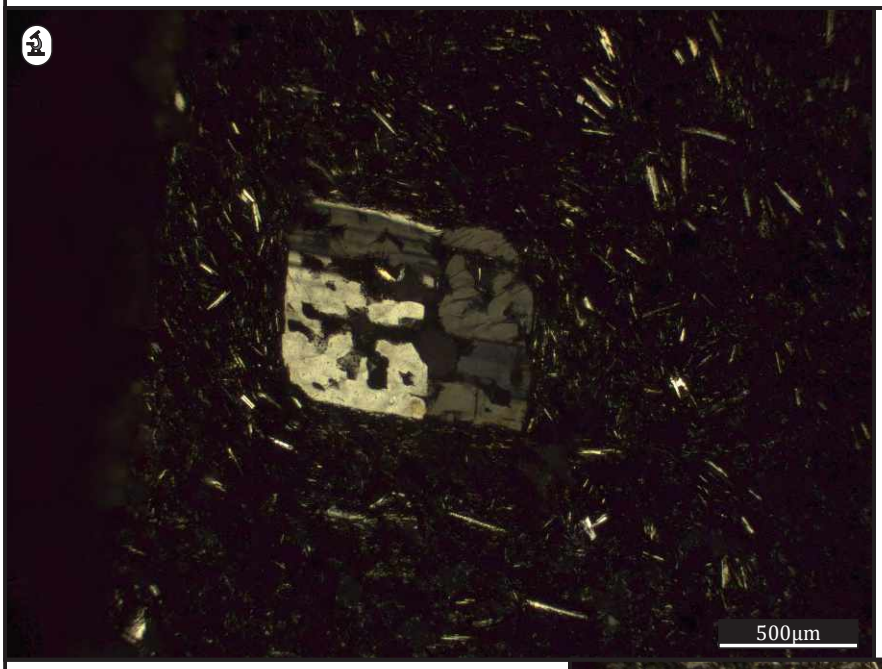




MUESTRA 12-M-18: La muestra manifiesta una textura microporfírica compuesta por una pasta pilotáxica la cual engloba vesiculas subredondeadas de hasta 0,2 mm (<2 %) y microfenocristales de plagioclasas (5 %) con tamaños de hasta 0,5 mm. Junto con estos se observan también microfenocristales máficos de piroxenos (3 %) con morfología euhedral a subhedral prismática (<0,1 mm). En algunos casos los cristales se disponen en forma de glomerulos, junto con minerales accesorios de óxidos (<1 %). En la pasta fina se distinguen tablillas pequeñas de plagioclasas y piroxenos. La muestra se clasifica con análisis geoquímicos de roca total como una traqui-andesita.

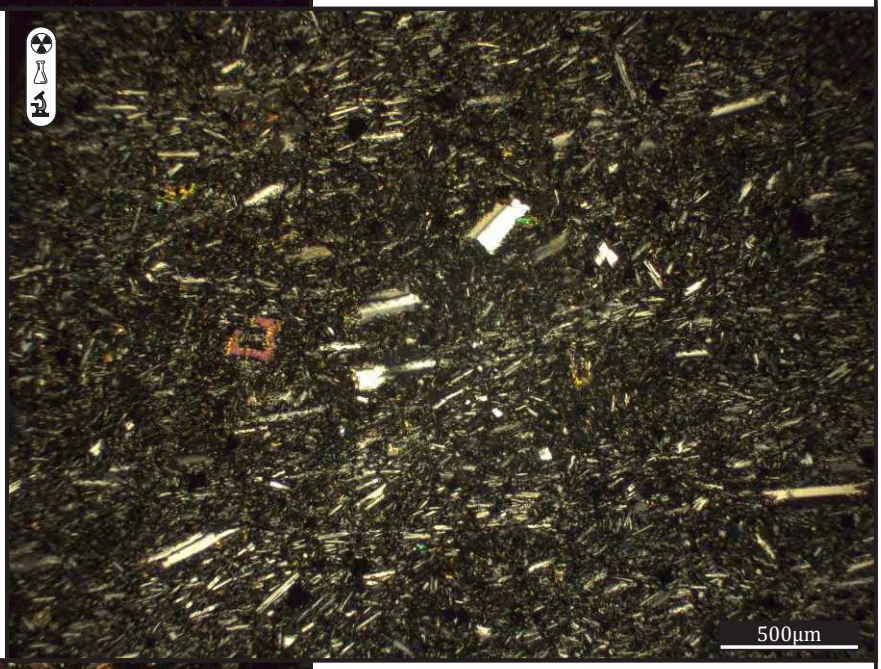
Fig. 4.9) Secciones delgadas de rocas lávicas de la **Unidad Lanín 1**

Descripciones petrográficas de las unidades lávicas - VOLCÁN LANÍN



MUESTRA 11-M-18: Al microscopio la muestra presenta una textura general de tipo porfírica fuertemente alterada, compuesta por una pasta afanítica (en muestra de mano) que engloba fenocristales de plagioclasas con tamaños de hasta 2 mm, los cuales manifiestan una morfología tabular (subhedral), con texturas de desequilibrio tipo cribado grueso en el núcleo. En la pasta fina (pilotáxica?) se distinguen fantasmas de tablillas de plagioclasas junto con otros minerales obscuros los cuales no pueden distinguirse por el grado de alteración que presenta la muestra. La roca se clasifica de forma tentativa como una *andesita*.

MUESTRA PAI-16-1: La muestra presenta una textura holocristalina porfírica, compuesta por una pasta pilotáxica que engloba fenocristales anhedrales de plagioclasas (<1 %) con tamaños de hasta 0,5 mm, los cuales presentan texturas de desequilibrio; cribado grueso en bordes y núcleo. En la pasta fina se distinguen entre las tablillas de plagioclasas, microfenolocristales de olivinas con morfología de tipo esqueletal junto con minerales accesorios de piroxenos y óxidos (<1 %). La roca se clasifica con análisis geoquímicos de roca total como una traqui-dacita.





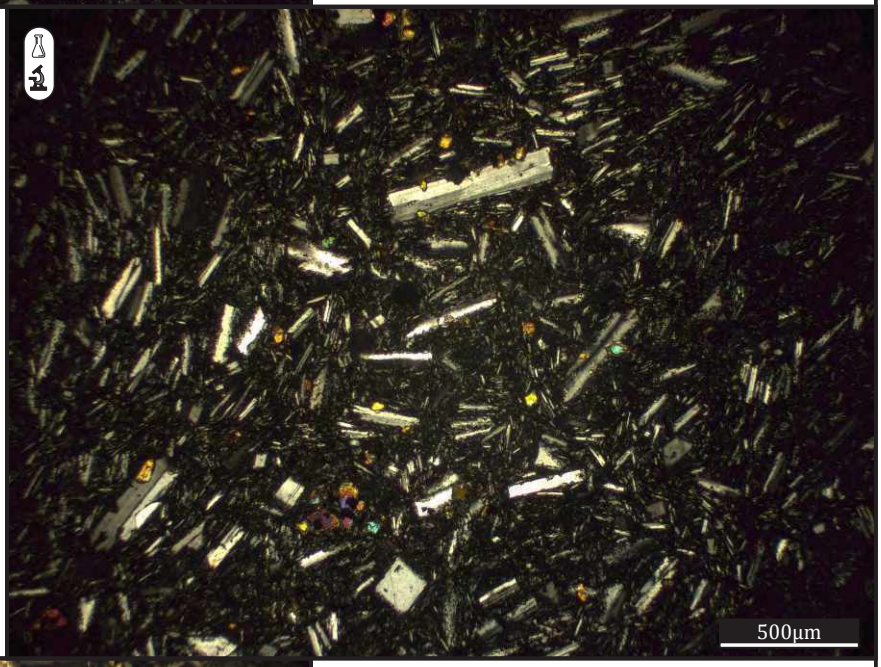
MUESTRA TRO-4-17: La muestra manifiesta una textura general microcristalina de tipo intergranular. Se observa también la presencia de fenocristales de plagioclasas (<1 %) con tamaños de hasta 2 mm y texturas de desequilibrio (cribado). Entre las tablillas de plagioclasas presentes en la pasta, se observan abundantes cristales máficos de olivinas con textura esqueletal y piroxenos anhedrales a subhedrales, junto con microcristales euhedrales de óxidos. La roca clasifica con análisis de roca total como una traqui-andesita basáltica.

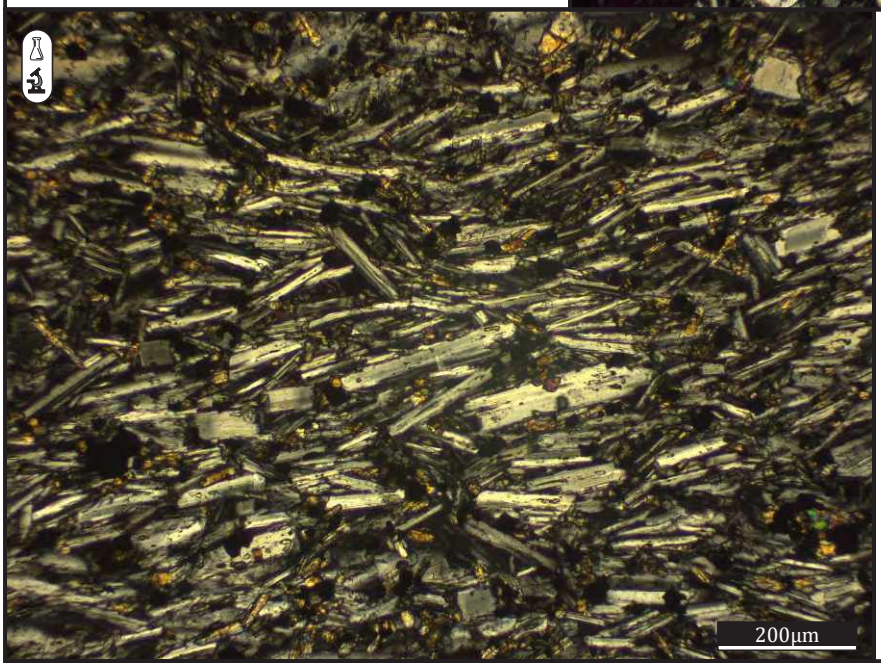
Fig. 4.10) Secciones delgadas de rocas lávicas de la **Unidad Lanín 1**



MUESTRA TRO-38-17: La muestra presenta una textura general holocristalina de tipo afieltrada (pilotáxica muy fina). Dentro de los fenocristales que engloba la pasta se distinguen minerales félsicos de plagioclasas (1 %) de hasta 2 mm, los cuales manifiestan una morfología tabular (anhedral) con bordes redondeados. Junto con estos se observan microfenocristales máficos de olivina con morfología ecuante (<0,1 mm) y microfenocristales de clinopiroxenos (<1 %). Al mismo tiempo se distinguen en la pasta junto con las tablillas de plagioclasas la presencia de óxidos. La muestra clasifica con análisis de roca total como una traqui-andesita.

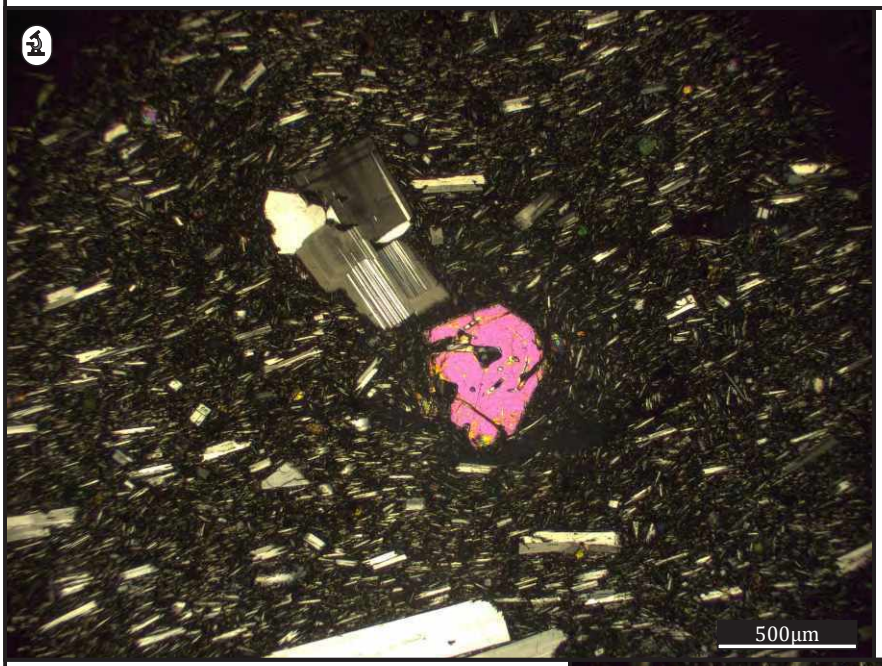
MUESTRA TRO37-17: La muestra presenta una textura de tipo seriada la cual engloba fenocristales límpidos de plagioclasas (1 %) con tamaños de hasta 2 mm. Junto con estos se observan microfenocristales máficos de olivinas (1 %) con tamaños <1 mm y en algunos casos formando glomérulos. En la pasta fina se distinguen tablillas de plagioclasas y microcristales de olivinas junto con minerales accesorios de óxidos (<1 %). En algunos sectores del corte delgado se observa el pasaje gradual a una pasta con textura intersertal. La roca clasifica con análisis de roca total como una andesita basáltica.





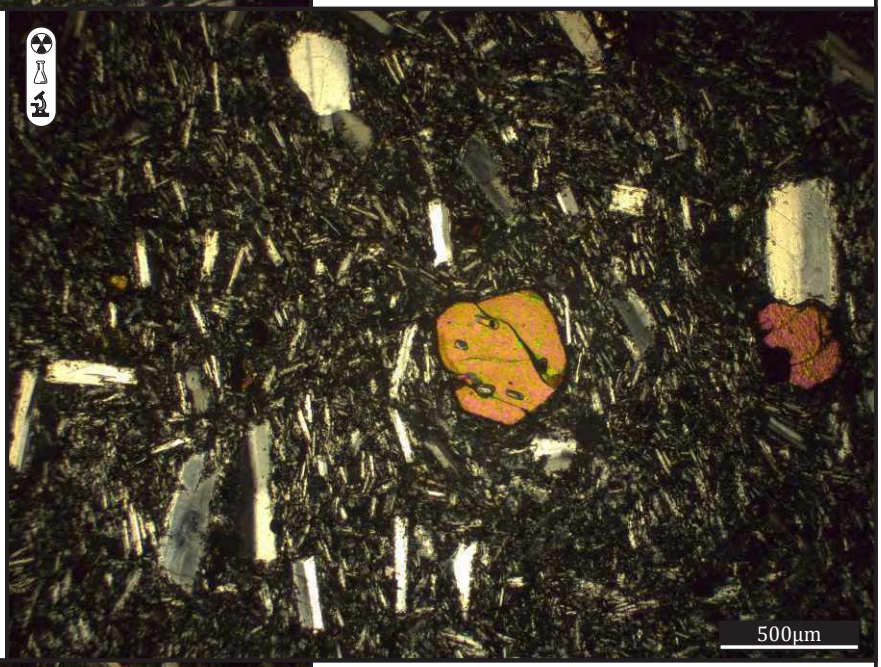
MUESTRA PA-167: La muestra presenta una textura general afanítica compuesta por una pasta pilotáxica / intergranular, la cual engloba microfenocristales subhedrales de plagioclasas (1 %) con tamaños de hasta 1 mm. En la pasta se distinguen tablillas de plagioclasas que en algunos sectores gradan a una textura traquítica orientada, junto con minerales accesorios de olivinas y óxidos (<1 %). La muestra se clasifica con análisis de roca total como una andesita basáltica.

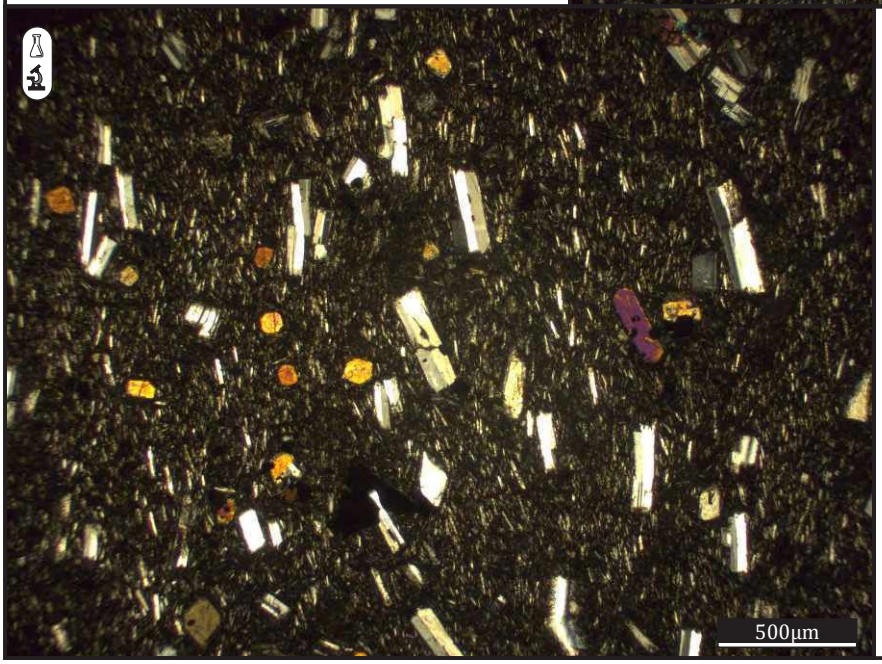
Fig. 4.11) Secciones delgadas de rocas lávicas de la **Unidad Lanín 1**



MUESTRA 14-M18 Al microscopio la muestra presenta una textura general holocristalina de tipo seriada, aunque también puede distinguirse en algunos sectores textura pilotáxica. Dentro de los minerales félsicos, los cristales de plagioclasas de mayor tamaño (>1 mm) manifiestan una morfología tabular (euhedral a subhedral) y límpidos. Junto con estos se observan fenocristales maficos de olivina con morfologia ecuante de hasta 0,5 mm, los cuales presentan en la mayoria de los casos texturas de desequilibrio, con presencia de engolfamientos y bordes redondeados. En la pasta fina se distinguen tablillas de plagioclasas y olivinas, junto con minerales accesorios de piroxenos y óxidos. La roca se clasifica como una *fenobasalto*

MUESTRA 13-M18 La muestra presenta una textura porfírica compuesta por una pasta pilotáxica la cual engloba fenocristales subhedrales tabulares de Plagioclasas (5 %) con tamaños de hasta 0,5 mm. Junto con estos se observan fenocristales máficos de olivina (3 %) con morfología ecuante (<0,5 mm), los cuales presentan texturas de desequilibrio, con presencia de engolfamientos, bordes redondeados y alterados a iddingsita. En la pasta fina se distinguen tablillas de plagioclasas y olivinas, junto con minerales accesorios de piroxenos y óxidos (<1 %). La roca se clasifica con análisis geoquímicos de roca total como una traqui-dacita.





MUESTRA 4-N17: La muestra presenta una textura holocristalina porfírica, compuesta por una pasta pilotáxica la cual engloba fenocristales tabulares (subhedrales a euhedrales) de plagioclasas (5 %). Dentro de estas se pueden distiunguir dos grupos; unas con tamaño de 2 a 5 mm con cribado grueso y otro con tamaños de hasta 2 mm límpidas. Junto con estos se observan también fenocristales máficos de clinopiroxenos (3 %) con tamaños <1 mm. En la pasta se distinguen tablillas de plagioclasas y piroxenos, junto con minerales de olivinas y óxidos (1 %). Se observo tambien la presencia de cristales con núcleo de olivina y pasaje a clinopiroxeno hacia los bordes. La muestra se clasifica por análisis de roca total como una traqui-dacita.

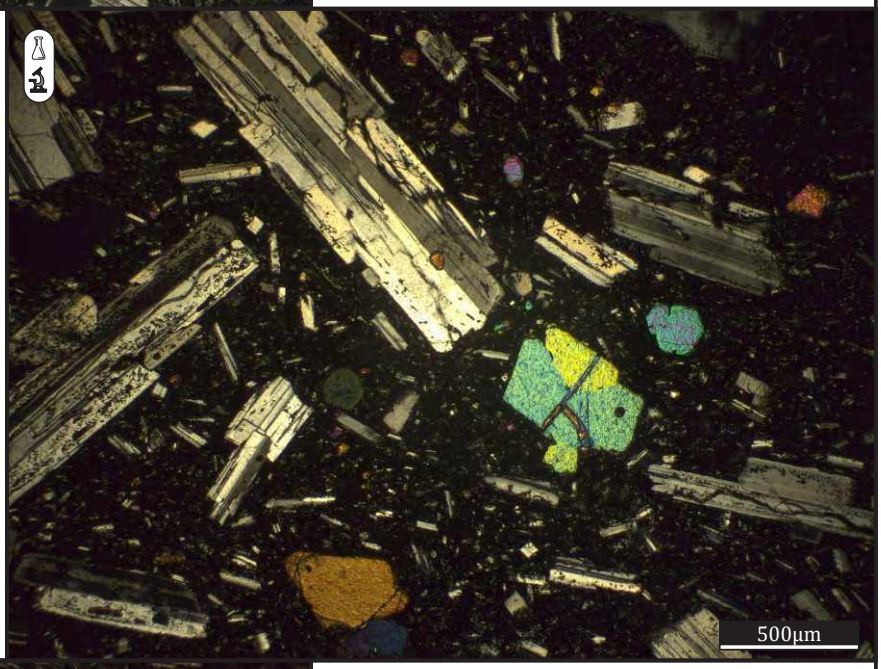
Fig. 4.12) Secciones delgadas de rocas lávicas de la **Unidad Lanín 2.**

Descripciones petrográficas de las unidades lávicas - VOLCÁN LANÍN



MUESTRA 7-M18 La muestra presenta una textura porfírica compuesta por una pasta pilotaxica fina, la cual engloba fenocristales subhedrales de plagioclasas (5 %) con tamaños de hasta 7 mm y cribado grueso en el núcleo. Junto con estos se observan fenocristales máficos de clinopiroxenos (2 %) con tamaños de hasta 0,5 mm, los cuales presentan texturas glomeroporfirica y de desequilibrio, con presencia de cribado grueso y bordes redondeados. En la pasta fina se distinguen tablillas de plagioclasas, junto con minerales accesorios de olivinas y óxidos (<1 %). La roca se clasifica como una *andesita*

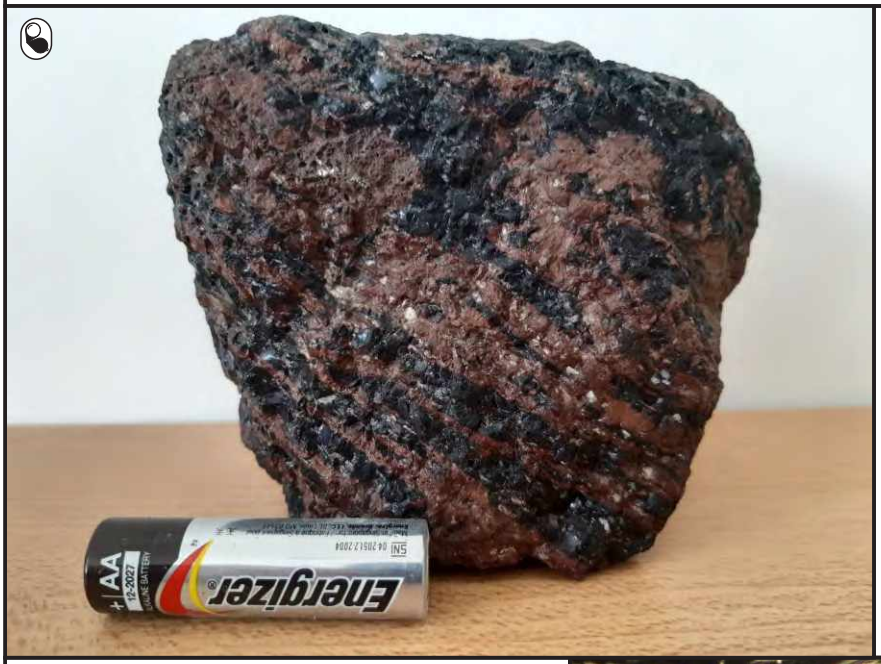
MUESTRA TRO-40-17 La muestra presenta una textura de tipo seriada la cual presenta fenocristales subhedrales de plagioclasas (10 %) con tamaños de hasta 5 mm y cribado grueso en el núcleo y en los bordes. Junto con estos se observan fenocristales máficos de olivinas (5 %) con tamaños de hasta 2 mm. En la pasta fina se distinguen tablillas de plagioclasas y microcristales de olivinas junto con minerales accesorios de piroxenos y óxidos (<1 %). La muestra clasifica con análisis de roca total como una andesita basáltica.





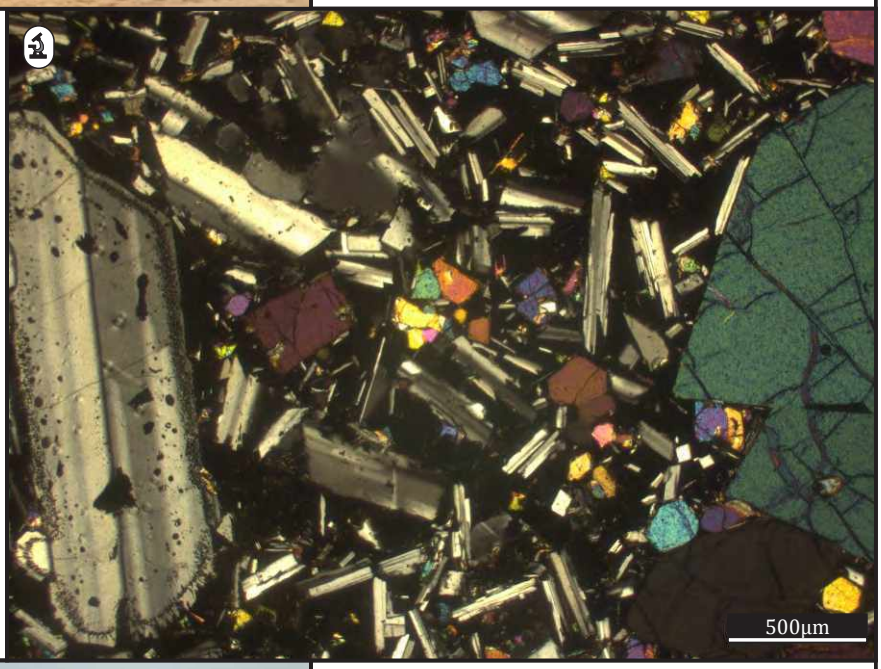
MUESTRA 5-N17 La muestra presenta una textura porfírica compuesta por una pasta pilotáxica la cual engloba fenocristales subhedrales de plagioclasas (3 %) con tamaños de hasta 5 mm. Junto con estos se observan fenocristales máficos de clinopiroxenos (1 %) con tamaños de hasta 0,5 mm, los cuales presentan texturas glomeroporfirica y de desequilibrio, con presencia de engolfamientos y bordes redondeados. En la pasta pilotáxica se distinguen tablillas de Plagioclasas, junto con minerales accesorios de olivinas y óxidos (<1 %). La roca se clasifica con análisis de roca total como una traqui-andesita.

Fig. 4.13) Secciones delgadas de rocas lávicas de la **Unidad Lanín 2.**



MUESTRA Lc: La muestra presenta una textura general porfírica con dos pastas fácilmente distinguibles; una de coloración negra la cual presenta una textura vitrea y engloba fenocristales subhedrales de plagioclasas (5 %) de hasta 5 mm y cristales de olivina (1 %) de hasta 1 mm. Por otro lado la muestra presenta una pasta de color castaño oscuro la cual engloba las mismas fases minerales que la descripta anteriormente. Se distinguen al mismo tiempo clastos de pómez de color castaño oscuro, subredondeados de hasta 2 cm inmersos entre ambas pastas. La muestra se interpreta como una lava que responde a un proceso de inmiscibilidad líquida entre dos fundidos *(fenobasalto-fenoandesita?)*.

MUESTRA 5-MR20: La muestra presenta una textura hipocristalina porfírica compuesta por una pasta intersertal la cual engloba abundantes vesículas de hasta 7 mm; fenocristales tabulares (subhedrales a euhedrales) de plagioclasas (25 %) con tamaños de hasta 7 mm y texturas de desequilibrio de tipo cribado grueso. Junto con estos se observan también fenocristales de olivina (10 %) con morfología ecuante y diametros de hasta 5 mm, con presencia de engolfamientos, y en algunos casos formando glomerulos. En la pasta intersertal se distinguen tablillas de plagioclasas y olivinas, junto con minerales de óxidos (1 %). La muestra se clasifica como un fenobasalto.





MUESTRA 6-MR20: la muestra de mano se presenta de color gris oscuro, friable, con una textura general porfírica, compuesta por una pasta afanítica (en muestra de mano) la cual engloba fenocristales alterados de plagioclasas (3 %) de hasta 2 mm de diámetro. Se observan junto con los fenocristales la presencia de abundantes vesículas subredondeadas e irreguolares de hasta 5 mm y fiammes de coloración castaño oscura, con un ordenamiento paralelo a subparalelo entre si. La muestra se interpreta (junto con datos de campo)como una ignimbrita o deposito de *PDC (pyroclastic density current)* y se clasifica como una fenoandesita.

Fig. 4.14) Secciones delgadas de rocas lávicas y volcaniclásticas de la **Unidad Lanín 2**



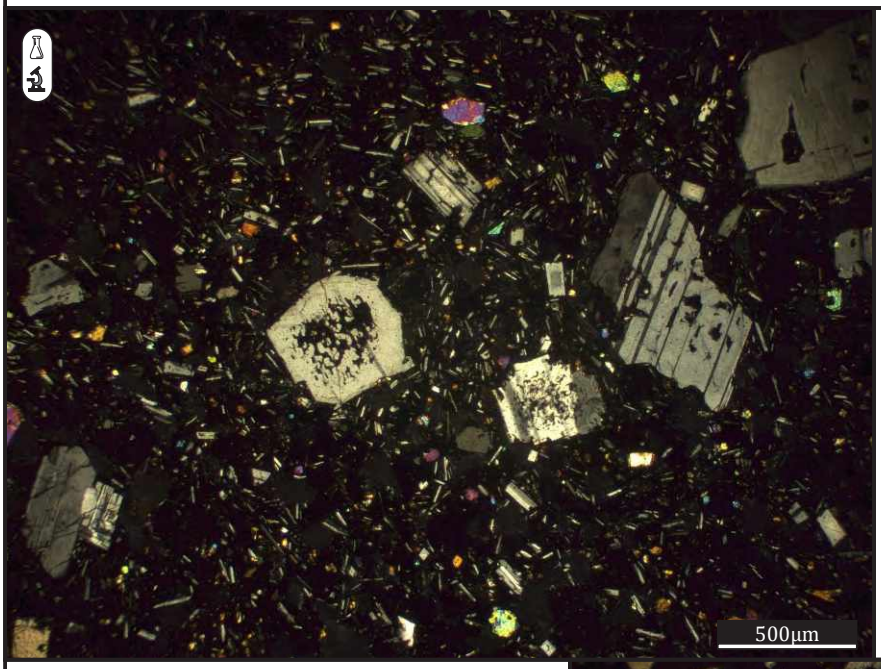
MUESTRA 7-M20 la muestra de mano presenta un color castaño claro, consolidada, con textura general porfírica compuesta por una pasta afanítica la cual engloba fenocristales levemente alterados de plagioclasa (5 %) de hasta 5 mm de diametro, y fiammes de color negro de hasta 2 cm, los cuales manifiestan un ordenamiento paralelo a subparalelo entre si. La muestra se interpreta como una ignimbrita o deposito de *PDC (pyroclastic density current)* y se clasifica como una fenoandesita.

MUESTRA 8-M20 la muestra de mano presenta una coloración castaño oscura, con una textura general porfírica, compuesta por una pasta afanítica fuertemente soldada, que engloba fenocristales de plagioclasa (10 %) de hasta 2 mm de diámetro, junto con pómez de hasta 15 cm. Estos vitroclastos de pómez presenta una pasta afanítica de color castaño claro, la cual contiene fenocristales de plagioclasa (2 %) de hasta 2 mm de diametro y vesículas aplastadas de hasta 5 cm. La muestra es interpretada como una ignimbrita reomorfica o *PDC (pyroclastic density current)* y se clasifica como una *fenandesita*



Fig 4-15) Rocas volcaniclásticas de la **Unidad Lanín 2** .

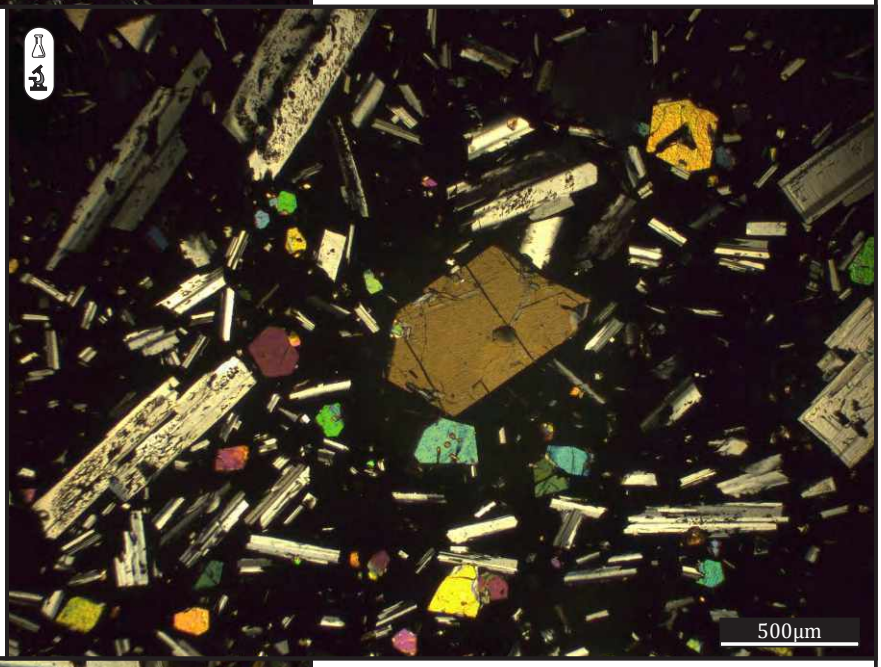
Descripciones petrográficas de las unidades lávicas - VOLCÁN LANÍN

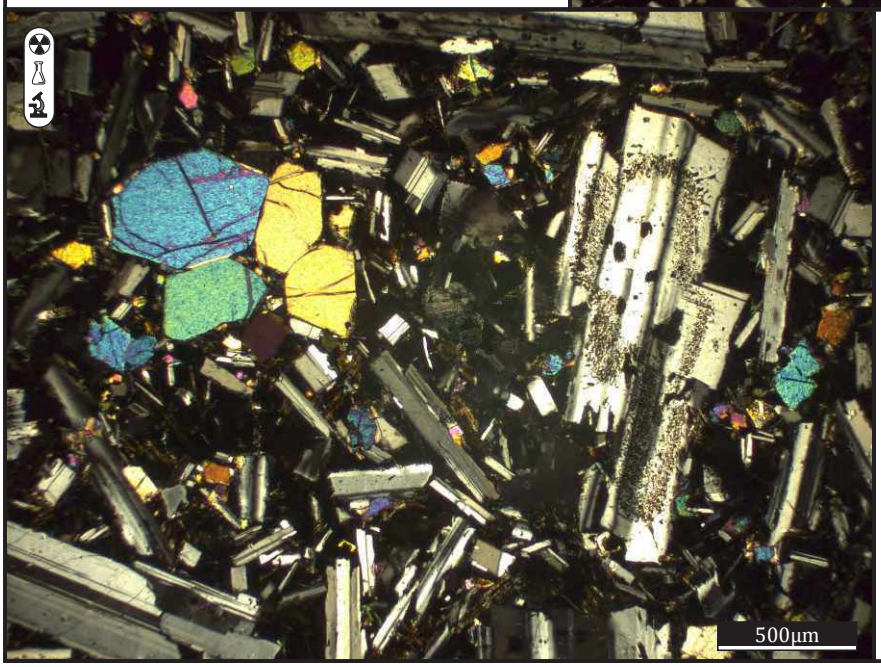


MUESTRA 9-M18 La muestra presenta una textura hipocristalina porfírica compuesta por una pasta intersertal la cual engloba abundantes vesículas de hasta 1mm; fenocristales tabulares (subhedrales a anhedrales) de plagioclasas (10 %) con tamaños de hasta 7 mm y texturas de desequilibrio de tipo cribado grueso y bordes redondeados. Junto con estos se observan también fenocristales de olivina (5 %) con morfología ecuante y diametros de hasta 0,5 mm, con presencia de engolfamientos, bordes redondeados y alterados a iddingsita. En la pasta intersertal se distinguen tablillas de plagioclasas y olivinas, junto con minerales de piroxenos (2 %) y óxidos (1 %). La muestra se clasifica por análisis de roca total como un basalto.

(Volcán monogenético El Arenal)

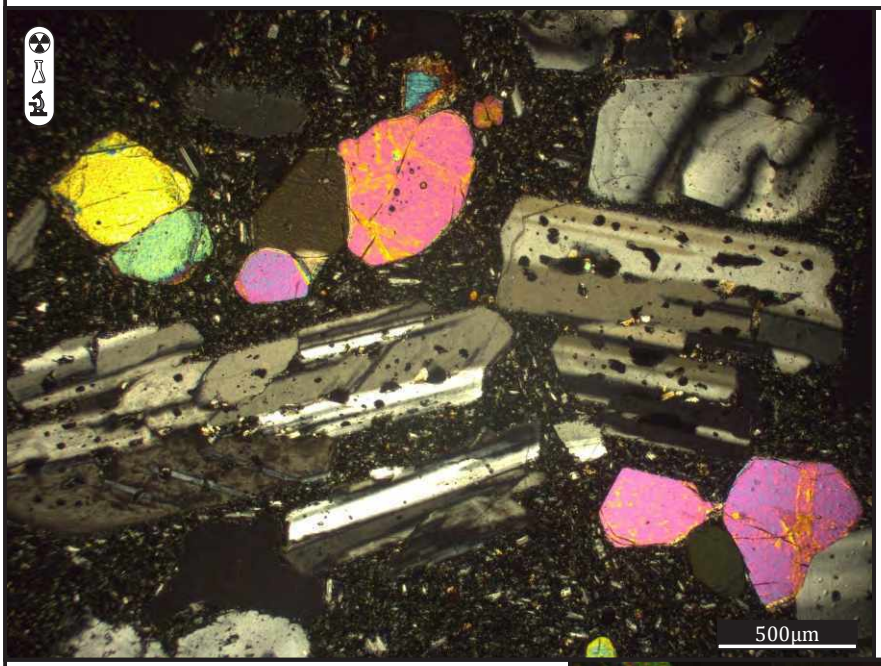
MUESTRA 15-M18 La muestra presenta una textura hipocristalina porfírica, compuesta por una pasta hialoofítica la cual engloba vesículas circulares de hasta 1 mm; fenocristales tabulares (subhedrales) de plagioclasas (10 %) con tamaños máximos de 5 mm, los cuales presentan texturas de desequilibrio de tipo cribado grueso en los núcleos. Junto con estos se observan también fenocristales máficos de olivina (5 %) con morfología ecuante y diámetros máximos de hasta 0,5 mm, con presencia de engolfamientos y bordes redondeados. En la pasta intersertal se pueden distinguir pequeños cristales de similar composición a los fenos. La muestra se clasifica por análisis de roca total como un andesita basáltica.





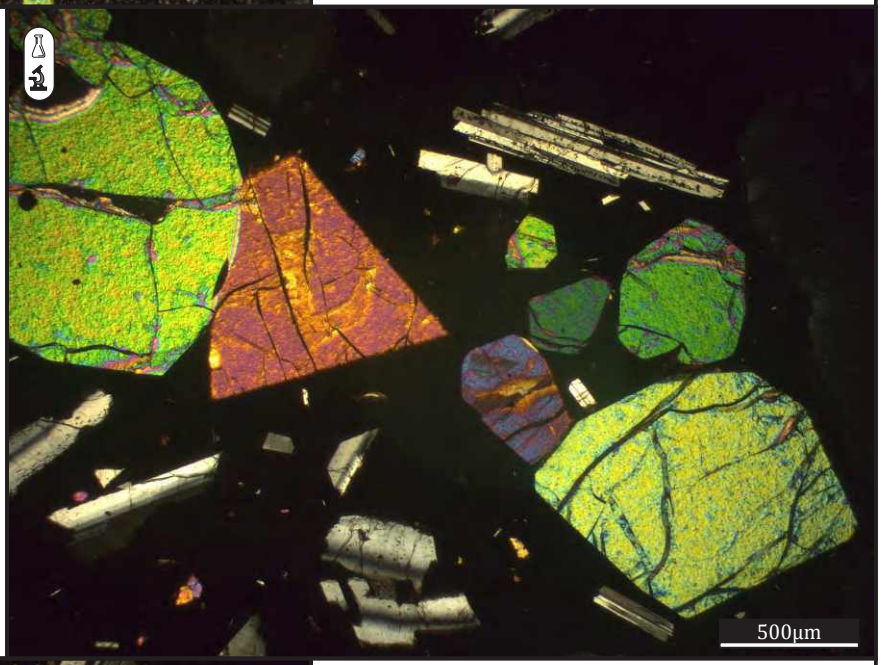
MUESTRA 3-M18 La muestra presenta una textura hipocristalina porfírica compuesta por una pasta intersertal la cual engloba abundantes vesículas de hasta 5 mm; fenocristales tabulares (subhedrales a euhedrales) de plagioclasas (20 %) con tamaños de hasta 7 mm y texturas de desequilibrio de tipo cribado grueso. Junto con estos se observan también fenocristales de olivina (5 %) con morfología ecuante y diámetros de hasta 5 mm, con presencia de engolfamientos, y en algunos casos formando glomerulos. En la pasta intersertal se distinguen tablillas de plagioclasas y olivinas, junto con minerales de óxidos (1 %). La muestra se clasifica por análisis de roca total como un basalto.

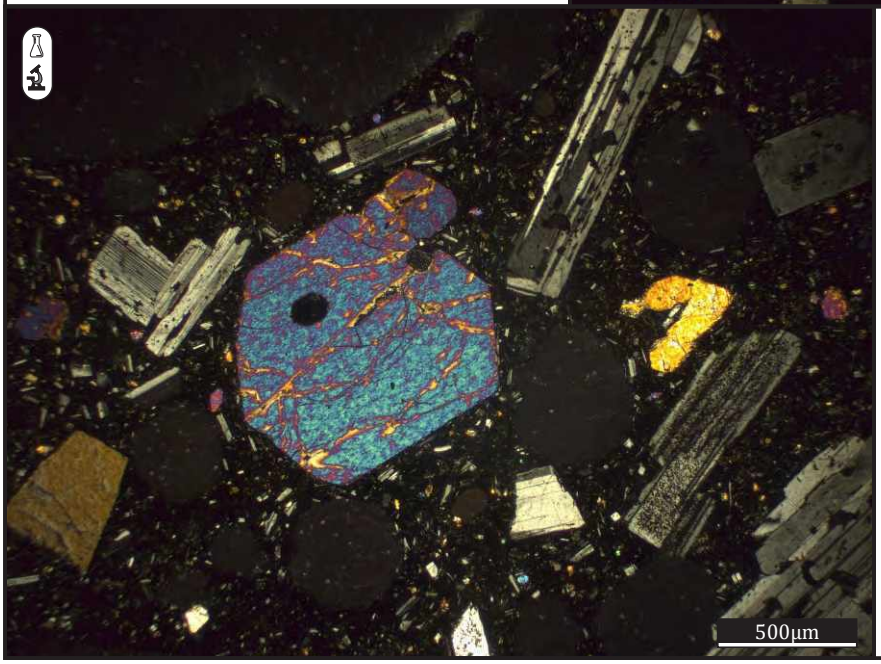
Fig. 4.16) Secciones delgadas de rocas lávicas de la **Unidad Lanín 3**



MUESTRA 8-M18 La muestra presenta una textura hipocristalina porfírica compuesta por una pasta intersertal la cual engloba abundantes vesículas de hasta 1 mm; fenocristales tabulares (subhedrales) de plagioclasas (15 %) con tamaños de hasta 7 mm y texturas de desequilibrio de tipo cribado grueso y bordes redondeados. Junto con estos se observan también fenocristales de olivina (5 %) con morfología ecuante y diámetros de hasta 5 mm. En la pasta intersertal se distinguen tablillas de plagioclasas y microcristales de olivinas, junto con minerales de óxidos (<1 %). La muestra se clasifica por análisis de roca total como un basalto.

MUESTRA TRO17-17: La muestra presenta una textura hipocristalina porfírica compuesta por una pasta hialoofítica la cual engloba abundantes vesículas de hasta 2 cm; fenocristales tabulares (subhedrales) de plagioclasas (15 %) con tamaños de hasta 5 mm y texturas de desequilibrio de tipo cribado grueso y bordes redondeados. Junto con estos se observan también fenocristales de olivina (10 %) con morfología ecuante y diámetros de hasta 2 mm. En la pasta vitrea se distinguen tablillas de plagioclasas y microcristales de olivinas, junto con minerales de óxidos (<1 %). La muestra se clasifica por análisis de roca total como un traqui-andesita basáltica.





MUESTRA CP: La muestra presenta una textura hipocristalina porfírica compuesta por una pasta intersertal la cual engloba abundantes vesículas de hasta 1 cm; fenocristales tabulares (subhedrales) de plagioclasas (15 %) con tamaños de hasta 7 mm y texturas de desequilibrio de tipo cribado grueso y bordes redondeados. Junto con estos se observan también fenocristales de olivina (5 %) con morfología ecuante y diametros de hasta 2 mm. En la pasta intersertal se distinguen tablillas de plagioclasas y microcristales de olivinas, junto con minerales de óxidos (<1 %). La muestra se clasifica por análisis de roca total como un andesita basaltica.

CP (Centro adventicio Conos Paimún)

Fig. 4.17) Secciones delgadas de rocas lávicas de la **Unidad Lanín 3.**

Descripciones petrográficas de las unidades lávicas - VOLCÁN LANÍN



MUESTRA 5-M18 La muestra presenta una textura hipocristalina porfírica compuesta por una pasta hialoofítica la cual engloba abundantes vesículas de hasta 2 cm; fenocristales tabulares (subhedrales) de plagioclasas (15 %) con tamaños de hasta 5 mm y texturas de desequilibrio de tipo cribado grueso y bordes redondeados. Junto con estos se observan también fenocristales de olivina (5 %) con morfología ecuante, con bordes redondeados y tamaños de hasta 2 mm. En la pasta vítrea se distinguen tablillas de plagioclasas y microcristales de olivinas, junto con minerales de óxidos (<1%). La muestra se clasifica como un *fenobasalto*

Fig. 4.18) Secciones delgadas de rocas lávicas de la **Unidad Lanín 3**

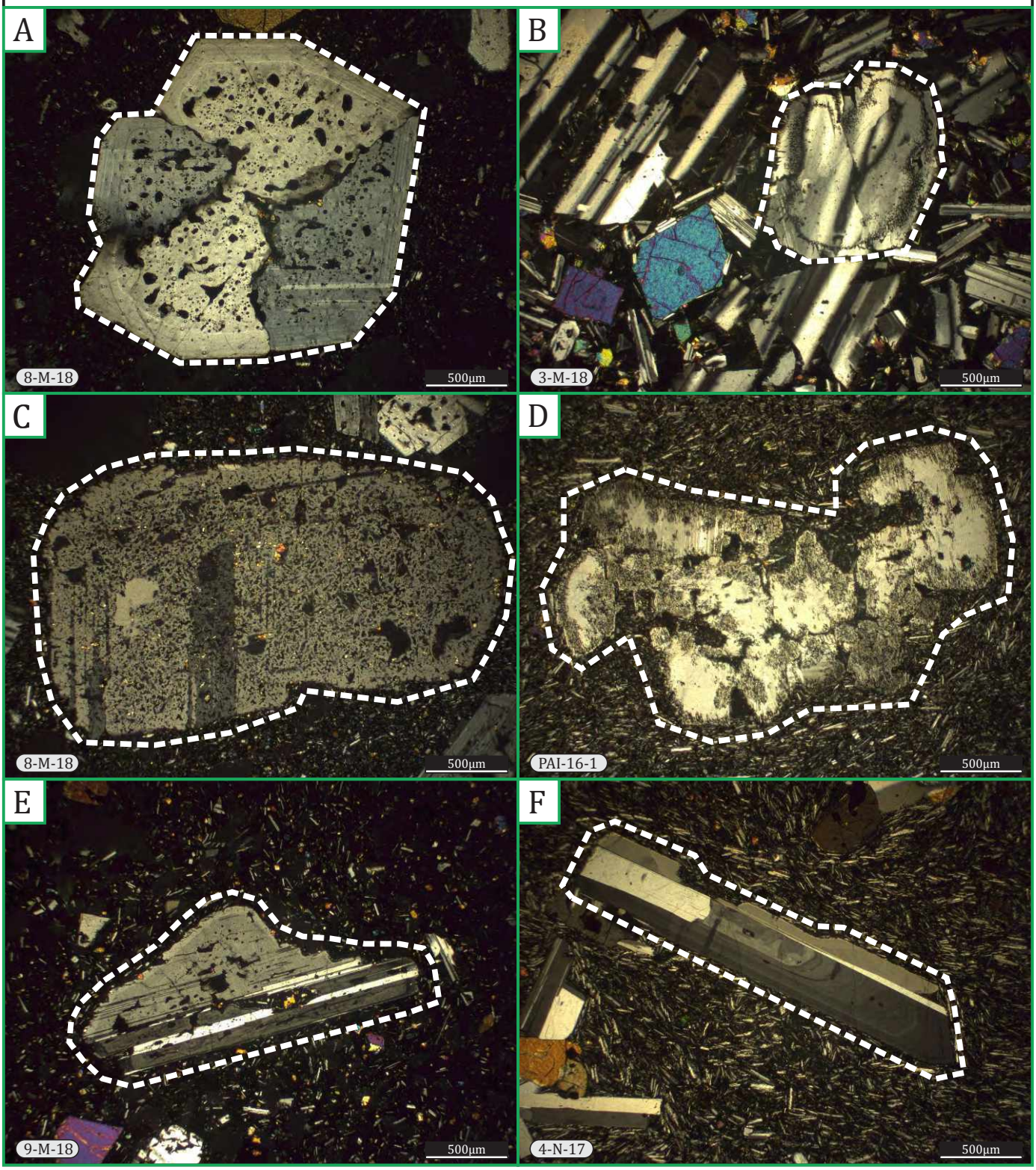


Fig 4.19) Secciones delgadas de fenocristales identificados con lineas discontinuas blancas. **A)** Fenocristal de plagioclasa euhedral con marcada zonación de núcleo a borde y textura de desequilibrio de tipo cribado grueso en el núcleo. **B)** Fenocristal de plagioclasa subhedral con textura de desequilibrio de tipo cribado fino en anillo. **C)** y **D)** Fenocristales de plagioclasas anhedrales con textura de desequilibrio de tipo cribado medio penetrativo. **E)** Fenocristal de plagioclasa anhedral con bordes irregulares y textura tipo cribado grueso en el núcleo. **F)** Fenocristal de plagioclasa subhedral limpido con marcada zonación.

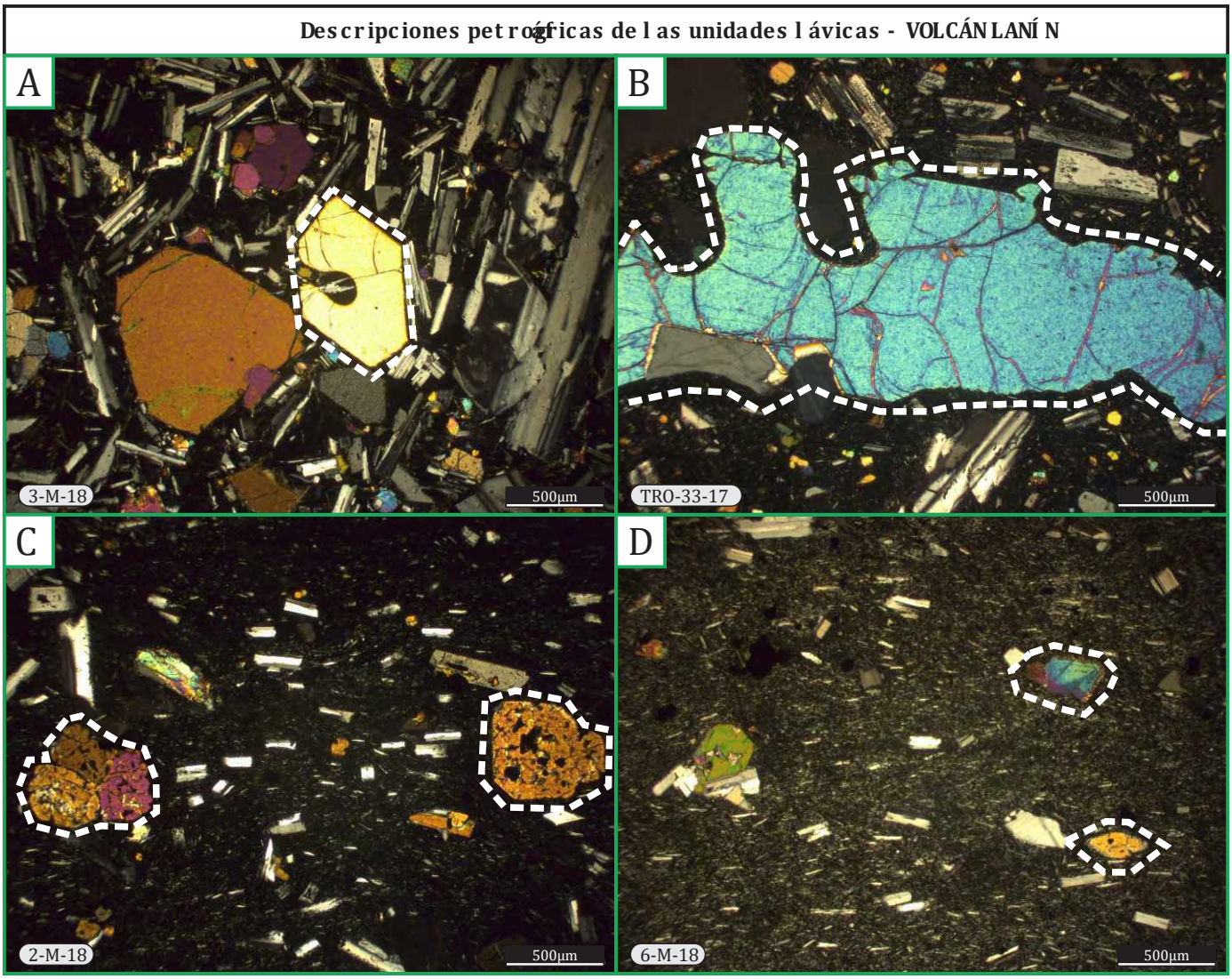


Fig 42) Secciones delgadas de fenocristales identificados con lineas discontinuas blancas. **A)** y **B)** Fenocristales de olivinas con textura de desequilibrio; engolfamientos y bordes redondeados. **C)** Fenocristales de piroxenos con texturas de desequilibrio de tipo cribado grueso. **D)** Fenocristales de olivina (sup.) y piroxenos (inf.) anhedrales, con bordes redondeados.

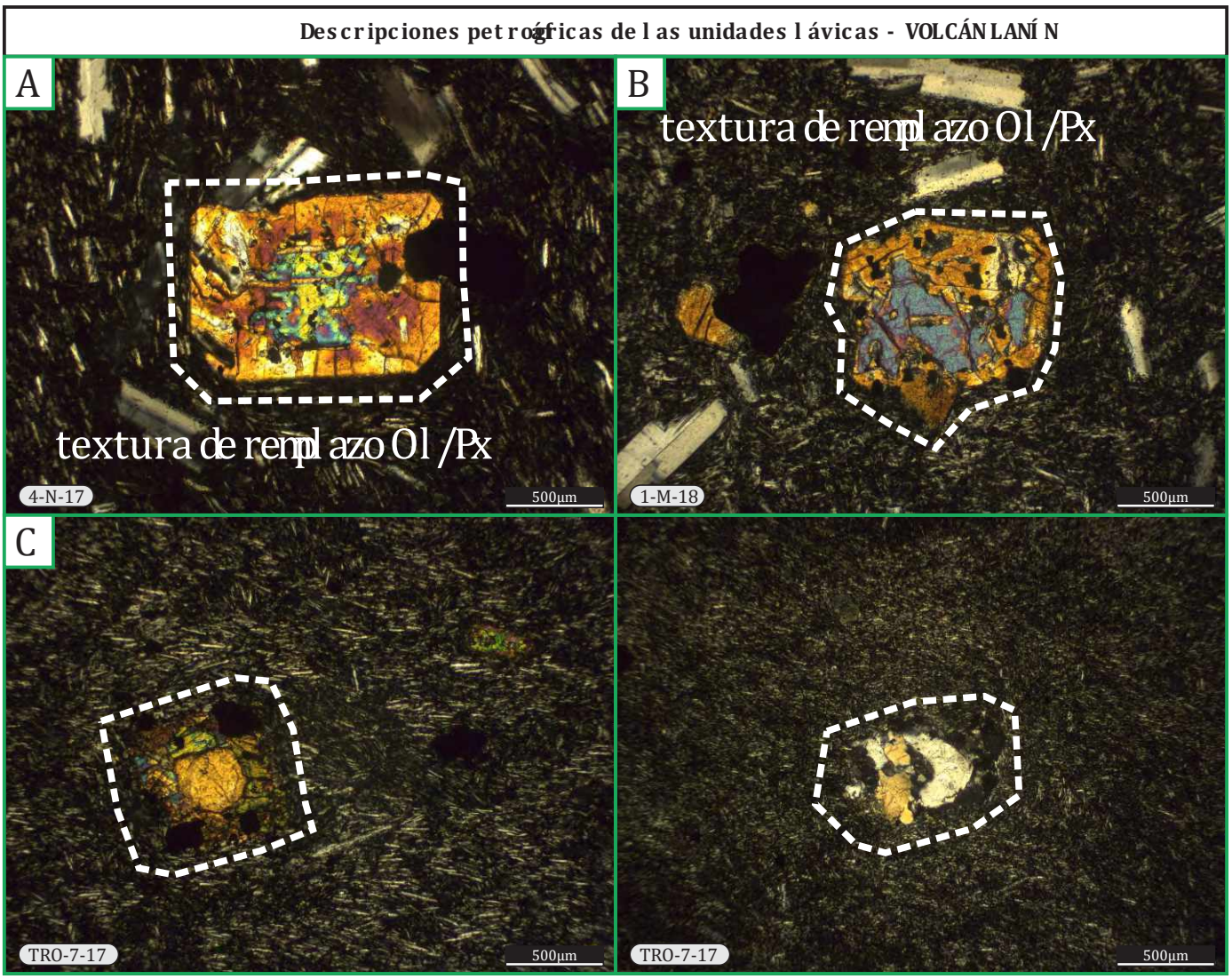


Fig 42) **A)** y **B)** Fenocristales máficos donde se distingue una textura de remplazo con núcleos de olivina y bordes de Píroxeno. **C)** Cristal con textura en manto, donde se observa una fase mineral de piroxeno rodeada de cristales de olivinas y opacos. **D)** Lítico accidental de composición granítica, inmerso en una pasta pilotáxica.

4.2 Interpretación de la petrografía

De las observaciones al microscopio se desprende que existe un número reducido de fases minerales presentes en las muestras descriptas; Plagioclasas, Olivinas, Piroxénos y Óxidos, y la ausencia total de minerales hidratados (ej. Anfiboles, Biotitas). La fase mineral que permite observar mejor los cambios producidos durante la evolución magmática, debido a que presenta un amplio rango de estabilidad en las rocas volcánicas son los Feldespatos (Le Maitre, 2002); $Plagioclasas_{ss}$ para el caso particular del volcán Lanín. En líneas generales la mayoría de los fenocristales de esta fase mineral manifiestan una zonación normal de núcleo a borde, donde se puede distinguir el pasaje de núcleos ricos en Calcio a bordes ricos en Sodio (*véase capítulo 6*).

De los análisis realizados con el microscopio petrográfico se desprende que las plagioclasas con texturas de desequilibrio de tipo cribado grueso manifiestan lo que se puede interpretar como caídas de presión dentro del sistema (ascenso de magma), lo que produce la baja del punto de fusión de manera brusca en las fases ricas en Calcio, en sistemas con deficiencia de agua (Vernon, 2004). Los cristales luego pueden adquirir nuevas condiciones de equilibrio durante su ascenso y continuar cristalizando fases ricas en sodio. La zonación normal presente en los fenocristales de mayor tamaño de plagioclasas puede interpretarse como resultado de un sistema con cristalización fraccionada (Fig. 4.22) que le imprime la zonación característica a estas fases minerales pasando de núcleos ricos en calcio a bordes ricos en sodio (Gill, 2010).

Las plagioclasas anhedrales con bordes redondeados manifiestan nuevas condiciones que exponen a dichos cristales a temperaturas por encima del punto de fusión, produciendo la reabsorción y disolución de los mismos. Esto podría estar indicando la inyección de magmas calientes en la base del sistema (Tsuchiyama, 1985). Fenocristales de Olivinas y Piroxenos con bordes rectos y crecimiento esqueletal; responden a un crecimiento acelerado por sobrenfriamiento (Vernon, 2004). Fenocristales de Olivinas y Piroxenos con texturas de desequilibrio de tipo engolfamiento y bordes redondeados; responden a caídas bruscas en la presión desencadenando reabsorción de los cristales por parte del líquido circundante

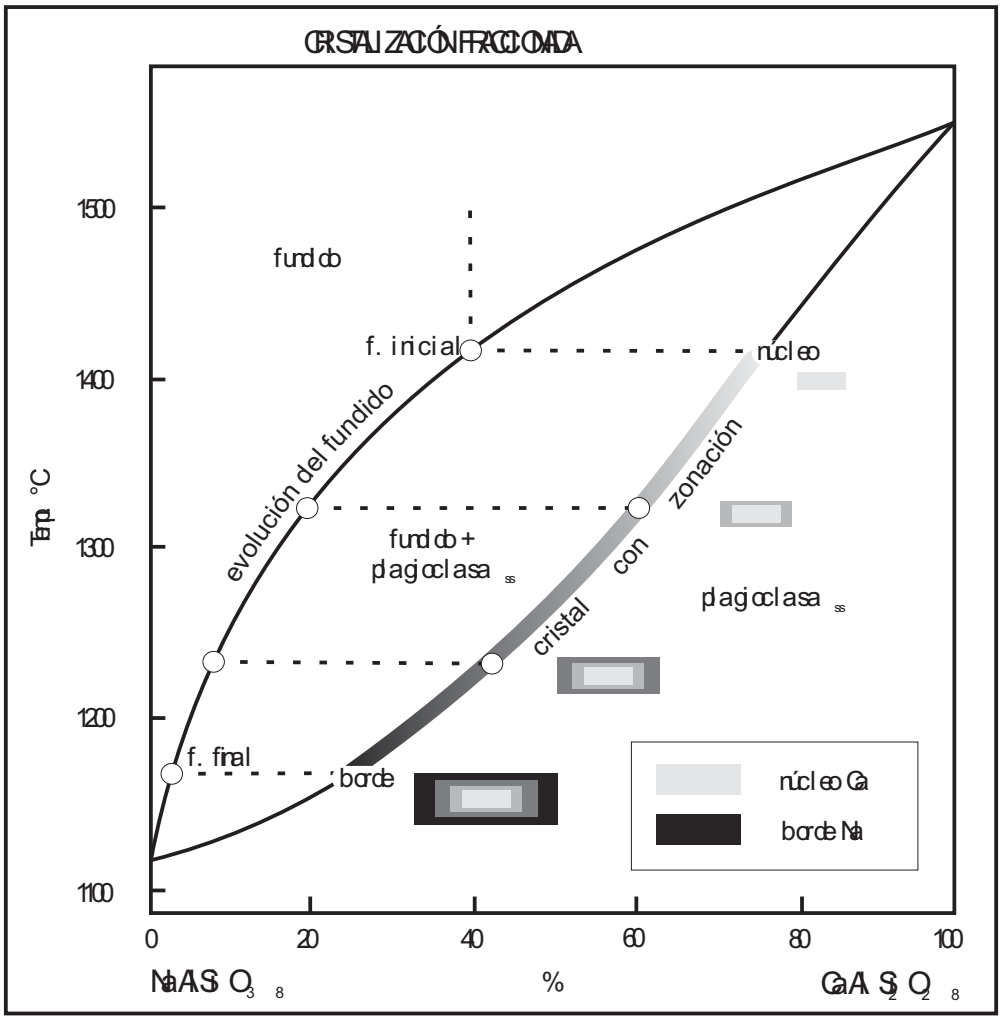


Fig. 4.22) Diagrama de fases de plagioclasas para un sistema con cristalización fraccionada donde los cristales presentan zonación composicional, dado que la alta tasa de fraccionamiento no permite el equilibrio entre los cristales y el fundido. Redibujado de Gill (2010).

(Vernon, 2004). Las texturas observadas e identificadas en los fenocristales de Plagioclasas principalmente, así como en los fenocristales de fases minerales máficas del volcán Lanín indican la presencia de un sistema múlticamara (Fig. 4.23) debajo del edificio volcánico donde se producen previamente a la erupción eventos de ascenso, mezcla y almacenamiento de los cristales. La textura de cribado grueso junto con los bordes redondeados presente en la mayoría de los fenocristales de Plagioclasas, indican uno o varios eventos de disolución. Estudios experimentales demuestran que estas texturas de reabsorción pueden ser el resultado de la descompresión del magma, durante procesos rápidos de ascenso (Vernon, 2004; Blundy y Cashman, 2001; Nelson y Montana, 1992). Por otro lado las texturas observadas en muestras pertenecientes a la UL2, permiten identificar arreglos texturales que se corresponden con procesos de inmiscibilidad líquida entre fundidos.

Tomando en cuenta los trabajos experimentales de Tsuchiyama (1985) y Glazner *et al.* (1990) entre otros, no se descarta la posibilidad de que parte de las texturas que manifiestan los fenocristales se formen por procesos asociados a mezcla de magmas (ej. texturas en manto, de reemplazo), pero estas texturas son reducidas o están ausentes prácticamente en la totalidad de las muestras analizadas**.**

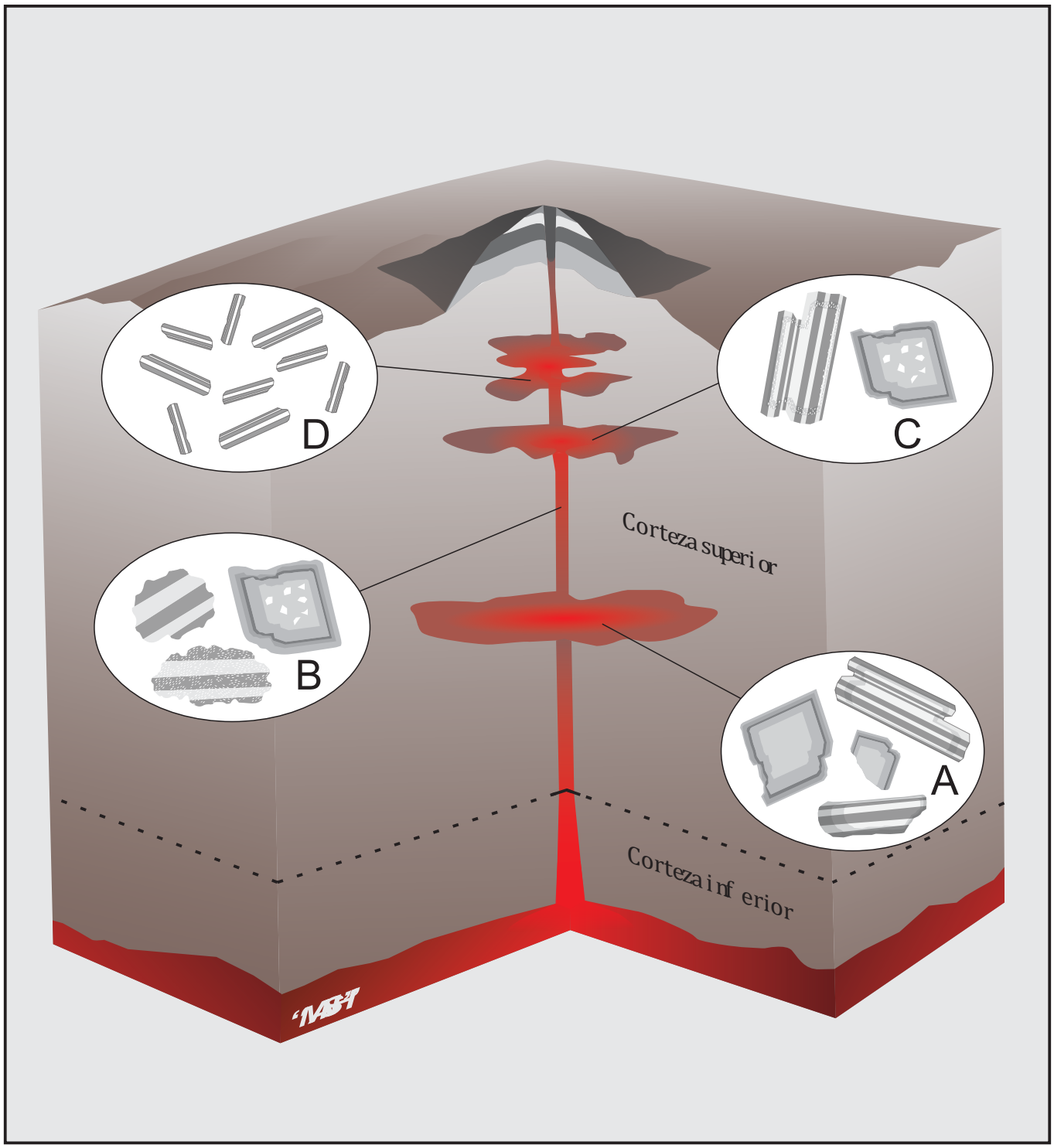


Fig 42) Esquema conceptual del Sistema Magmático Lanín (SML) por debajo del edificio volcánico (sin escala); un sistema multicamara el cual origina en las fases minerales presentes arreglos texturales particulares. A; Fenocristales de plagioclasas euhedrales /subhedrales limpidos. B; Fenocristales de plagioclasas anhedrales con bordes redondeados y cribado grueso en el núcleo. Fenocristales de plagioclasas con cribado fino pervasivo. C; Fenocristales de plagioclasas subhedrales/euhedrales con críbado grueso y/o fino pervasivo. D; Tablillas de plagioclasas límpidas.

CAPITULO 5 – GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL DEL VOLCÁN LANÍN



"Mi guitarra con su vuelo melodioso,
por un cielo majestuoso, rumbo al norte se me va
y te lleva de mis bosques milenarios,
del Lanín y su santuario un saludo fraternal."

Marité Berbél

CAPÍTULO 5 – GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL DEL VOLCÁN LANÍN

5.1Diagrama de clasificación *TAS (total alkali silica)*

Para la clasificación de las rocas volcánicas pertenecientes al edificio volcánico Lanín, se utilizó el diagrama *TAS* (*total alkali silica*) posterior a Le Bas *et al.* (1986), donde se plotearon los resultados de análisis geoquímicos de 20 (veinte) muestras representativas del área de estudio (Fig. 4.1). Todas las rocas colectadas en el terreno pertenecen a *facies* lávicas, de las cuales se extrajeron núcleos frescos para su posterior análisis en laboratorio; tabla de análisis geoquímicos del volcán Lanín (*Tabla Anexa* - 5-A). Todos los valores de óxidos fueron posteriormente recalculados al 100% para luego utilizarlos en los gráficos. Las litologías presentan una distribución que abarca los campos de las rocas básicas, intermedias y acidas según Carmichael *et al.* (1974), distinguiéndose dos geometrías lineales entre los extremos; debajo de la línea divisoria propuesta por Irvine y Baragar (1971), la cual separa las series Alcalina y Sub-alcalina. En el campo de los basaltos puede distinguirse una subdivisión entre basaltos de la serie Alcalina, basaltos transicionales y basaltos de la serie Sub-alcalina (Bellieni *et al.,* 1981; 1983), donde se observa que las rocas basálticas del volcán Lanín entran claramente dentro de la serie Sub-alcalina. Las unidades muestreadas del volcán plotean de manera uniforme, entre el campo de los Basaltos y el campo de los traquitoides, existiendo también la representación de rocas con composiciones intermedias entre dichos extremos. Las rocas que plotean en los campos de las traqui-andesitas basálticas y traqui-andesitas pueden ser a su vez caracterizadas por la relación entre los álcalis (Le Maitre, 2002), dada por la relación: $Na_2O - 2.0 \geq K_2O$, donde las rocas se denominan mugearitas y benmoreitas; o bien si responden a: $Na_2O - 2.0 < K_2O$, donde las rocas se denominan shoshonitas y latitas respectivamente. En todos los casos las rocas, independientemente de la unidad a la que pertenecen, responden a la primera relación clasificándose como mugearitas y benmoreitas. La Unidad Lanín 1 y la Unidad Lanín 2, las más antiguas del volcán respectivamente, presenta en conjunto una distribución con contenidos que van del 49.3 % al 64.3 % de sílice y valores de 3.91 % a 8.09 % de álcalis ($Na_2O + K_2O$), donde se puede observar un dominio de rocas intermedias. En el caso de la Unidad Lanín 3, la cual constituye los eventos más recientes de actividad volcánica, presenta una distribución más

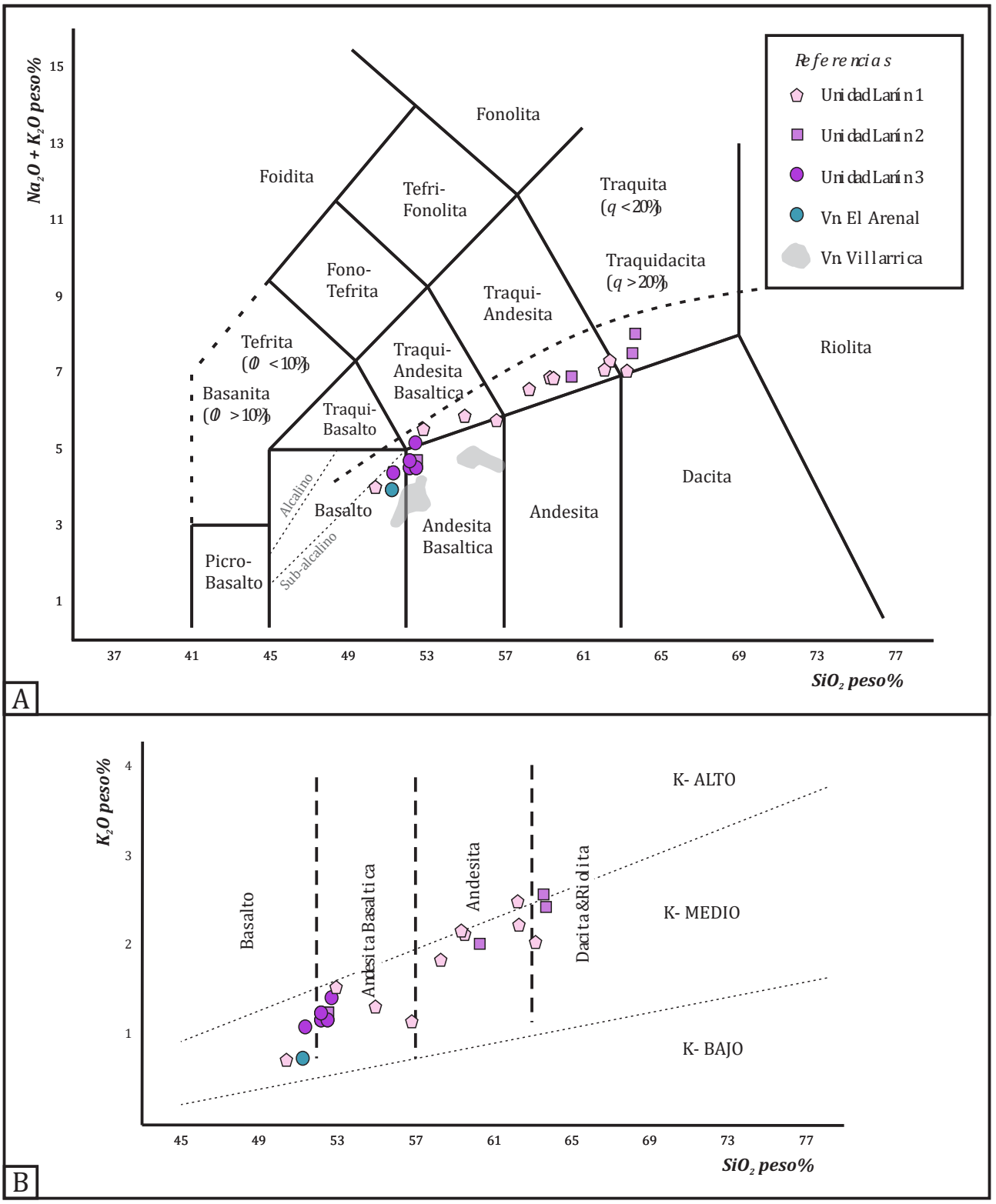


Fig.5.1)A) Diagramas TAS(total alkali-silica; posterior a Le Bas *et al.*,1989) donde se plot ean las rocas pertenecientes al volcán Lanín. Las muestras analizadas fueron agrupadas en relación a la unidad estratigrá fica a la que pertenecen. En linea discontinua se distingue la separación entre la Serie alcalina y la Serie sub-alcalina (Irvine y Baragar, 1971). En el campo de los basaltos se puede distinguir una subdivisión entre basaltos de la Serie Sub-alcalina y la Serie Alcalina (Bellieni *et al.*, 1983). En gris se distinguen muestras pertenecientes al estratovolcán Villarrica (datos de Hickey-Vargas *et al.*, 1986), uno de los volcanes Holocenos mejor estudiados de la yquezSC encuentra próximo al volcán Lanín (60km). **B)** *K2O versus SiO 2* modificado de Peccerillo y Tailor (1976).

acotada con rangos que van desde 51.8 % a 52.7 % de sílice y dentro del rango de 4.29 % a 5.07 % de álcalis. De los datos en el diagrama *TAS* se observa que las dos primeras unidades del volcán presentan rocas con un grado mayor de evolución en comparación con las rocas de la última unidad, la cual si bien presenta representación en los términos básicos e intermedios, su rango de dispersión es bajo. Al mismo tiempo en el diagrama *TAS* (Fig. 5.1) se encuentra representada una muestra de *facies* lávica del volcán Arenal; este cono monogenético holoceno se encuentra al sudoeste del área de estudio (*ver mapa anexo*), y presenta *facies* con características similares a los últimos eventos volcánicos del estratovolcán Lanín (**UL3**). Junto con las muestras del presente trabajo se puede observar también en el diagrama *TAS*, y a modo de comparación, datos del estratovolcán Villarrica (Hickey-Vargas *et al.,* 1989) de edad holocena y con una posición más próxima a la trinchera. Dicho volcán presenta un rango composicional mucho más acotado (basaltos y andesitas basálticas) en sus unidades respecto del Lanín. Las muestras fueron clasificadas al mismo tiempo según el diagrama de Peccerillo y Tailor, 1976 (Fig. 5.1), donde se puede observar que las muestras presentan un contenido de potasio medio respecto de la sílice.

5.1.1 Interpretación del diagrama *TAS*

A partir de los resultados obtenidos de la clasificación de las rocas del volcán Lanín, utilizando el diagrama *TAS*, podemos observar un rango composicional significativo, con una distribución de los datos desde rocas básicas a acidas, las cuales compartirían un origen común (magma parental) y que luego estarían evolucionando dentro de una serie Sub-alcalina típica de arco continental (Irvine y Baragar, 1971; Miyashiro, 1974; Le Maitre, 2002). Si bien la distribución de los datos en el diagrama *TAS* presenta un rango amplio de composiciones, se observa en la Sílice un pequeño hiato de 2.17, entre 52.87 y 55.04 (*% en peso*), si se tiene en cuenta la gran concentración de minerales en formación durante los estadios intermedios los cuales producen una elevada tasa de fraccionamiento, y de manera rápida (Peccerillo *et al.,* 2007). Esto último permite desechar en una primera instancia la hipótesis de una mezcla de magmas como mecanismo para la generación de rocas intermedias. Si esto hubiera tenido lugar en el caso de estudio, debería verse reflejado en la distribución de las muestras analizadas, las cuales tendrían que tener

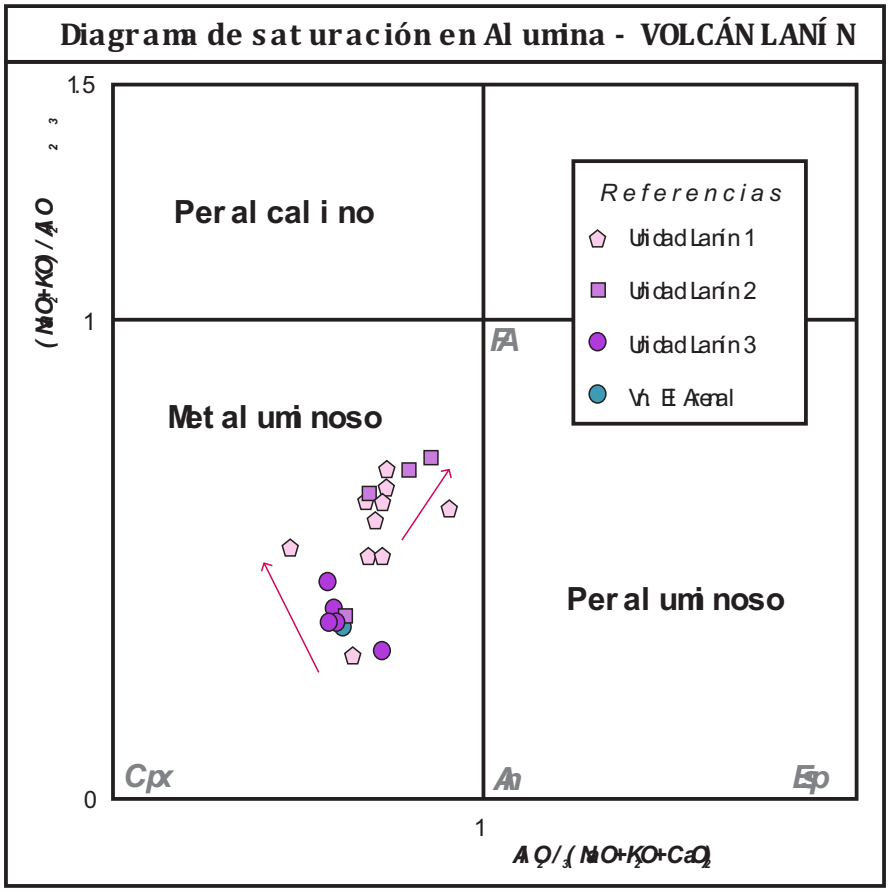


Fig.5.2) Diagrama de discriminación según el indice de saturación en alumina (Indice de Shand; Shand, 1929). Las flechas rojas indican las tendencias evolutivas conforme el incremento de SiO_2. La roseta indica el efecto de fraccionamiento para distintos minerales; An=Anortita, Cpx=Clinopiroxeno, FA=Feldespatos alcalinos, Sp=Espinelas. Cabe aclarar que la cristalización de Olivina y/o Magnetita no modifican estas relaciones, por lo cual su cristalización es imperceptible en este diagrama.

mayor representación de los extremos composicionales que constituyen esa mezcla hipotética (Rollinson, 1993; Winter, 2010), y además tendría que haber continuidad lineal de las mezclas con los extremos, hecho que no se cumple en los diagramas de variación (Fig. 5.3). Al mismo tiempo la negativa de esta hipótesis se ve reforzada por la ausencia de texturas en las rocas analizadas con el microscopio petrográfico características y distintivas de este tipo de procesos; texturas de reabsorción, coronítica, de remplazo, etc.; (Arnosio, 2010). Para explicar esta bimodalidad observada, la misma puede atribuirse a un procesos de inmiscibilidad liquida dentro del propio SML (Sistema Magmático Lanín). Características texturales observadas en la petrografía refuerzan esta hipótesis (véase Fig. 4.14). Las características observadas en el diagrama de K_2O versus Si_2O son concordantes con una serie de Arco continental de Potasio medio, diferenciándose de los Arcos de Islas donde en líneas generales el contenido de Potasio es bajo respecto de la Sílice.

Junto con el diagrama *TAS*, las rocas fueron agrupadas teniendo en cuenta la relación entre el contenido de álcalis versus el contenido de alúmina, conocido como Índice de Saturación en Alúmina o "*Índice de Shand"*, donde las rocas se denominan según: Al_2O_3 < (Na_2O + K_2O) peralcalinas; Al2O3 > (Na2O + K2O + CaO) peraluminosas; Al_2O_3 < (Na_2O + K_2O + CaO) y Al_2O_3 > (Na_2O + K_2O) metaluminosas. El total de la muestras del volcán Lanín clasifican como rocas metaluminosas (Fig. 5.2). En este diagrama se distinguen dos tendencias de diferenciación, en primer término las rocas básicas se enriquecen en álcalis pero se empobrecen en alúmina, en tanto que los traquitoides se enriquecen tanto en álcalis como alúmina.

Interpretación: De los minerales sensibles a este diagrama (Fig. 5.2), la tendencia evolutiva de las rocas básicas implica el fraccionamiento de espinelas, plagioclasas básicas y escasa o nula participación de clinopiroxenos. Por otra parte, la tendencia de los traquitoides indicaría el cese de fraccionamiento de espinelas, la continuidad de fraccionamiento de plagioclasas, y el inicio gradual de fraccionamiento de clinopiroxenos. Se advierte que este diagrama no es sensible al fraccionamiento de olivina y magnetita.

5.2 Diagramas de variación tipo *"Harker"*

Los diagramas de variación de elementos mayoritarios tipo "*Harker*" nos permiten observar la relación que existe entre elementos mayoritarios, y algunos elementos trazas, con respecto a la Sílice (SiO_2). Si las rocas a analizar corresponden a términos poco evolucionados, muchas veces se utiliza también el *MgO* en las abscisas (Rollinson, 1993). En el caso del volcán Lanín se decidió utilizar la Sílice en las abscisas y no el *MgO*, entendiendo que las rocas presentan un rango composicional bien distribuido desde rocas básicas a ácidas (Fig. 5.3). Para las rocas que componen las unidades del volcán Lanín los valores de Sílice están comprendidos entre 50.43 a 63.73 (*% en peso*).

Los diagramas de variación muestran dos segmentos de variación composicional con pendientes distintas; una para los términos basálticos y la otra para los términos traquitoides. El cambio de pendiente para cada una de estas tendencias está separado por un *gap* (hiato) de un 2% en el contenido de Sílice. Asociado a este *gap* hay un quiebre en la tendencia evolutiva entre los basaltoides y los traquitoides, para todos los elementos mayoritarios.

El Al_2O_3 presenta una tendencia lineal decreciente a medida que se incrementa el contenido en Sílice, con valores entre 15.64 y 20.66 (*% en peso*). Para los términos básicos, la pendiente es fuertemente negativa en tanto que para los traquitoides se observa una tendencia lineal con una pendiente negativa leve.

El Fe_2O_3 presenta valores de entre 5.18 a 12.31 (*% en peso)*, observándose un comportamiento dual respecto al contenido de Sílice. En los términos básicos donde los valores de Sílice son <53%, la pendiente es positiva y muy marcada. Luego se observa una pendiente negativa a partir de valores >55% de Sílice. Interpretación: Este comportamiento es muchas veces característico de las series Sub-alcalinas Toleíticas (Irvine y Baragar, 1971; Miyashiro, 1974), en donde la formación de minerales tales como la Magnetita se da de forma tardía, producto principalmente de la baja fugacidad de oxigeno ($\boldsymbol{f}O_2$) presente en el sistema.

Por su parte el *MgO* comprende un rango composicional de 1.01 a 5.35 (*% en peso*). Presentando una tendencia lineal con una pendiente negativa para los términos basálticos, en tanto que para valores <55% en Sílice la pendiente negativa es menos pronunciada. Interpretación: El comportamiento del *MgO* puede ser en respuesta a que el mismo está siendo consumido en momentos tempranos por la

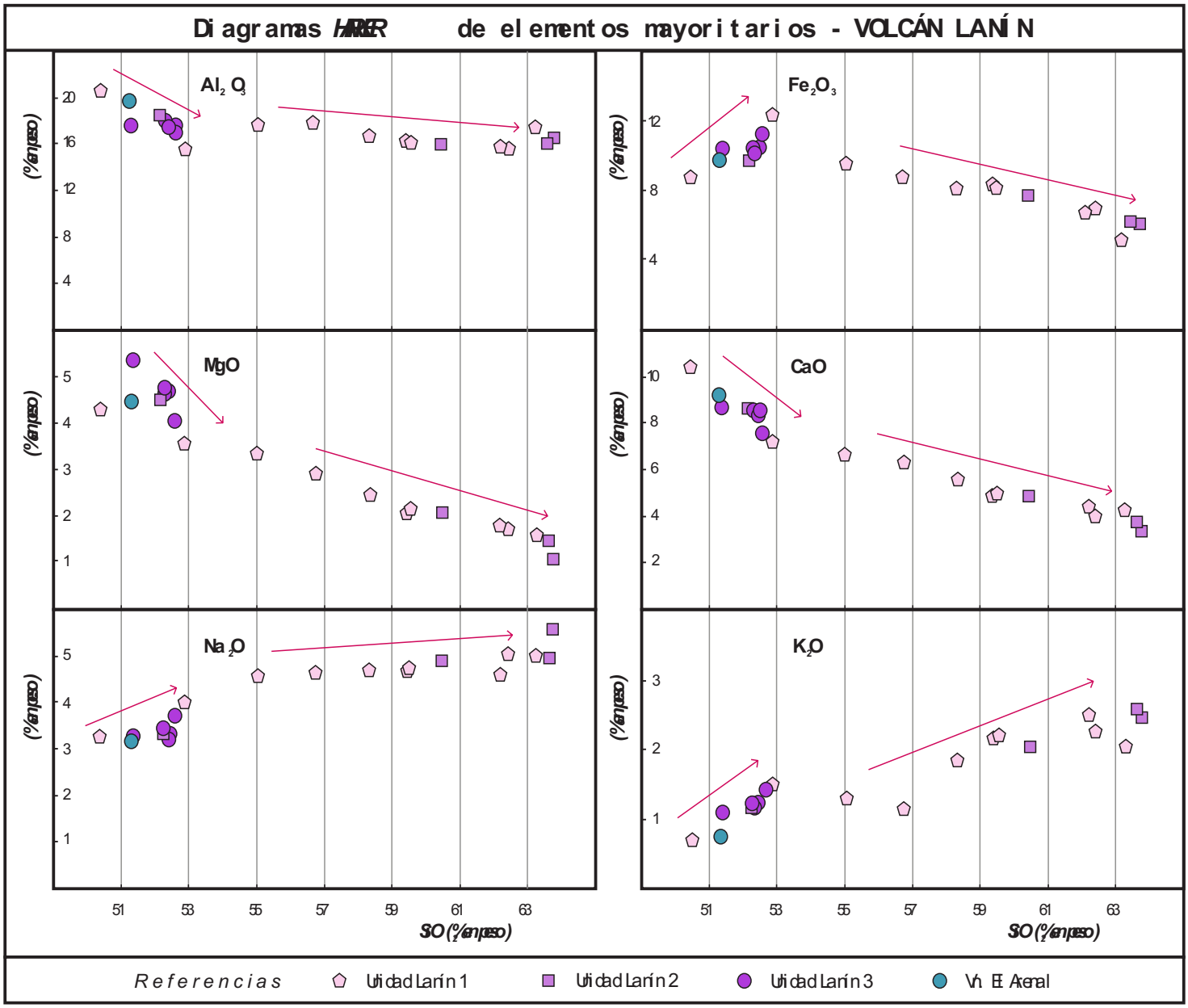
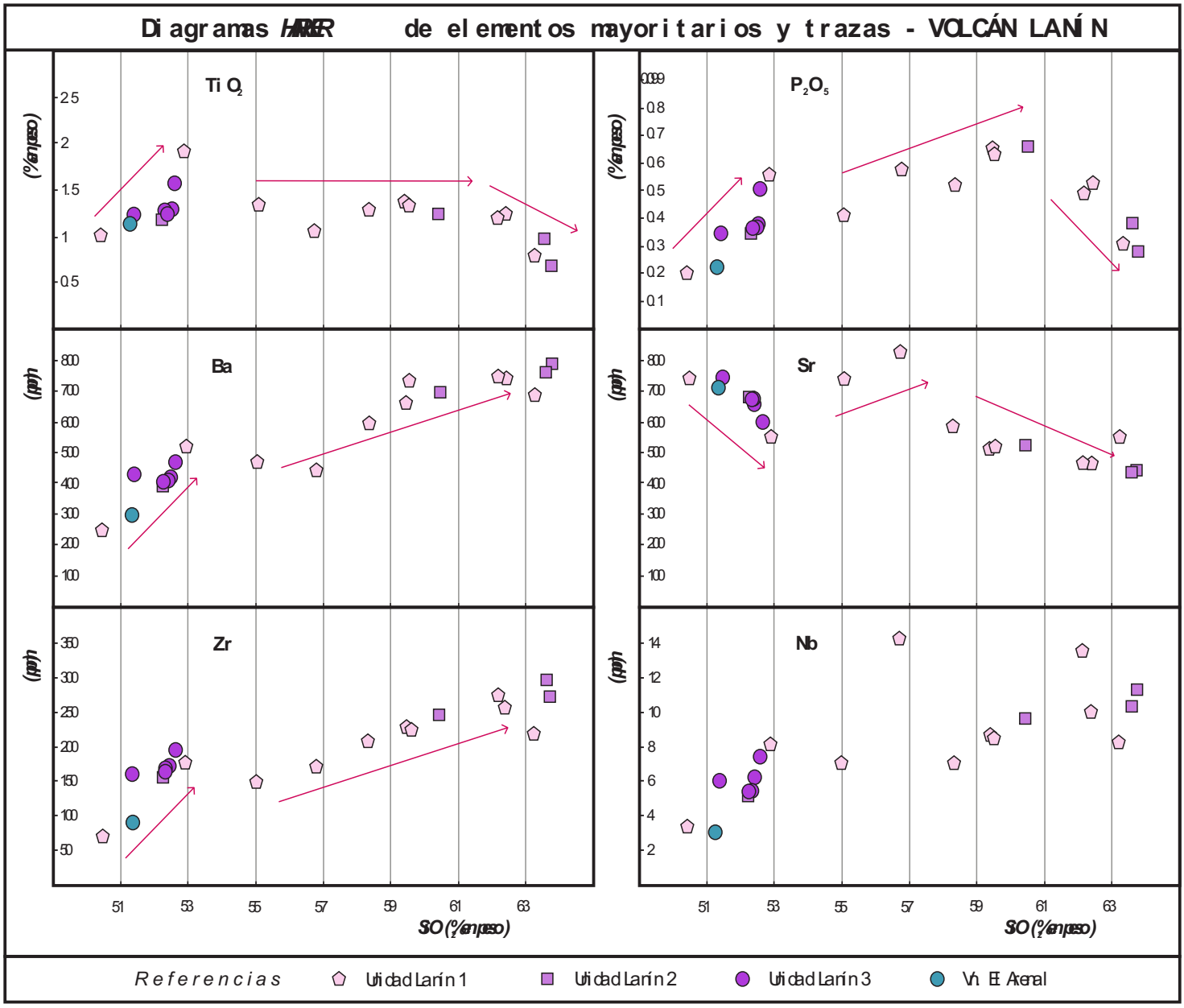


Fig.5.3) Diagramas de variación tipo "Harker" para elementos mayoritarios y trazas.

...continuación



cristalización de Olivinas y luego Piroxenos, lo que imprimiría la pendiente negativa observada.

El *CaO* presenta valores de entre 3.30 a 10.43 (*% en peso*), con una tendencia lineal negativa bien marcada a medida que se incrementa el contenido de Sílice. Si se observa el intervalo donde el contenido de Sílice es <53% (términos básicos), la pendiente negativa es más pronunciada. Interpretación: La evolución del *CaO* puede explicarse, a que dicho elemento se ve afectado fuertemente por la cristalización de Plagioclasas cercanas a composiciones de Anortita y/o por la cristalización de Clinopiroxenos ricos en *Ca*.

El Na_2O presentando valores de entre 3.18 a 5.56 (*% en peso*), con una distribución lineal con pendiente positiva a medida que se incrementa el contenido de Sílice, siendo más pronunciada para los términos basálticos que para los traquitoides. En el caso del K_2O, el comportamiento es similar. El mismo presenta un rango composicional entre 0.70 a 2.59 (*% en peso*) y en relación con la Sílice se observa una tendencia lineal con una pendiente positiva moderada desde los términos básicos hasta el extremo más evolucionado. Interpretación: Estos dos últimos elementos presentan un incremento relativo en relación con la sílice, observándose una tendencia lineal positiva, los mismos estarían entrando de forma tardía en las redes cristalinas que forman los fenocristales de Silicatos (Feldespatos principalmente) observados en las muestras del volcán Lanín.

El TiO_2 presenta un rango composicional entre 0.69 a 1.89 (*% en peso*). Este elemento presenta un comportamiento variado en relación al contenido de Sílice. Se observa una tendencia lineal positiva en los términos básicos. Posteriormente se observa un amesetamiento en los términos intermedios, y luego una tendencia lineal negativa en los termino más evolucionados. Interpretación: Dicho comportamiento puede interpretarse como cristalización tardía de minerales tipo óxidos tales como la Titanita, Titanomagnetita y/o Ilmenita, corroborado por la petrografía y la mineraloquímica que señala la presencia de estos óxidos en los términos traquitoides mas diferenciados.

El P_2O_5 presenta un rango composicional entre 0.20 a 0.65 (*% en peso*), donde se observa respecto a la Sílice una tendencia lineal positiva en los términos básicos e intermedios, y posteriormente una pendiente negativa en los términos más evolucionados a partir de contenidos >61% de SiO_2. Interpretación: El

enriquecimiento relativo observado en una primera etapa (términos básicos) y su posterior evolución, pueden estar asociados al fraccionamiento de fases minerales de Apatita y otras que consuman el P.

En el caso de los elementos traza la relación de estos con la Sílice es variada. pero al igual que los elementos mayoritarios presentan una discontinuidad evolutiva a partir del *gap* de la Sílice entre basaltoides y traquitoides. Elementos tales como el *Ba* y el *Zr* presentan rangos composicionales que van de 250 a 789 y 68 a 293 (*ppm*) respectivamente, y en ambos casos se observa una tendencia lineal positiva a medida que se incrementa el contenido de Sílice, pero con un notable quiebre en la pendiente evolutiva a partir del *gap* en la Sílice. Para el caso del *Sr,* presenta un rango composicional de entre 440 a 825 (*ppm*), donde se observa una tendencia lineal negativa muy marcada en los términos básicos (<53% de Sílice), con un incremento en los términos intermedios para luego observarse una pendiente negativa poco pronunciada en los términos más evolucionados. El *Nb* por su parte presenta composiciones muy variadas, entre 3.3 a 16 (*ppm*), y a modo de ejemplo en este elemento se puede observar una distribución no lineal, presenta un incremento a medida que aumenta el contenido de Sílice pero de forma irregular.

5.2.1 Interpretación de diagramas "*Harker*"

Si bien los diagramas de variación tipo *"Harker"* permiten identificar algunos cambios asociados al proceso de diferenciación, ya sea cristalización fraccionada, mezcla de magmas o inmiscibilidad, durante el derrotero que sufre el magma desde los términos primitivos hasta los más evolucionados, cabe destacar que no todos esos cambios se ven representados, o bien pueden ser identificados en este tipo de diagramas (Rollinson, 1993; Winter 2010). Asumiendo previamente que el sistema estudiado responde a un modelo de cristalización fraccionada y que el aumento de Sílice es continuo a medida que se produce la diferenciación magmática (hipótesis), posiblemente el mayor aporte que se desprende de estos diagramas, cuando la distribución de los datos es aceptable (permitiendo observar una tendencia), es la identificación de una nueva fase mineral cristalizando. Estos eventos pueden ser discriminados a partir de la observación de cambios en la distribución de los elementos que forman parte de la estructura cristalina de estas nuevas fases minerales que están en formación. Junto con otras metodologías de estudio

complementarias entre sí, pueden ser interpretados también procesos tales como mezcla de magmas, *AFC* y otros (Rollinson, 1993; Winter, 2010).

En los diagramas tipo *Harker* del volcán Lanín, la primera característica que podemos observar, es la buena distribución de los datos desde términos con bajo a alto contenido de Sílice (rocas básicas a traquitoides), lo que nos permite distinguir dos tramos de datos en función de las pendientes (para rocas básicas y traquitoides respectivamente), los cuales presentan distribuciones lineales, cuyo cambio de pendiente está asociado a un *gap* de Sílice entre basaltoides y traquitoides, con escasa dispersión en la mayoría de los elementos, propio de un conjunto de rocas que cuentan con un proceso de diferenciación, a partir de una fuente de magma parental; pudiendo asumir que son co-genéticas, en tanto que los procesos de diferenciación que permiten observar son el de cristalización fraccionada, con inmiscibilidad, en tanto que la mezcla de magmas queda descartada por el salto composicional que existe entre los basaltoides y traquitoides a partir del *gap* de Sílice (Rollinson, 1993; Winter, 2010).

Las fases minerales adjudicadas a los cambios observados en los diagramas de variación, fueron observadas e identificadas previamente durante los estudios petrográficos al microscopio (*ver Capítulo 4*) y reconfirmadas posteriormente con análisis de microsonda electrónica (*ver Capítulo 6*).

5.3 Diagramas de discriminación de series magmáticas

Las series magmáticas se encuentran generalmente asociadas a una ambiente geodinámico el cual le imprime características distintivas (Le Maitre, 2002). En el caso particular de los arcos continentales (ej.: Arco Volcánicos Andino) la serie Subalcalina es la más representativa (Irvine y Baragar, 1971). Dentro de la serie magmática Subalcalina se pueden distinguir a su vez la serie Calco-alcalina y la serie Toleítica. Para los diagramas utilizados en el presente trabajo se distingue que las rocas volcánicas del Lanín presentan características con tendencia Toleítica (Fig. 5.4). En el primer diagrama, de MacLean y Barrett (1993), en donde las muestras se discriminan según la relación Zr versus Y**,** las mismas plotean en el campo de una serie transicional para estos autores. En segundo término, se utiliza el diagrama AFM de Irvine y Bargar (1971), uno de los más populares en la literatura, el cual permite observar para el caso de estudio un leve enriquecimiento de hierro en los

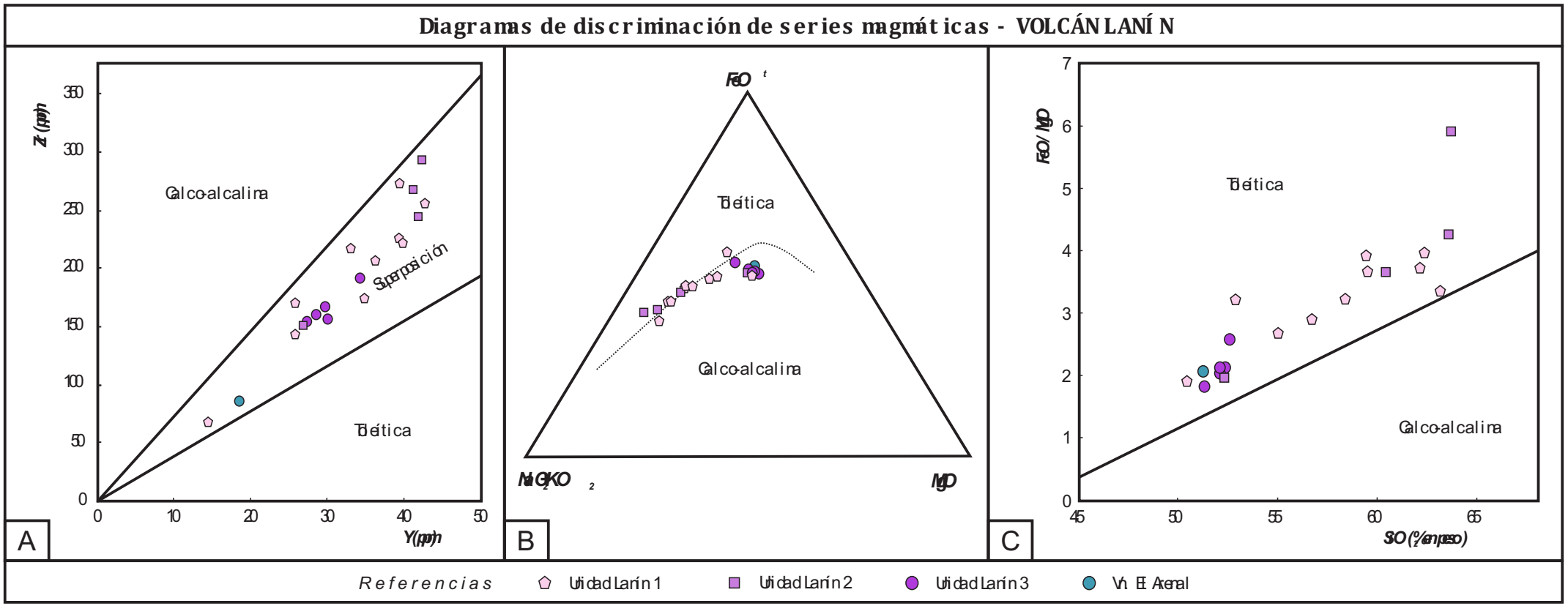


Fig.5.4) Diagramas de discriminacion de la series magmaticas. Diagrama **A)** Zr (versus Y MacLean y Barrett, 1993) donde todas las muestras plotean en el campo de la serie transicional. B) Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971). **C)** Diagrama FeO versus SiO_2 (Miyashiro, 1974), donde el total de las muestras plotean en el campo de la serie toleítica.

términos básicos, con un empobrecimiento posterior en los términos más evolucionados a medida que se produce un enriquecimiento en álcalis; esto puede interpretarse como el resultado de la ausencia de fraccionamiento de Magnetita inicial (*sistema subsaturado en H_2O?).* Se puede observar también la falta de muestras en el extremo rico en MgO (términos primitivos), dicha ausencia es común en series Toleítica de arco (Chin *et al*., 2017). El tercer y último diagrama utilizado corresponde a FeO^t versus SiO_2 de Miyashiro (1974), donde el total de las muestras plotean en el campo de la serie Toleítica.

5.4 Diagramas de discriminación tectono-magmáticos

Si bien el volcán Lanín forma parte del Arco Volcánico Andino, el cual es quizás el modelo de margen activo más estudiado en la literatura científica, donde la placa oceánica subductada (Nazca) y la placa continental (Sudamericana) son bien conocidas, y al mismo tiempo es utilizado comúnmente para denominar zonas de subducción con características similares; margen de tipo "Andino", la confección de diagramas de discriminación tectónica ayudan a entender las características geoquímicas propias del edificio volcánico en relación al ambiente geodinámico en el cual está inserto. Para tal fin se plotearon los datos en tres diagramas (Fig. 5.5) utilizados ampliamente por diversos autores y que responden al planteo realizado por Rollinson (1993); donde los elementos elegidos deben ser medidos con precisión y no haber sufrido modificaciones en su concentración por procesos secundarios. Teniendo en cuenta esto se optó por los siguientes elementos y diagramas: en primer lugar las muestras fueron observadas utilizando el diagrama de Pearce y Peate (1995), donde a partir de la implementación de elementos incompatibles (*Th* y *Nb*) y un denominador común (*Yb*) se puede distinguir entre diferentes fuentes de origen; *Arco continental*; *Arco oceánico*; *MORB*: basaltos de dorsal medio-oceánicas; *OIB*: basaltos de islas oceánicas. En este diagrama se utiliza el *Yb* como denominador dado que este elemento incompatible de tipo *HFSE* es considerado inmóvil en presencia de fluidos acuosos y en procesos de fusión parcial (Pearce, 1983), en cambio la relación *Th/Nb* aumenta en presencia de fluidos acuosos como son los ambientes de subducción, marcando una diferencia apreciable con ambientes tipo *MORB* y *OIB,* donde dicha relación se mantiene constante (Pearce y Peate, 1995). Si bien en este diagrama en los campos suelen utilizarse basaltos y

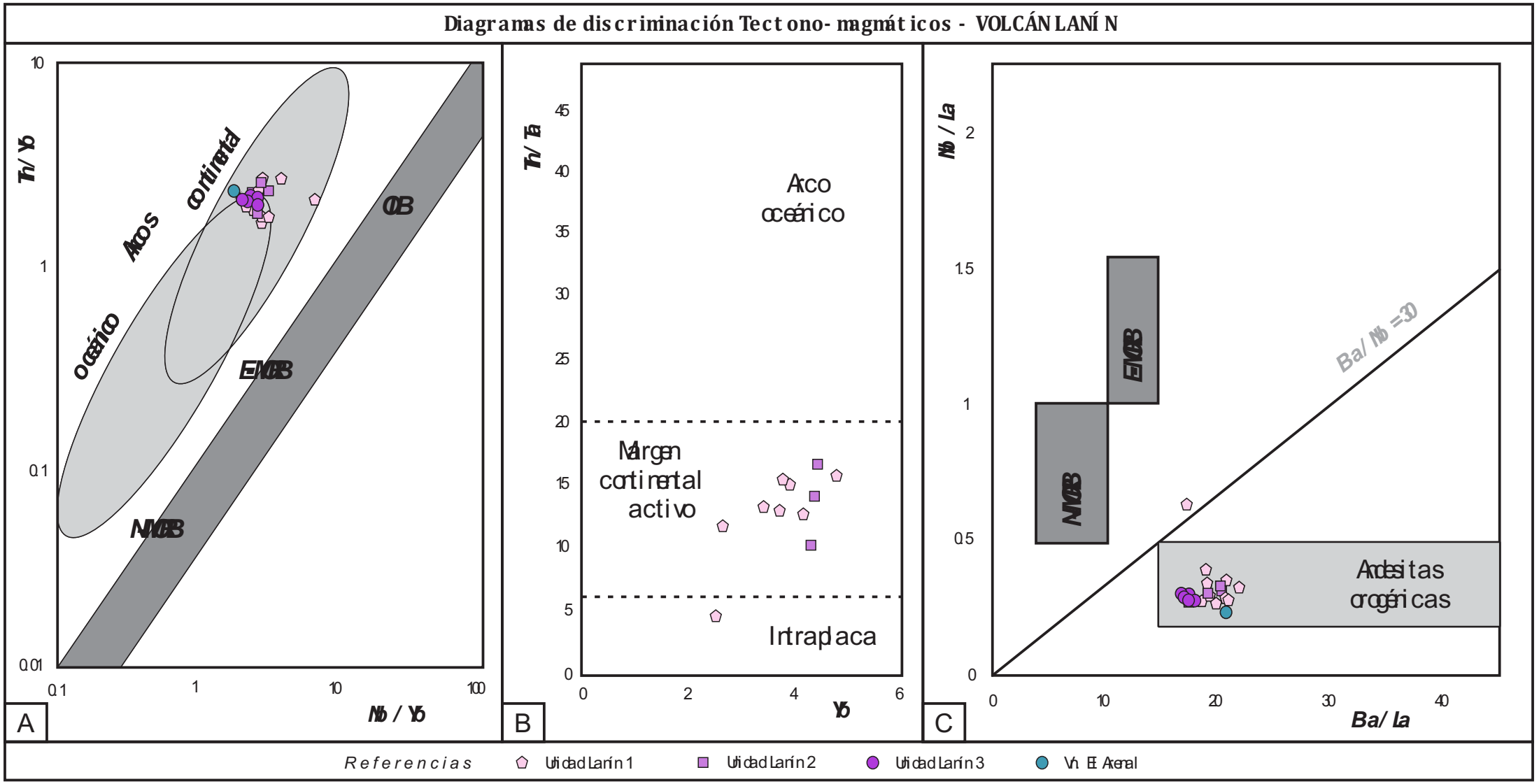


Fig.5.5) Diagramas de discriminación tectono-magmáticos. **A)** Diagrama de discriminación Th/Yb versus Nb/Yb (Pearce y Peate, 1995) (N-MORB: normal, E-enriquecido, MORB: basaltos de dorsal medio-oceánicas; OIB: basalto de isla oceánica; en gris arcos continentales y oceánicos). **B)** Diagrama de discriminación para rocas volcánicas intermedias y ácidas, Th/Ta versus Yb (Gorton y Schandl, 2000). **C)** Diagrama de discriminación Nb/La versus Ba/La (Hawkesworth *et al.*, 1995).

andesitas basálticas (términos primitivos del sistema magmático), se plotearon conjuntamente a modo informativo las rocas más acidas las cuales son consideradas como co-genéticas. Todas las muestras pertenecientes al volcán Lanín caen en el campo de un arco continental. Para rocas volcánicas intermedias se optó por el diagrama de discriminación de ambientes geodinámicos de Gorton y Schandl (2000). Este diagrama utiliza también el *Yb* como denominador en las abscisas y la relación *Th/Ta* en las ordenadas, permitiendo discriminar mejor entre las rocas de un *suite* de arco continental de aquellas que evolucionan a partir de un arco oceánico. Esto se fundamenta en que la relación *Th/Ta* es mucho más elevada en rocas con contenido de Sílice superior al 54% en arcos oceánicos donde los fluidos acuosos son más abundantes, y a su vez estos elementos presentan una incompatibilidad similar para estas rocas, mientras que el *Yb* se mantiene inmóvil (Pearce y Peate, 1995; Gorton y Schandl, 2000). Luego fue utilizado el diagrama de discriminación *Nb/La* versus *Ba/La* de Hawkesworth *et al.,* (1995), donde los campos permiten distinguir las Andesitas originadas en ambientes orogénicos de otros. Se considera al *La* (*LREE*) como un elemento que se mantiene inmóvil, mientras que el *Nb* presenta contenido muy bajos en zonas de subducción en comparación con las dorsales centro oceánicas y los ambientes de intraplaca; y el *Ba* de forma inversa, presenta contenidos elevados en ambiente de subducción (Hawkesworth *et al.,* 1995).

Los diagramas de discriminación tectono-magmáticos permiten corroborar la afinidad geoquímica que presentan las rocas de edificio volcánico Lanín con un margen continental activo. Cabe destacar la existencia de una muestra que presenta afinidades de intraplaca (PAI-16-7); en este caso particular los valores elevados de elementos incompatibles pueden ser interpretados como el resultado de procesos asimilación de roca de caja o la concentración de minerales accesorios dentro del sistema magmático (Rollinson, 1993; Pearce y Peate, 1995; Wilson, 2010).

5.5 Minerales normativos en función de los análisis geoquímicos (Norma *CIPW*)

A partir de los análisis geoquímicos de roca total, los resultados permitieron hacer el cálculo correspondiente para la obtención de los minerales normativos (ver tabla anexa – 5-B). Previamente fue necesario para la realización del cálculo, llevar

los datos a un estado de oxidación estándar a partir del método de Le Maitre (1976). La ausencia total de nefelina normativa nos permite clasificar a las rocas del volcán Lanín como pertenecientes a una Serie subalcalina (Bellieni *et al.,* 1983). Tanto la Unidad Lanín 1 como la Unidad Lanín 2, presentan porcentajes variados de Cuarzo normativo, con rangos que van desde <1 % a 12.39 %, y en algunos casos la ausencia del mismo. Mientras que la Unidad Lanín 3, caracterizada por presentar rocas menos evolucionadas geoquímicamente, no presenta Cuarzo normativo en ninguna de las muestras analizadas. Dicha unidad presenta porcentajes variados de Olivina normativa, con valores que van 0.44 % a 5.82 %, marcando una clara diferencia con las unidades más antiguas, donde solo en el caso de las muestras menos evolucionadas existe presencia de este mineral normativo, mientras que en la mayoría (rocas intermedias) no se expresa en el resultado de los cálculos la presencia de este mineral normativo. Surge de esto último la incógnita que se plantea si tomamos en cuenta la presencia de minerales juveniles del grupo de las olivinas en las secciones delgadas analizadas para las tres unidades que componen el edificio volcánico, tanto para las rocas más evolucionadas (principalmente fayalita), como así también las intermedias y básicas (*ver capítulo 4*). Sabido es, que no siempre los minerales normativos reflejan las fases minerales propias de la roca analizada (Rollinson, 1993).

5.6 Diagrama s multi-elemento tipo "spider"

Los denominados elementos incompatibles (incompatibles respecto del manto) se caracterizan por presentar un enriquecimiento en la fase fluida durante la diferenciación magmática, ya sea durante los proceso de fusión parcial o cristalización fraccionada, permitiendo observar una variabilidad entre las diferentes etapas evolutivas del sistema magmático estudiado (Rollinson, 1993; Winter, 2010). Los mismos pueden ser reagrupados en tres grandes grupos:

LILE (*large ion lithophile element*); *Cs, Rb, K* y *Ba.*

HFSE (*high field strength element*); *Sc, Y, Th, U, Pb, Zr, Hf, Ti, Nb* y *Ta.*

REE (*rare earth element*)*;* desde el *La* al *Lu.*

El magmatismo de arco continental (*MCA*) se caracteriza por presentar un enriquecimiento de los elemento incompatibles denominados *LILE* (*large ion lithophile elements*) respecto de los elementos incompatibles denominados *HFSE*

(*high field strength elements*), en comparación con el magmatismo que se genera en los arcos de islas (*AIO*), las dorsales medio-oceánicas (*MORB*) o los puntos calientes (*OIB*) (Gill, 2010). Esto último también fue observado y caracterizado por Pearce y Peate (1995), quienes discriminan entre elementos conservativos y no conservativos respecto de la fuente mantélica, agrupando a los elementos tipo *LILE* como elementos no conservativos y a los *HFSE* como elementos conservativos respectivamente. Estos autores destacan la marcada distribución que presentan dichos elementos en este ambiente geodinámico (arco continental) respecto de otros, y adjudican los patrones que se observan en los diagramas de multi-elementos y de tierras raras como distintivos.

Para la confección de los diagramas multi-elementos (Fig.5.6) del volcán Lanín, los datos fueron normalizados utilizando los valores *N-MORB* según Sun y McDonough (1989), y al mismo tiempo fueron separadas según rangos en el contenido de Sílice, dado que la pendiente de las poblaciones disminuye con el incremento del contenido de Sílice.

5.6.1 Interpretación de los diagramas múlti-elementos

En los diagramas múlti-elementos del volcán Lanín se puede observar un enriquecimiento relativo en elementos de tipo *LILE (Cs, Rb y Ba)*, distintivo en rocas pertenecientes a un arco continental. Al mismo tiempo elementos tales como el *K*, presenta anomalía positiva y otros elementos del grupo de los *HFSE* como el *Nb* y *Ta* presentan anomalías negativas al igual que el *Ti;* comportamiento característico de este ambiente geodinámico (Winter, 2010). Para el caso particular de la muestra *3-M-18*, la cual es tomada arbitrariamente como una muestra de Basalto típica del volcán Lanín, en comparación con el promedio de los estratovolcanes de la *ZVSC* (datos de Jacques *et al*., 2014), donde si bien los picos y valles son similares, se puede observar también un enriquecimiento marcado en la relación *LILE/HFSE*.

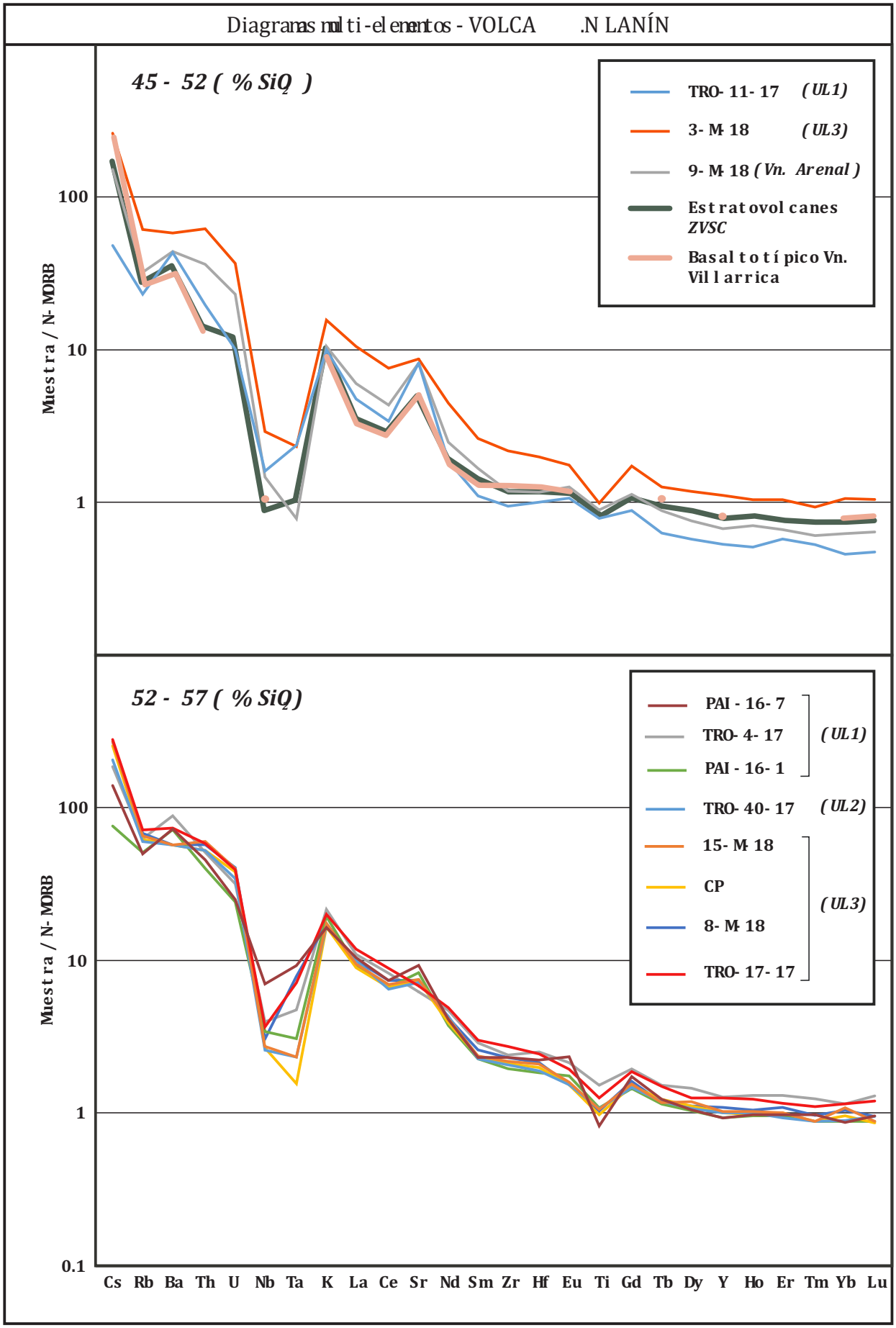
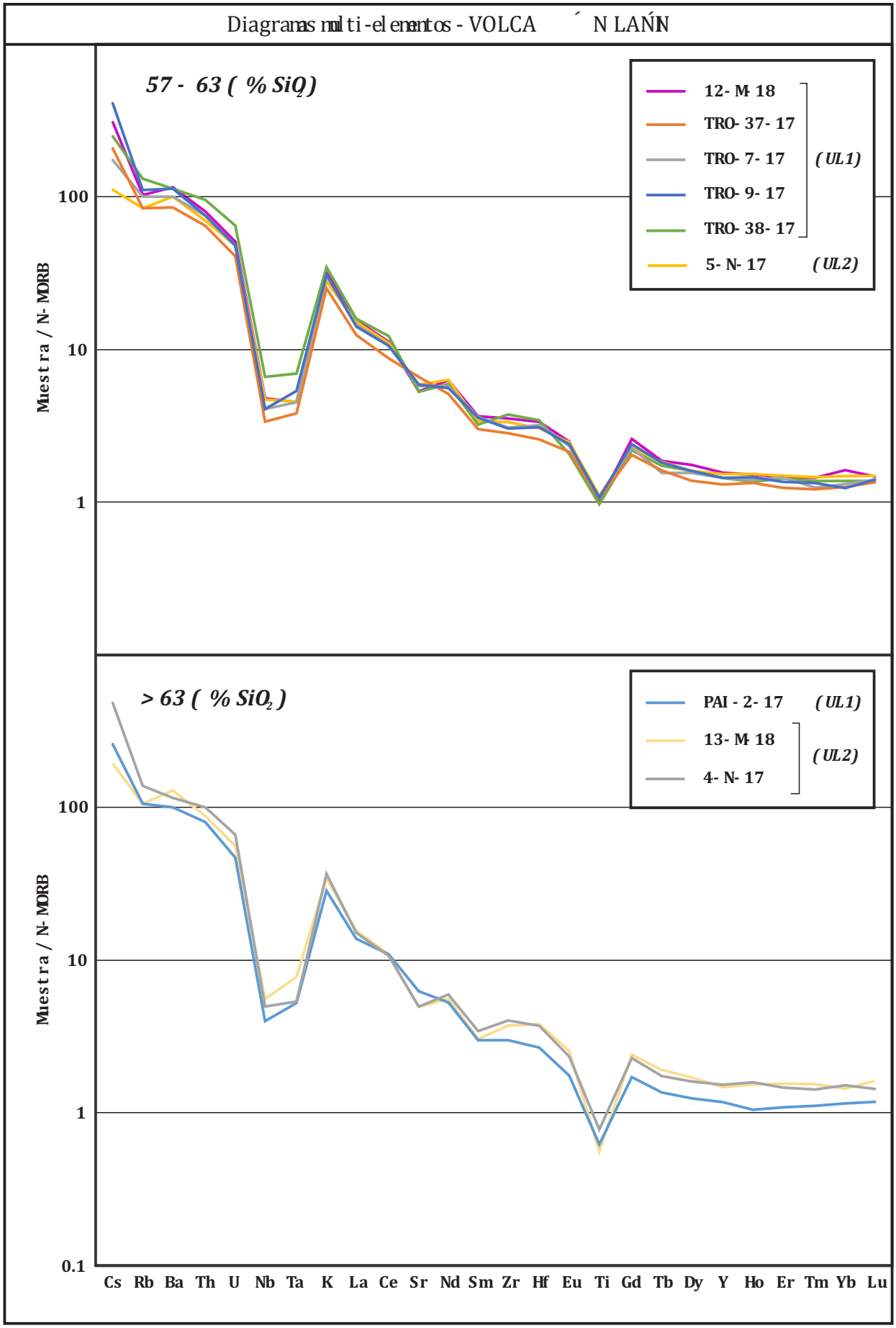


Fig.5.6) Diagramas multi-elementos normalizados (N-MORB según Sun y McDonough, 1989). Las muestras analizadas fueron separadas en relación al contenido en SiO_2. Los datos promedio de estratovolcanes en la ZVSC corresponden a Jacques *et al.*, (2014). Los datos del volcán Villarrica corresponden a Hickey-Vargas *et al.*, (1989).


Diagramas multi-elementos - VOLCÁN LAÑIN
57 - 63 (% SiO2)
12-M-18
TRO-37-17
TRO-7-17
TRO-9-17
TRO-38-17
(UL1)
5-N-17
(UL2)
Muestra / N-MORB
100
10
1
> 63 (% SiO2)
PAI-2-17
(UL1)
13-M-18
4-N-17
(UL2)
Muestra / N-MORB
100
10
1
0.1
Cs Rb Ba Th U Nb Ta K La Ce Sr Nd Sm Zr Hf Eu Ti Gd Tb Dy Y Ho Er Tm Yb Lu

5.7 Diagramas de elementos de tierras raras

Los elementos de las tierras raras (*REE*) son tratados conjuntamente dado las particularidades propias de este grupo de elementos incompatibles, los cuales permiten observar variaciones en los diferentes tipos de rocas asociadas a procesos particulares (Winter, 2010). Los diagramas de *REE* presentan patrones los cuales están íntimamente relacionados a las condiciones de P-T en la fuente original del magma y a la evolución del mismo en el sistema magmático, y en particular a la relación que existe entre los cristales de las fases minerales presentes y el fundido residual (Rollinson, 1993; Winter, 2010). Los datos composicionales obtenidos en laboratorio para cada elemento de este grupo vienen dados en *ppm* (partes por millón) y deben ser normalizados a partir de datos estándar para evitar el efecto de "*Oddo-Hakins*". Para esto se utilizan comúnmente valores estándar de meteoritos condritos, los cuales se asume presentan la composición de la tierra primitiva y/o de la nébula solar que dio origen a los planetas (Rollinson, 1993). Existe una infinidad de datos estándar de meteoritos condritos; tantos como meteoritos condritos fueron encontrados en la tierra, y con estos una discusión de cuáles son los que más se acercan a esa composición de la tierra primitiva (Rollinson, 1993). Para el caso particular de este trabajo se eligió de manera arbitraria los valores dados por Evensen *et al.,* (1978). A su vez las muestras fueron agrupadas teniendo en cuenta el contenido de Sílice para una mejor observación de los datos (Fig. 5.7).

5.7.1 Interpretación de los diagramas de elementos de tierras raras

Los patrones observados en los diagramas de elementos de las tierras raras muestran en todos los casos un enriquecimiento relativo de las *LREE* respecto de las *HREE,* pendientes negativas entre sus extremos, lo cual estaría indicando un origen común, y junto con esto se pueden asociar las variaciones en las concentraciones de los mencionados elementos a un proceso de cristalización fraccionada como el principal mecanismo que actúa durante la evolución del magma (Rollinson, 1993; Winter, 2010).

En líneas generales los diagramas de elementos incompatibles permiten observar un incremento en los valores de elementos considerados no conservativos (*LILE* y *LREE*) y valores bajos de elementos considerados conservativos (*HFSE* y *HREE*). Esto último podría estar relacionado a una fuente de magma que responde a

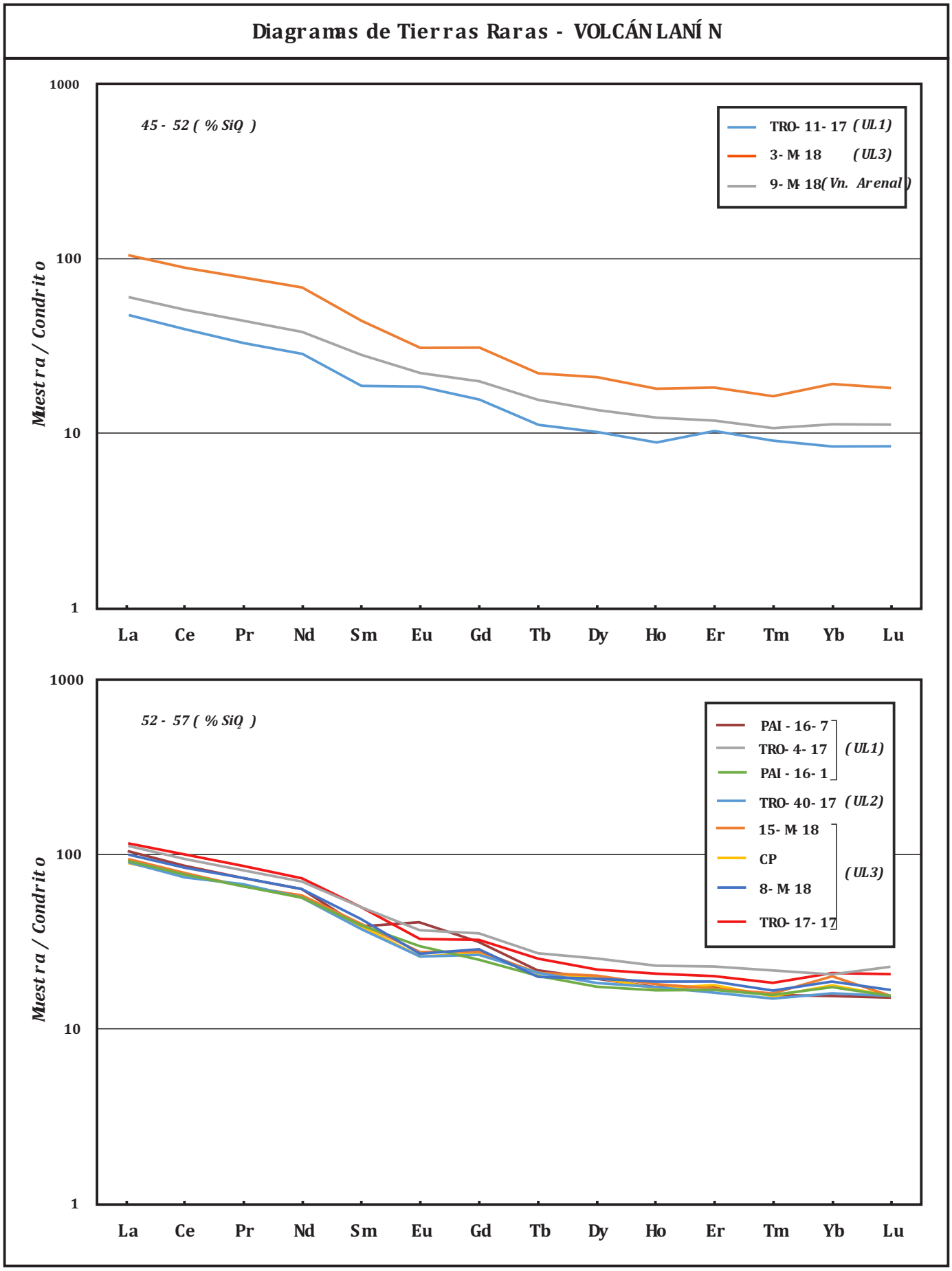
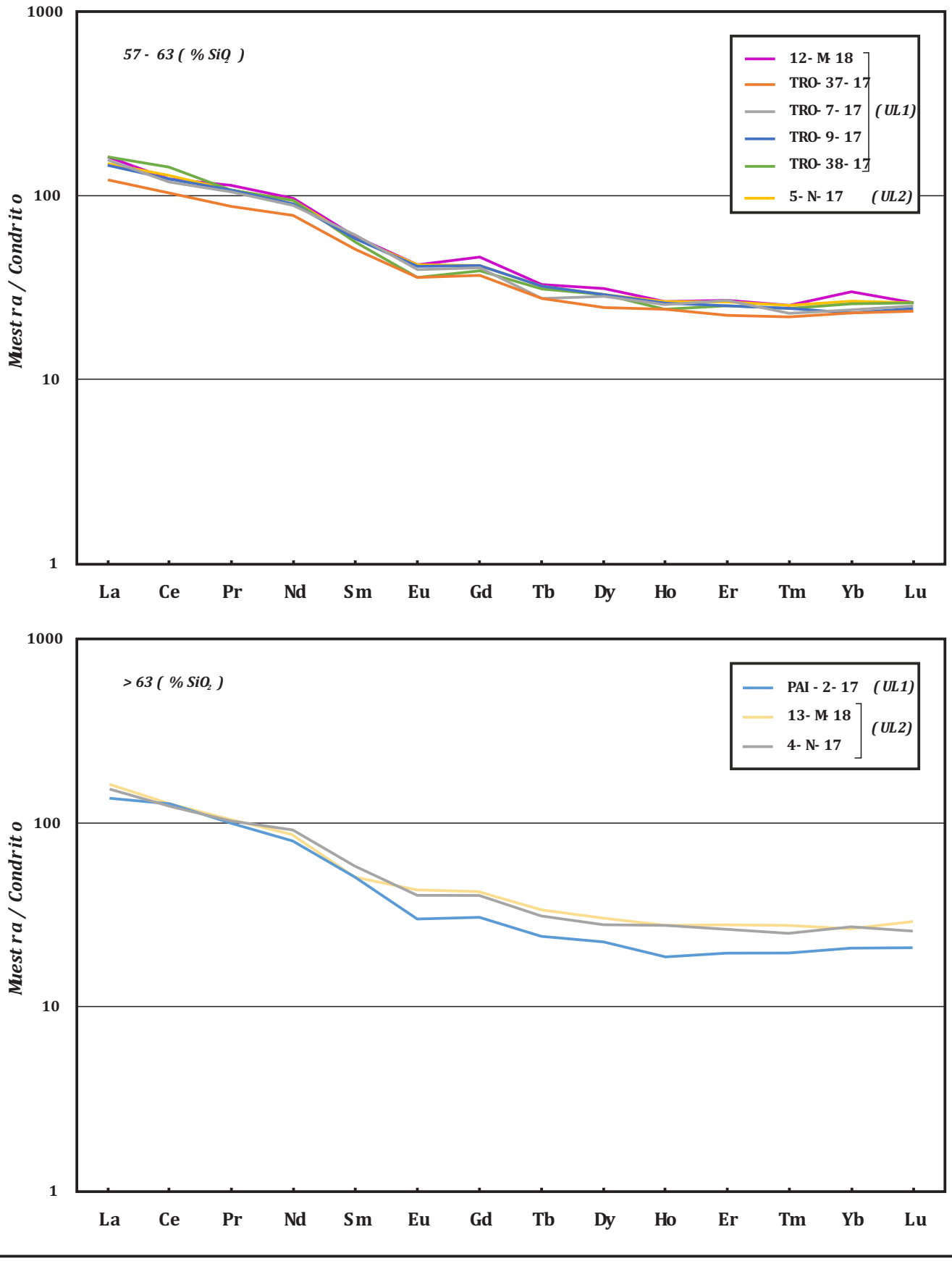


Fig. 5.7) Diagramas de elementos de las tierras raras (**REE**) para rocas del volcán Lanín; normalizados a Condritos (Evensen *et al*, 1978). Las muestras analizadas fueron separadas en relación al contenido de SiO_2.

Diagramas de Tierras Raras - VOLCÁN LANÍN



un proceso de metasomatismo producido por fluidos acuosos en una cuña mantélica (Pearce y Peate, 1995). Los patrones que se distinguen en los diagramas de elementos incompatibles son coherentes con los datos isotópicos observados en trabajos antecedentes, donde muestras de basaltos del volcán Lanín presentan valores cercanos a 0.704 Sr^{87}/Sr^{86} y de 0.5128 Nd^{143}/Nd^{144} (Hickey-Vargas *et al.,* 1989).

CAPITULO 6 – QUÍMICA MINERAL DEL VOLCÁN LAÑIN



"Porque no engraso los ejes
Me llaman abandona'o...
Si a mí me gusta que suenen,
¿Pa' qué los quiero engrasa'os?

Es demasiado aburrido
seguir y seguir la huella,
demasiado largo el camino
sin nada que me entretenga"

Atahualpa Yupanqui

CAPÍTULO 6 – QUÍMICA MINERAL DEL VOLCÁN LANÍN

Para realizar una descripción detallada de las fases minerales presentes en las diferentes unidades del volcán Lanín y poder tener información relevante que permita la caracterización del sistema magmático, se realizaron análisis químicos con microsonda electrónica. Esto permitió obtener datos cuantitativos de pares minerales los cuales fueron utilizados para realizar estimaciones de geotermometría, geobarometría y cálculos de fugacidad de oxígeno. Para esto, fueron seleccionadas 6 (seis) muestras de rocas, de espectro o rango variado y separadas temporalmente dentro de las unidades que constituyen el edificio volcánico. Dichas muestras cuentan con análisis petrográficos y geoquímicos de roca total (*Muestras: 3-M-18 / TRO-11-17 / 8-M-18 / PA-16-1 / 12-M-18 / 13-M-18*). Las tablas con los datos de los análisis de química mineral del volcán Lanín se muestran como material anexo. Los análisis permitieron distinguir fases minerales de plagioclasas, olivinas, piroxenos, Óxidos (magnetita-ilmenita), y la composición del vidrio volcánico.

6.1 Plagioclasas

Los cristales analizados en las muestras seleccionadas, tanto núcleos como bordes, presentan un rango composicional: anortita$_{87\text{-}38}$ / albita$_{58\text{-}12}$, que comprende fases minerales de bytownita, labradorita y andesina. En cuanto a la morfología, la misma es variada según la muestra; fueron analizados cristales ehuedrales, subhedrales y anhedrales, la mayoría presenta zonación normal, con núcleos ricos en Ca (calcio) e incremento en Na (sodio) hacia los bordes. De forma general, los fenocristales de plagioclasas de mayor tamaño presentes en las muestras analizadas manifiestan textura cribada en mayor o menor grado. A continuación se realiza una caracterización de esta fase mineral en cada muestra analizada.

Muestra 3-M-18 (basalto)

Fueron analizados para esta muestra 6 (seis) fenocristales de plagioclasas los cuales presentan morfologías euhedral a subhedral. Los análisis muestran un dominio de fases minerales de tipo labradorita con composiciones que van de An$_{78\text{-}}$

$_{56}$ – Ab_{41-20}. El primer espécimen analizado, cristal "A" (Fig. 6.1.1) presenta una morfología euhedral tabular, con cribado leve en el centro y zonación normal. Los valores de dispersión observados son leves, variando de núcleo a borde de $An_{61-59-56}$ – $Ab_{36-38-41}$ (labradorita). Luego se analizó un segundo cristal, "B" (Fig. 6.1.1), el cual presenta una morfología euhedral tabular, con un cribado grueso en el núcleo y zonación normal, donde la dispersión que se manifiesta es baja con valores de núcleo y borde de An_{61-60} – Ab_{36-37} (labradorita). El siguiente cristal analizado, "C" (Fig. 6.1.1) presenta una morfología subhedral tabular, con bordes redondeados, zonación normal y un mayor grado de dispersión que los anteriores, con valores de núcleo a borde de An_{75-63} – Ab_{23-34} (bytownita-labradorita). El siguiente cristal "D" (Fig. 6.1.2) presenta una morfología subhedral tabular, zonación inversa con una dispersión muy baja, donde los valores de núcleo a borde son An_{58-59} – Ab_{39-38} (labradorita). El quinto cristal analizado para esta muestra, "E" (Fig. 6.1.2) presenta una morfología euhedral tabular, un cribado irregular leve y zonación normal, con valores de núcleo a borde de An_{70-62} – Ab_{28-35} (Labradorita). El último cristal analizado de esta muestra, "F" (Fig. 6.1.2) presenta una morfología subhedral tabular con cribado grueso en los bordes y zonación normal marcada, con valores de núcleo a borde de An_{78-66} – Ab_{20-31} (bytownita-labradorita).

Muestra TRO-11-17 (basalto)

Para esta muestra fueron analizados 5 (cinco) fenocristales de plagioclasas los cuales presentan morfologías subhedral a anhedral. Los análisis muestran un dominio de fases minerales de tipo bytownita-labradorita con composiciones que van de An_{87-47} – Ab_{49-12}. El primer espécimen analizado, cristal "A" (Fig. 6.2.1) presenta una morfología anhedral con bordes redondeados, con cribado grueso en el centro y zonación normal. Los valores de dispersión observados varían de núcleo a borde de $An_{85-85-53}$ – $Ab_{14-13-44}$ (bytownita-labradorita). El segundo cristal analizado, "B" (Fig. 6.2.1), el cual presenta una morfología euhedral tabular y zonación normal, donde la dispersión que se manifiesta es media con valores de núcleo y borde de An_{70-47} – Ab_{28-49} (labradorita-andesina). El siguiente cristal analizado, "C" (Fig. 6.2.1) presenta una morfología subhedral, con bordes redondeados, cribado fino en los bordes y zonación inversa/normal, con valores de núcleo a borde de $An_{81-87-57}$ – $Ab_{17-12-40}$ (bytownita-labradorita). El siguiente cristal,

"D" (Fig. 6.2.2) presenta una morfología subhedral tabular, con cribado fino en bordes redondeados y zonación inversa, donde los valores de núcleo a borde son An_{81-68} – Ab_{18-30} (bytownita-labradorita). El quinto y último cristal analizado, "E" (Fig. 6.2.2) presenta una morfología euhedral tabular, un cribado irregular leve, con valores en su núcleo de An_{60} – Ab_{37} (labradorita).

Muestra 8-M-18 (andesita basáltica)

Fueron analizados para esta muestra 4 (cuatro) fenocristales de plagioclasas los cuales presentan en general morfologías subhedral. Los análisis muestran un dominio de fases minerales de tipo Labradorita con composiciones que van de An_{87-56} – Ab_{41-18}. El primer espécimen analizado, cristal "A" (Fig.6.3.1) presenta una morfología subhedral con bordes irregulares redondeados, cribado grueso pervasivo y zonación normal. Los valores de dispersión observados varían de núcleo a borde de $An_{79-59-58-57}$ – $Ab_{19-38-39-39}$ (bytownita-labradorita). Luego se analizó un cristal cercano límpido, "B" (Fig. 6.3.1), el cual presenta una morfología subhedral, de bordes redondeados, con valores en el núcleo de An_{56} – Ab_{41} (labradorita). El siguiente cristal analizado, "C" (Fig. 6.3.1) presenta una morfología subhedral, con bordes irregulares, cribado grueso en el centro y zonación normal, con valores de núcleo a borde de An_{81-56} – Ab_{18-41} (bytownita-labradorita). El último cristal analizado para esta muestra, "D" (Fig. 6.3.2) presenta una morfología subhedral tabular, cribado grueso pervasivo y zonación normal con una dispersión baja, donde los valores de núcleo a borde son An_{61-58} – Ab_{36-39} (labradorita).

Muestra PAI-16-1 (Traqui-andesita basáltica)

Fueron analizados para esta muestra 4 (cuatro) fenocristales de plagioclasas los cuales presentan morfologías anhedral a subhedral. Si bien los análisis muestran fases minerales de bytownita-andesina (An_{79-45} – Ab_{53-20}), se observa un dominio de la fase mineral tipo labradorita. El primer cristal analizado, "A" (Fig.6.4.1) presenta una morfología anhedral con bordes irregulares y zonación normal, donde los valores de dispersión observados varían de núcleo a borde An_{79-76} – Ab_{20-22} (bytownita). El segundo cristal analizado, "B" (Fig. 6.4.1) presenta una morfología subhedral con bordes redondeados, cribado grueso pervasivo y zonación normal, con valores en núcleo y bordes de An_{59-56} – Ab_{39-42} (labradorita). El tercer cristal

analizado, "C" (Fig. 6.4.1) presenta una morfología subhedral tabular, bordes redondeados con cribado fino y zonación inversa, con valores de núcleo a borde de An_{45-58} – Ab_{53-40} (andesina-labradorita). El último espécimen analizado para esta muestra, "D" (Fig. 6.4.2) presenta una morfología anhedral, cribado grueso pervasivo y zonación normal con valores de núcleo a borde de An_{68-58} – Ab_{30-39} (labradorita).

Muestra 12-M-18 (traqui-andesita)

Fueron analizados para esta muestra 5 (cinco) fenocristales de plagioclasas los cuales presentan morfologías euhedral a subhedral. Los análisis muestran un dominio de fases minerales de tipo andesina con composiciones que van de An_{47-38} – Ab_{58-50}. El primer espécimen analizado, cristal "A" (Fig. 6.5.1) se encuentra asociado a otras fases minerales en un agregado o glomérulo. Presenta una morfología euhedral tabular, con núcleo de An_{46}– Ab_{52} (andesina). El siguiente cristal analizado, "B" (Fig. 6.5.1) presenta una morfología anhedral, con bordes redondeados y zonación normal donde la dispersión es baja con valores de núcleo a borde de An_{45-43} – Ab_{52-54} (andesina). El siguiente cristal analizado, "C" (Fig. 6.5.1) presenta una morfología anhedral con bordes redondeados y zonación inversa con valores de núcleo a borde de An_{42-47} – Ab_{55-50} (andesina). El cuarto cristal analizado para esta muestra, "D" (Fig. 6.5.2) se encuentra asociado a un fenocristal de olivina. Presenta una morfología subhedral, con cribado irregular leve y zonación normal con una dispersión muy baja, donde los valores de núcleo a borde son $An_{45-45-38}$– $Ab_{52-52-58}$ (andesina). El quinto y último cristal analizado para esta muestra, "E" (Fig. 6.5.2) presenta una morfología subhedral tabular, un cribado irregular leve y zonación inversa, con valores bajos de dispersión; An_{45-46} – Ab_{52-51} (andesina).

Muestras 13-M-18 (traqui-dacita)

Para esta muestra fueron analizados 3 (tres) fenocristales de plagioclasas los cuales presentan morfologías subhedral. Los análisis muestran un dominio de fases minerales de tipo labradorita-andesina con composiciones que van de An_{53-40} – Ab_{57-45}. El primer espécimen analizado, cristal "A" (Fig. 6.6) presenta una morfología subhedral con bordes redondeados, un cribado leve en el centro y no se observa zonación. Los valores de dispersión casi no varían del centro a los bordes; An_{42-42} –

Ab_{55-55} (andesina). El segundo cristal analizado, "B" (Fig. 6.6), presenta una morfología subhedral tabular y zonación inversa, donde la dispersión que se manifiesta es media, con valores del núcleo a los borde de $An_{40-51-43}$ – $Ab_{57-47-52}$ (andesina-labradorita). El tercer y último cristal analizado para esta muestra, "C" (Fig. 6.6) presenta una morfología subhedral tabular, con cribado grueso en el centro y zonación inversa, donde los valores de núcleo a borde son An_{45-53} – Ab_{52-45} (andesina-labradorita).

La Figura 6.7 muestra en comparación los análisis para las diferentes muestras seleccionadas, donde se puede observar que la totalidad de las misma se encuentran dentro del campo de las plagioclasas$_{ss}$, con una variabilidad acotada entre los campos de la bytownita y la andesina; donde las rocas básicas, enriquecidas en fases de plagioclasas ricas en *Ca* (calcio) evolucionan progresivamente hacia rocas con mayor contenido de Sílice, con un enriquecimiento en el extremo sódico (*Na*) de la serie. Esto puede ser interpretado como un proceso normal en un sistema cerrado que está evolucionando dentro de un modelo de cristalización fraccionada. En el caso particular de algunos cristales que presenta zonación inversa, la misma puede ser interpretada como respuesta de estos a un proceso de removilización dentro de la propia cámara magmática; lo cual también puede ser evidenciado por las texturas de reabsorción (cribado y engolfamientos) en estos especímenes analizados, en respuesta a los cambios de presión y temperatura.

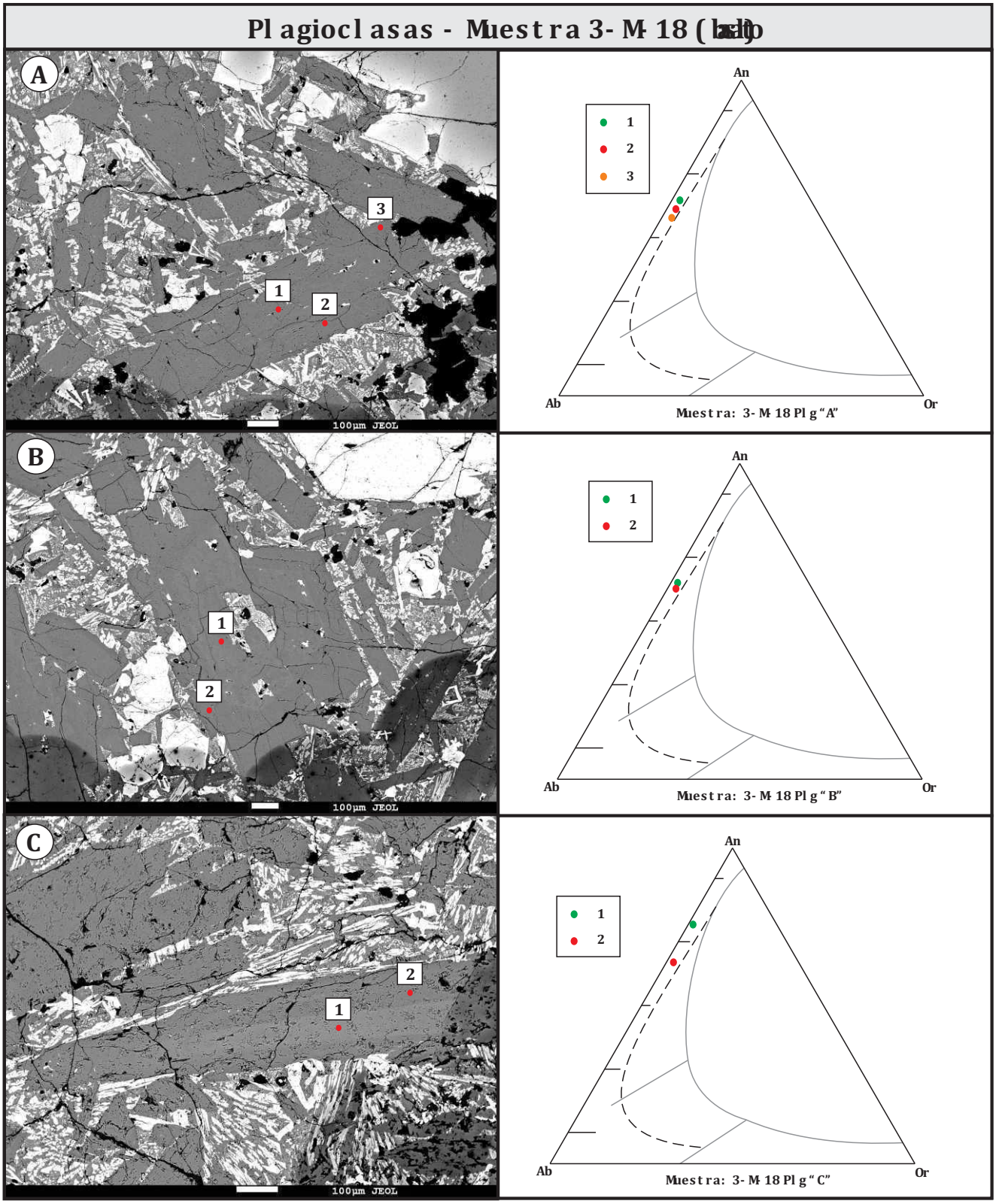


Fig 61) Imágenes de las fases minerales analizadas para la muestra 3-M-18, junto con los diagramas de clasificación de feldespatos.

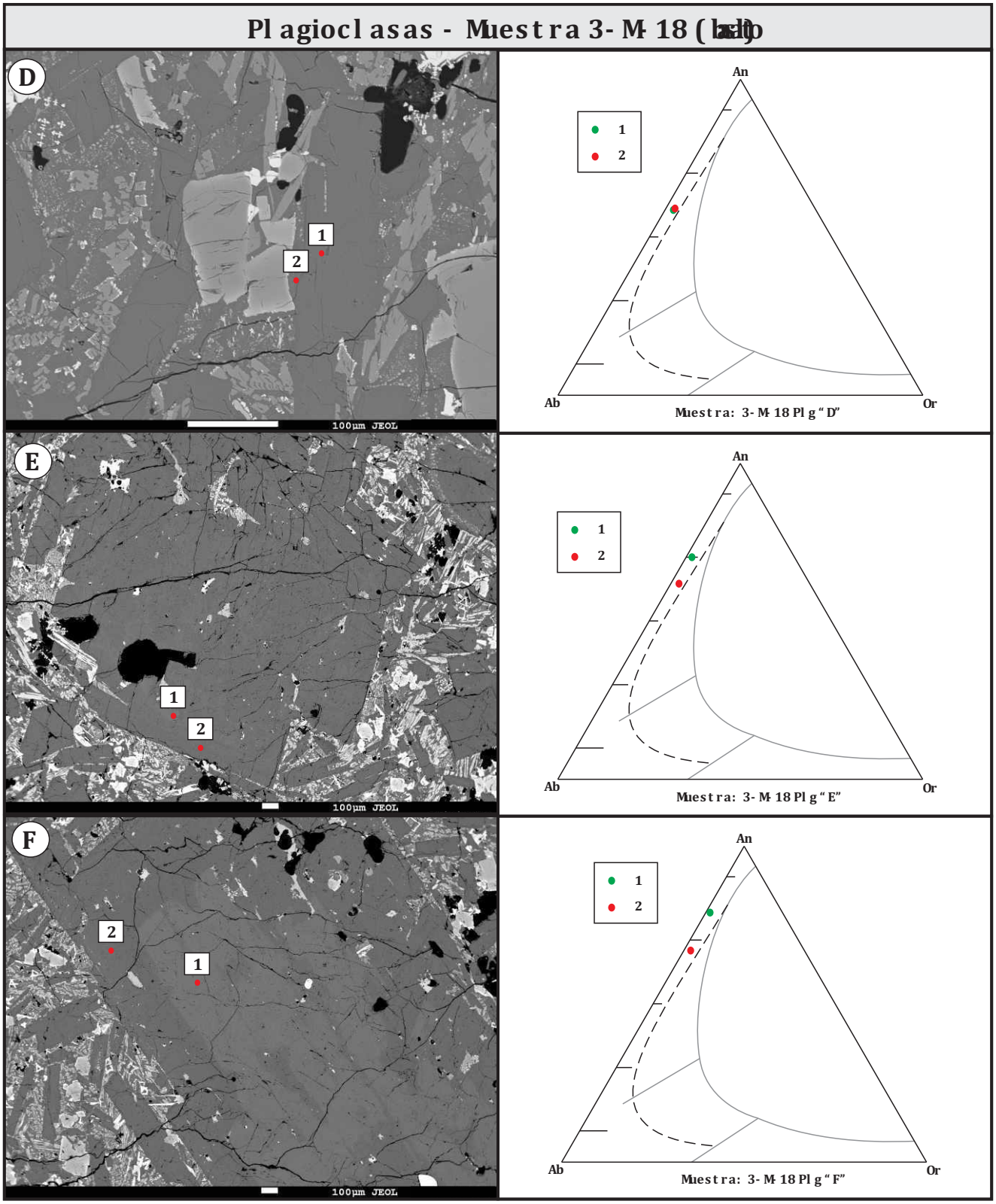


Fig 12) Imágenes de las fases minerales analizadas para la muestra 3-M-18, junto con los diagramas de clasificación de feldespatos.

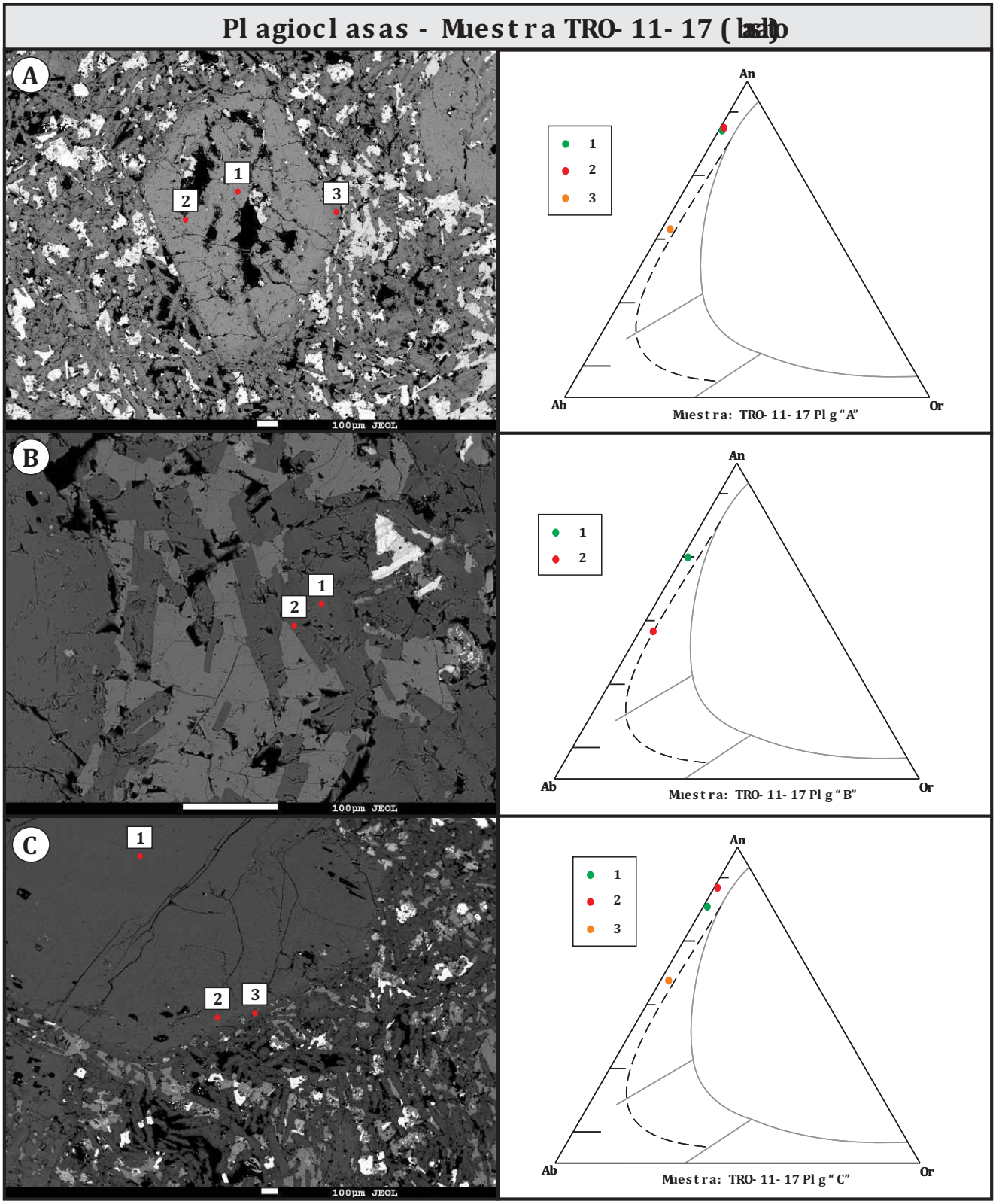


Fig 21) Imágenes de las fases minerales analizadas para la muestra TRO-11-17, junto con los diagramas de clasificación de feldespatos.

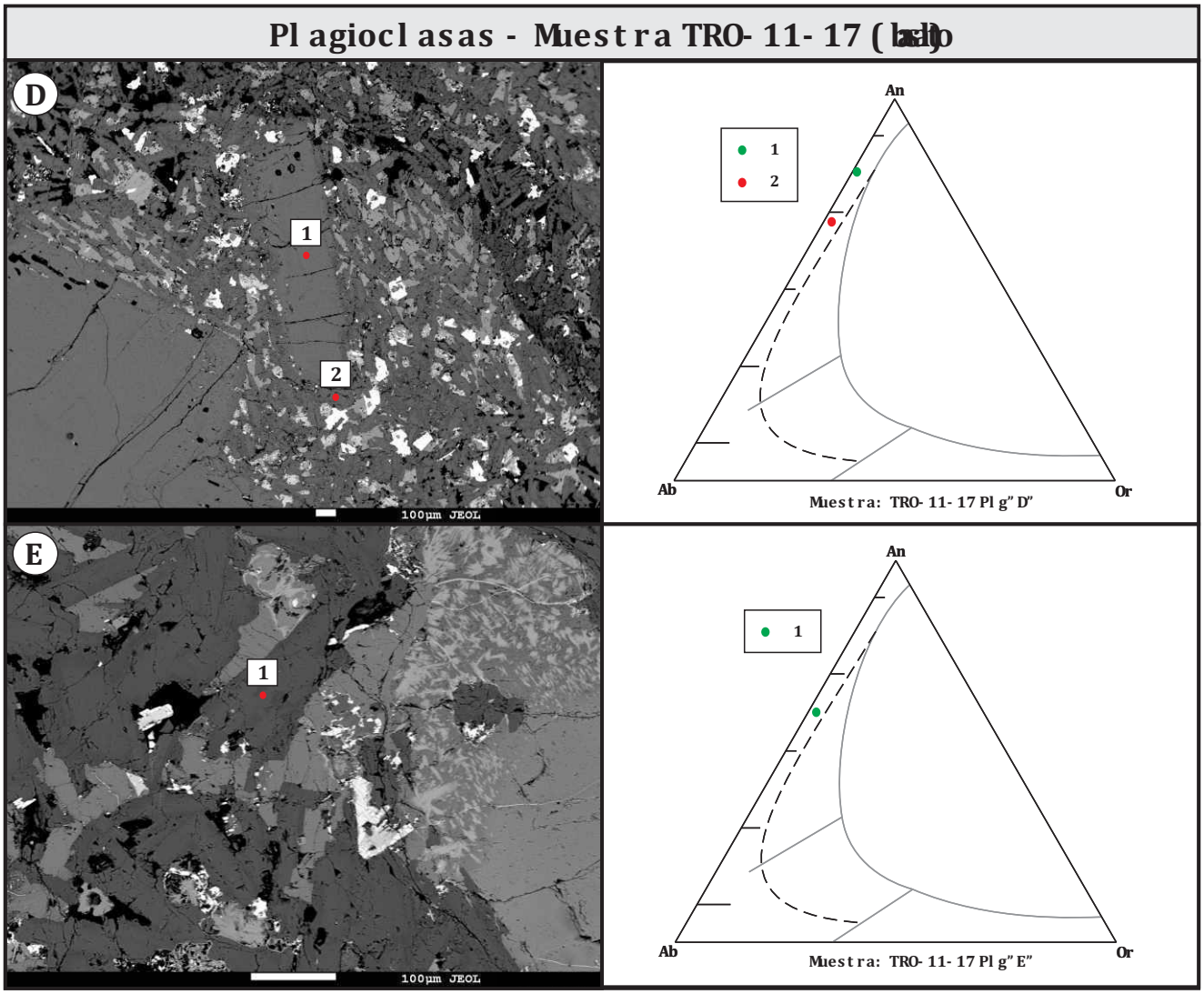


Fig 6.22 Imágenes de las fases minerales analizadas para la muestra TRO-11-17, junto con los diagramas de clasificación de feldespatos.

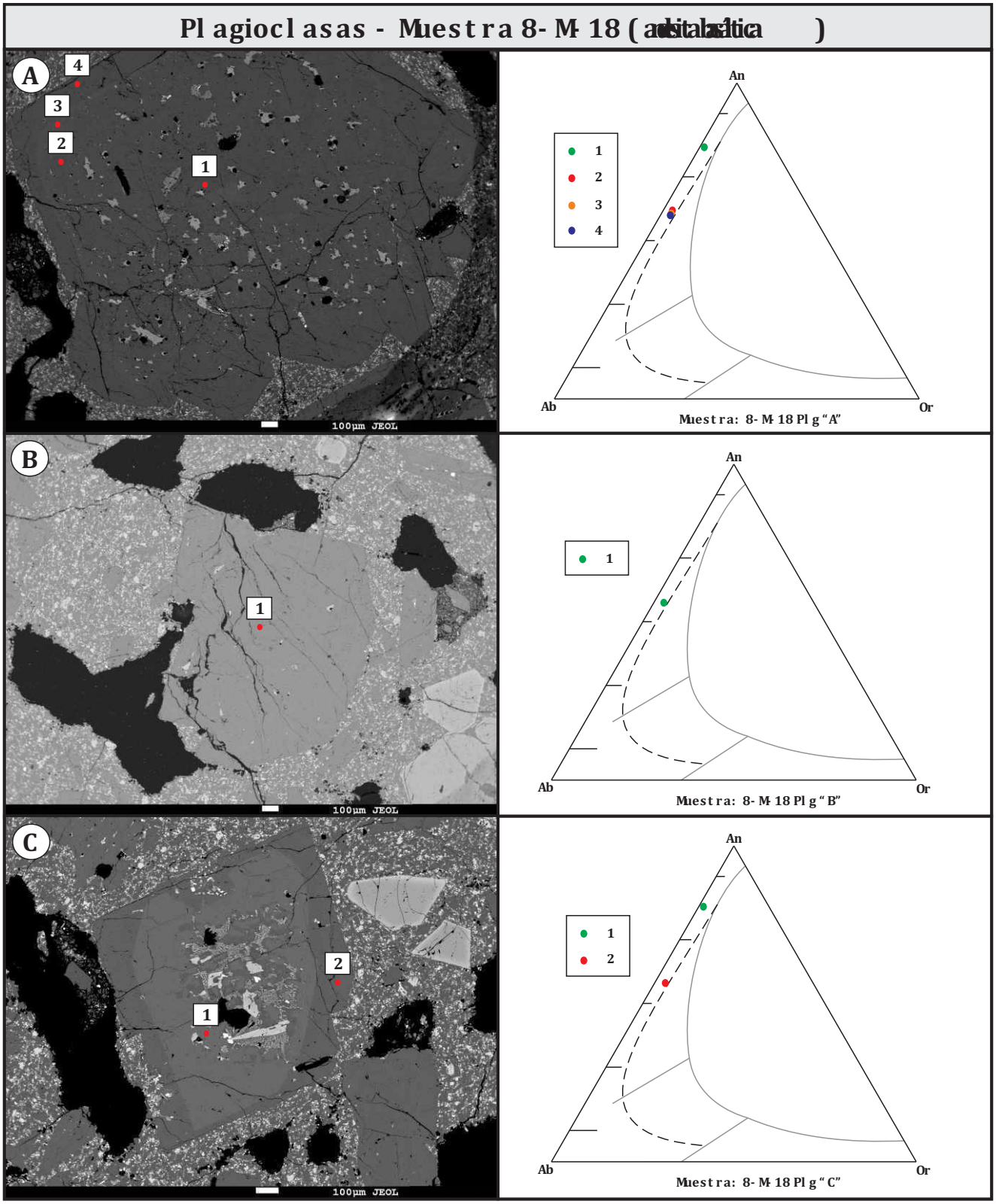


Fig. 6.31 Imágenes de las fases minerales analizadas para la muestra 8-M-18, junto con los diagramas de clasificación de feldespatos.

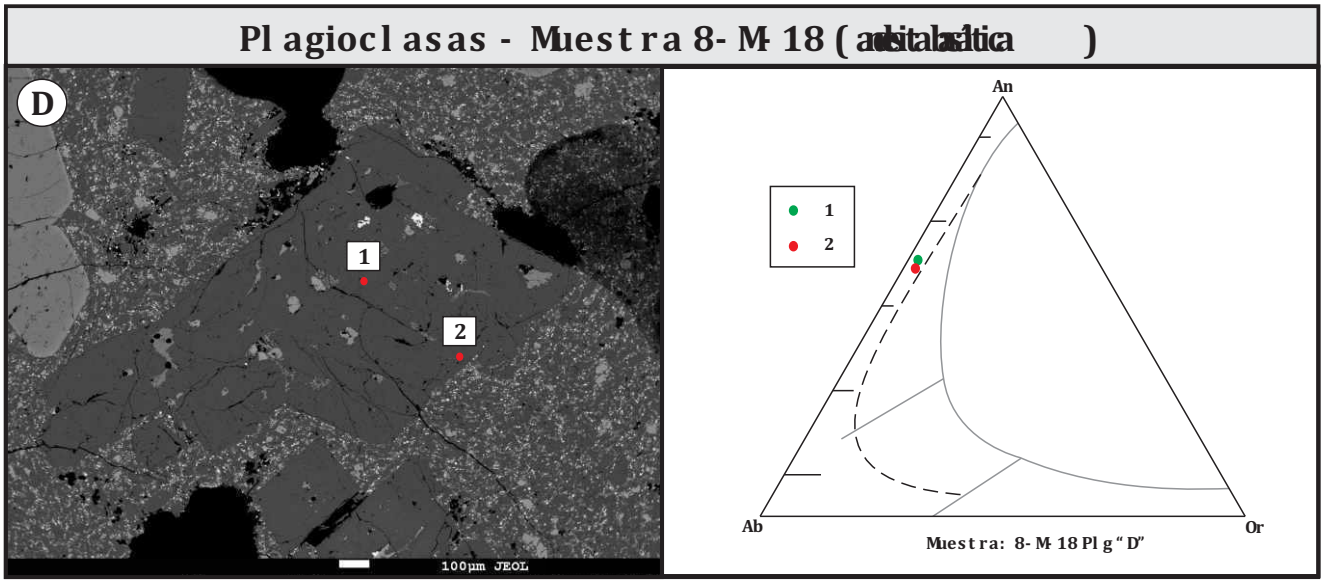


Fig 32) Imágenes de las fases minerales analizadas para la muestra 8-M-18, junto con los diagramas de clasificación de feldespatos.

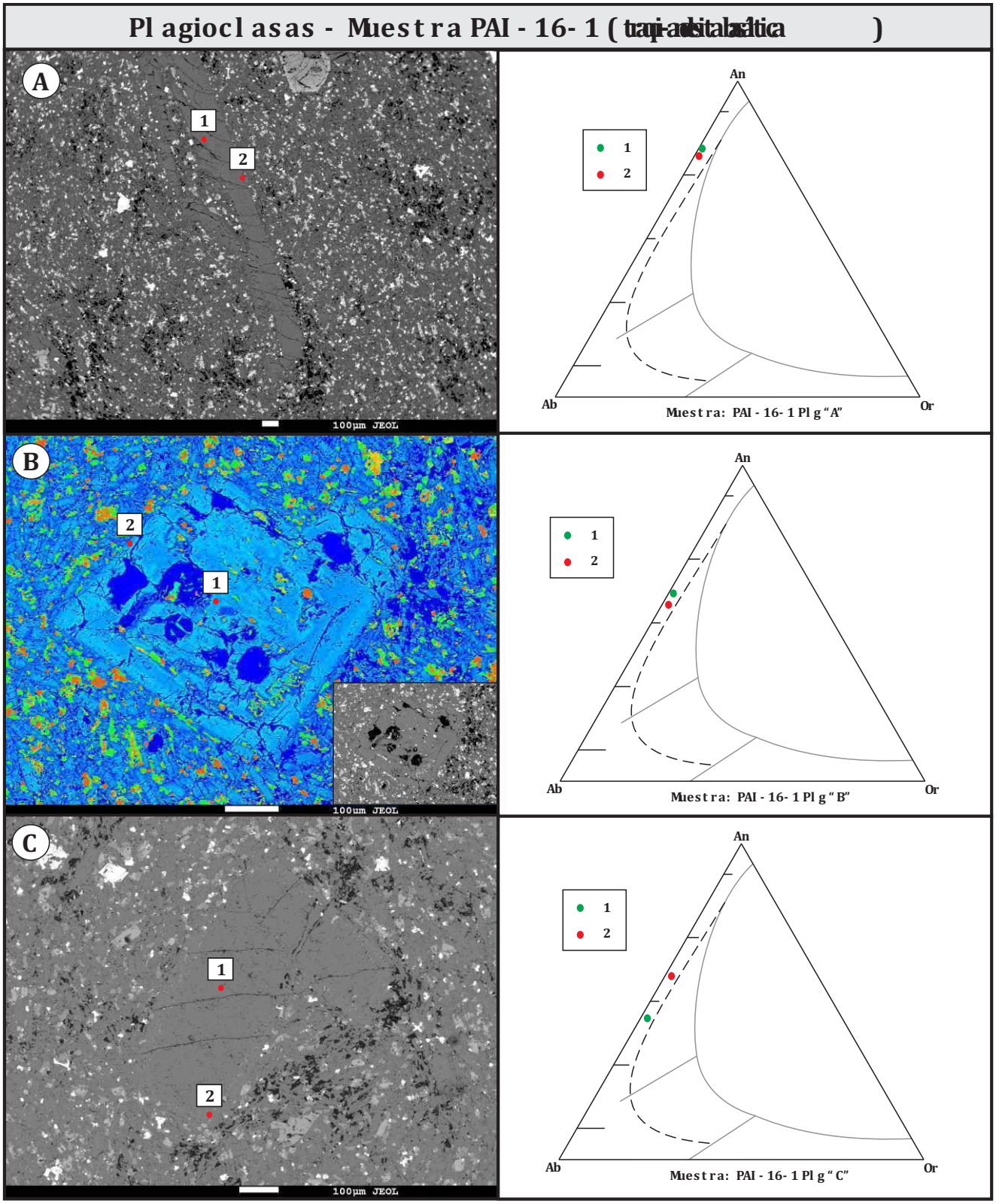


Fig 41) Imágenes de las fases minerales analizadas para la muestra PAI-16-1, junto con los diagramas de clasificación de feldespatos.

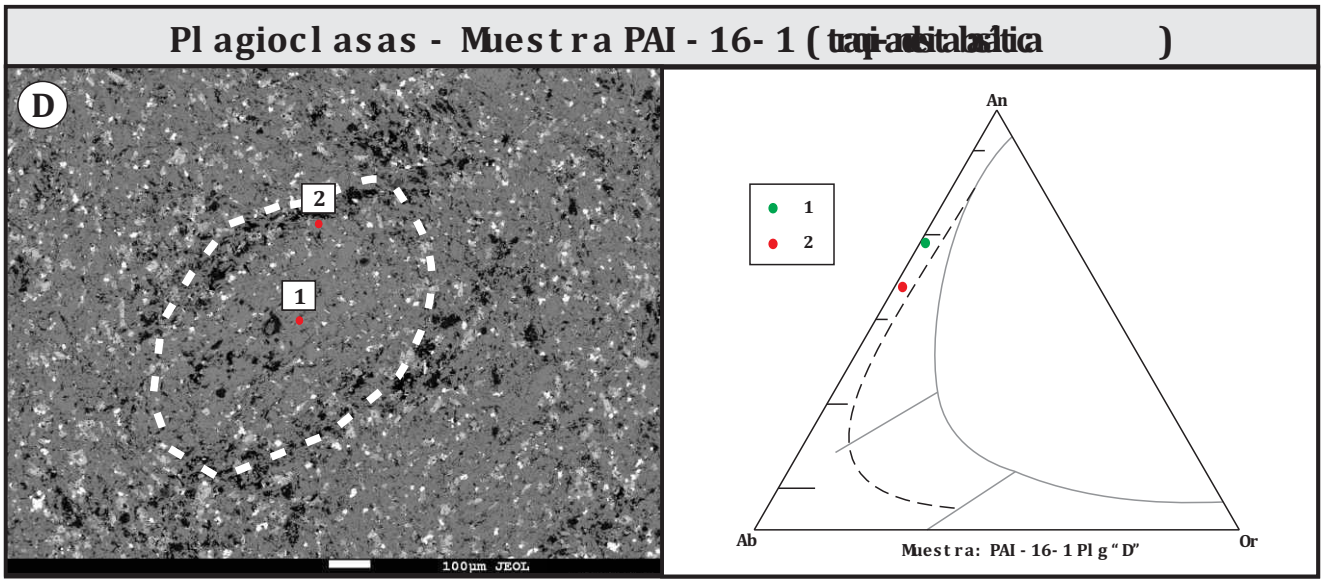


Fig 42) Imágenes de las fases minerales analizadas para la muestra PAI-16-1, junto con los diagramas de clasificación de feldespatos.

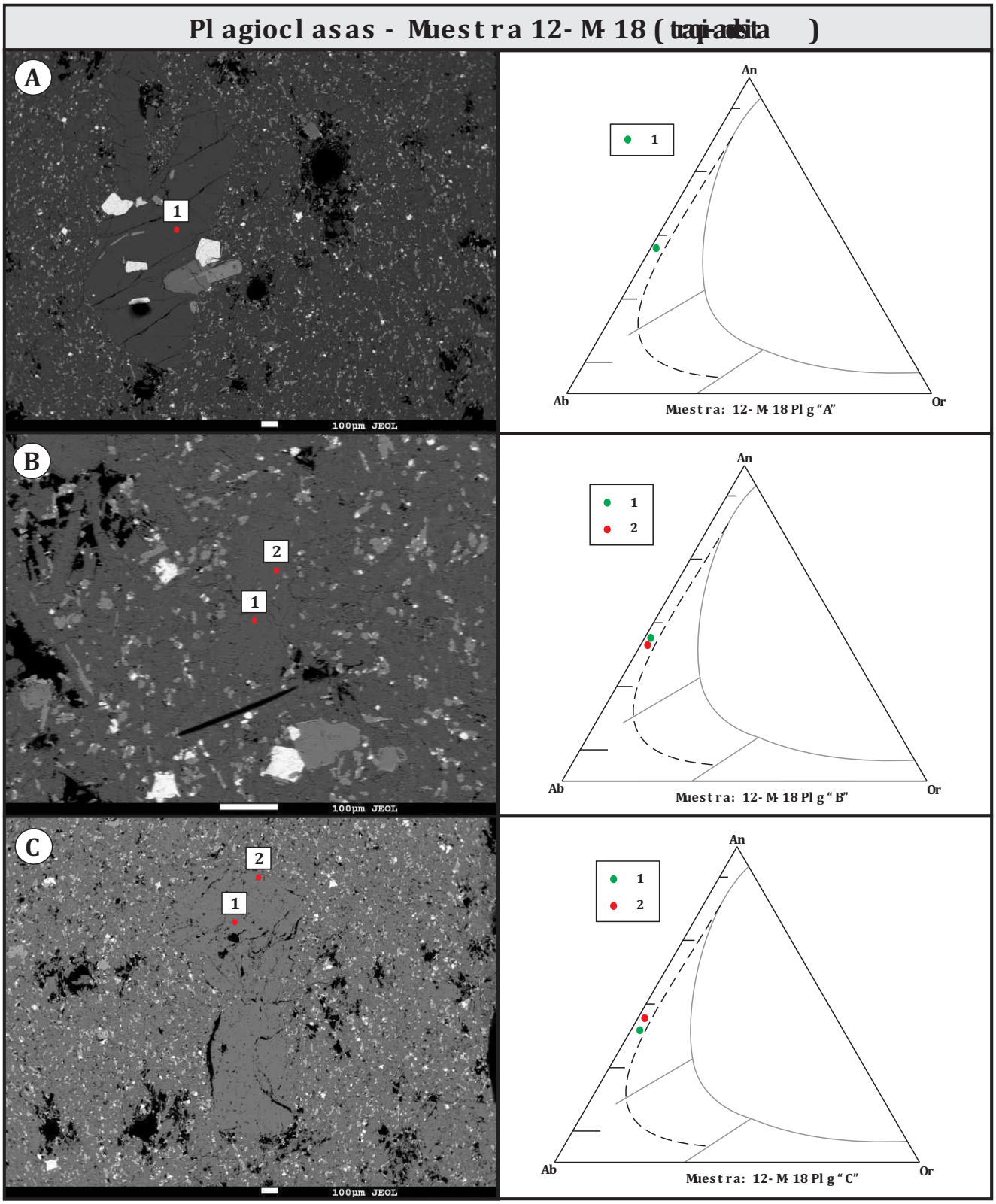


Fig 65) Imágenes de las fases minerales analizadas para la muestra 12-M-18, junto con los diagramas de clasificación de feldespatos.

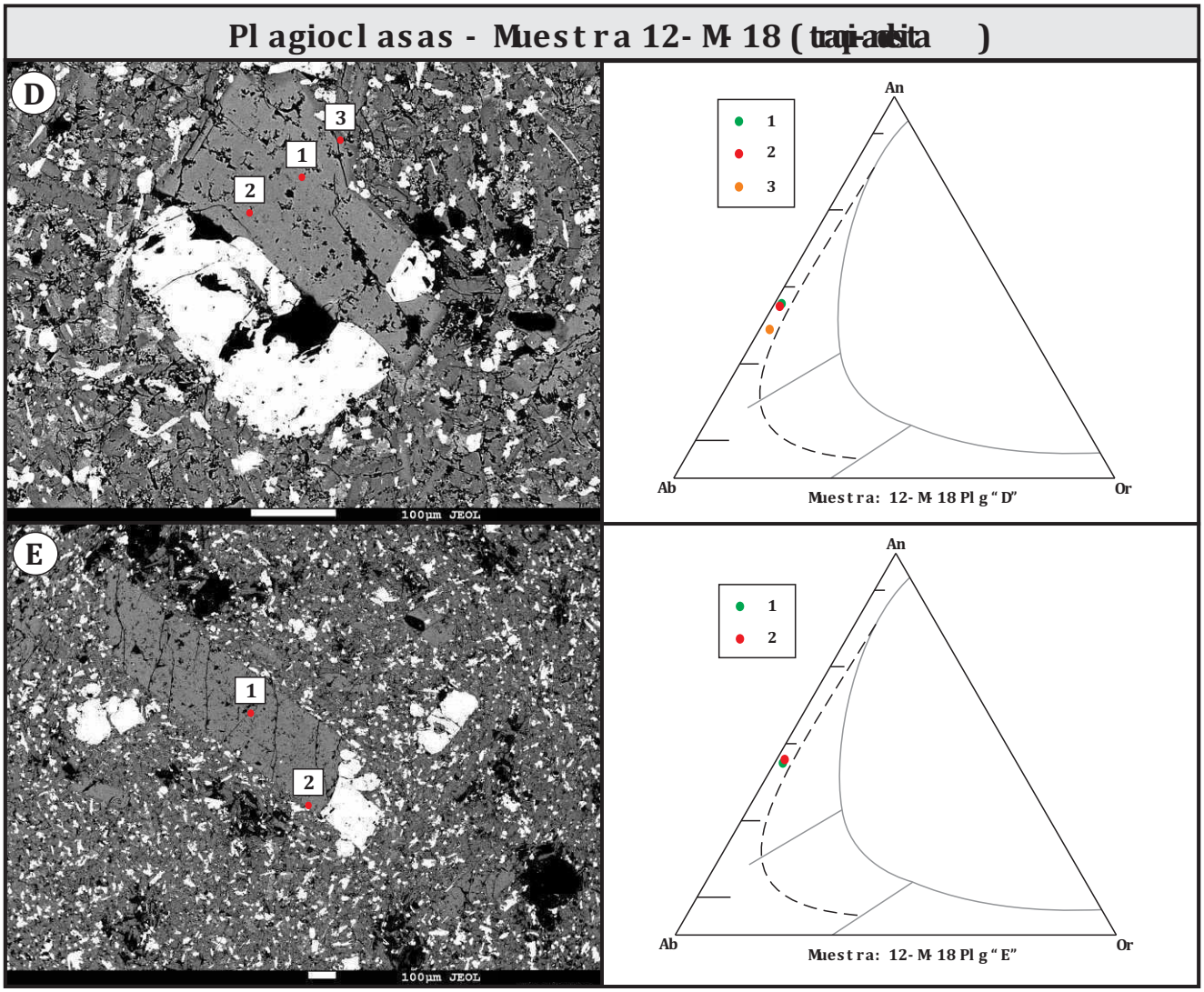


Fig 52) Imágenes de las fases minerales analizadas para la muestra 12-M-18, junto con los diagramas de clasificación de feldespatos.

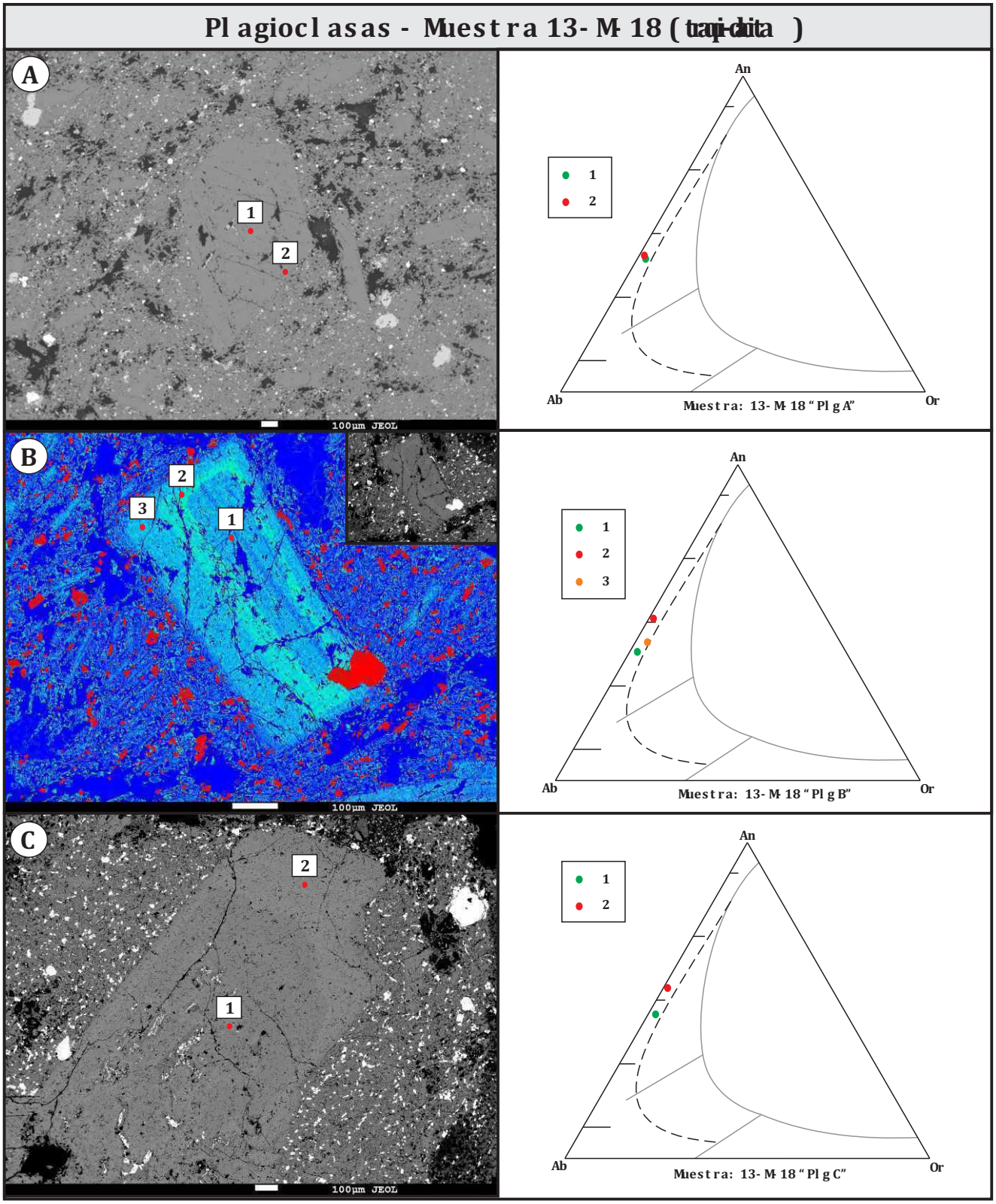


Fig. 60 Imágenes de las fases minerales analizadas para la muestra 13-M-18, junto con los diagramas de clasificación de feldespatos.

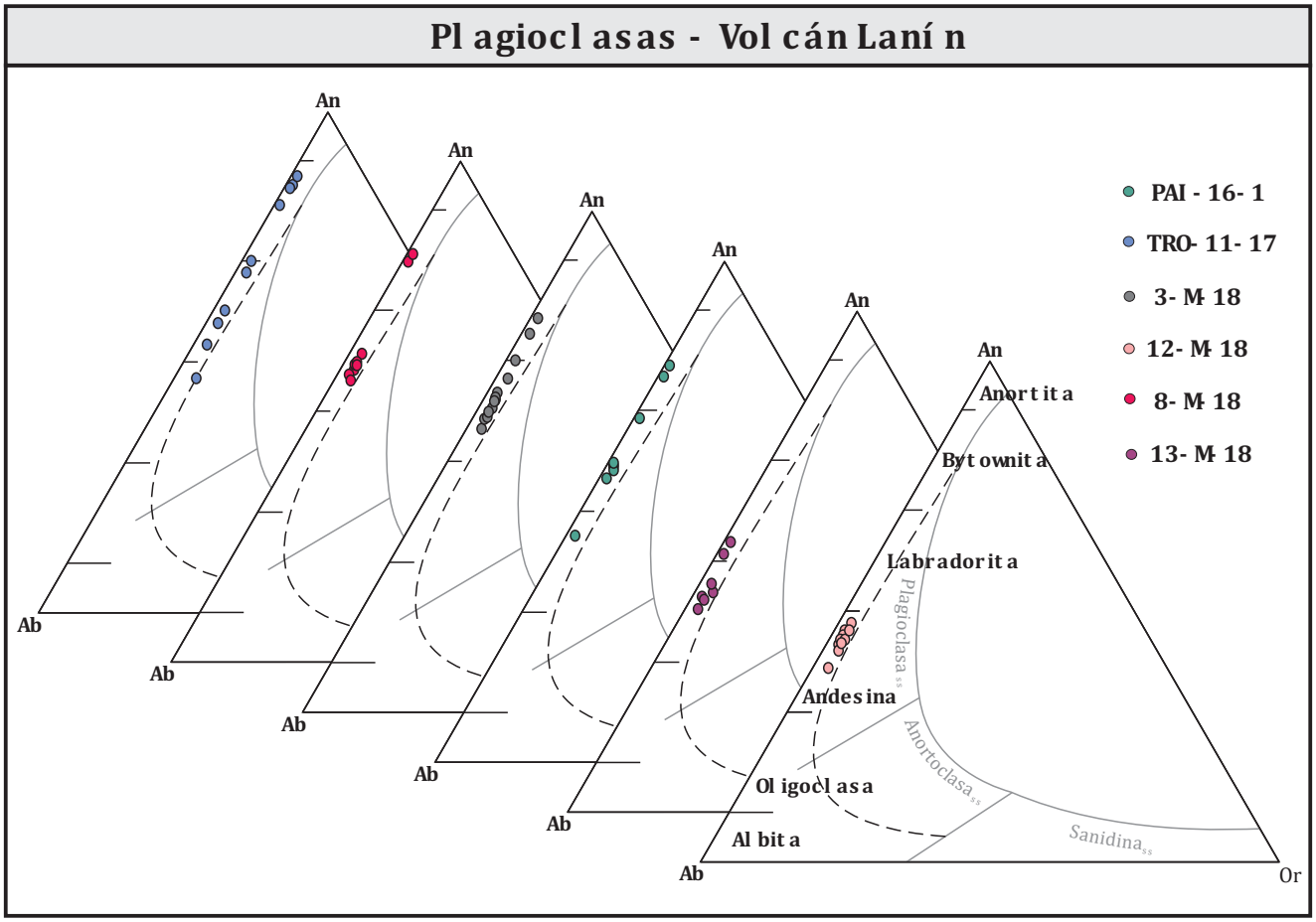


Fig 67) Diagramas de clasificación de feldespatos para las muestras analizadas del Volcán Lanín. Las muestras analizadas se disponen dentro del campo de las plagioclasas (bytownita-labradorita-andesina).

6.2 Olivinas

En líneas generales los cristales se presentan con morfologías ecuantes, euhedrales a subhedrales y mayormente límpidos, con tamaños variables (<1mm a 0,5 cm). En algunos casos se observan texturas de reabsorción (engolfamientos) y bordes alterados a iddingsita, así como también el pasaje a fases minerales de piroxenos. Los análisis microsonda electrónica para los minerales del grupo de las olivinas dieron como resultado valores en un rango de Fo_{83-33} (forsterita). De las muestras analizadas solo una no presento fases minerales de olivinas; *12-M1 8* A continuación se realiza una caracterización de esta fase mineral en cada una de las muestras analizadas;

Muestra 3M-18 (basalto)

Los fenocristales analizados para esta muestra (23), corresponden a especímenes con morfología euhedral a subhedral, ecuantes y límpidos. Los mismos se presentan con tamaños de hasta 0,5 cm, por lo que pueden ser observados con claridad en muestra de mano. La distribución de estos se da de forma individual o en glomérulos. Los análisis de microsonda presentan una amplia distribución con valores de Fo_{83-33} (Fig. 6.8).

Muestra T911 -17(basalto)

Los cristales analizados para esta muestra (5), corresponden a especímenes con morfología anhedral, bordes alterados (iddingsita) y tamaños <1 mm, los cuales están formando parte de una pasta con textura intergranular. Los análisis de microsonda arrojan valores de Fo_{72-62} (Fig. 6.9).

Muestra 8-M-18 (andesita basáltica)

Los fenocristales analizados para esta muestra (6), corresponden a especímenes con morfología euhedral a subhedral, ecuantes y límpidos. En algunos casos se observan engolfamientos y bordes redondeados. Los mismos se presentan con tamaños de hasta 0,5 cm, por lo que pueden ser observados con claridad en muestra de mano. Los análisis de microsonda presentan una distribución con valores de Fo_{68-62} (Fig. 6.10).

Muestra PA-161 (traquiandesita basáltica)

Los cristales analizados para esta muestra (7), corresponden a especímenes con morfología de tipo anhedral con bordes alterados (iddingsita), o alterando a clinopiroxenos. Los tamaños son <1 mm. Los análisis de microsonda arrojan valores de Fo_{61-51} (Fig. 6.11).

Muestra BM-18 (traquidacita)

Los fenocristales analizados para esta muestra (13), corresponden a especímenes con morfología euhedral a subhedral, ecuantes y límpidos. En algunos casos se observan engolfamientos y bordes redondeados, alterados (iddingsita) o con pasaje a fases de clinopiroxenos. Presentan tamaños de hasta 0,5 cm, por lo que pueden ser observados con claridad en muestra de mano. Los análisis de microsonda presentan una distribución con valores de Fo_{48-33} (Fig. 6.13).

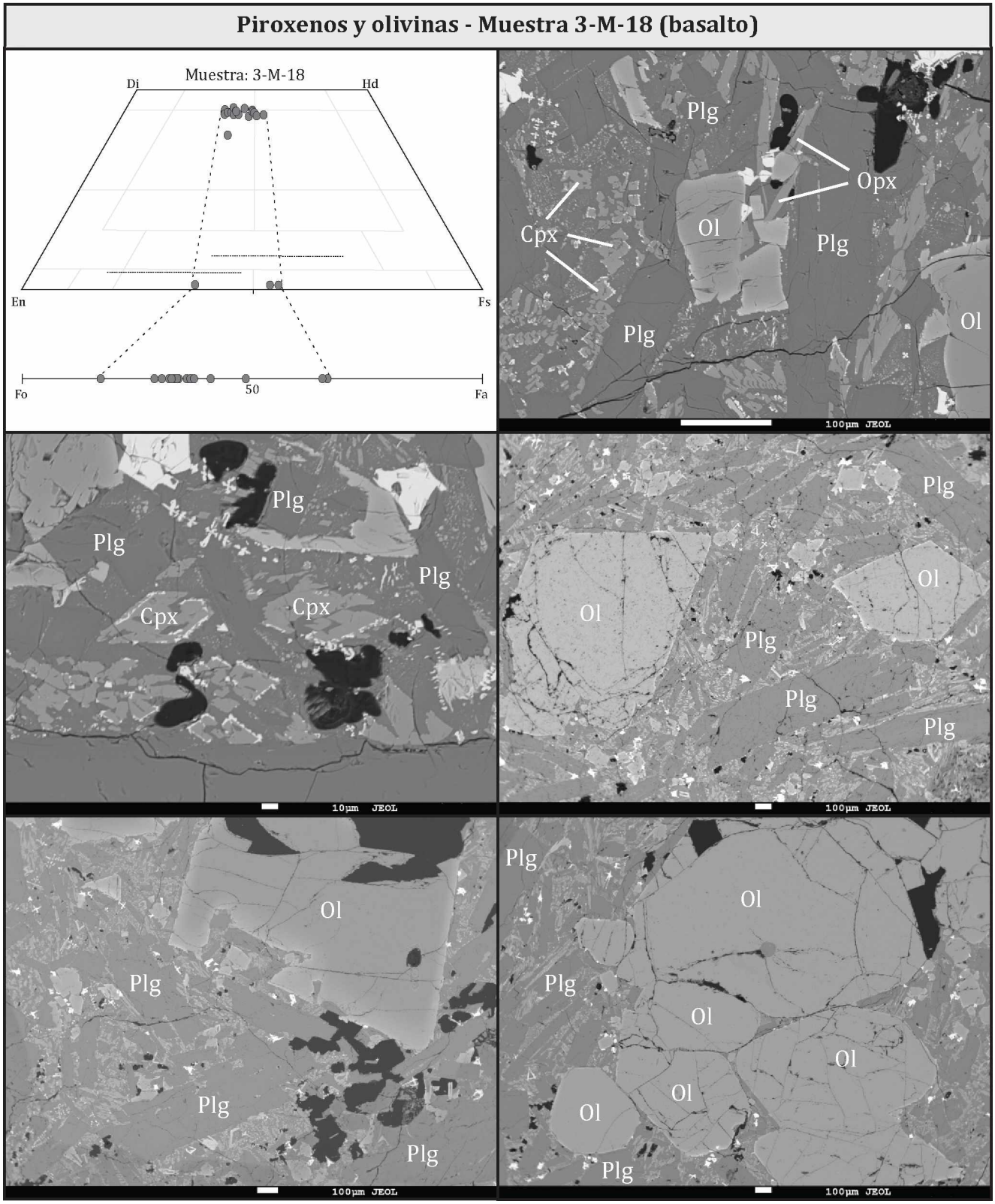


Fig.6.8) Diagrama de clasificación de piroxenos según Morimoto *et al.* (1989), y de olivinas con extremos de forsterita - fayalita, junto con imágenes de las fases minerales analizadas en esta muestra (3-M-18).

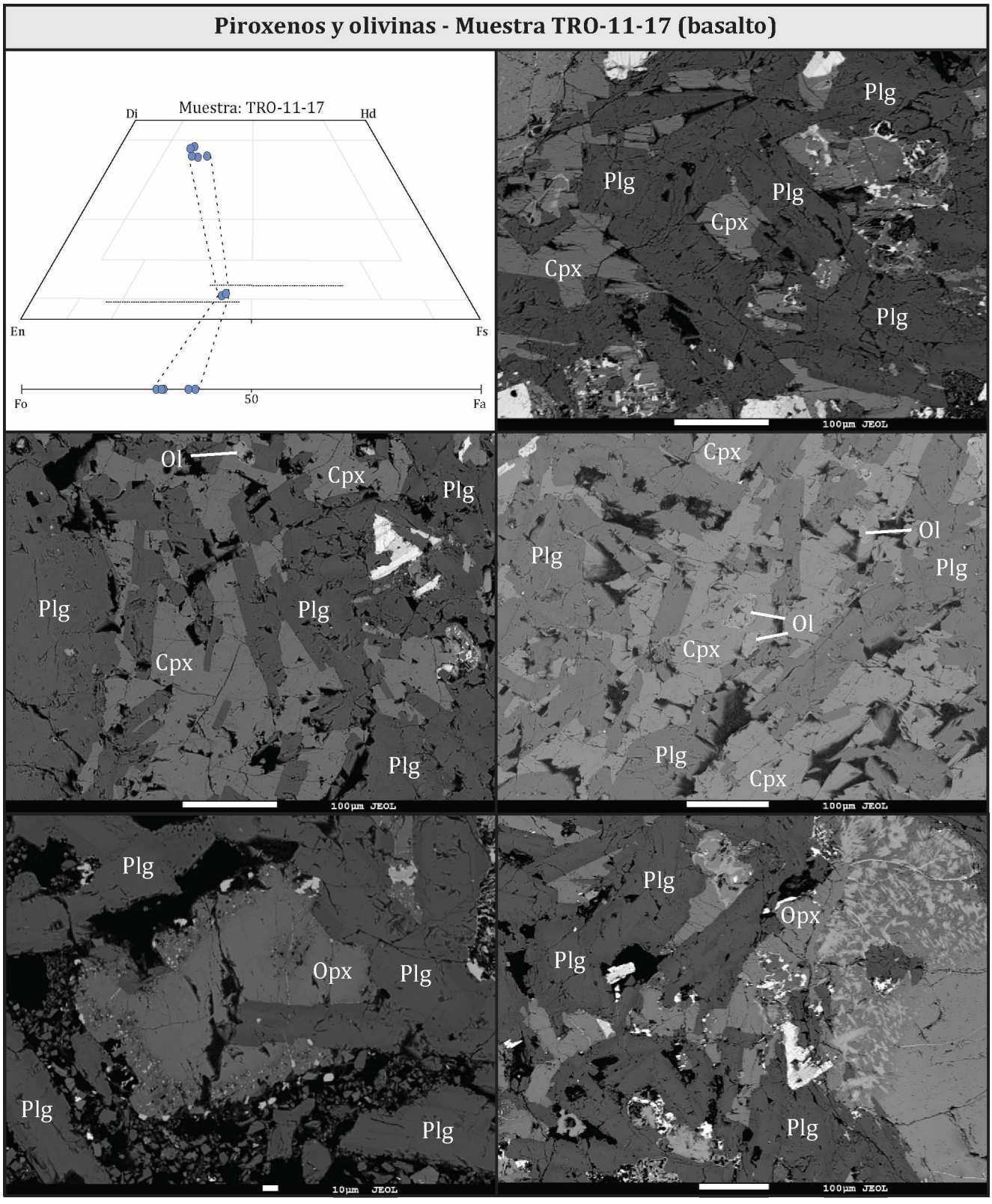


Fig.6.9) Diagrama de clasificación de piroxenos según Morimoto *et al.* (1989), y de olivinas con extremos de forsterita - fayalita, junto con imágenes de las fases minerales analizadas en esta muestra (TRO-11-17).

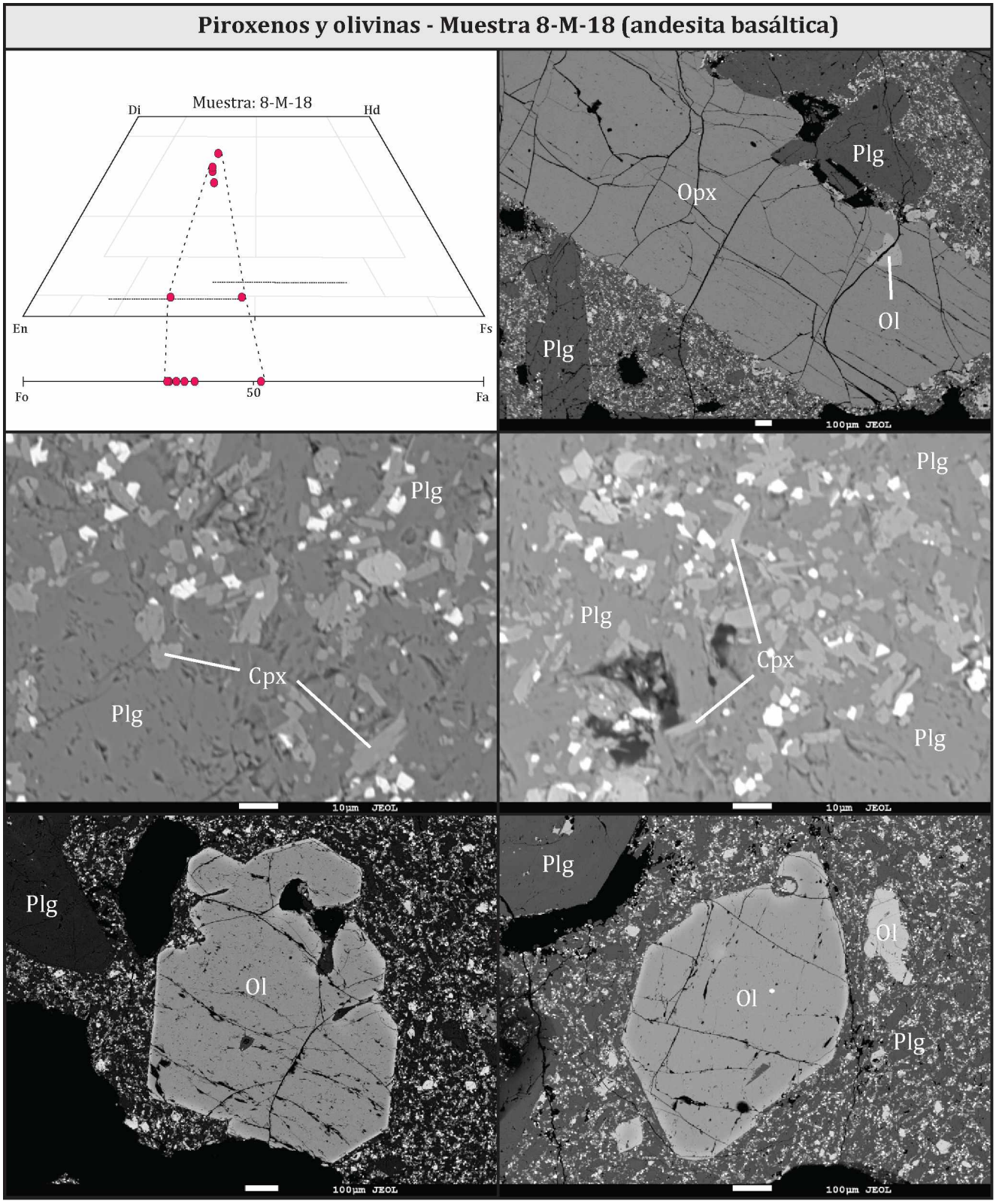


Fig.6.10) Diagrama de clasificación de piroxenos según Morimoto *et al.* (1989), y de olivinas con extremos de forsterita - fayalita, junto con imágenes de las fases minerales analizadas en esta muestra (8-M-18).

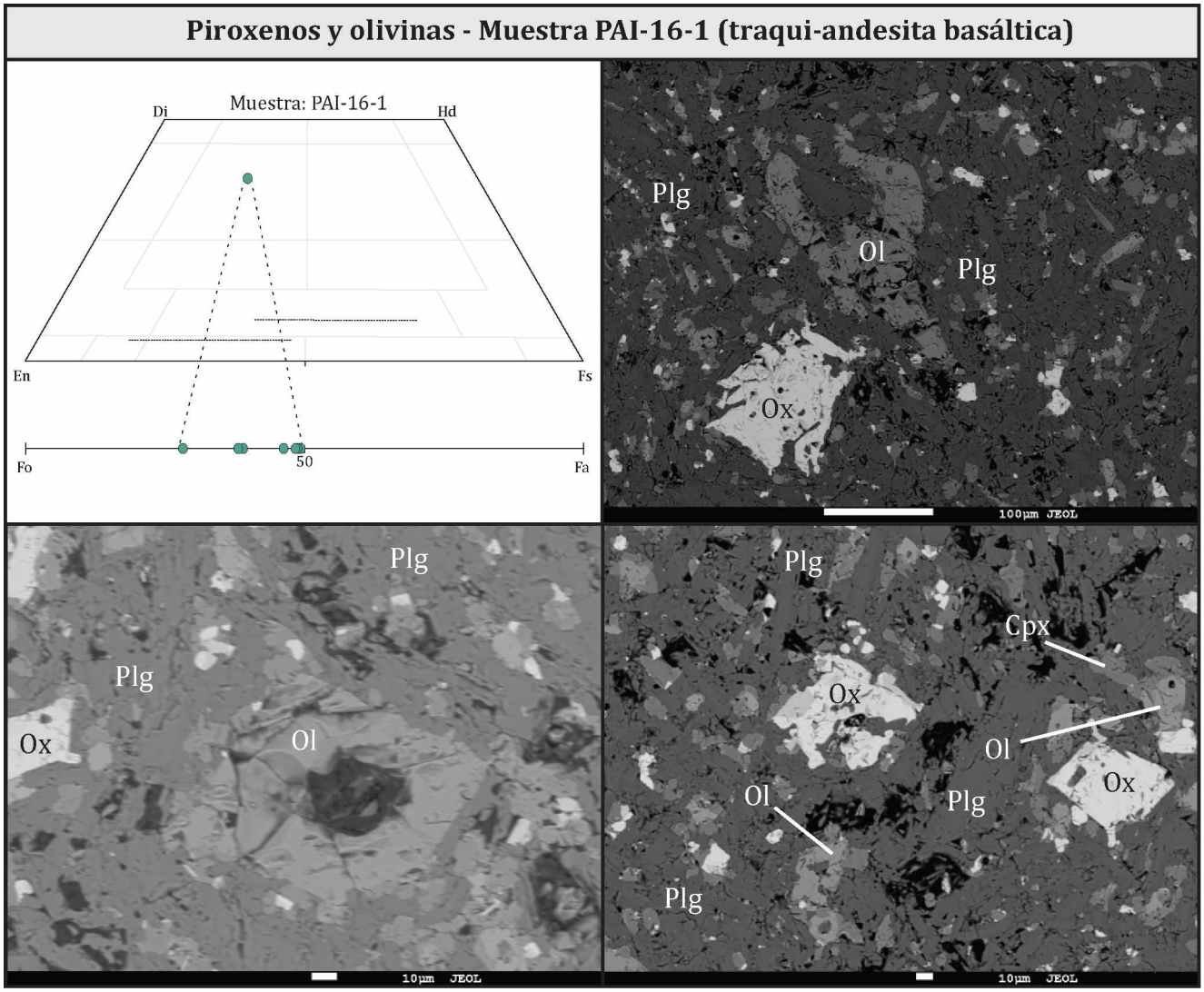


Fig.6.11) Diagrama de clasificación de piroxenos según Morimoto *et al.* (1989), y de olivinas con extremos de forsterita - fayalita, junto con imágenes de las fases minerales analizadas en esta muestra (PAI-16-1).

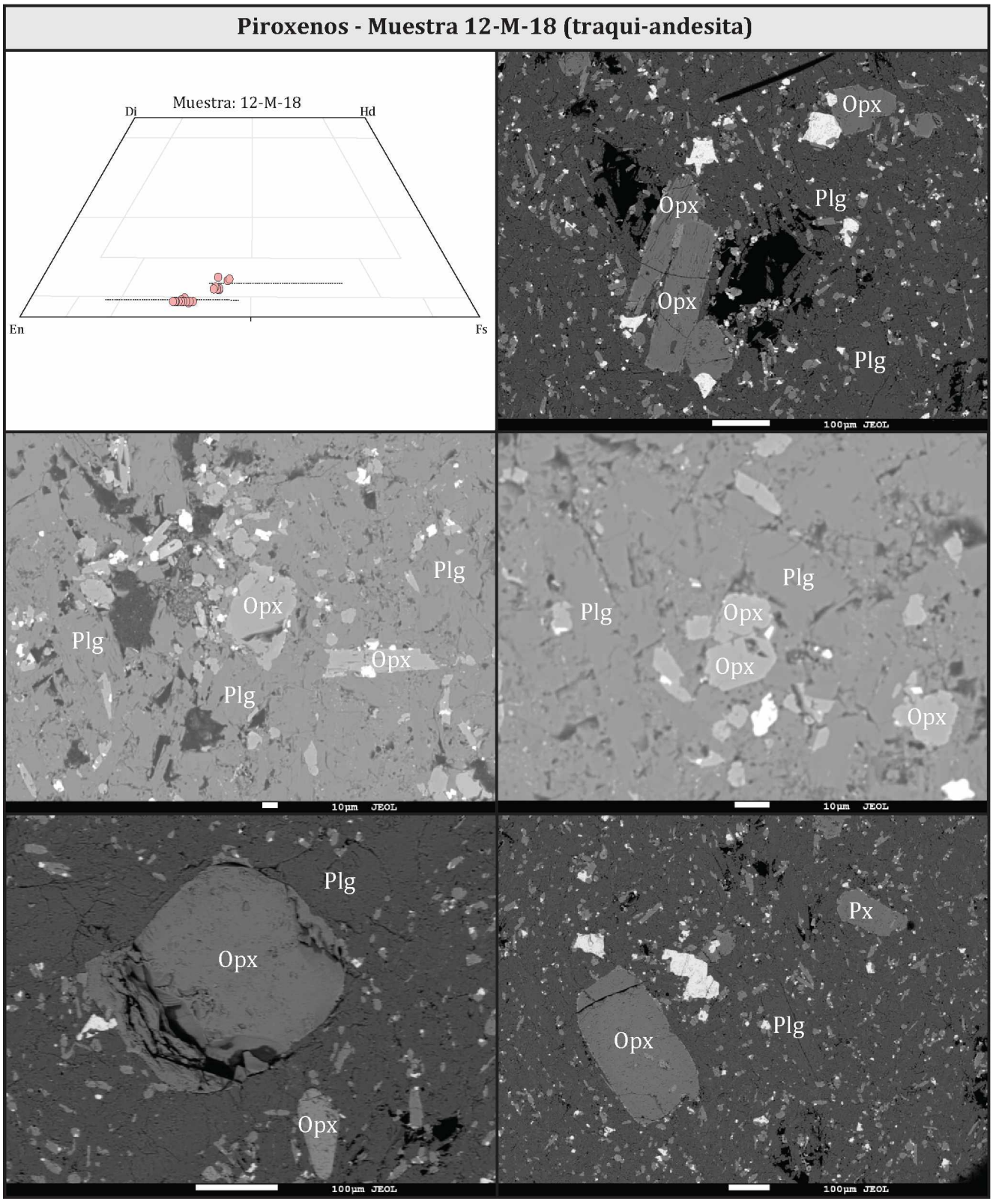


Fig.6.12) Diagrama de clasificación de piroxenos según Morimoto *et al.* (1989). Junto con imágenes de las fases minerales analizadas en esta muestra (12-M-18).

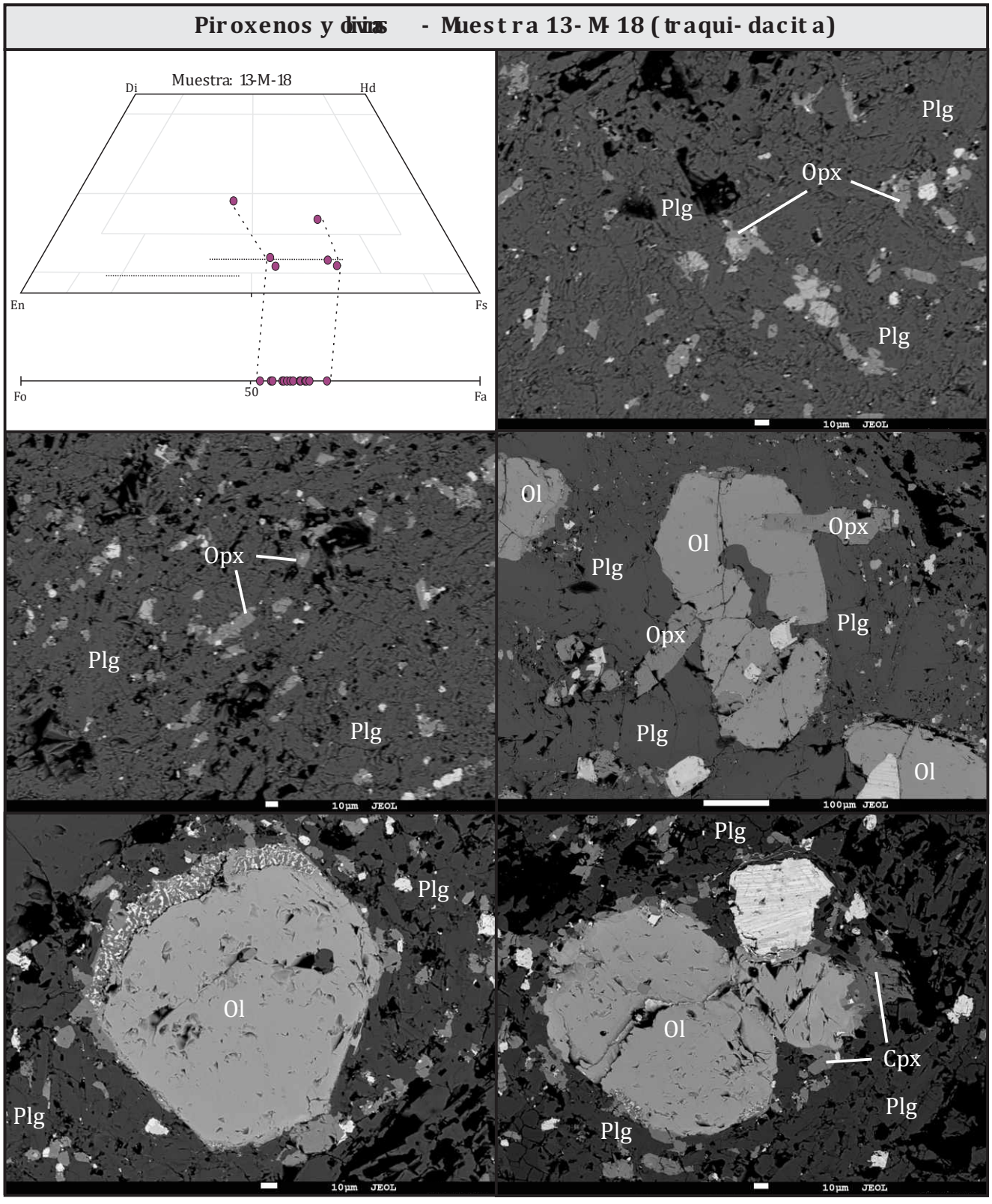


Fig. 61 Diagrama de clasificación de piroxenos según Morimoto *et al.* (1989), y de olivinas con extremos de forsterita - fayalita, junto con imágenes de las fases minerales analizadas en esta muestra (13-M-18).

6.3 Piroxenos

En las muestras analizadas con microsonda electrónica fueron identificados 79 (setenta y nueve) cristales de piroxenos. Los mismos se presentan con morfología variada, tanto Anhedral como Euhedral, y valores altos de Ca-Mg-Fe, con los que clasifican dentro del campo "*Quad*" según Morimoto *et al.* (1989) (Fig. 6.14). Entre los mismos se pudieron identificar tanto clino- como orto-piroxenos. A continuación se realiza una caracterización de esta fase mineral en cada muestra analizada.

Muestra 3MB (basalto)

Para esta muestra fueron analizados 20 (veinte) fenocristales de piroxenos, los que se presentan como subhedrales, en algunos casos con textura esqueletal y tamaños <1 mm. En su mayoría corresponden a clinopiroxenos de tipo augita y ferroaugita, mientras que los ortopiroxenos identificados son de tipo hiperstena y ferrohiperstena, y se encuentran asociados fenocristales de olivina en glomeulos (Fig. 6.8).

Muestra TP-117 (basalto)

Para esta muestra fueron analizados 7 (siete) fenocristales de piroxenos, los que se presentan como parches en una textura general intergranular. En su mayoría corresponden a clinopiroxenos de tipo augita, mientras que los ortopiroxenos identificados son de tipo hiperstena y ferrohiperstena (Fig. 6.9).

Muestra 3MB (andesita basáltica)

Para esta muestra fueron analizados 6 (seis) fenocristales de piroxenos, los que presentan morfología subhedrales de tipo prismáticos y con tamaños de hasta 2 mm. En su mayoría corresponden a clinopiroxenos de tipo augita, mientras que los ortopiroxenos identificados son de tipo hiperstena (Fig. 6.10).

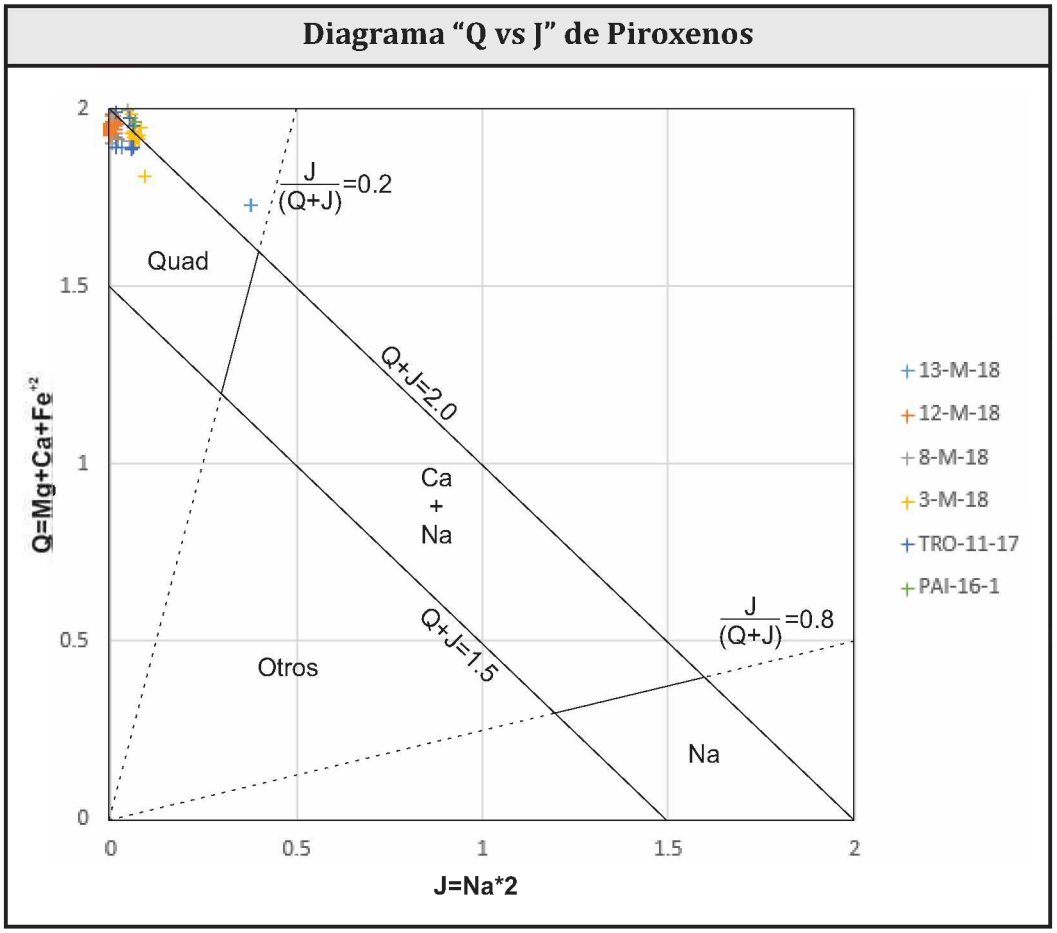


Fig.6.14) Diagrama de clasificación de Piroxenos según Morimoto *et al.* (1989). Las muestras del volcán Lanín plotean dentro del campo *"Quad"* (cuadrilatero). En el mismo se ven representados los piroxenos del subgrupo Ca-Mg-Fe.

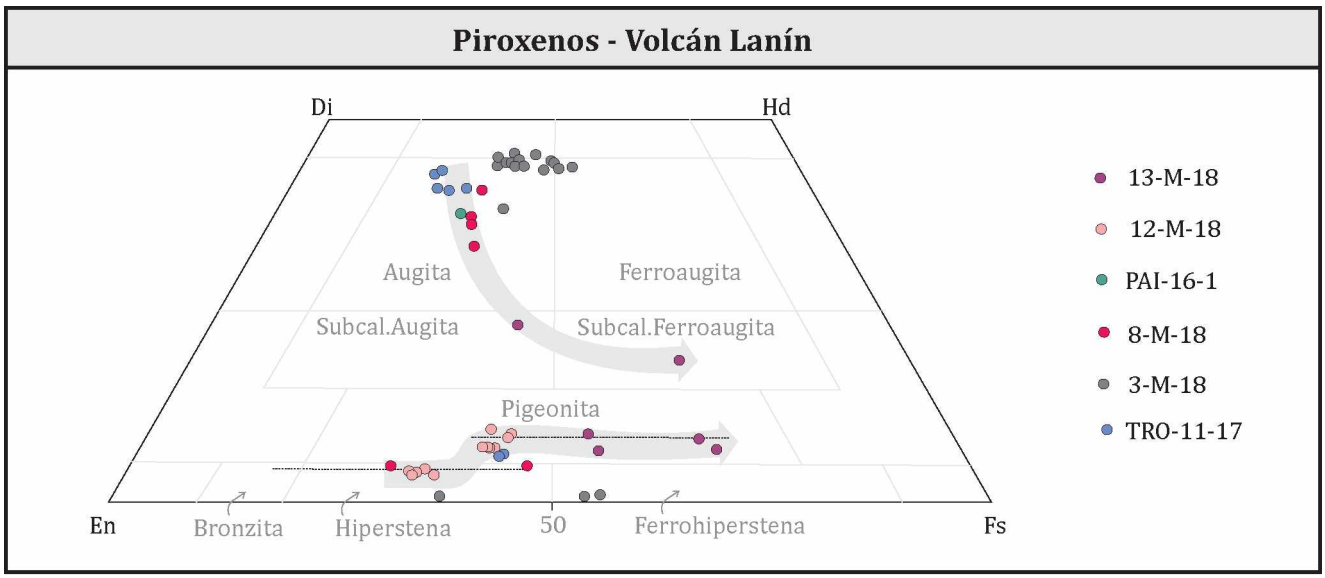


Fig.6.15) Diagrama de clasificación de piroxenos según Morimoto *et al.* (1989). En el mismo se puede observar que las muestras presentan un progresivo empobrecimiento en Ca y un consecuente enriquecimiento en fases ricas en Fe, a medida que estas son mas evolucionadas respecto de la Sílice.

Muestra PAI-16-1 (traqui-andesita basáltica)

En esta muestra solo se pudo identificar un fenocristal de clinopiroxenos de tipo augita, el cual se encuentra como borde de reacción de un cristal de olivina (Fig. 6.11).

Muestra 12-M-18 (traqui-andesita)

Para esta muestra fueron analizados 38 (treinta y ocho) fenocristales de piroxenos, los que se presentan euhedrales a subhedrales con morfología de tipo prismáticos, y tamaños de hasta 2mm. Los especímenes identificados corresponden a ortopiroxenos de tipo hiperstena y pigeonita (Fig. 6.12).

Muestras 13-M-18 (traqui-dacita)

Para esta muestra fueron analizados 7 (siete) fenocristales de piroxenos, los que presentan morfología subhedrales y con tamaños <1mm. En su mayoría corresponden a clinopiroxenos de tipo augita (Subcal. augita/Subcal. ferroaugita), mientras que los ortopiroxenos identificados son de tipo pigeonita (Fig. 6.13).

6.4 Óxidos

Las fases minerales identificadas como óxidos en las unidades del volcán Lanín muestran un dominio de la serie magnetita-ulvoespinela (Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4) por sobre la serie hematita-ilmenita (Fe_2O_3 - $FeTiO_3$). Los cristales analizados presentan morfologías variables (euhedrales a subhedrales), con tamaños por lo general <0.5mm (Fig. 6.16) Las magnetitas presentan un amplio rango de variación composicional con la molécula de ulvoespinela, en tanto que las ilmenitas presentan una sustitución restringida de la molécula de hematita.

6.5 Vidrio volcánico

Para el caso del vidrio fueron analizadas dos muestras de basaltoides pertenecientes a la Unidad Lanín 3 (muestras: 3-M-18 y 8-M-18), en las cuales se pudo distinguir la composición del vidrio volcánico presente en la pasta. Si bien fueron recolectadas varias muestras para poder analizar la composición del vidrio volcánico, este no siempre se encuentra fresco y en la mayoría de los casos presenta procesos de alteración que impiden poder tener datos correctos de la composición.

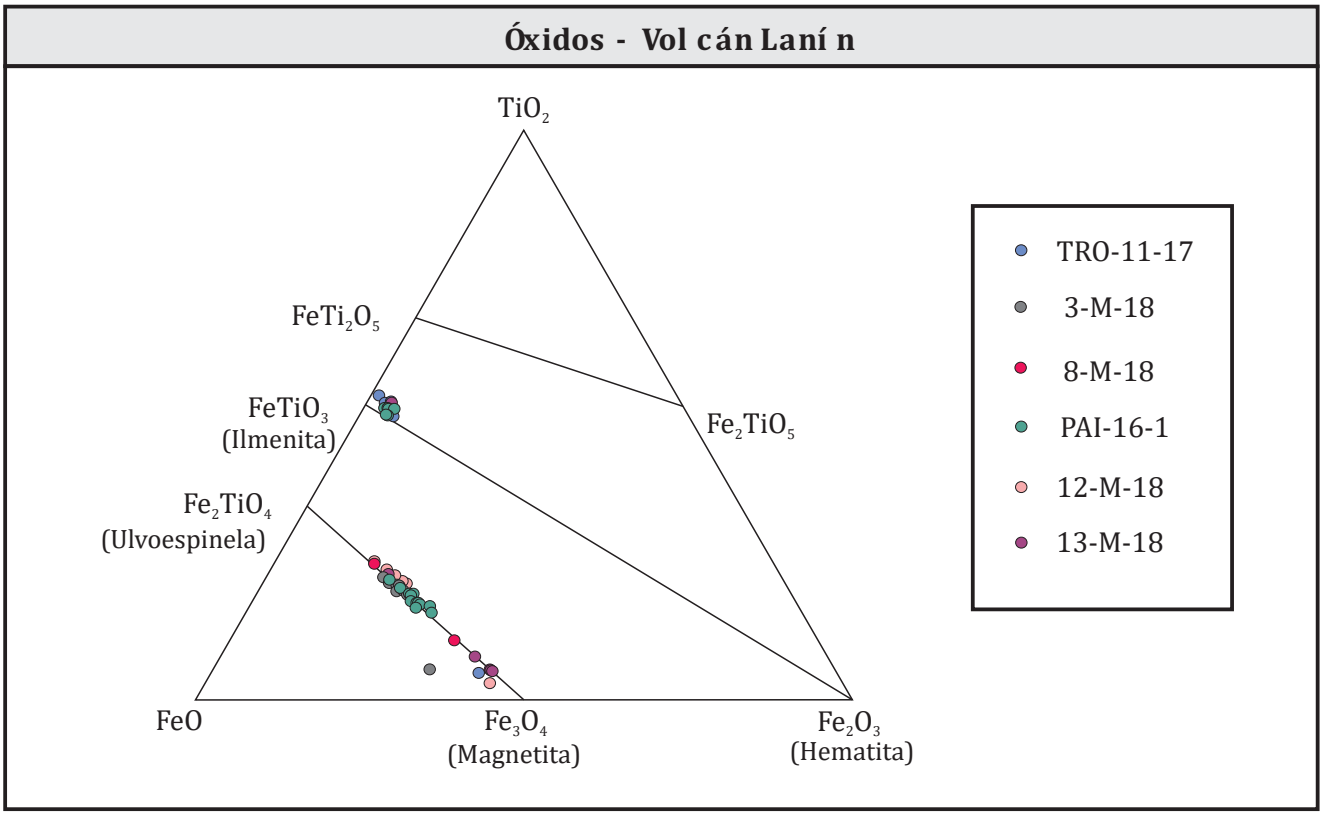


Fig 61 Diagrama triangular de clasificación de óxidos. Este sistema ternario muestra la composición química de los óxidos de Fe y Ti en las muestras del volcán Lanín.

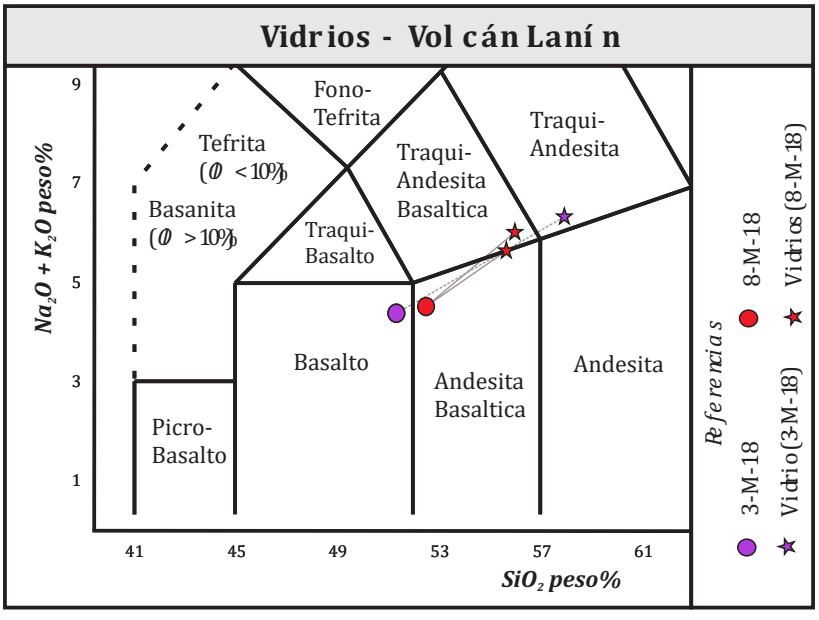


Fig 62 Diagrama parcial TAS con análisis de roca total de las muestras 3-M-18 y 8-M-18, y valores del vidrio volcánico analizado en estas muestras.

La composición de los vidrios analizados se grafican en la figura 6.17 en un TAS junto con la composición de roca total de las muestras correspondientes. En el primer caso se puede observar que la muestra 3-M-18 la cual corresponde a un basalto, presenta un vidrio de composición traqui-andesítico, mientras que en el segundo caso la muestra 8-M-18 que corresponde a una andesita basáltica, presenta composiciones de vidrio en el campo de la traqui-andesita basáltica. En ambos casos se puede observar el pasaje del campo de los basaltoides (Roca total) al campo de los traquitoides (Vidrio). Esto puede ser interpretado como evidencia de cristalización fraccionada a la hora de caracterizar al Sistema Magmático Lanín (SML); la composición del vidrio en ambos casos es coincidente con los análisis de las rocas pertenecientes al campo de los traquitoides para el volcán Lanín.

6.6 Análisis de geobarómetros y geotermómetros

A partir de los análisis mineraloquímicos de microsonda electrónica, se obtuvieron datos analíticos con el objetivo de caracterizar de forma cuantitativa las condiciones de presión y temperatura a las cuales estuvieron sometidos los magmas pertenecientes al SML. Fueron aplicados los conocidos geotermómetros y geobarómetros que utilizan las fases minerales presentes y el vidrio [ver referencias en Putirka (2008)]. En aquellos casos donde no se cuenta con la composición del vidrio, se optó por utilizar los valores que arrojan los análisis de roca total. Las planillas de cálculo (Excel) utilizadas fueron desarrolladas por Putirka, K.D., y pueden ser descargadas del sitio web *http://www.csufresno.edu/es/faculty&staff/putirka/keith_putirka.html*. Los valores obtenidos de los cálculos de presión y temperatura en las fases analizadas son una herramienta importante a la hora de distinguir procesos actuantes dentro de un sistema magmático (*ver capítulo 8 - Discusión*).

6.6.1 Geotermómetros con vidrio

Uno de los cálculos realizados a partir de los datos obtenidos mediante los análisis de microsonda electrónica fue el de temperatura (°C) utilizando la composición del vidrio volcánico presente en las muestras analizadas. Los valores finales de temperatura se obtuvieron utilizando los modelos para esta metodología propuestos por Putirka (2008); los datos se procesaron utilizando las planillas de

cálculo desarrolladas por Putirka, K.D., las cuales son de acceso libre en sitio web mencionado anteriormente. Mediante este procedimiento fueron calculados valores de temperatura en °C para dos muestras de basaltoides (3-M-18 y 8-M-18). Los primeros valores se obtuvieron utilizando una fórmula de Helz y Thornber (1987) modificada por Putirka (2008), la cual pone énfasis en el contenido de MgO presente en el fundido y posee un error estándar de ±71°C. Luego se obtuvieron valores de temperatura utilizando un cálculo propuesto por Putirka (2008), el cual tiene en cuenta junto con el MgO, el contenido de FeO, álcalis y H_2O en el fundido, y es independiente de la presión, con un error estándar de ±51°C. Utilizando el procedimiento de Helz y Thornber (1987) se obtuvieron los siguientes valores de temperatura: muestra 3-M-18 (1042°C) y muestra 8-M-18 (945°C), mientras que con el procedimiento de Putirka (2008) se obtuvo: muestra 3-M-18 (1031°C) y muestra 8-M-18 (1015°C).

6.6.2 Geotermómetro divina-vidrio

Este método propuesto por Putirka, K.D., y otros autores, tiene en cuenta la composición de la fase mineral de olivinas respecto del fundido (vidrio) en el cual están cristalizando; o si no se cuenta con el dato del vidrio se puede utilizar el análisis de roca total (Putirka, 2008). Se debe tener en cuenta que las olivinas forman soluciones sólidas, por ende lo que está en equilibrio real con el líquido durante la cristalización es la fase presente en el borde del cristal. En los casos que no se cuenta con datos de vidrio, se optó por utilizar el análisis de roca total, los cuales se correlacionaron con datos obtenidos en los núcleos de los cristales. Las planillas de cálculo que fueron utilizadas se pueden obtener de la página web mencionada anteriormente. En las mismas fueron cargados los datos de fases minerales de olivina presentes tanto en muestras de basaltoides como de traquitoides. En dos de las muestras (3-M-18 y 8-M-18) se cuenta con datos de vidrio y roca total, mientras que en las restantes (TRO-11-17, PAI-16-1 y 13-M-18) se utilizó para los cálculos el análisis de roca total. La planilla de cálculo elaborada por Putirka, K.D., permite obtener varios resultados en base a diferentes modelos desarrollados por diversos autores (Sisson y Grove, 1993b; Beattie, 1993; Putirka *et d.,* 2007). Los modelos más aceptados según el trabajo de Putirka (2008) que aplican esta metodología son el de Beattie (1993) y el de Putirka *et d.,* (2007). El

primer modelo se ajusta mejor a sistemas magmáticos anhidros, mientras que el segundo lo es para sistemas magmáticos hidratados (Putirka, 2008). Para las muestras 3-M-18 y 8-M-18 los resultados que arrojan los cálculos utilizando los valores del vidrio son irreales; muy bajos (816°C-859°C-569°C-624°C), por lo que fueron descartados y se tomaron como válidos aquellos que resultan del análisis de roca total con el núcleo de las Olivinas. Los cálculos con el modelo de Beattie (1993) dan como resultado los siguientes valores: muestra TRO-11-17 (1129°C), muestra 3-M-18 (1182°C), muestra 8-M-18 (1151°C), muestra PAI-16-1 (1124°C), muestra 13-M-18 (1021°C). Mientras que los cálculos con el modelo de Putirka *et al.*, (2007) dan para las mismas muestras los siguientes resultados: muestra TRO-11-17 (1166°C), muestra 3-M-18 (1195°C), muestra 8-M-18 (1180°C), muestra PAI-16-1 (1182°C), muestra 13-M-18 (1047°C).

6.6.3 Geobarómetros y geotermómetros de plagioclasa-vidrio

Esta metodología es propuesta por Putirka (2005b) y permite obtener valores de temperatura (°C) y Presión (Kbar). Al igual que en el modelo de olivina-fundido las plagioclasas forman soluciones sólidas, por lo que fueron utilizados los datos correspondientes a los bordes de los cristales cuando se correlacionan con el vidrio; dado que son estos los que se encuentran en equilibrio, y los datos del núcleo de los cristales cuando solo se cuenta con el análisis de roca total. La planilla de cálculo (Excel) utilizada puede ser descargada del sitio web indicado anteriormente. Los cálculos con el modelo de Putirka (2005b) dan como resultado los siguientes valores de temperatura y presión: muestra TRO-11-17 (1287°C / 13.3Kbar), muestra 3-M-18 (1248-1230°C / 9.1Kbar), muestra 8-M-18 (1367-1211°C / 8.1Kbar), muestra PAI-16-1 (1177°C / 6.1Kbar), muestra 12-M-18 (1079°C / 4.4Kbar), muestra 13-M-18 (1071°C / 4.6Kbar). El primer valor de temperatura para las muestras 3-M-18 y 8-M-18 es utilizando el vidrio en los cálculos, mientras que para el segundo resultado se utilizó el análisis de roca total con el valor del núcleo de las plagioclasas analizadas.

6.6.4 Geobarómetros y geotermómetros de ortopiroxeno-vidrio

Esta metodología que permite obtener valores de temperatura (°C) y presión (Gpa), es propuesta por Beattie (1993) y posteriormente por Putirka (2008), quien

realiza correcciones sobre la primera. La misma es aplicada en el presente trabajo para las muestras de basaltoides (TRO-11-17, 3-M-18 y 8-M-18) y traquitoides (12-M-18 y 13-M-18), las cuales cuentan con datos de microsonda electrónica para fases minerales de ortopiroxeno y vidrio volcánico (y/o roca total). Los análisis utilizando la planilla de cálculo disponible en el sitio web mencionado, arrojan valores para tres procedimientos diferentes; el primero propuesto por Beattie (1993) presenta un error estándar de ±61°C y se adapta mejor a magmas anhidros, mientras que los otros dos procedimientos son correcciones propuestas por Putirka (2008), las cuales presentan rangos de error de ±39°C y ±48°C, y pueden ser aplicadas tanto a magmas hidratados como anhidros. Para el caso del volcán Lanín se toma como referencia los valores que arroja la metodología propuesta por Beattie (1993). En la misma planilla de cálculo se pueden obtener valores de presión en gigapascales, pero estos no fueron interpretados como válidos dado que el rango de dispersión es muy elevado para los datos analizados (±0.5 GPa). Los cálculos con el modelo de Beattie (1993) para el cálculo de temperatura dan como resultado los siguientes valores: muestra TRO-11-17 (1150°C), muestra 3-M-18 (1198°C), muestra 8-M-18 (1174°C), muestra 12-M-18 (1104°C) y muestra 13-M-18 (1073°C). Mientras que los cálculos con el modelo de Putirka (2008) dan para las mismas muestras los siguientes resultados: muestra TRO-11-17 (1152°C), muestra 3-M-18 (1204°C), muestra 8-M-18 (1153°C), muestra 12-M-18 (1015°C) y muestra 13-M-18 (966°C).

6.6.5 Geobarómetros y geotermómetros de dinopiroxeno-vidrio

Diversos autores proponen la utilización de la fase mineral clinopiroxeno presente en rocas volcánicas como geotermómetro y geobarómetro (Nimis 1995; Nimis y Ulmer 1998; Nimis y Taylor 2000) y luego Putirka *et d.* (1996; 2003) propone correcciones a esta metologia para obtener temperaturas y presiones a partir del equilibrio entre la fase mineral de clinopiroxeno y el vidrio en equilibrio presentes en una muestra. Ambos procedimientos permiten obtener valores de temperatura en °C y Presión en kilobares para sistemas anhidros (Putirka *et d.,* 1996) e hidratados (Putirka *et al.,* 2003). Estos presentan rangos de error de ±52° C / ±4.6 Kbar y ±61°C / ±4.8 Kbar respectivamente. Según Putirka (2008) el primer procedimiento responde mejor en rocas tipo basaltoides, mientras que el segundo lo es para rocas ricas en sílice. La planilla de cálculo (Excel) utilizada en el presente

trabajo puede ser descargada del sitio web indicado anteriormente. Los cálculos con el modelo de (Putirka *et al.,* 1996) dan como resultado los siguientes valores de temperaturas y presiones: muestra TRO-11-17 (1159°C / 5.1 Kbar), muestra 3-M-18 (1136°C / 0.5 Kbar), muestra 8-M-18 (1131°C / 4.9 Kbar) y muestra 13-M-18 (1026°C). Mientras que los cálculos con el modelo de Putirka *et al.,* (2003) dan para las mismas muestras los siguientes resultados: muestra TRO-11-17 (1123°C / 2.2Kbar), muestra 3-M-18 (1121°C / 1.5 Kbar), muestra 8-M-18 (1123° C / 4.5Kbar) y muestra 13-M-18 (980°C).

6.6.6 Geobarómetros y geotermómetros de clinopiroxeno-ortopiroxeno

Esta metodología permite obtener valores de temperatura (°C) y presión (Kbar) a través de pares minerales de clinopiroxeno-ortopiroxeno; equilibrio sub-sólido, presentes en una roca. La misma fue desarrollada por diversos autores (Wood y Banno, 1973; Wells, 1977; Brey y Kohler, 1990; Putirka, 2008), entro los que destacan el procedimiento propuesto por Brey y Kohler (1990) con un error de temperaturas de ±50°C, y el modelo de Putirka (2008) el cual presenta un error de ±38°C y que a su vez permite obtener valores de presión en kilobares con un rango de error de ±3.2 Kbar. Las planillas de cálculo utilizadas se pueden obtener en el sitio web mencionado anteriormente. La presencia de estos pares minerales en las muestras analizadas permitió obtener valores para tres muestras de basaltoides (TRO-11-17, 3-M-18 y 8-M-18) y una muestra de traquitoides (13-M-18). Para la muestra de basalto TRO-11-17 se obtuvo una temperatura de 907°C con el primer procedimiento y de 1025°C con el segundo. Los valores de presión que arrojan los cálculos para esta muestra son negativos y fueron descartados. En el caso de la muestra de basalto 3-M-18 el primer procedimiento arroja un valor de 913°C, mientras que con el segundo se obtiene una temperatura de 858°C y presiones por demás elevadas por lo cual no son tenidas en cuenta (ej. 70 Kbar). Para la muestra de andesita basáltica 8-M-18 se obtuvo un valor de 995°C con el primer procedimiento y un valor de temperatura y presión de 1008°C - 0.09 Kbar con el segundo. Para la única muestra de traquitoides los cálculos arrojan un valor de 833°C con el primer procedimiento, mientras que con el segundo el valor que se

obtuvo es de 1040°C. Los valores de presión obtenidos para esta última muestra no son coherentes ya que se encuentran en un rango de ±20 Kbar.

6.7 Interpretación y conclusiones de los resultados de geobarómetros y geotermómetros

Los valores obtenidos para las diferentes muestras analizadas se encuentran dentro de rangos aceptables de temperatura y presión. Todas las metodologías señalan una disminución moderada de la temperatura, que según la metodología varía entre 100 y 200 grados entre los terminos basálticos y los traquidaciticos. Por otra parte, la presión difiere según la metodología. La figura 6.18.1 T/P conforme el par Plagioclasa fundido (Putirka, 2005b) sugiere una menor presión de confinamiento para los líquidos más diferenciados respecto de los más básicos. Esta última variable es difícil de calcular con exactitud dado que en los sistemas magmáticos, los fundidos suelen estar sobrepresionados, pudiendo generarse una sobreestimación de la profundidad (Best y Christiansen, 2001). Las presiones obtenidas para el SML están dentro de un rango de profundidad de entre 1.6 y 29.7 kilómetros (utilizando un índice de conversión de 0.0307 Gpa/Km) en condiciones de presión litostática de corteza continental, las cuales coinciden con el espesor cortical calculado para la ZVS en estas latitudes por los trabajos de Lüth *et d.* (2003) y Völker *et d.* (2011). En cuanto a los valores de temperatura obtenidos, estos también deben ser tratados con prudencia a pesar de que se puede observar una tendencia acorde, con temperaturas máximas de hasta 1287°C en los basaltoides y mínimas de hasta 833°C en los traquitoides.

A la hora de interpretar los valores obtenidos a través de las planillas de cálculos para los pares minerales analizados (Fig. 6.18), uno debe ser cauteloso y tener en cuenta que estos valores pueden distar mucho de la realidad del sistema magmático estudiado, o bien puede existir la presencia de una variable que es significativa en el resultado y que no se está teniendo en cuenta (ej. presión de fluidos, fO_2) (Putirka, 2008). Al mismo tiempo muchos de los cálculos de temperatura son sensibles a las presiones y viceversa (Putirka, 2008), por lo que estos valores deben ser conocidos a través de datos experimentales o bien estimados dentro de rangos apropiados para el sistema estudiado. En conclusión, lo ideal es poder realizar una correlación entre los valores obtenidos a través de los

		Resultados de geotermometros y geobarometros													
	Metología	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Muestra		T (° C)	T (° C)	T (° C)	T (° C)	T (° C)	P (Kbar)	T (° C)	T (° C)	T (° C)	T (° C)	P (Kbar)	P (Kbar)	T (° C)	T (° C)
Basalto	*TRO-11-17*			1129	1166	1287		1150	1152	1159	1123			907	1025
Basalto	*3-M-18*	1042	1031	1182	1195	1230	9.1	1198	1204	1136	1121	0.5	1.5	913	858
Andesita basáltica	*8-M-18*	945	1015	1151	1180	1211	8.1	1174	1153	1131	1123	4.9	4.5	995	1008
Traqui-andesita basáltica	*PAI-16-1*			1124	1182	1177	6.1								
Traqui-andesita	*12-M-18*					1079	4.4	1104	1015						
Traqui-dacita	*13-M-18*			1021	1047	1071	4.6	1073	966	1026	980			833	1040

1	Geotermómetro basado en la composición del fundido. Putirka, K. (2008)
2	Geotermómetro basado en la composición del fundido. Helz y Thornber (1987)
3	Geotermómetro basado en la relación olivina-fundido. Beattie (1993)
4	Geotermómetro basado en la relación olivina-fundido Putirka *et al.* (2007)
5	Geotermómetro basado en plagioclasa-fundido. Putirka (2005b)
6	Geobarometro basado en plagioclasa-fundido. Putirka (2005b)
7	Geotermometro basado en ortopiroxeno-fundido. Beattie (1993)
8	Geotermometro basado en ortopiroxeno-fundido. Putirka, K. (2008)
9	Geotermómetro basado en clinopiroxeno-vidrio. Putirka, 1996
10	Geotermómetro basado en clinopiroxeno-vidrio. Putirka, 2003
11	Geobarómetro basado en clinopiroxeno-vidrio. Putirka, 1996
12	Geobarómetro basado en clinopiroxeno-vidrio. Putirka, 2003
13	Geotermómetro de clinopiroxeno-ortopiroxeno. Brey y Kohler (1990)
14	Geotermómetro de clinopiroxeno-ortopiroxeno. Putirka K. D., (2008)

Fig 6.19 Tabla con los valores de presión y temperatura obtenidos para las muestras del volcán Lanín analizadas, a partir de los diferentes procedimientos aplicados. Se identifican según la fase mineral utilizada y el autor.

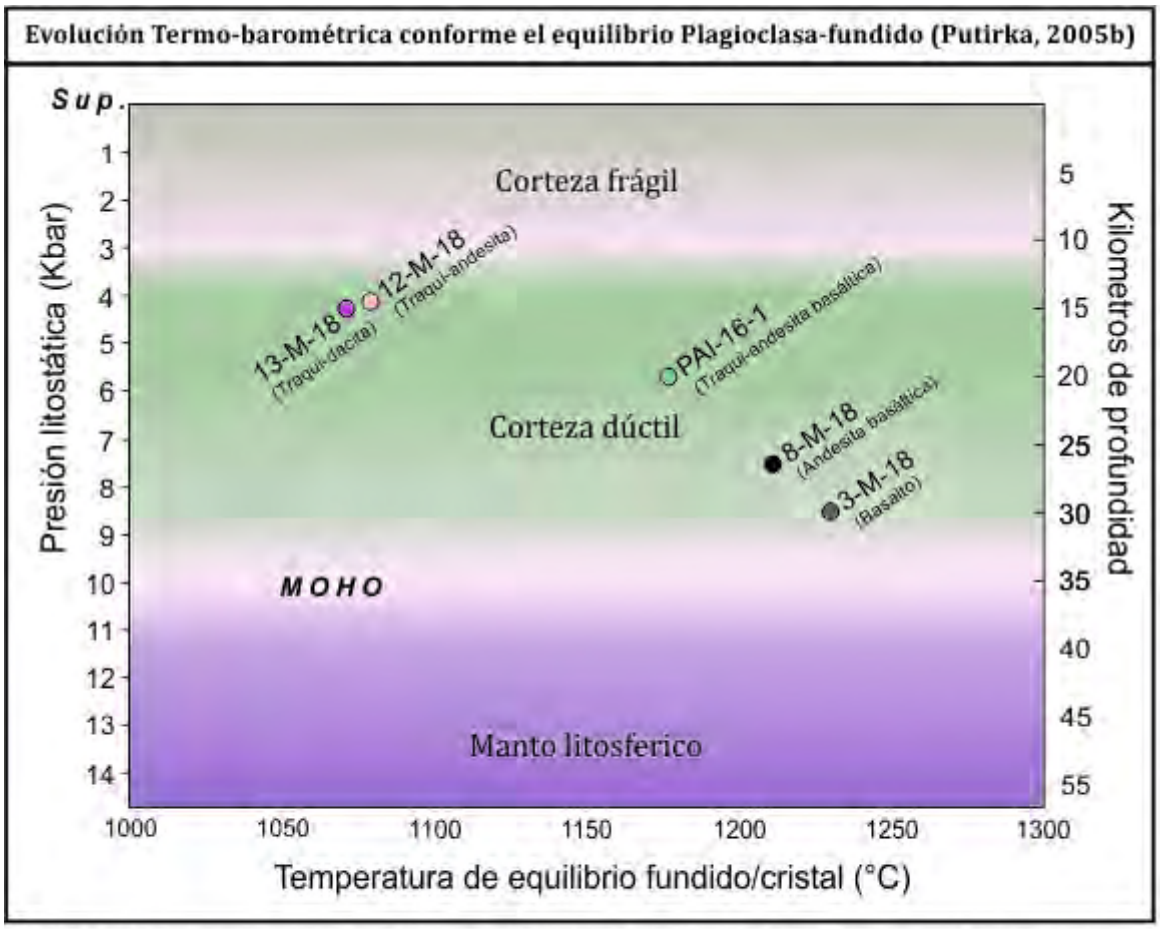


Fig. 6.18.1) Gráfico conceptual en el cual se distinguen los valores obtenidos de presión y temperatura para las muestras del volcán Lanín, conforme el equilibrio Plagioclasa-fundido (Putirka, 2005b). Valores del MOHO (30-40Km) según Tassara *et al.*, 2006 y límite corteza dúctil-frágil (11-14Km) según Lüth *et al.*, (2003).

pares minerales en las muestras y estudios de laboratorio donde se puedan reproducir las mismas fases minerales a partir de condiciones similares de presión y temperatura (ej. autoclave de alta presión y alta temperatura).

6.8 Geotermometría y fugacidad de oxígeno a partir del par mineral ilmenita-magnetita

El estudio del equilibrio de fases en el sistema FeO-Fe_2O_3-TiO_2 (Fig. 6.16) permite determinar la fugacidad de oxígeno (fO_2) y la temperatura (°C) durante la formación contemporánea del par mineral ilmenita-magnetita en muchas rocas (Buddington y Lindsley, 1964), esta herramienta es utilizada frecuentemente dado que es común encontrar fases minerales pertenecientes a las series magnetita-Ulvoespinela (Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4) y hematita-ilmenita (Fe_2O_3 - $FeTiO_3$) en rocas metamórficas e ígneas (Powell y Powell, 1977). Las relaciones estequiométricas y termodinámicas de este equilibrio a partir de los datos de Buddington y Lindsley (1964), pueden ser representadas de la siguiente manera:

$$FeTiO_3(Ilm) + Fe_3O_4(Mt) \rightleftharpoons Fe_2O_3(Ilm) + Fe_2TiO_4(Mt)$$

$$-\triangle G^0_1 = RT \ln (a_{Fe_2TiO_{4,Mt}} . a_{Fe_2O_{3,Ilm}})/(a_{Fe_3O_{4,Mt}} . a_{FeTiO_{3,Ilm}})$$

$$6FeTiO_3 + 2Fe_3O_4 \rightleftharpoons 6Fe_2TiO_4 + O_2$$

$$-\triangle G^0_6 = RT \ln (a^6_{Fe_2TiO_{4,Mt}})/(a^6_{FeTiO_{3,Ilm}} . a^2_{Fe_3O_{4,Mt}}) + RT \ln a_{O_2}$$

Con el fin de obtener en el presente trabajo valores de temperatura y fugacidad de oxígeno para las rocas de volcán Lanín, los datos analíticos obtenidos de los análisis de microsonda electrónica en fases minerales de óxidos, fueron insertados en una panilla de cálculo (Excel), que lleva por nombre *ILMAT A magnetite-ilmenite Geothermobarometry Program (version 1.2)*, propuesta por Lepage (2003) y que puede ser descargada de forma gratuita del sitio web: *http://www.iamg.org/CGEditor/index.htm.* Esta planilla permite obtener valores de temperatura (°C) y fO_2 utilizando como referencia los cálculos presentes en los trabajos de Carmichael (1967); Powell y Powell (1977); Spencer y Lindsley (1981); Andersen y Lindsley (1985). Mediante este procedimiento fueron analizadas 2 (dos) muestras de roca que contienen ambas fases minerales coexistiendo (lmenita-

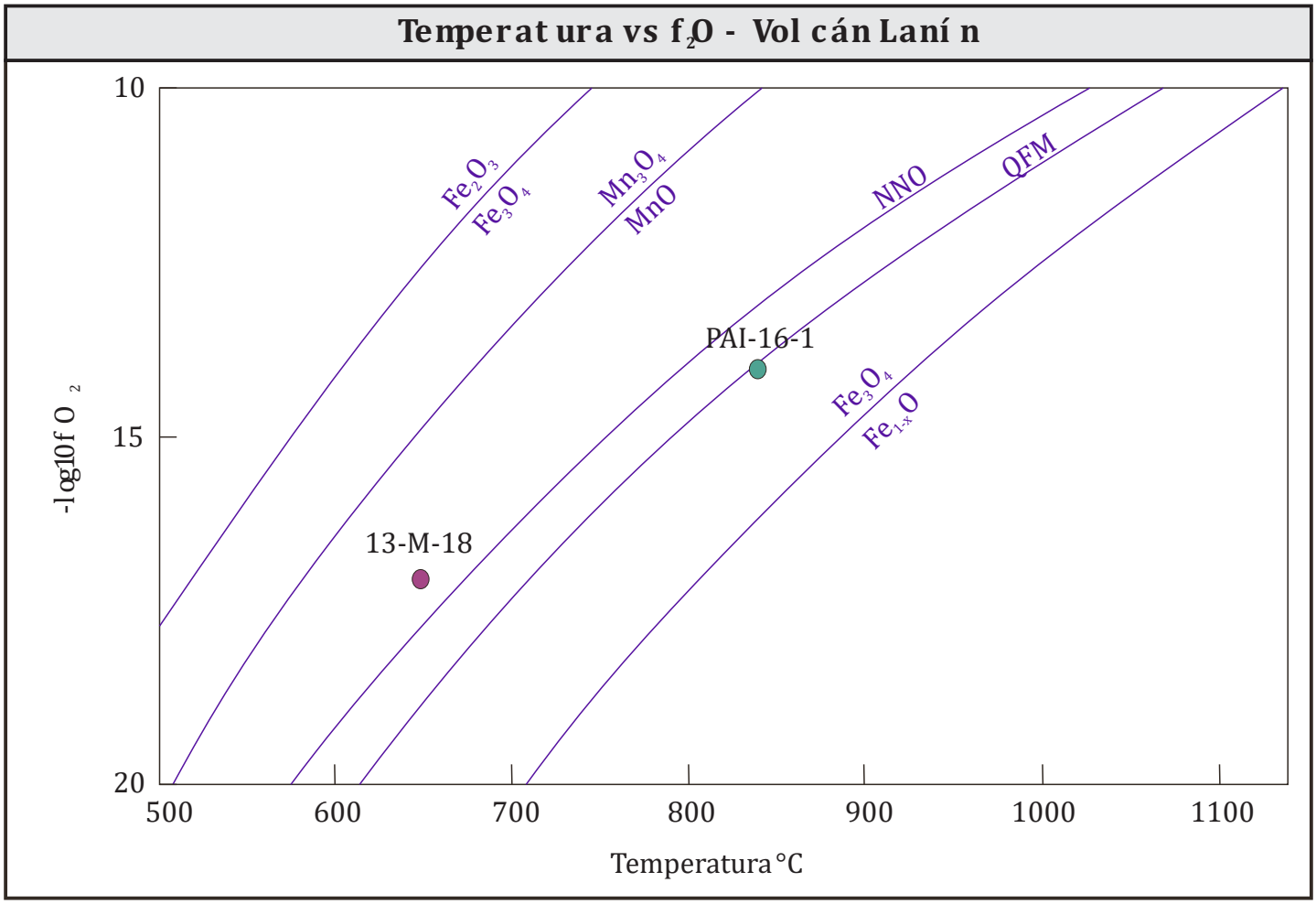


Fig.6.19) Temperatura (°C) versus -Log f_{O_2}. Las muestras pertenecientes al volcán Lanín se plotean junto a cinco sistemas buffer de oxígeno (Buddington y Lindsley, 1964).

magnetita): muestra PAI-16-1 y muestra 13-M-18. Los resultados obtenidos se muestran de forma gráfica en el cuadro de la Figura 6.19.

6.8.1 Interpretación de geotermómetro y fugacidad de oxígeno del par ilmenita-magnetita

Los cálculos de temperatura y fugacidad de oxígeno para las muestras analizadas permitieron observar que la muestra PAI-16-1 (traqui-andesita basáltica) es coincidente con condiciones de oxidación cercanas al *buffer* QFM (cuarzo-fayalita-magnetita), mientras que la muestra 13-M-18 (traqui-dacita) presenta condiciones cercanas al *buffer* NNO (Nickel-Óxido de Nickel). Esto sugiere que ambas lavas fueron eruptadas bajo similares condiciones de óxido/reducción (*redox*), pero a diferentes temperaturas. En ambos casos se puede observar que las fases minerales presentes coinciden con las descriptas por Carmichael (1967) para rocas volcánicas que presentan dichas condiciones; en el primer caso se observa precipitación conjunta de olivina con el par mineral ilmenita-magnetita, mientras que en el segundo caso las condiciones de temperatura y fO_2 permiten la precipitación de la fase ortopiroxeno.

Los valores de fugacidad de oxigeno son bajos en ambos casos, lo que puede estar indicando condiciones características de un ambiente de subducción de series toleíticas (*sistema subsaturado en* H_2O) (Chin *et al.*, 2017). A su vez, la ausencia de fases minerales hidratadas en las lavas del volcán Lanín sugiere un contenido relativamente bajo de H_2O para el SML.

CAPITULO 7 – BALANCE DE MASAS



"Y cada uno aferrado a sus dioses,
productos de toda una historia,
los modelan y los destruyen,
y según eso ordenan sus vidas
en la frente les ponen monedas
y de sus largas manos
le cuelgan candados,
letreros y rejas"

Eduardo Gatti

CAPÍTULO 7 – MODELADO Y BALANCE DE MASAS

En el presente capítulo se realiza un modelado matemático siguiendo las premisas de una cristalización fraccionada y su respectivo balance de masas, para verificar si este mecanismo es el responsable de la variabilidad de rocas existente en la superficie, las cuales constituyen las unidades del volcán, y de sus características geoquímicas. Para corroborar esto fue necesario realizar un modelo de balance de masas. Dicho modelo permitió estimar a partir de una roca inicial (roca madre), una roca derivada o hija (residuo de fusión), que resulta de una tasa de fusión o % (porcentaje) de fraccionamiento de la primera (Wilson, 1989; Rollinson, 1993). Para esto se utilizaron los valores analíticos de elementos mayoritarios en las muestras utilizadas en el modelo. Posteriormente la validez de los resultados fue cotejada con la distribución de elementos traza para cada una de las muestras aplicando la tasa de fusión respectiva. Se realizó un cálculo individual para cada elemento traza analizado, dado que el comportamiento durante el proceso de fusión parcial es propio de cada elemento y su coeficiente de distribución global, que se rige por su coeficiente de partición en cada especie mineral presente [Ecuación 1]. En líneas generales el valor del coeficiente de distribución, varía en función de la temperatura, la presión, la *f*O2 y otros parámetros asociados a las condiciones del sistema (Wilson, 1989). Los valores de coeficientes en los cálculos, fueron extraídos del trabajo de Rollinson (1993). La concentración de un elemento traza en una roca derivada que resulta de un proceso de cristalización fraccionada, se calcula mediante la fórmula de *Rayleigh* [Ecuación 2].

[Ecuación 1]

$D = \Sigma_{(i=1,n)} (Xi * K_D)$

D = coeficiente de distribución global

Xi = fracción del mineral "i" en el residuo de fusión

K_D = coeficiente de partición entre el líquido residual y el mineral "i"

[Ecuación 2]

$C_L = C_O * F^{(D-1)}$

C_L = concentración del elemento en el líquido residual

C_O = contenido del elemento traza en la roca madre

F = grado de fraccionamiento

[Ecuación 3]

$F = Co/CL$

Las rocas del volcán Lanín fueron modeladas por etapas (basaltoides y traquitoides), teniendo en cuenta las tendencias de un *gap* composicional observadas en los diagramas geoquímicos (ej. TAS y diagramas de variación). Los basaltoides y los traquitoides fueron tratados y modelados como dos subconjuntos por separado, dado que las tendencias de los diagramas de variación indican el fraccionamiento de paragénesis minerales particulares e independientes entre estos. En ambos casos se tomó como punto de partida la roca más básica de cada grupo, y se aplicó un modelo de cristalización fraccionada, con una paragénesis mineral similar a la observada en el microscopio. Se utilizaron planillas de cálculo (Excel) para realizar las operaciones matemáticas (*véase todos anexos*). En los casos que no se cuenta con análisis de microsonda electrónica, los valores composicionales asignados para esa fase mineral se obtuvieron de la bibliografía (Rollinson, 1993), o de muestras de roca cercanas composicionalmente que se encuentran dentro del mismo subgrupo.

7.1 Basaltoides

Para los basaltoides se utilizó como roca inicial (C_O) la muestra 3-M-18, y como roca derivada o hija (C_L) la muestra 8-M-18. Se aplicó una paragénesis mineral con los siguientes valores: plagioclasa (63%), olivina (30%), clinopiroxeno (6%), espinela (1%). La fracción de líquido residual ($F=0,92$) se obtuvo a partir de la relación existente entre la roca madre y la roca hija del elemento incompatible Rb (rubidio); 34,1 ppm de Rb (3-M-18) y 37,1 ppm de Rb (8-M-18). Teniendo en cuenta que para la paragénesis expuesta, el coeficiente de partición total (D) del Rb es próximo a 0 (cero), la [Ecuación 2] se simplifica en la [Ecuación 3]. Los valores obtenidos se muestran en la figura 7.1.

Basaltoides - cuadro de resultados - Fraccionamieto						
Elemento	*C0 = 3-M-18*	Frac. Crist.	% Extraido	Líq. Resi. (*Cl*)	Recal. 100% (*Cl*)	8-M18
SiO2	50.4	0.08	3.40	47.00	52.25	52.7
TiO2	1.2	0.08	0.01	1.19	1.32	1.31
Al2O3	17.5	0.08	1.47	16.03	17.82	17.6
Fe2O3	10.3	0.08	1.07	9.23	10.26	10.5
MnO	0.17	0.08	0.02	0.15	0.17	0.17
MgO	5.25	0.08	1.20	4.05	4.51	4.7
CaO	8.51	0.08	0.71	7.80	8.67	8.37
Na2O	3.21	0.08	0.10	3.11	3.46	3.36
K2O	1.08	0.08	0.01	1.07	1.19	1.26
P2O5	0.34	0.08	0.00	0.34	0.38	0.38

Fig. 7.1) Cuadro resumen con resultados obtenidos para el modelo de cristalización fraccionada de los basaltoides.

Traquitoides - cuadro de resultados - Fraccionamieto						
Elemento	*Co = PAI-16-1*	Frac. Crist.	% Extraido	Líq. Resi. (*Cl*)	Recal. 100% (*Cl*)	*13-M-18*
SiO2	55.9	0.520	24.35	31.55	63.98	64.30
TiO2	1.34	0.520	0.98	0.36	0.73	0.70
Al2O3	17.9	0.520	9.61	8.29	16.80	16.70
Fe2O3	9.65	0.520	6.70	2.95	5.98	6.14
MnO	0.17	0.520	0.10	0.07	0.14	0.18
MgO	3.4	0.520	2.87	0.53	1.07	1.02
CaO	6.69	0.520	5.23	1.46	2.96	3.33
Na2O	4.62	0.520	1.82	2.80	5.69	5.62
K2O	1.34	0.520	0.08	1.26	2.55	2.47
P2O5	0.42	0.520	0.27	0.15	0.30	0.29

Fig. 7.2) Cuadro resumen con resultados obtenidos para el modelo de cristalización fraccionada de los traquitoides.

7.2 Traquitoides

Para los traquitoides se utilizó como roca inicial la muestra PAI-16-1 (C_O), y como roca derivada o hija la muestra 13-M-18 (C_L). Se aplicó una paragénesis mineral con los siguientes valores: plagioclasa (64%), olivina (4,6%), clinopiroxeno (13,5%), ortopiroxeno (6,5%), magnetita (10%), ilmenita (1%) y apatita (0,4%). La fracción de líquido residual ($F=0,48$) se obtuvo a partir de la relación existente entre la roca madre y la roca hija del elemento incompatible Rb [Ecuación 3]; 28 ppm de Rb (PAI-16-1) y 58,9 ppm de Rb (13-M-18). Los valores obtenidos se muestran en la figura 7.2.

7.3 Comportamiento de elementos trazas

Con el objetivo de corroborar la validez del balance de masas (elementos mayoritarios) y del grado de fraccionamiento propuesto para los basaltoides y traquitoides del SML a partir de la paragénesis mineral observada, se procedió al modelado del comportamiento de elementos traza disponibles, utilizando los mismos parámetros obtenidos con los elementos mayoritarios (% fraccionamiento cristalino y % líquido residual).

En el caso de los basaltoides el grado de fraccionamiento entre la muestra "*Co*" y la muestra "*Cl*" es muy bajo (92% de fracción de líquido residual), por lo cual la variabilidad en la concentración de los elementos traza modelados no es fácilmente apreciable (fig. 7.3). Elementos traza tales como el *U*, *Rb*, *Nb*, *Zr* y *Hf*, presentan concentraciones en la muestra calculada similares a los valores de la muestra "*Cl*", mientras que elementos como el *Th*, *Ba*, *Sr* y *Y*, se encuentran levemente empobrecidos en la muestra "*Cl*". Es destacable el enriquecimiento de *Th* en la muestra de roca hija. (*Cl*), el alto valor de este metal de transición, es productor de la ausencia de cristalización temprana de magnetita; un rasgo esperable en evoluciones de basaltoides toleíticos.

Para los traquitoides, donde el grado de fraccionamiento entre la roca hija (*Cl*) y la roca madre (*Co*) es elevado (48% de líquido residual), el cambio en la concentración de los elementos traza modelados resulta mucho más visible (Fig. 7.4). Los valores que se obtuvieron para los elementos traza modelados se corresponden con los esperados. Es destacable también para los traquitoides un

enriquecimiento leve del elemento Ti, lo cual puede estar asociado a que el fraccionamiento de la Magnetita y la Ilmenita se da en estadios póstumos de la cristalización. Para el caso de los elementos Zr, Hf y Nb, los valores calculados están sobrestimados dado que no se tuvo en cuenta durante el modelado la presencia de minerales accesorios tales como el Circón, los cuales regulan fuertemente a estos elementos durante la cristalización.

7.4 Interpretación del modelo de balance de masas para el SML

El modelo de balance de masas aplicado a partir de la paragénesis mineral observada muestra una correlación entre los valores calculados y los valores esperados tanto para los basaltoides como para los traquitoides.

En el caso de algunos elementos traza del grupo de los *LILE* y los *HFSE*, los balances de masas mostraron fluctuaciones marcadas entre los valores que presentan las muestras "*Co*" y los valores de las muestras "*Cl*", por lo que muchos de estos no fueron tenidos en cuenta durante el modelado. Estos cambios, que en la mayoría de los casos son decrecientes a medida que aumenta el contenido de Sílice, podrían ser interpretados como fraccionamiento de fases minerales accesorias que no están siendo observadas en las muestras al microscopio e identificadas en los análisis de microsonda electrónica.

El balance de masas aplicado a las rocas del volcán Lanín, teniendo en cuenta dos instancias separadas por un *gap* composicional, permite explicar que el modelo de cristalización fraccionada es el mecanismo principal que actúa en el SML, en sus etapas finales de diferenciación, y es el promotor de la variabilidad observada en la petrografía y geoquímica de las unidades que componen el edificio volcánico, mientras que la bimodalidad observada y representada por un *gap* (2% apróx.) entre los basaltoides y los traquitoides puede ser atribuido a un procesos de inmiscibilidad líquida dentro del SML. Características similares a las del volcán Lanín, donde la cristalización fraccionada es el principal precursor de la diferenciación magmática, fueron interpretadas para describir el comportamiento de los sistemas magmáticos en volcanes cercanos pertenecientes a la ZVSC; volcán Villarrica, Hickey-Vargas *et al.*, (1989); volcán Puyehue-Cordón Caulle, Gerlach *et al.*, (1989).

Elemento	Co (ppm)	Frac. Liq. Res.	MODELADO (ppm)	Cl (ppm)
Rb	34.1	0.92	36.89	37.1
Sr	748	0.92	673.22	651
Ba	437	0.92	431.98	418
K	8900	0.92	9586.04	10400
Cs	1.76	0.92	1.88	1.86
Y	30	0.92	32.20	29.7
Ti	7100	0.92	7681.95	7800
Zr	157	0.92	170.08	167
Hf	4	0.92	4.33	4.3
Nb	6.7	0.92	7.28	7
Ta	0.3	0.92	0.33	1
Th	7.28	0.92	7.83	6.81
U	1.69	0.92	1.84	1.86

Elemento	Co (ppm)	Frac. Liq. Res.	MODELADO (ppm)	Cl (ppm)
La	25.3	0.92	26.29	23.7
Ce	55.2	0.92	57.60	53.4
Pr	7.31	0.92	7.67	6.99
Nd	31.6	0.92	33.10	29.9
Sm	6.65	0.92	7.04	6.65
Eu	1.75	0.92	1.72	1.53
Gd	6.14	0.92	6.51	5.87
Tb	0.81	0.92	0.87	0.76
Dy	5.23	0.92	5.58	5.03
Ho	1.01	0.92	1.08	1.05
Er	2.99	0.92	3.20	3.17
Tm	0.41	0.92	0.44	0.43
Yb	3.12	0.92	3.35	3.05
Lu	0.46	0.92	0.49	0.42

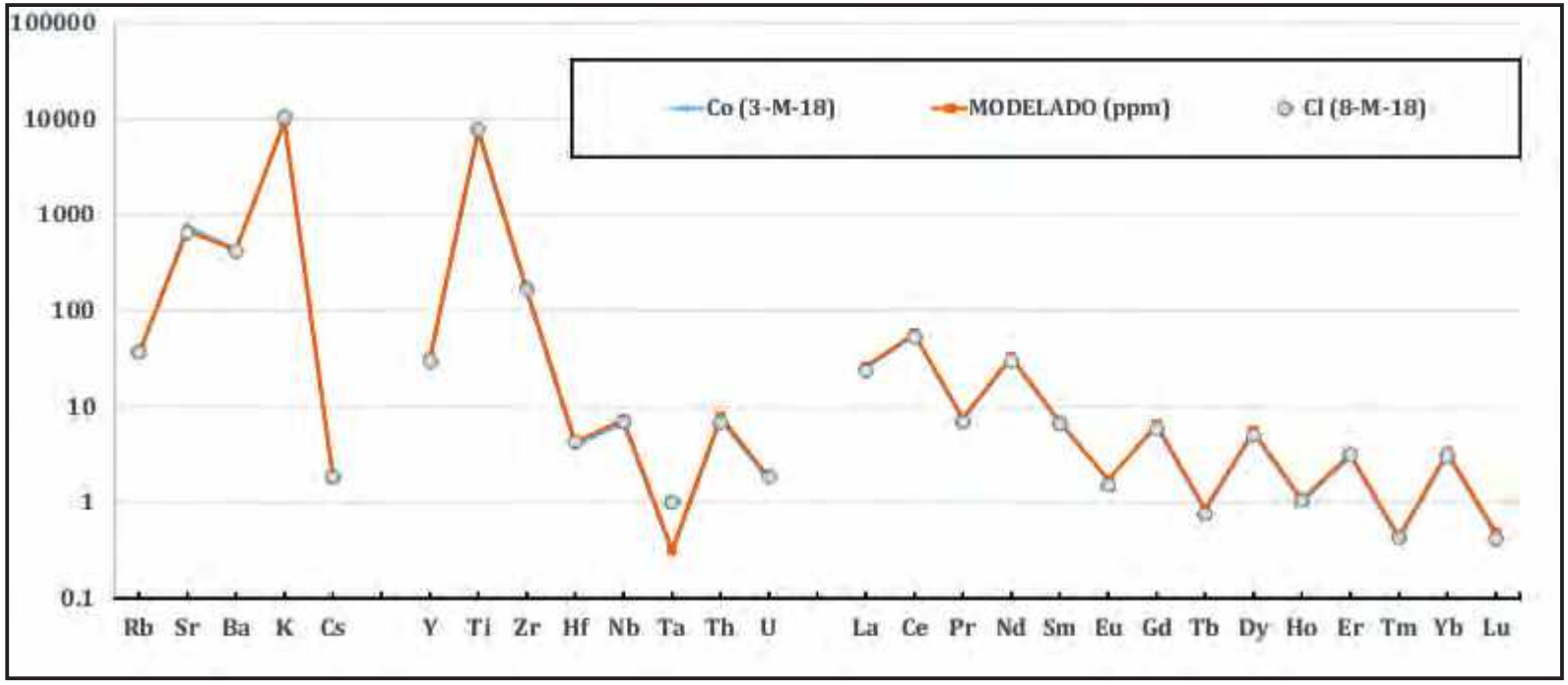


Fig.7.3) Cuadro y gráfico con resultados obtenidos para el modelo de cristalización fraccionada de elementos traza en basaltoides del SML.

Elemento	Co (ppm)	Frac. Liq. Res.	MODELADO (ppm)	Cl (ppm)
Rb	28	0.48	57.03	58.9
Sr	735	0.48	383.07	445
Ba	472	0.48	839.78	789
K	11100	0.48	21981.00	20500
Cs	0.52	0.48	1.03	1.33
Y	25.8	0.48	28.83	41.1
Ti	8000	0.48	5951.99	4100.0
Zr	143	0.48	260.62	269.0
Hf	3.7	0.48	6.90	7.7
Nb	7.8	0.48	11.69	12.6
Ta	0.4	0.48	0.77	1.0
Th	4.71	0.48	9.39	10.4
U	1.12	0.48	2.16	2.6

Elemento	Co (ppm)	Frac. Liq. Res.	MODELADO (ppm)	Cl (ppm)
La	22.8	0.48	37.66	38.7
Ce	49.4	0.48	83.88	80.7
Pr	6.3	0.48	13.13	10.1
Nd	27.1	0.48	45.06	40.1
Sm	5.78	0.48	9.11	7.91
Eu	1.76	0.48	2.22	2.51
Gd	5.18	0.48	8.44	8.64
Tb	0.76	0.48	1.24	1.25
Dy	4.54	0.48	7.43	7.66
Ho	0.96	0.48	2.00	1.53
Er	2.8	0.48	4.88	4.6
Tm	0.4	0.48	0.83	0.71
Yb	2.69	0.48	4.74	4.34
Lu	0.4	0.48	0.70	0.73

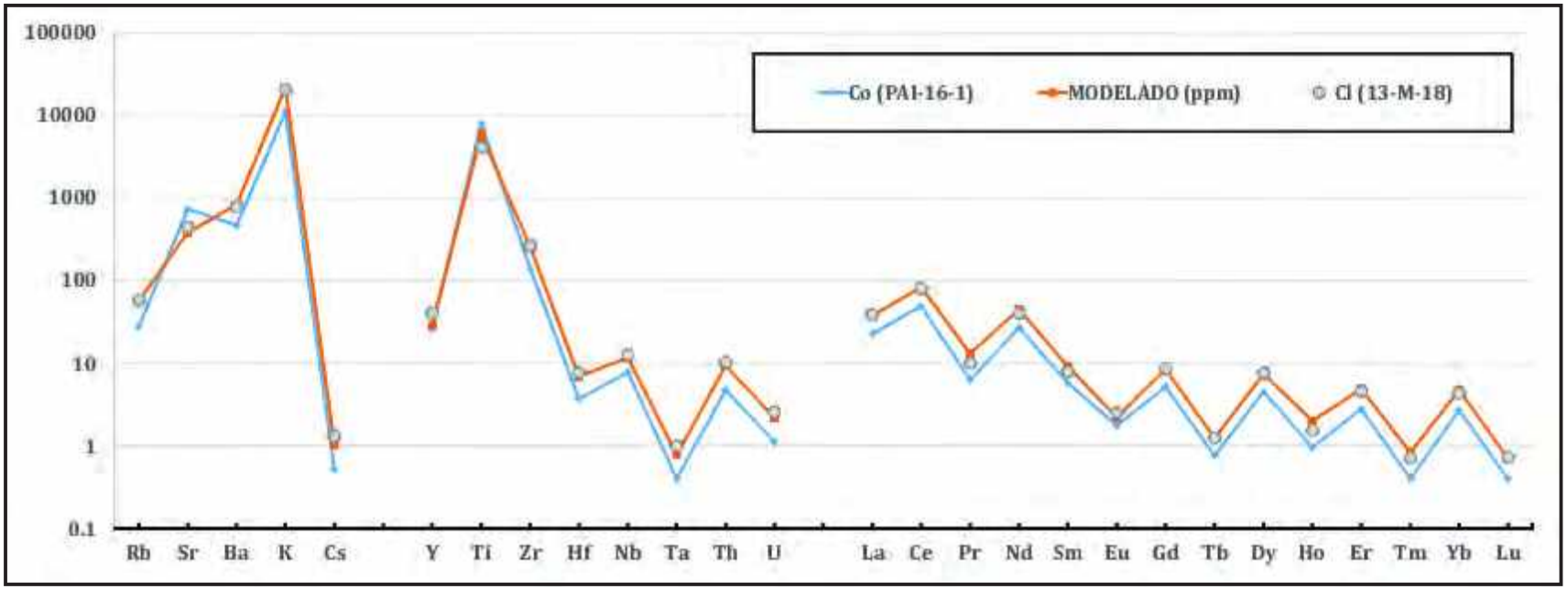


Fig. 7.4) Cuadro y gráfico con resultados obtenidos para el modelo de cristalización fraccionada de elementos traza en traquitoides del SML.

CAPÍTULO 8 – DISCUSIÓN, CONSIDERACIONES FINALES Y CONCLUSIONES



"Ya estoy en la mitad de esta carretera,
tantas encrucijadas quedan detrás,
ya está en el aire girando mi moneda,
y que sea lo que... sea"

Jorge Drexler

CAPÍTULO 8 – DISCUSIÓN

8.1 Evolución volcánica del Lanín

Al inicio del presente trabajo se planteó la existencia de un volcán antiguo, el cual estaría representado en el registro geológico por las rocas denominadas "Dacitas El Salto" según Lara *et d.* (2004), las cuales constituyen lo que estos autores identifican como *Unidad Lanín 1*. Dicho volcán se habría emplazado durante el pleistoceno medio. A partir de los primero trabajos en el terreno, se pudo constatar que las rocas denominadas "Dacitas El Salto", no presentan la extensión areal y la relación estratigráfica propuesta en el mapa escala 1:50000 del citado trabajo. En el flanco sur del edificio volcánico, las unidades más antiguas identificadas y descriptas durante las tareas de campo, presentan continuidad lateral con rocas a las que los autores citados anteriormente denominan como *Unidad Lanín 2*, tanto en las cercanías de los cerros Barbecho y Negro, como en las costas del lago Paimún. Discrepancias similares para la denominada *Unidad Lanín 1* de Lara *et d.*, (2004), se observaron en el sector nororiental del edificio volcánico, en los faldeos de la Sierra de Mamuil Malal (véase Fig. 3.1 y 3.8). Aquí las rocas pertenecientes a lo que los autores citados describen como *Unidad Lanín 1*, manifiestan continuidad lateral desde la base del volcán hasta las nacientes del Arroyo Correntoso, en cercanías de la cascada Maestro C. Fuentealba, donde estas unidades lávicas son coronadas hacia el tope por los depósitos pertenecientes al *Drift* Paso Tromen/Puesto de Paja (Rabassa *et d.*, 1990). Es por lo anteriormente expuesto que la estratigrafía del presente trabajo (Fig. 8.1) no se correlaciona con el trabajo de Lara *et d.* (2004). Si bien existen depósitos con características cercanas a las mencionadas en el trabajo de Lara *et d.* (2004), los mismos no deberían ser considerados como pertenecientes a un aparato volcánico antiguo (precedente al Lanín), ya que esta afirmación carece de fundamentos; el tomar esto como válido permitiría incurrir en el error de denominar a cualquier depósito no reciente del aparato volcánico como perteneciente a un "volcán antiguo". Por otro lado la no existencia de una caldera o rasgos geomorfológicos de magnitud que delimiten un aparato volcánico previo, refuerza lo discutido. El volcán Lanín es un claro ejemplo de un estratovolcán, y por definición estos se forman a partir de la acumulación de sucesivas eventos eruptivos (Davidson y De Silva 2000; De Silva y Lindsay 2015);

<table>
<tr><th>Edad</th><th>Turner et al., 1973</th><th>Rabassa et al., 1990</th><th>Lara et al., 2004</th><th>En este trabajo</th></tr>
<tr><td>Holoceno</td><td>Formación Lanín</td><td>Pequeña edad de hielo (Siglo XII y XIX)</td><td>Unidad Lanín 4</td><td>UL3</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Pleistoceno tardío</td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2">Drift Mamuil Malal</td><td>Unidad Lanín 3</td><td rowspan="3">UL2</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Unidad Lanín 2</td></tr>
<tr><td>Formación Malleo</td><td>Andesita Pino Santo</td></tr>
<tr><td>Pleistoceno medio</td><td></td><td>Drift San Humberto</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td rowspan="2">Pleistoceno temprano - Plioceno</td><td></td><td>Drift Paso Tromen/ Puesto de Paja</td><td rowspan="2">Unidad Lanín 1</td><td></td></tr>
<tr><td>Formación Mallín</td><td>Basaltos de Vn. Lanín</td><td>UL1</td></tr>
</table>

Fig.8.1) Cuadro estratigráfico de autores antecedentes del área de estudio. (Turner *et al.*, 1973; Rabassa *et al.*, 1990; Lara *et al.*, 2004; *En este trabajo*)

siendo que todos los depósitos son parte del mismo aparato volcánico, desde los más antiguos hasta los recientes.

Dadas las características de las *facies* analizadas en el edificio volcánico y la relación espacial y temporal interpretada, se desprende que la actividad eruptiva del volcán Lanín se habría iniciado durante el Plio-pleistoceno con un volcanismo donde alternan fases eruptivas de estilo e*stromboliano* y *hawaiano* (predominantemente efusivo), dando origen a los depósitos de la UL1, caracterizada por depósitos de *facies* lávicas junto con los cuales intercalan depósitos de *facies* epi-volcaniclásticas principalmente de origen glaciar, los cuales se depositan de forma discordante sobre un basamento ígneo-metamórfico pre-Cuaternario, el cual se encontraba elevado respecto de la topografía circundante (2000 m s.n.m. en flanco fur); ETAPA I en la figura 8.2. Dentro de la UL1 se sucedieron glaciaciones de diversa jerarquía, las cuales se ven representadas no solo por los depósitos que son el resultado de estos procesos, sino que también por las características observables en depósitos volcánicos identificados e interpretados como singlaciarios para esta unidad (Fuentes y Santillán, 2018). Los depósitos de la UL1 son posteriormente afectados por la glaciación que dio origen a las rocas del *Drift* Paso Tromen/Puesto de Paja (Rabassa *et al*., 1990); interpretado como el evento glaciar más significativo para la zona de estudio, el cual marca un hiato o periodo donde la taza de erosión en el aparato volcánico fue marcadamente superior a la taza de agradación, al mismo tiempo que se produce la separación entre la UL1 y la UL2. Este evento glaciar de gran jerarquía produjo un marcado proceso de erosión en el aparato volcánico; ETAPA II en la figura 8.2. Una vez retirados los cuerpos de hielo de esta gran glaciación, la actividad volcánica se reinicia con erupciones donde los depósitos están dominados por *facies* volcaniclásticas típicas de un volcanismo de estilo eruptivo de tipo *estromboliano* a *vulcaniano* (predominantemente explosivo por sobre el efusivo), depositándose la UL2 sobre un aparato volcánico parcialmente truncado; ETAPA III en la figura 8.3. Los depósitos de la UL2 con dominio de *facies* volcaniclásticas (VPcg, VPcf y PDC's), son interpretados como un volcanismo con mayor grado de evolución (incremento en contenido de sílice), debido a que el sistema magmático atravesó un periodo de inactividad prolongado (hipótesis de un sistema magmático cerrado). Los eventos eruptivos en esta nueva etapa se produjeron no solo de un cráter principal, sino que tuvieron origen en centros volcánicos satelitarios (sitios donde el material

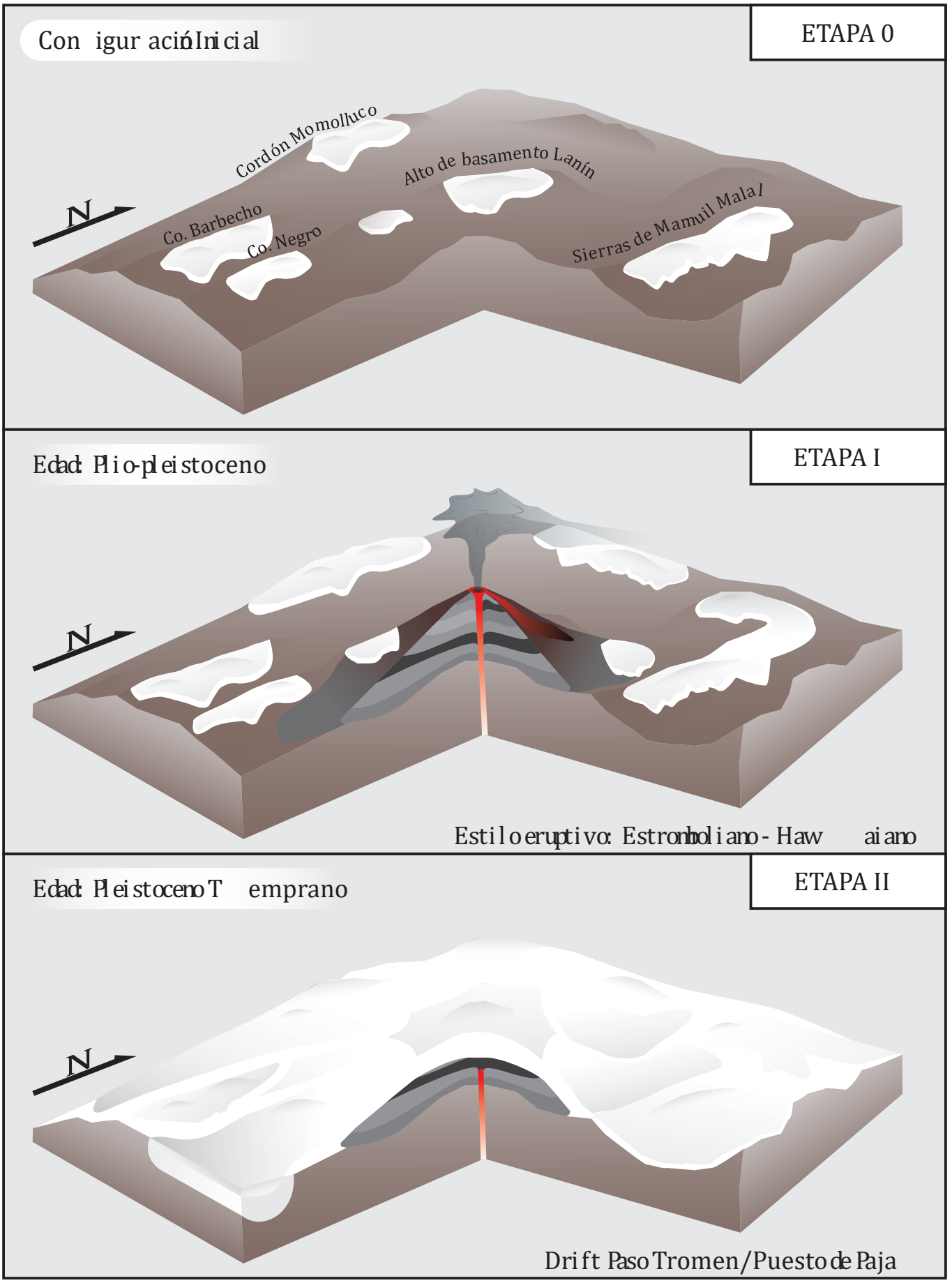


Fig. 8.2) Evolución volcánica del Lanín. ETAPA 0: Geomorfología local con bloque de basamento elevado respecto del área circundante. ETAPA I: Inicio de la actividad volcánica con estilo eruptivo Estromboliano-Hawaiano. ETAPA II: *Drift* Paso Tromen/Puesto de Paja (Rabassa *et al.*, 1990).

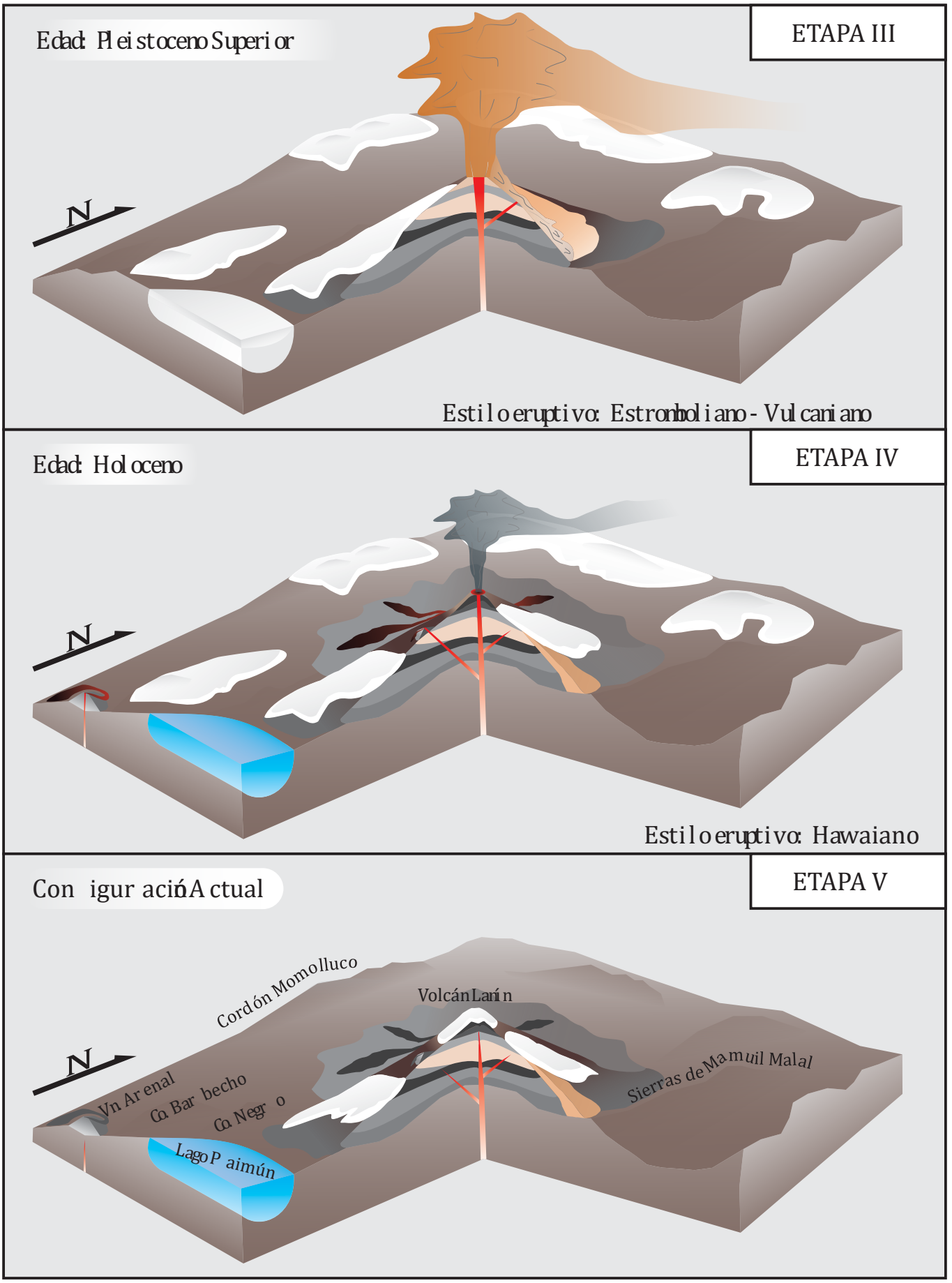


Fig.8.3) Evolución volcánica del Lanín. ETAPA III: Actividad eruptiva de estilo Estromboliano-Vulcaniano. ETAPA IV: Actividad eruptiva de estilo dominante Hawaiano. ETAPA V: Configuración actual con rasgos erosivos de actividad glaciar, fluvial y gravitacional.

magmático encontró un camino directo para salir a la superficie, dada la nueva configuración del sistema pos glaciación). Posteriormente vuelve a generarse un aparato volcánico donde el material eruptado es propenso a salir por un cráter cúspidal o principal. Luego de esta etapa construccional del aparato volcánico hasta cotas superiores a los 3000 metros sobre el nivel del mar, se producen los últimos eventos volcánicos que tienen origen tanto del cráter principal, como de conos satelitarios de material principalmente de composición basáltica y características reológicas de un volcanismo efusivo de estilo *hawaiano* que constituyen la UL3; ETAPA IV en la figura 8.3. Este material de baja viscosidad pudo sortear la elevada presión litostática y al mismo tiempo mantener la estabilidad del edificio volcánico. La reología particular de la UL3 permitió la generación de geoformas distintivas en el aparato volcánico tales como los tubos de lava (Santillán y Fuentes, 2018). Los depósitos de la UL3 presentan una gran distribución areal y en la mayoría de los casos no presentan rasgos de erosión glaciar. Las rocas pertenecientes a esta unidades, la más jóvenes del volcán, son las únicas que presentan edades radimétricas ^{14}C, con valores de entre 1460±80 a 10540±140 A.P. según Lara *et d.,* (2004). Finalmente el aparato volcánico es tapizado por material epi-volcaniclástico (ETAPA V en la figura 8.3) producto del retrabajo de los depósitos volcánicos previos, principalmente por la actividad glaciar, junto con procesos fluviales y gravitacionales que configuran la geomorfología actual del volcán Lanín.

8.2 Génesis de los magmas del SML

8.2.1 Magmatismo toleítico en la ZVSC

Los arcos continentales son considerados los sistema tectono-magmáticos más complejos en la tierra (Wilson, 1989), existiendo distintas fuentes y procesos que afectan la formación y evolución del magma en estos ambientes geodinámicos. En general se considera que el magmatismo en los arcos continentales tiene su origen principalmente en la cuña astenosférica, donde el material del manto peridotítico se funde por adición de fluidos acuosos (Tatsumi, 1989) provenientes de la deshidratación de la losa subductada y material que es arrastrado desde la trinchera (sedimentos). El magma primitivo resultante se cree es de composición cercana a un basalto toleítico olivinico (Wilson, 1989). Posteriormente este material fundido, el cual presenta menor densidad que el material del manto, se presume

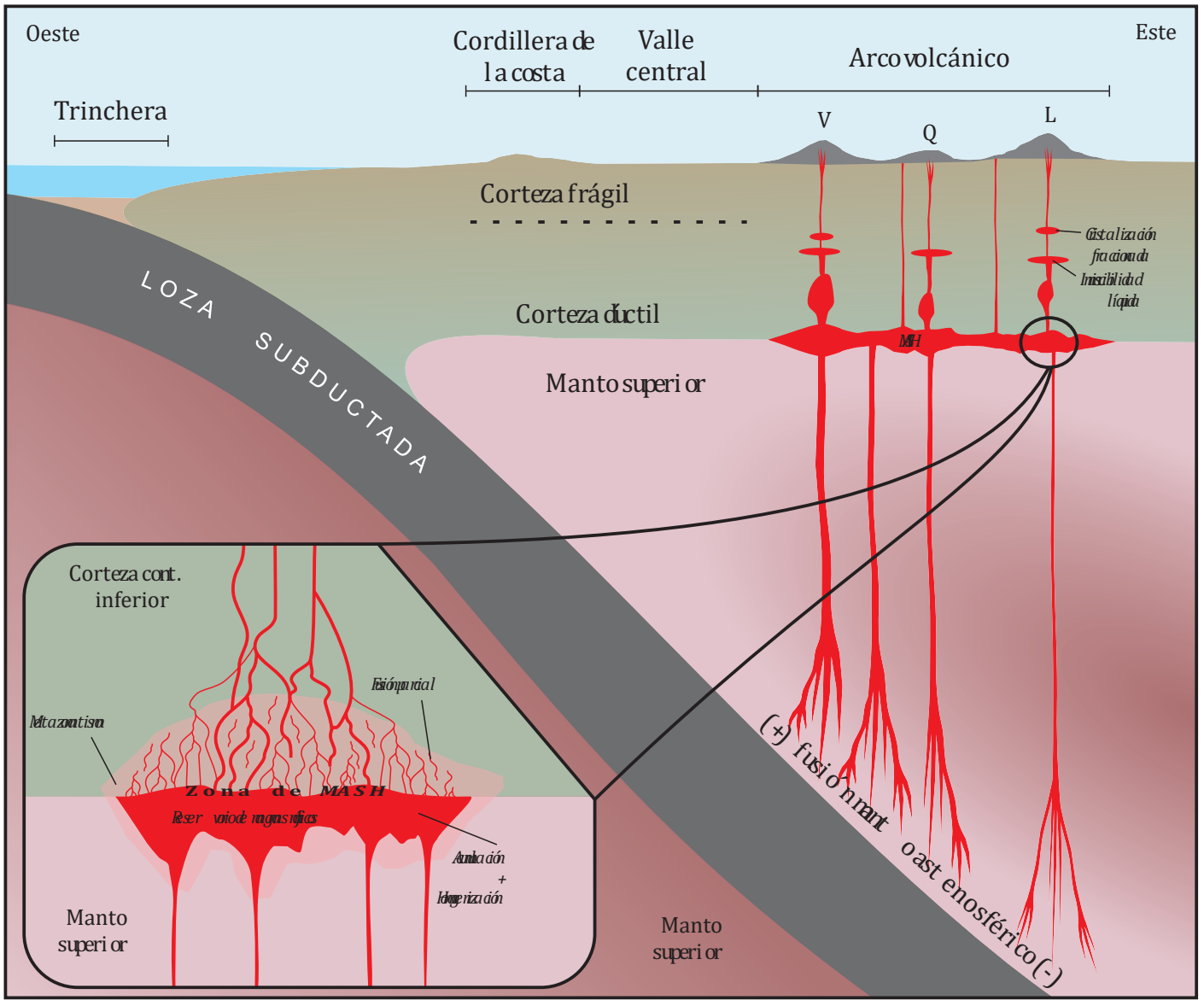


Fig. 8.4) Esquema conceptual el margen continental activo a los 39° de latitud Sur. La tasa de fusión parcial disminuye medida que la loza subductada se aleja de la trinchera. En el límite entre el manto superior y la corteza inferior se forma la zona de MASH donde se producen diversos procesos que van a iniciar la diferenciación magmática entre los volcanes que se encuentran en la ZVSC. *V: Volcán Villarrica, Q: Volcán Quetrupillán, L: Volcán Lanín.*

asciende hasta la base de la corteza continental, atravesando la cuña astenosférica, donde queda alojado en el límite manto-corteza, en lo que se denomina *subplacado máfico* o zona de *MASH*; dicho termino se aplica para distinguir varios procesos que actúan en esta franja como son: fusión, asimilación, acumulación y homogenización (Hildreth y Moorbarth, 1988). Luego, solo una pequeña porción de este material asciende por diferencia de densidad a través de la corteza continental. A medida que asciende se pueden producir otros procesos tales como: cristalización fraccionada, asimilación de la roca de caja, inmiscibilidad, mezcla de magmas, etc. Dichos procesos van a estar configurando el sistema magmático y complejizando la evolución del magma desde sus inicios hasta su emplazamiento en la superficie (Fig. 8.4).

Las características petrográficas y la geoquímica observadas en las muestras durante el presente trabajo, permiten catalogar al SML como de afinidad toleítica; similar a la mayoría de los estratovolcanes Holocenos que componen la ZVSC (Fig. 8.5). Para el caso particular del Lanín, la presencia de fases minerales de olivina tipo fayalita (Fo_{48-33}) en equilibrio con el líquido traquidacítico en los términos más evolucionados, refuerza aún más esta hipótesis. Esto último permite suponer que para la zona de fusión parcial, en la franja que conforman los estratovolcanes de la ZVSC (37°-41.5°S), habría una menor participación de volátiles, lo cual es corroborado a su vez por el dominio de fases minerales deshidratadas tales como clino- y orto-piroxenos ± fayalita en los términos más evolucionados para este segmento del arco volcánico, diferenciándose de la ZVSN (33°-34.5°S), ZVST (34.5°-37°S) y ZVSS (41.5°-46°S), en donde las rocas que constituyen los estratovolcanes para dichas latitudes, presentan un dominio de fases minerales hidratadas tales como anfíboles ± biotita (López-Escobar *et al.,* 1995a).

La descripción e identificación de muestras durante el presente trabajo permitió corroborar la existencia de toda una gama de rocas generadas dentro del SML; existiendo aquellas de composición básica, intermedia y ácida, de las cuales las dos primeras presentan una distribución comparable, mientras que las ultimas manifiestan una porción más reducida, dentro de las unidades que constituyen el edificio volcánico. Las fases minerales presentes y los arreglos texturales observados dan cuenta de los mecanismos que actúan dentro del SML.

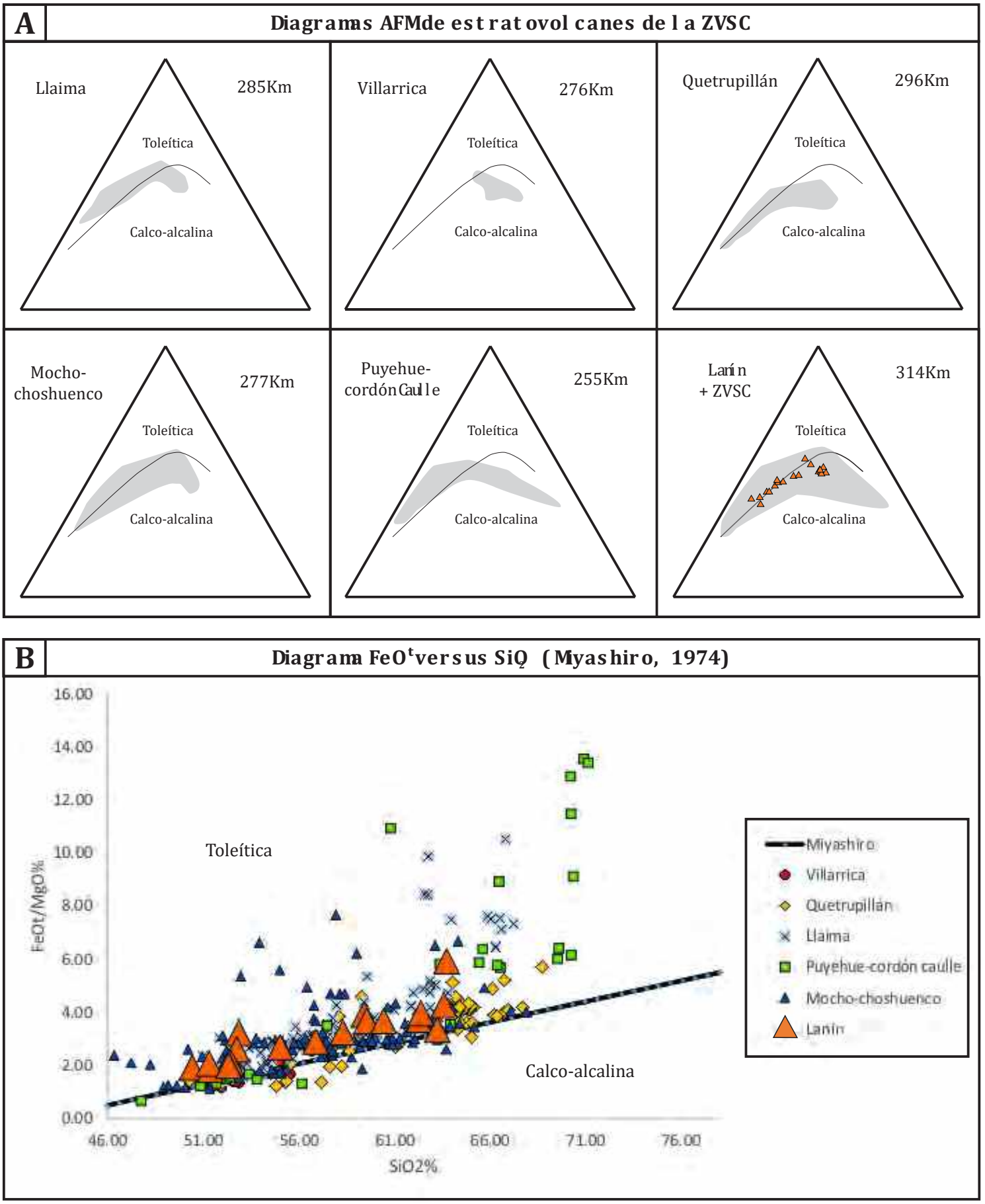


Fig.8.5)A) Diagramas AFM (Irvine y Baragar, 1971) y **B)** Diagrama FeOt versus SiO_2 (Miyashiro, 1974), de estratovolcanes Holocenos de la ZVSC (37°-41.5°S). Datos del volcán Llaima según Reubi *et al.* (2011), De Maisonneuve *et al.* (2012), Jacques *et al.* (2014), Schindlbeck *et al.* (2014) y Rawson *et al.* (2016); volcán Villarrica según Hickey-Vargas *et al.* (1989), Witter *et al.* (2004), Lohmar *et al.* (2012) y Wehrmann *et al.* (2014); volcán Quetrupillán según Simmons *et al.* (2020); volcán Mocho-choshuenco según Rawson *et al.* (2016); volcán Puyehue-cordón Caulle según Jicha *et al.* (2007), Singer *et al.* (2008) y Rawson *et al.* (2016); volcán Lanín según datos de la presente tesis doctoral.

La variabilidad composicional de rocas observadas durante el presente trabajo en el volcán Lanín (basaltos a traqui-dacitas), es coincidente con el planteo realizado por Cembrano y Lara (2009) quienes identifican a este estratovolcán, dentro del lineamiento V-Q-L de orientación N50°W, como un edificio volcánico "desacoplado" de la configuración tectónico regional transpresiva y cinemática de tipo dextral imperante durante el Pleistoceno tardío-Holoceno (ZFLO), imprimiéndole un magmatismo con un grado de diferenciación mayor, producto de un prolongado tiempo de residencia en la corteza, en comparación con otros centros eruptivos de la ZVSC, los cuales al estar "acoplados" utilizan fracturas y fallas que le permiten a los magmas de composición predominantemente basálticas vías de escape directas hacia la superficie.

8.2.2 Relación de elementos traza ZVSC

En la ZVS (33°-46°S) el arco volcánico fue estudiado por diversos autores tales como López-Escobar *et d.* (1977; 1984; 1995a), Hickey *et d.,* (1986), Hildreth y Moorbath (1988), Hickey-Vargas *et d.* (1989; 2016a; 2016b), Tormey *et d.* (1991; 1995) con la intención de dilucidar cuales son los principales factores que intervienen en la generación de los magmas y sus características principales. Estos trabajos permitieron distinguir a su vez diferencias petrográficas y geoquímicas dentro de este tramo del arco volcánico andino, permitiendo subdividirlo en cuatro segmentos.

Para la ZVSC (37°-41.5°S) los trabajos de Hickey-Vargas *et d.* (1989; 2016a; 2016b) y Hildreth y Moorbath (1998), interpretan a partir de análisis isotópicos de Sr, Nd, Pb y O, que el magmatismo en este sector del arco volcánico no se ve influenciado a grandes rasgos por factores tales como las características de la losa subductada, los sedimentos arrastrados desde la trinchera o bien, la composición de la cuña astenosferica. Estos autores realizan estas afirmaciones tomando en cuenta la no existencia de una firma geoquímica que pueda ser asociada a dichos ambientes. Los mismos plantean que el primer evento de diferenciación magmática identificable se produce a partir de la zona de *MASH* , y que luego son las características propias de la corteza inferior y superior lo que va a influenciar las particularidades de los sistemas magmáticos de cada edificio volcánico. Por otro lado, otros autores tales como López-Escobar *et d.* (1995a) observan una marcada

diferencia respecto de los elementos traza en los basaltos de los centros eruptivos de la ZVSC, y plantean la existencia de dos magmas precursores diferentes para cada grupo; basaltos tipo I y basaltos tipo II; pobres en potasio ($K_2O<1\%$) y ricos en potasio ($K_2O\geq1\%$) respectivamente. Estos mismos autores destacan que la orientación (ej. N-S, NW-SE, NE-SO) en los lineamientos de los volcanes pertenecientes a la ZVSC ("acoplados" o "desacoplados" a la ZFLO para Cembrano y Lara, 2009) no tendría injerencia en la firma geoquímica de los magmas basálticos.

Teniendo en cuenta las observaciones de los autores citados anteriormente y los resultados obtenidos a partir de los análisis de laboratorio e interpretaciones vertidas en el presente trabajo, el origen del material primigenio (magma inicial) para el volcán Lanín y los edificios volcánicos cercanos de la ZVSC presentaría una fuente diferencial, la cual podría ser identificada a partir de un contenido mayor o menor a ≈500 ppm de Sr; una fuente enriquecida en Sr y una fuente empobrecida en Sr respectivamente (Fig. 8.6). Este valor de referencia esta en concordancia con los basaltos tipo I y tipo II respectivamente segun el trabajo de Lopez-Escobar *et d.* (1995a). De igual modo puede utilizarse la relacion de LREE/HREE, donde los valores de La/Yb presenta una línea de corte de ≈5 (Fig. 8.7) para los volcanes del mencionado segmento del arco volcánico andino.

Para el caso particular del volcán Lanín, respecto de los otros centros eruptivos cercanos (Vn. Villarrica, Vn. Quetrupillán y Vn. Llaima), los basaltos del volcán Lanín presentan la particularidad de superar ampliamente la línea de corte de ≈500 ppm de Sr, con contenidos distintivos de ≈700 ppm. Por otro lado, se pudo observar un enriquecimiento en elementos incompatibles tipo HFSE respecto de las REE, donde las relaciones de Th/La y U/La versus La/Yb presentan relaciones >0,2 y >0,06, y con rangos en el orden de 0,1 y 0,02 respectivamente, mientras que el resto de los estratovolcanes las relaciones son <0,2 y <0,06, y con rangos que no superan amplitudes mayores a 0,06 y 0,01 respectivamente. En cuanto a la concentración de los LILE (Rb, Cs, y Ba) respecto de las REE, se pudo observar que el volcán Lanín presentan valores bajos respecto a los volcanes que se encuentran cercanos a la trinchera. Esto último puede estar asociado a la elevada concentración que existe de LREE respecto de los LILE en las rocas basálticas del volcán Lanín (Fig. 8.7).

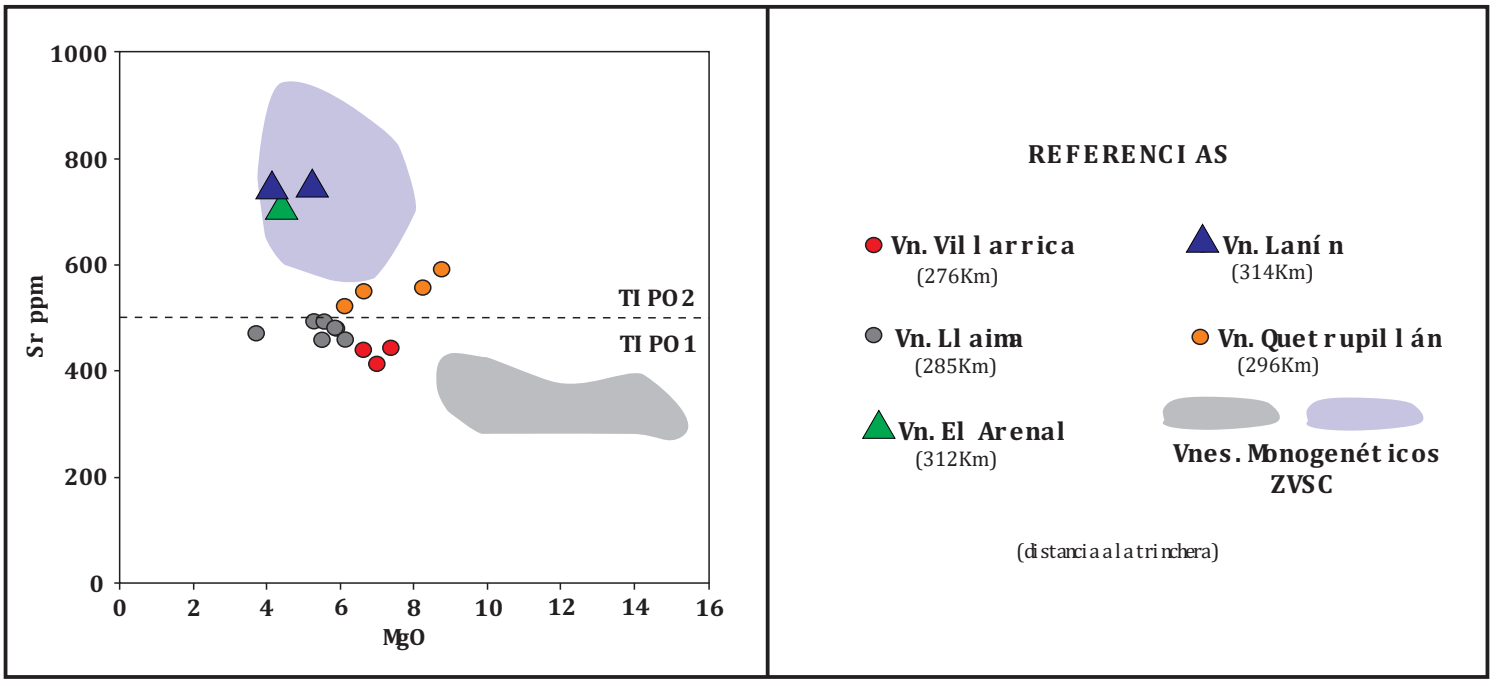


Fig. 8.6) Diagrama de variacción del element o Sr *versus* MgO para muestras de basalt os de estratovolcanes y monogenéticos Holocenos de la ZVSC. Datos del volcán Llaima según Reubi *et al.,* (2011) y Rawson *et al.,* (2016); volcán Villarrica según Hickey-Vargas *et al.,* (1989); volcán Quetrupillán según Rawson *et al.,* (2016); volcanes monogeneticos de la ZVSC según Hickey-Vargas *et al.,* (2016b).

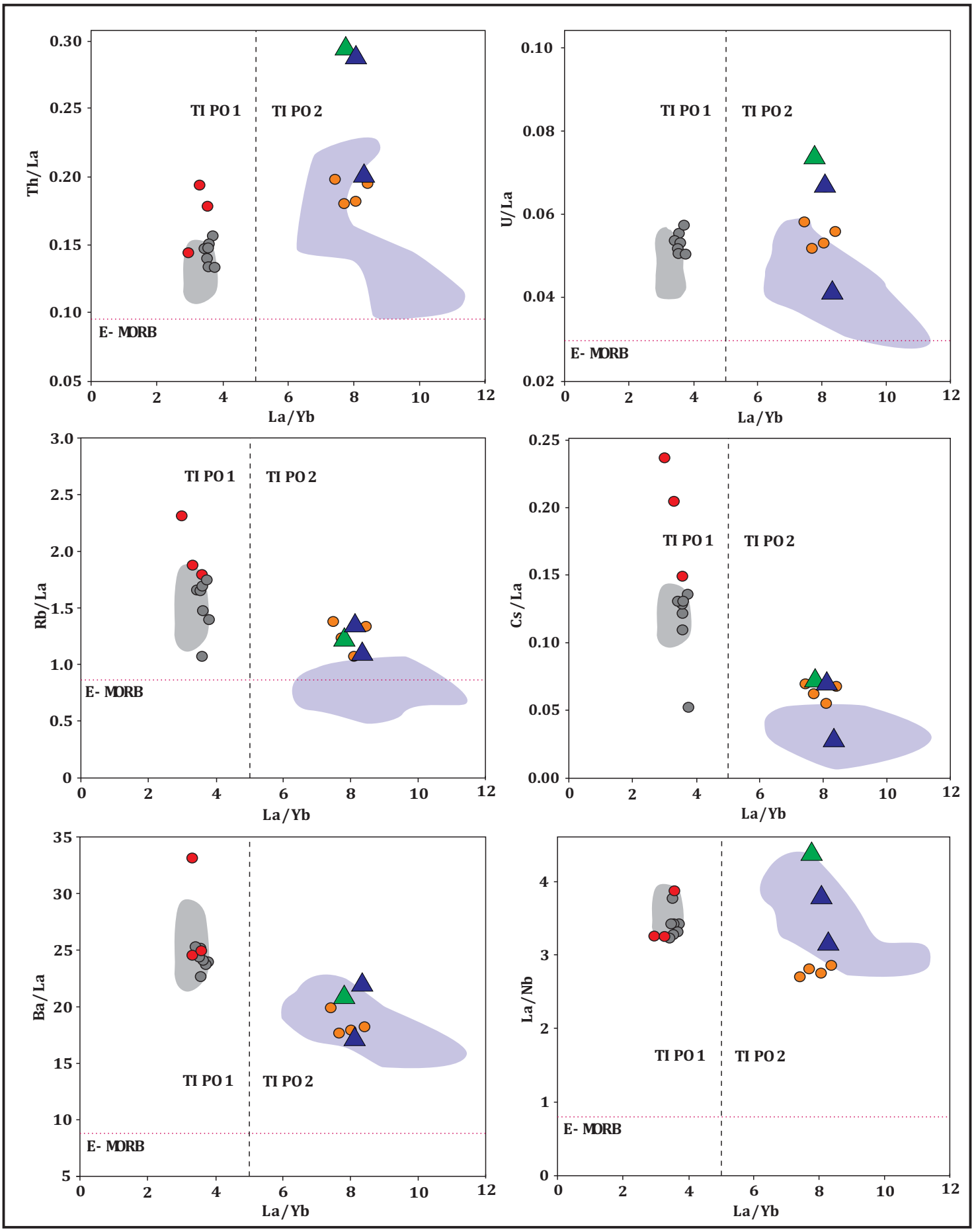


Fig.8.7) Diagramas de variación de elementos incompatibles disponibles para muestras de basaltos de estratovolcanes y conos monogenéticos Holocenos de la ZVSC; Th/La, U/La, Rb/La, Cs/La, Ba/La and La/Nb *versus* La/Yb, donde se distinguen los basaltos de Tipo 1 y Tipo 2 (López-Escobar *et al.*, 1995a). Datos del volcán Llaima según Reubi *et al.* (2011) y Rawson *et al.* (2016); volcán Villarrica según Hickey-Vargas *et al.* (1989); volcán Quetrupillán según Rawson *et al.* (2016); volcanes monogenéticos según Hickey-Vargas *et al.* (2016b); Vn. Lanín y Arenal (en este trabajo) En línea punteada roja se distingue el límite para relaciones de E-MORB según Sun y McDonough (1989).

En el caso de las REE en comparación con los estratovolcanes cercanos, se pudo observar un enriquecimiento relativo de LREE/HREE, ejemplificado en las relaciones altas de La/Yb en los basaltos, lo cual sugieren que el magma parental estaba en equilibrio con un fuente de rica en granate. Church y Tilton (1973) plantean la hipótesis de que basaltos del fondo oceánico alterado y contaminado con material sedimentario de la trinchera en algunos segmentos de los arcos continentales, pueden dar origen a eclogitas con un marcado enriquecimiento en álcalis y LILE (ej. Sr, Rb, Ba), y relaciones altas de LREE/HREE respecto de los basaltos de fondo oceánico. Y que al mismo tiempo poseen relativamente alto Sr^{87}/Sr^{86} (0,7043; Church y Tilton, 1973); los cuales son similares a 0.704 Sr^{87}/Sr^{86} descriptos para el volcán Lanín según Hickey-Vargas *et d.,* (1989). En consonancia con lo que sugieren Church y Tilton, (1973), la abundancia relativamente alta de elemento incompatibles en estas eclogitas las hacen adecuadas como progenitoras del magma parental que da origen al volcán Lanín y los estratovolcanes con los que comparte las mismas relaciones de elementos traza (basaltos tipo 2 según Lopez-Escobar *et d.,* 1995a). Relaciones elevadas de La/Yb, asociadas a un manto peridotítico enriquecido en granate, fueron utilizadas para explicar fuentes diferenciales en magmas primigenios de estratovolcanes de la ZVSN (ej. volcán Tupungato según Lopéz-Escobar *et al.,* 1977).

El tiempo de residencia del magma en la corteza a medida que asciende es un factor de relevancia en los sistemas magmáticos de la ZVSC (López-Escobar *et d.,* 1995a; Cembrano y Lara, 2009), donde la cristalización fraccionada es el mecanismo principal de diferenciación magmática en niveles superiores de la corteza; el factor tiempo puede permitir (o no) la generación de fases minerales que son en definitiva las que regulan el contenido de elementos traza durante la diferenciación en los sistemas magmáticos. Cabe recordar que el volcán Lanín no solo se encuentra "desacoplado" de la tectónica actual (ZFLO según Cembrano y Lara, 2009), sino que también está emplazado en un alto de basamento, lo que podría propiciar un mayor tiempo de residencia del magma en la corteza hasta ganar presión suficiente y lograr vencer la presión litostática elevada en este punto.

8.2.3 Elementos traza y distancia a la trinchera

Trabajos de investigación llevados adelante en la ZVSC (Hickey-Vargas *et d.,* 1989; entre otros), permitieron realizar observaciones y distinguen una posible influencia de la distancia a la trinchera en el comportamiento y abundancia de los elementos traza a medida que los estratovolcanes se alejan de esta. Estos mismos autores al mismo tiempo manifiestan la falta de datos para el volcán Lanín y una abundancia mayor para los estratovolcanes cercanos.

A partir de la recopilación de datos geoquímicos de publicaciones recientes y con el objetivo de corroborar la posible influencia que aporta la distancia a la trinchera en los sistemas magmáticos del lineamiento Villarrica–Quetrupillán-Lanín, pertenecientes a la ZVSC, se realizó un cuadro comparativo de elementos traza normalizados con valores de manto primitivo (datos del manto primitivo según Sun y McDonough, 1989). Para esto fueron utilizadas muestras representativas de cada aparato volcánico (*ver tablas anexos*), las cuales presentan un rango de entre 45-52 % en su contenido de sílice (basaltos); teniendo en cuenta que son estas muestras (de composición básica) las que menos han sido afectadas por procesos posteriores a su formación. Las muestras del volcán Villarrica pertenecen a los trabajos de Hickey-Vargas *et d.* (1989), Constantini *et d.* (2011), Jacques *et d.* (2014), Morgado *et d.* (2015) y Rawson *et d.* (2016), dichas muestras presentan su centro emisor a una distancia de 276 km de la trichera. Para el caso del volcán Quetrupillán, con una distancia a la trinchera de 296 km, fueron utilizadas las muestras pertenecientes a los trabajos de Rawson *et d.* (2016) y Simmons *et d.* (2020). Para el volcán Lanín, el cual se encuentra a una distancia de 314 km de la trinchera, se utilizaron las muestras de basaltos del presente trabajo.

En la figura 8.8 se puede observar que tanto las *HFE* (ej. La, Sm), los *LILE* (ej. Rb, Ba) y HFSE (ej. Y, Zr) se enriquecen a medida que aumenta la distancia a la trinchera. El fraccionamiento en relación al manto primitivo presenta para las HREE una separación de un orden de magnitud respecto de la LREE. Esto permite corroborar la presencia de un control geodinámico en los estadios iniciales de los procesos de evolución magmática para cada uno de los edificios volcánicos que componen el lineamiento Villarrica-Quetrupillán-Lanín, a medida que los centros eruptivos aumentan su distancia a la trinchera (de oeste a este).

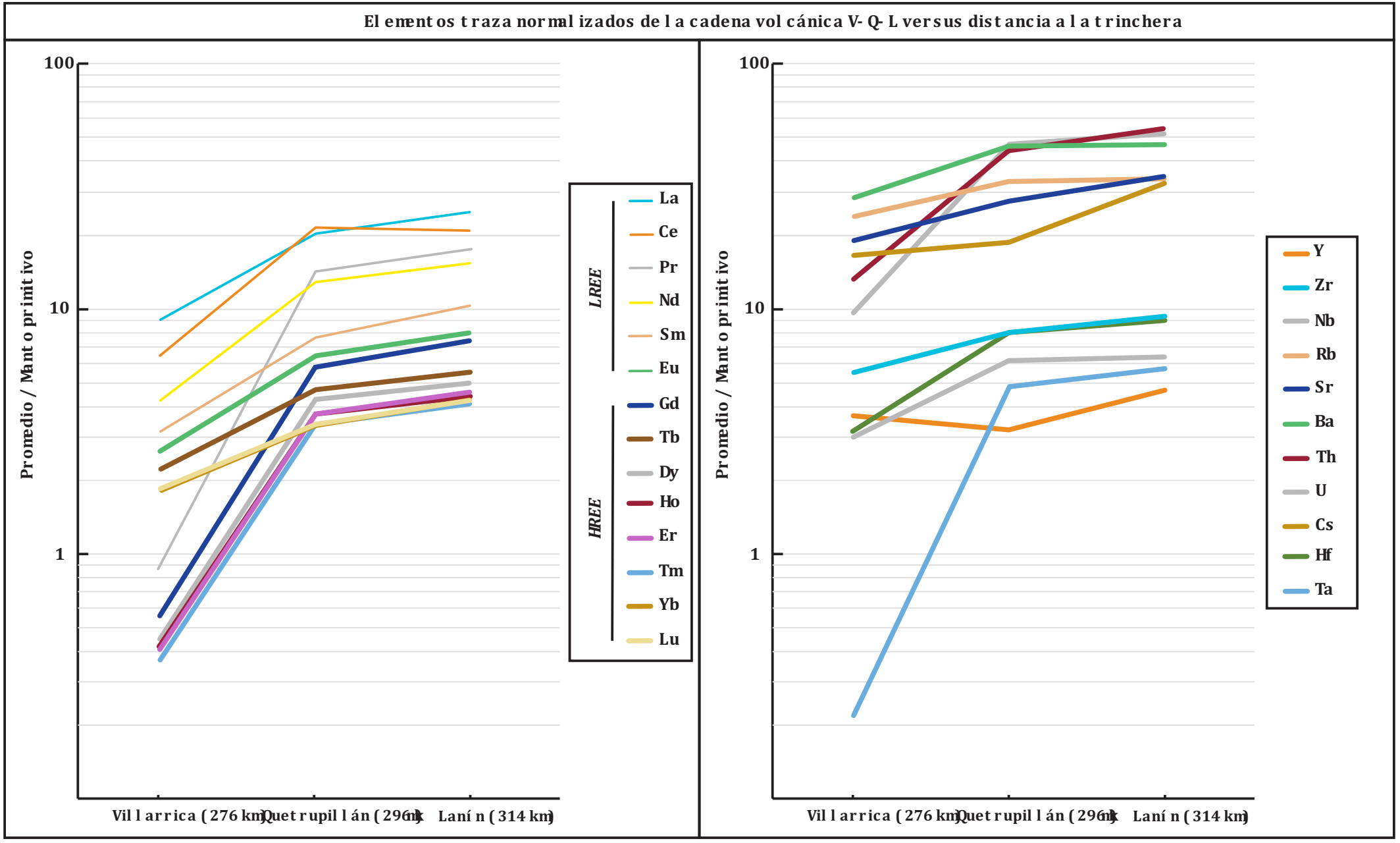


Fig. 8.8) Elementos traza normalizados (valores de manto primitivo según Sun y McDonough, 1989) versus distancia a la trinchera, para la cadena volcánica V-Q-L. Datos promedio del volcán Villarrica según Hickey-Vargas *et al.* (1989), Constantini *et al.* (2011), Jacques *et al.* (2014), Morgado *et al.* (2015) y Rawson *et al.* (2016); volcán Quetrupillán según Rawson *et al.* (2016) y Simmons *et al.* (2020); volcán Lanín según datos de la presente tesis.

8.3 Cristalización fraccionada en el SML

Tomando como punto de partida un magma primigenio (magma parental) originado por un proceso de fusión parcial en el manto superior, y asumiendo que el aumento de Sílice es continuo a medida que se produce la diferenciación magmática, las rocas del volcán Lanín presentan características propias de un sistema magmático cerrado, con varias cámaras magmáticas (multicamara – *pumping system*), donde el mecanismo principal que regula la evolución del magma es la cristalización fraccionada, y en menor medida, inmiscibilidad líquida durante periodos prolongados de estabilidad dentro del sistema.

Los análisis de microsonda electrónica realizados en las muestras de roca y vertidos en el presente trabajo, permitieron discriminar un modelo de cristalización fraccionada para el caso de los basaltoides del volcán Lanín que se ajusta a una paragénesis mineral con 63 % de plagioclasa, 30 % de olivina, 6 % de clinopiroxeno, 1 % de espinela, y fracción de líquido residual de F=0,92. Mientras que para el caso de los traquitoides, el modelo se ajusta a una paragénesis mineral con 64 % de plagioclasa, 4,6 % de olivina, 13,5 % de clinopiroxeno, 6,5 % de ortopiroxeno, 10 % de magnetita, 1 % de ilmenita, 0,4 % de apatita, y fracción de líquido residual de F=0,48 (véase Capítulo 7).

Si bien podrían estar actuando otros mecanismos; mezcla de magmas, *AFC*, *etc*, los mismos no tienen el peso sustancial que presenta el proceso mencionado previamente, el cual le imprime sus características geoquímicas particulares y lo diferencia de los centros eruptivos cercanos de la ZVSC (ej. Villarrica, Quetrupillán, Puyehue). Si la mezcla de magmas fuera el principal proceso que actuara dentro de este sistema magmático, debería verse reflejado en una mayor distribución de las rocas que se encuentran en los extremos (básicas y ácidas), y en una mayor variabilidad de los elementos incompatibles entre los extremos y el magma hibrido (composición intermedia?).

El planteo de un modelo de cristalización fraccionada en un sistema cerrado para las rocas del SML; tanto basaltoides como traquitoides, se ve respaldado a su vez por el comportamiento de los elementos traza, los cuales manifiestan esta tendencia en los modelos de balance de masas realizados en presente trabajo. Si por otro lado, existiera contaminación cortical como un factor relevante a lo largo del proceso de diferenciación, esto se vería reflejado en una marcada variabilidad e

incremento de dichos elementos entre las rocas básicas y las más evolucionadas (traquitoides); situación que no se observa en el SML.

8.4 Inmiscibilidad líquida en el SML

El primer trabajo donde se pudo constatar la existencia de un proceso de inmiscibilidad líquida en rocas ígneas fue el de Roedder y Weiblen (1970), en donde estos autores utilizaron este mecanismo para interpretar el origen de las rocas lunares recolectadas durante la misión *Apollo 11* de la *NASA*. Luego Roedder y Weiblen (1971) y De (1974), encontraron respuestas similares en rocas de la tierra. Posteriormente el trabajo de Philpotts (1979), permitió identificar una conexión entre procesos de inmiscibilidad liquida y la serie magmática subalcalina de tipo toleítica. Este autor pudo observar que dicho mecanismo es más común dentro de sistemas magmáticos que presentan esta afinidad geoquímica.

Para explicar el pasaje de rocas básicas a rocas intermedias (basaltoides a traquitoides), en el presente trabajo se plantea la existencia de cámaras magmáticas dentro del SML, en las cuales se produce la separación de materiales fundidos a partir de un magma inicial que sufre un proceso de inmiscibilidad líquida (Fig. 8.9), durante un periodo de inactividad volcánica (periodos prolongados de estabilidad dentro del sistema). Un período de este tipo se asume tuvo lugar entre la erupción de las rocas que representan la UL1 y las rocas de la UL2, período de tiempo (decenas de miles de años) en el cual se produjo el evento glaciar representado por el *Drift* Paso Tromen/ Puesto de Paja (Rabassa *et al.,* 1990). Periodos similares pudieron tener lugar dentro del SML durante el emplazamiento de la UL1.

El análisis con microsonda electrónica permitió fundamentar esta hipótesis, corroborando que la pasta vítrea de algunos basaltoides (los más diferenciados) tiene la composición de los traquitoides (menos diferenciados); véase figura 6.17 en capítulo 6.

La distribución lineal con escasa dispersión en la mayoría de los elementos desde términos con bajo a alto contenido de Sílice, junto con el salto composicional entre basaltoides y traquitoides (*gap* de Sílice entre basaltoides y traquitoides) observado en los diagramas tipo *Harker* del volcán Lanín (véanse figuras 5.1 y 5.3 del Capítulo 5), los datos corroboran la presencia de un proceso de diferenciación dado por cristalización fraccionada junto con inmiscibilidad liquida (Fig. 8.10), al

mismo tiempo que permite asumir que las rocas analizadas son co-genéticas, descartando la mezcla de magmas dado el salto composicional que existe entre los basaltoides y traquitoides a partir del *gap* de Sílice (Rollinson, 1993; Winter, 2010).

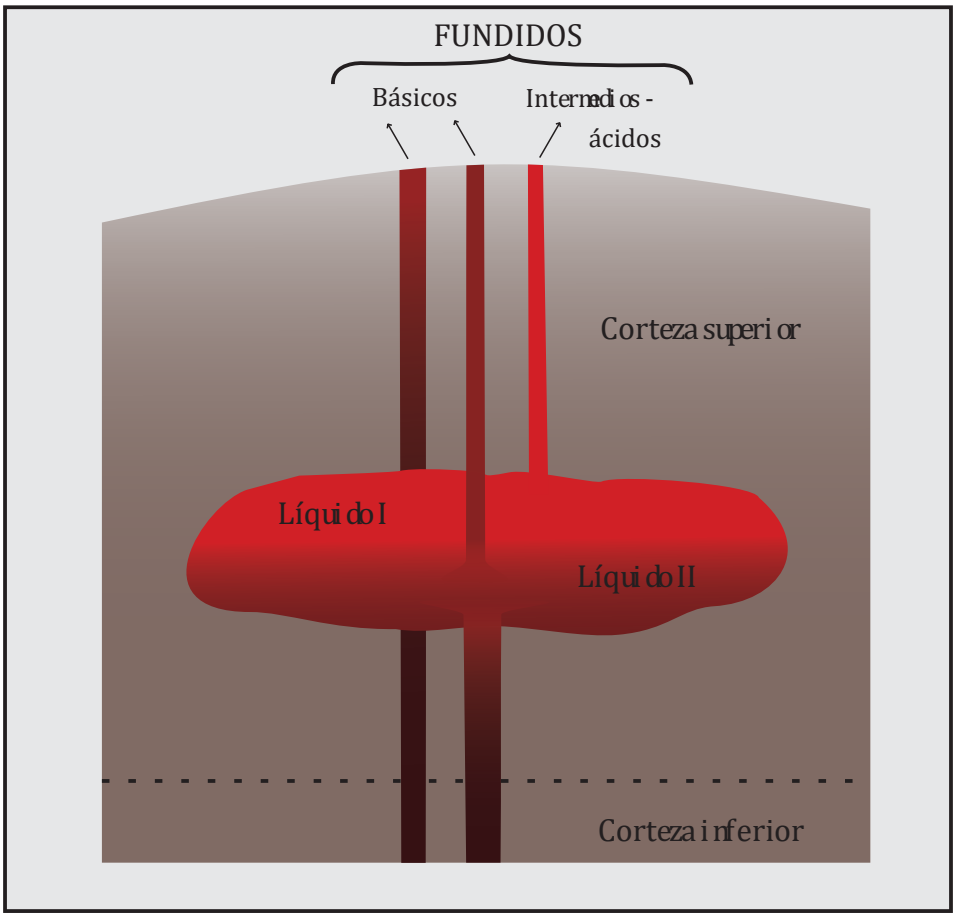


Fig. 8.9) Esquema conceptual de una cámara magmática dentro del **SML**, en la cual se distingue la separación de un fundido inicial por **inmiscibilidad de líquidos** en dos fases (***líquido I*** y ***líquido II***): una fase rica en sílice y otra básica. Este modelo puede ser referido para la generación de rocas de composición intermedia/ácidas, y *el gap* que se manifiesta entre los basaltoides y traquitoides del **SML**.

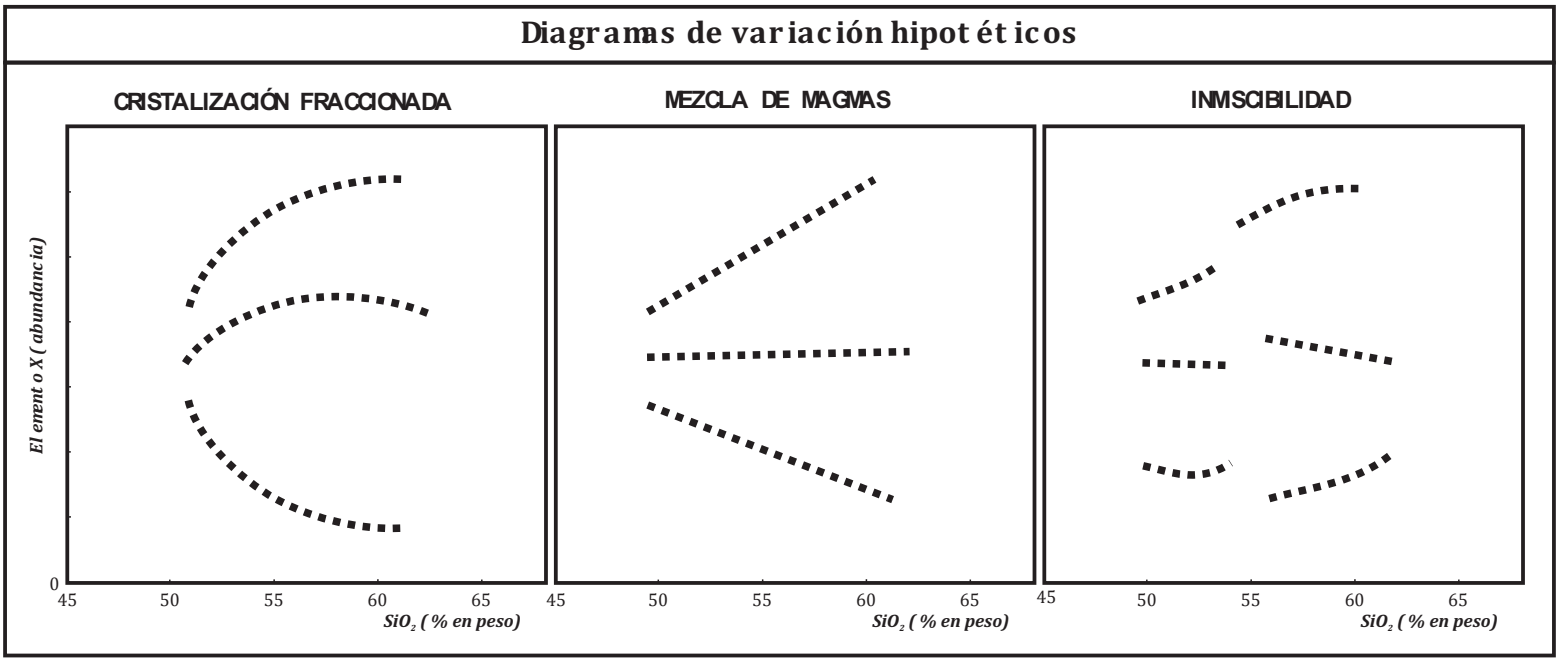


Fig. 8.10) Diagramas de variación hipotéticos; **A)** El fraccionamiento genera evoluciones continuas y curvas debido al cambio de fases minerales y su abundancia relativa en la cristalización **B)** Las mezclas entre dos composiciones terminales generan evoluciones continuas y rectilíneas. **C)** La inmiscibilidad genera evoluciones con discontinuidades composicionales, ya sea en un eje o en ambos.

CONSIDERACIONES FINALES Y CONCLUSIONES

- En el volcán Lanín pueden identificarse tres etapas evolutivas a partir de sus características *facies*, y la relación espacial y temporal existente entre estas; UL1, UL2 y UL3.
- La tectónica regional, y la ZFLO en particular, cumplen un rol fundamental en la distribución de los edificios volcánicos en la ZVSC.
- La altura distintiva del volcán Lanín por sobre la topografía circundante en la actualidad, no solo responde a una relación positiva entre agradación/erosión en la historia reciente del volcán, sino que esta, se inicia con la existencia de un bloque de basamento elevado respecto de la zona circundante.
- La interacción entre los eventos volcánicos y los cuerpos de hielo (glaciares), tuvo y tiene un papel fundamental en la evolución del paisaje a largo término del edificio volcánico Lanín, lo que le imprime características de ambiente mixto; volcánico junto con glaciar.
- Si bien las fases minerales presentes en las muestras del volcán Lanín son coincidentes con las identificadas por otros autores en los estratovolcanes que conforman la ZVSC, cabe destacar la descripción por primera vez de olivina fayalítica para los términos traquitoides del volcán Lanín en particular y de la ZVSC en general.
- La cristalización fraccionada es el principal mecanismo que actúa en el SML, con un fraccionamiento del 92% para el caso de los basaltoides y un 48% para los traquitoides. Este mecanismo es responsable de la variabilidad litológica y textural presente en las muestras del volcán Lanín.
- El proceso de inmiscibilidad líquida es otro mecanismo que actúa dentro del SML, y que permite interpretar el *gap* composicional entre los trenes evolutivos independientes que presentan los basaltoides respecto de los traquitoides del volcán Lanín.
- La presencia de fases minerales de olivina tipo fayalita, en los términos más evolucionados (traqui-dacitas) es coincidente y corrobora la afinidad Toleítica del SML.

- Los estratovolcanes que conforman la ZVSC presentan en conjunto una firma geoquímica compatible con la del volcán Lanín, lo que permite generalizar para la ZVSC el carácter de afinidad Toleítica que lo diferencia de los restantes segmentos que componen la ZVS, con afinidades Calcoalcalinas, en especial la ZVSN.
- La distancia a la trinchera que presentan los edificios volcánicos de la ZVSC, tiene un rol fundamental en la diferenciación magmática existente (control geodinámico) para cada sistema magmático en particular (ej. Villarrica-Quetrupillán-Lanín).
- El enriquecimiento en elementos incompatibles observado a lo largo de la cadena V-Q-L estaría influenciado en primera instancia por una fuente diferencial en la zona de *MASH*.
- Las características de los elementos traza en las rocas más evolucionadas pertenecientes al volcán Lanín (Traquitoides), corroboran la existencia de un sistema magmático cerrado con cristalización fraccionada e inmiscibilidad líquida.
- La evolución magmática para los estratovolcanes de la ZVSC, tiene como mínimo 3 (tres) factores que regulan el origen y evolución del magmatismo; 1) Distancia a la trinchera, 2) Características particulares del *MASH* , 3) Relación con la tectónica regional y local (ZFLO), lo cual estaría regulando el tiempo de residencia en los niveles profundos de la corteza.

El presente trabajo permite en una primera instancia subsanar la ausencia existente hasta el momento de información mineraloquímica de detalle, acompañada de análisis de roca total para el volcán Lanín, dando la posibilidad de contar con un conocimiento más acabado del magmatismo que dio origen al SML, así como también ahondar en las características distintívas del arco volcánico andino en la ZVSC.

Por otro lado, la caracterización de los depósitos proximales en el edifício volcánico de forma objetiva y la posterior confección de un modelo de *facies* permitió alcanzar una interpretación imparcial de la evolución volcánica del volcán Lanín, la cual puede ser utilizada de forma orientativa para los estratovolcanes

Holocenos cercanos que no cuenta con una clara discriminación y caracterización de depósitos volcánicos que interactuaron con actividad glaciar intermitente.

Finalmente cabe destacar que el presente trabajo de tesis doctoral acarreo más preguntas que respuesta (por suerte); ¿Es posible reproducir mediante modelos de laboratorio de alta presión y alta temperatura las condiciones del SML?; ¿Es posible determinar la temporalidad de los procesos que se suceden en el SML; cristalización fraccionada e inmiscibilidad?; ¿Se podría mediante dataciones radimétricas inferir y/o corroborar si los eventos volcánicos presentan alguna ciclicidad?; ¿A qué se debe la gran actividad volcánica durante los últimos cientos de años del volcán Villarrica en comparación con el volcán Lanín y el volcán Quetrupillán, siendo que los tres estratovolcanes comparten el mismo plano de debilidad "desacoplado" de la tectónica actual (ZFLO)? Es menester de trabajos futuros responder estas preguntas y otras que vayan surgiendo, lo que posibilitara finalmente correr la línea del conocimiento del universo que nos rodea, aunque sea unos centímetros.

BIBLIOGRAFIA



"Esta zamba canto a mi tierra distante,
cálido pueblito de nuestro interior,
tierra ardiente que inspira mi amor,
gredosa reseca de sol calcinante,
recordando esa tierra quemante,
resuena mi grito; ¡Que calor!"

Les Luthiers

BIBLIOGRAFÍA

A

Andersen, D.J., & Lindsley, D.H., (1985). New (and final!) models for the Ti-magnetite / ilmenite geothermometer and oxygen barometer. EOS. 66. P.416.

Angermann, D., Klotz J., Reigber Ch. (1999). Space-geodetic estimation of the Nazca–South America Euler vector. Earth and Planetary Science Letters, 171 (3), pp. 329-334.

Arnosio, M., (2010). Evidencia textural y geoquímica de mezcla de magmas en el volcán Chimpa, Puna Salteña. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 66:253–270.

B

Beattie, P., (1993). Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. Contrib Mineral Petrol 115:103-111.

Bellieni, G., P Brotzu, P Comin-Chiaramonti, M Ernesto, A.J Melfi, I.G Pacca, E.M Piccirillo, D Stolfa., (1983). Petrological and paleomagnetic data on the plateau basalt to rhyolite sequences of the southern Paraná basin (Brazil). Anais da Academia Brasileira de Ciências, 55 pp. 355-383.

Bellieni, G., Piccirillo, E.M., Zanettin, B., (1981). Classification and nomenclature of basalts. IUGS Subcomission on the Systematics of Igneous rocks. Circular 34, Cambridge, Contribution, 87, pp. 1–19.

Belousov, A., Behncke, B., Belousova, M., (2011). Generation of pyroclastic flows by explosive interaction of lava flows with ice/wáter saturated substrate J. Volcanol. Geotherm. Res., 202 (2011), pp. 60-72.

Best, M., & Christiansen, E., (2001). Igneous Petrology. Blackwell Science, 458 pág.

Blundy, J.D., & Cashman, K.V., (2001). Ascent-driven crystallization of dacite magmas at Mount St. Helens, 1980–1986. Contributions to Mineralogy and Petrology 140, 631–650.

Brahm, R., M.A. Parada, E. Morgado, C. Contreras, L.E. McGee. (2018). Origin of Holocene trachyte lavas of the Quetrupillan volcanic complex, Chile: examples of residual melts in a rejuvenated crystalline mush reservoir J. Volcanol. Geotherm. Res., 347, pp. 163-176.

Branney, M.J., & Kokelaar, P., (2002). Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. Geological Society, London, Memoir 27, pp. 143.

Brey, G.P., & Kohler, T., (1990). Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. J Petrol 31:1353-1378.

Buddington, A. F., & Lindsley, D. H., (I964). Iron-Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalents. J. Petrol. 5, 31-57.

C

Carmichael, I., (1967). The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. Ibid. 14, 36-64

Carmichael, I., Turner F.J., Verhoogen, J., (1974). Igneous petrology. McGraw-Hill, New York, p. 739.

Cas, R., & Wright, J., (1987). Volcanic successions: Modern and ancient: A geological a Pbpproach to processes, products and successions.- 546 págs. Unwin Hyman Inc., Allen and Unwin Ltd., London.

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

Cembrano, J., & Lara L., (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. Tectonophys 471(1–2):96–113.

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

Chin, E.J., K. Shimizu, Bybee, G.M., Erdman, M.E., (2017). On the development of the calc-alkaline and tholeiitic magma series: a deep crustal cumulate perspective Earth Planet. Sci. Lett., 482 pp. 277-287.

Church, S.E. & Tilton, G.R., (1973). Lead and strontium isotopic studies in the Cascade Mountains : Bearing on andesite genesis. Bull. Geol. Soc. Am. 84, 431-454.

Clapperton, Ch., (1993). Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Amsterdam, Elsevier. 779 pp.

Coote, A.C, Shane P., (2016). Crystal origins and magmatic system beneath Ngauruhoe volcano (New Zealand) revealed by plagioclase textures and compositions. Lithos 260:107–119. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.05.017

Coronato, Martınez, O., Rabassa, J., (2004). Glaciations in Argentine Patagonia, Southern South America. In: Ehlers, J., Gibbard, P. (Eds.), "Quaternary Glaciations: Extent and chronology. Part III: South America, Asia, Africa, Australia and Antarctica. Quaternary Book Series, Elsevier, Amsterdam, pp. 49–67.

Costantini, L., Pioli, L., Bonadonna, C., Clavero, J., Longchamp, C., (2011). A Late Holocene explosive mafic eruption of Villarrica volcano, Southern Andes: the Chaimilla deposit. J. Volcanol. Geotherm. Res.200 (3), 143–158.

Cucchi, R., & Leanza, C., (2006). Hoja Geológica 3872-IV Junín de los Andes Boletín - Segemar; Lugar: Buenos Aires; Año: 2006 vol. 357 p. 1 – 103.

D

Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R. (1991). El basamento pre-andino ígneo metamórfico de San Martín de los Andes, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 46: 223-234.

Davidson, J., & De Silva S., (2000). Composite volcanoes. In: Sigurdsson H (ed) Encyclopedia of volcanoes. Academic Press, London, pp 663–682.

De Maisonneuve, C.B., Dungan, M.A., Bachmann, O., Burgisser, A., (2012). Insights into shallow magma storage and crystallization at Volcán Llaima (Andean Southern Volcanic Zone, Chile). J. Volcanol. Geotherm. Res.211, 76–91.

De Silva, S., & Lindsay, J.M., (2015). Primary volcanic landforms. In: Sigurdsson, H. (ed.) The Encyclopedia of Volcanoes . Elsevier, Amsterdam, 273–297.

Dixon, H., Murphy, M., Sparks, S., Chávez, R., Naranjo, J., Dinkley, P., Young, S., Gilbert, J., Pringle, M., (1999). The geology of Nevados de Chillan volcano, Chile. Revista Geológica de Chile 26 (2): 227-253.

Dunn, T., & Sen, C., (1994). Mineral/Matrix Partition-Coefficients for Ortho-Pyroxene, Plagioclases, and Olivine in Basaltic to Andesitic Systems - a Combined Analytical and Experimental-Study. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58(2):717-733. DOI: 10.1016/0016-7037(94)90501-0.

E

Evensen, N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. (1978). Rare-earth abundances in chondritic meteorites Geochim. Cosmochim. Acta, 42 pp. 1199-1212.

F

Fennell, M., Ramos, V., Folgera, A., (2014). Evolución sin y postglaciaria de la vertiente oriental del volcán Lanín, Provincia de Neuquén. Revista Asociación Geológica Argentina, 71, 1, 100– 111.

Fisher, R., & Schmincke, H., (1984). Pyroclastic rocks: Berlin, Springer Verlag, 472 p.

Fisher, R.V., & Smith, G.A. (1991). Volcanism, tectonics and sedimentation. In: Sedimentation in Volcanic Settings (Ed, by R. V. Fisher and G. A. Smith), Spec. Publ. SOC. Econ. Paleont. Miner., 45, 1-5.

Frey, F.A., Gerlach, D.C., Hickey, R.L., López-Escobar, L., Munizaga, F., (1984). Petrogenesis of the Lagunadel Maule volcanic complex, Chile (36°S). Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 88, p. 133-149.

Fuentes, T. G., & Santillán, M. L., (2018). Caracterización de depósitos glacio-volcánicos en el volcán Lanín. Séptimo Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Puerto Madryn.

Fujimaki, H., Tatsumoto, M., Aoki, K., (1984). Partition coefficients of Hf, Zr and REE between phenocrysts and groundmasses. Proceeedings of the fouteenth lunar and planetary science conference, Part 2. F. Geophys. Res., 89, Suppl. B662-B672.

G

Gerlach, D., Frey, F., Moreno-Roa, H., Lopez-Escobar L., (1988). Recent volcanism in the Puyehue-Cordon Caulle region, Southern Andes, Chile (40.5 ~ S): Petrogenesis of evolved lavas. J Petrol 29:333-382.

Gill, R., (2010). Igneous Rocks and Processes: a Practical Guide Wiley-Blackwell, Malaysia. pp. 428.

Glazner, A.F., Ussler, W., III, and Mathis, A.C., (1990). Interpretation of plagioclase texture in volcanic rocks. Eos, 71,1678.

Glodny, J., (2008a). Differential late Paleozoic active margin evolution in south-central Chile (37°S–40°S): The Lanalhue fault zone, J. South Am. Earth Sci. 26, 397–411.

Gorton, M., & Shandl, E., (2000). From Continents to Island Arcs: A Geochemical Index of Tectonic Setting for Arc-related andWithin-Plate Felsic to Intermediate Volcanic Rocks. The Canadian Mineralogist, 38:1065–1073.

Groeber, P., (1946). Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. I Hoja Chos Malal. Revista de la Sociedad Geológica Argentina 1(3): 177-208.

Grunder, A.L, (1987). Low δ18O silicic volcanic rocks at the Calabozos Caldera Complex, southern Andes. Contrib. Mineral. Petrol., 95, pp. 71-81.

Gust, D., & Perfit, M., (1987). "Phase relations of a high-Mg basalt from the Aleutian Island Arc: Implications for primary island arc basalts and high-Al basalts." Contributions to Mineralogy and Petrology 97(1): 7-18.

H

Hauthal, R., (1904a). Distribución de los Centros Volcánicos en la República Argentina y Chile. Museo La Plata, Revista 11: 179-192.

Hawkesworth, C., Turner, S., Gallagher, K., Hunter, A. Bradshaw, T., y Rogers, N., (1995). Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. Journal of Geophysical Research, 100:10271–10286.

Helz, R., & Thornber, C., (1987). Geothermometry of Kilauea Iki lava lake, Hawaii. Bull Volcanol 49:651-668.

Hernandez-Moreno, C., F. Speranza, and A. Di Chiara (2016), Paleomagnetic rotation pattern of the southern Chile fore-arc sliver (38°S–42°S): A new tool to evaluate plate locking along subduction zones, J. Geophys. Res. Solid Earth, 121, 469–490.

Hernando, I.R., Franzese, J.R., Llambías, E.J., Petrinovic, I.A., (2014). Vent distribution in the Quaternary Payún Matrú Volcanic Field, western Argentina: its relation to tectonics and crustal structures Tectonophysics, 622 pp. 122-134.

Hervé, F., (1994). The Southern Andes between 39° and 44°S latitude: the geological signature of a transpresive tectonic regime related to a magmatic arc. In Tectonics of the Southern Central Andes; structure and evolution of an active continental margin (Reutter, K.; editor.; et al.). Springer-Verlag, p. 243-248. Berlin.

Hickey-Vargas, R., Abdollahi, M.J., Parada, M.A., López-Escobar, L., Frey, F.A., (1995). Crustal xenoliths from Calbuco Volcano, Andean Southern Volcanic Zone: implications for crustal composition and magmacrust interaction. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 119, p. 331-344.

Hickey-Vargas, R., Moreno Roa, H., Lopez Escobar, L., Frey, F. A., (1989). Geochemical variations In Andean basaltic and silicic lavas from the Villarica-Lanin volcanic chain (39.5°S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. Contributions to Mineralogy and Petrology, 103:361–386.

Hildreth, W., & Moobath, S., (1988). Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of central Chile. Contribution to Mineralogy and Petrology, Vol. 98, p. 455-489.

Hildreth, W., Grunder, A.L., Drake, R.E., (1984). The Loma Seca Tuff and the Calabozos caldera: A majorash-flow and caldera complex in the southern Andes of central Chile. Geological Society of America,Bulletin, Vol. 95, p. 45-54.

Holbik, S., (2014). "Arc Crust-Magma Interaction in the Andean Southern Volcanic Zone from Thermobarometry, Mineral Composition, Radiogenic Isotope and Rare Earth Element Systematics of the Azufre-Planchon-Peteroa Volcanic Complex, Chile". FIU Electronic Theses and Dissertations. 1524. https://digitalcommons.fiu.edu/etd/1524.

Houghton, B.F., & Schmincke, H.U., (1989). Rothenberg scoria cone, East Eifel: a complex strombolian and phreatomagmatic volcano. Bulletin of Volcanology 52 (1): 28-48.

I

Irvine, T., & Baragar, W., (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548.

J

Jacques, G., K. Hoenle, J.B. Gill, H. Wehrmann, I. Bindeman, L.E. Lara. (2014). Geochemical variations in the Central Southern Volcanic Zone, Chile (38–43°S): the role of fluids in generating arc magmas Chem. Geol., 371, pp. 27-45

Jarrard, R. D., (1986)**.** Relations among subduction parameters, Rev. Geophys., 24, 217-284.

Jicha, B.R., B.S. Singer, B.L. Beard, C.M. Johnson, H. Moreno-Roa, J.A. Naranjo (2007). Rapid magma ascent and generation of 230Th excesses in the lower crust at Puyehue-Cordón Caulle, Southern Volcanic Zone, Chile Earth and Planetary Science Letters, 255 pp. 229-242.

K

Kapinos, G., Montahaei, M., Meqbel, N., & Brasse, H. (2015). Three-dimensional electrical resistivity image of the South-Central Chilean subduction zone. Tectonophysics, 666. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.10.016.

Kilburn, C., (2000). Lava flows and flow fields. In: Sigurdsson, H (Editor-in-Chief). Encyclopedia of Volcanoes, p. 291-305. Academic Press, San Diego.

L

Lachowycz, S.M., Pyle, D.M., Gilbert, J.S., Mather, T.A., Mee, K., Naranjo, J.A., Hobbs, L.K., (2015). Glaciovolcanism at Volcán Sollipulli, southern Chile: lithofacies analysis and interpretation. J. Volcanol. Geotherm. Res. 303, 59–78.

Lara, L.E., (1997). Geología y geoquímica del Volcán Lanín (39.5ºS/71.5ºW), Andes del Sur, IX Región, Chile (Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias, mención Geología). Universidad de Chile, Santiago, Chile.

Lara, L.E., Moreno, H., Naranjo, J.A., Matthews, S., Pérez de Arce, C., (2006). Magmatic evolution of the Puyehue–Cordón Caulle Volcanic Complex (40° S), Southern Andean Volcanic Zone: from shield to unusual rhyolitic fissure volcanism. Journal of Volcanology and Geothermal Research 157, 343–366.

Lara, L.E., Naranjo. J.A., Moreno H., (2004). Lanín Volcano (39.5° S), Southern Andes: Geology and morphostructural evolution. Revista Geológica de Chile 31. pp. 241–257.

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

Le Bas, M.J., Le Maître, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology, 27, pp. 745-750.

Le Maitre, R. W., (2002). Igneous Rocks, a Clasification and Glosary of Terms. Cambridge University Press, 236 pág., 2 edición.

Le Maitre, R.W., (1976). Some problems of the proyection of chemical data into mineralogical classifications. Contributions to Mineralogy and Petrology, 56:181–189.

Lepage, L.D., (2003). ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry Computers and Geosciences, 29, pp. 673-678.

Lescinsky, D.T., & Fink, J.H., (2000). Lava and ice interaction at stratovolcanoes: use of characteristic features to determine past glacial extents and future volcanic hazards. J. Geophys. Res. 105, 23711–23726.

Lescinsky, D.T., Sisson, T.W., (1998). Ridge-forming, ice-bounded lava flows at Mount Rainier, Washington. Geology 26, 351–354.

Llambías, E., (2008). Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria No. 29, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 15: 222 p. Buenos Aires.

Lohmar, S., Parada, M., Gutiérrez, F., Robin, C., Gerbe, M.C., (2012). Mineralogical and numerical approaches to establish the pre-eruptive conditions of the mafic Licán Ignimbrite, Villarrica Volcano (Chilean Southern Andes). J. Volcanol. Geotherm. Res.235, 55–69.

Lopez-Escobar, L., (1984). Petrology and Chemistry of Volcanic Rocks of the Southern Andes. Shiva Publ., Nantwich, Nantwich, United Kingdom (GBR), pp. 47–71.

Lopez-Escobar, L., Frey, F.A., Vergara, M., (1977). Andesites and high alumina basalts from the central-south Chile high Andes: geochemical evidence bearing on their petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology 63, 199–228.

López-Escobar, L.; Cembrano, J.; Moreno, H. (1995a). Geochemistry and tectonics of the chilean Southern Andes basaltic quaternary volcanism (37-46°S). Revista Geológica de Chile, Vol. 22, No. 2, p. 219-234.

López-Escobar, L.; Kempton, P.D.; Moreno, H.; Parada, M.A.; Hickey-Vargas, R.; Frey, F.A. (1995b). Calbuco volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquine-Ofqui fault zone, Chile (41°-42°S): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 119, p. 345-361.

López-Escobar, L.; Parada, M.A.; Moreno, H.; Frey, F.A.; Hickey-Vargas, R.L. (1992). A contribution to the petrogenesis of Osorno and Calbuco volcanoes, Southern Andes (41°00'-41°30'S): comparative study. Revista Geológica de Chile, Vol. 19, No. 2, p. 211-226.

Lüth, S., Araneda, M., Asch, G., Bataille, K., Wigger. P., (2003). A crustal model along 39°S from a seismic refraction profile- ISSA 2000. Revista Geológica de Chile, 30 (2003), pp. 83-101.

M

MacLean, W., & Barrett T., (1993). Lithochemical techniques using immobile elements Journal of Geochemical Exploration, 48, pp. 109-133.

McPhie, J., Doyle, M., y Allen, R., (1993). Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. CODES University of Tasmania, 198 pág. 085901522X.

Melnick, D., B. Bookhagen, M. R. Strecker, and H. Echtler, (2009). Segmentation of megathrust rupture zones from forearc deformation patternsover hundreds to millions of years, Arauco Peninsula, J. Geophys. Res., 114, B01407.

Melnick, D., Folguera, A., Ramos, V.A., (2006). Structural control on arc volcanism: The Copahue–Agrio complex, South-Central Andes (37°50′S). J. S. Am. Earth Sci. 22, 66–88.

Miyashiro, A., (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. Am J Sci 274:321–355.

Moreno, H., & Clavero, J., (2006). Geología del volcán Villarrica, Regiones de La Araucanía y de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 98, 35 p., 1 mapa escala 1:50.000.

Moreno, H., & Lara, L.E., (2007). Geología del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco, X Región de los Lagos. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 107, 1 mapa escala 1:50.000, 27 pp.

Morgado, E., Parada, M.A., Contreras, C., Castruccio, A., Gutiérrez, F., McGee, L.E., (2015). Contrasting records from mantle to surface of Holocene lavas of two nearby arc volcanic complexes: Caburgua-Huelemolle Small Eruptive Centers and Villarrica Volcano, Southern Chile. J. Volcanol. Geotherm. Res.306, 1–16.

Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginsburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, A., y Gottardi, G. (1989). Nomenclature of Pyroxenes. Canadian Mineralogist, 27:143–156.

Munizaga, F., Hervé, F.; Drake, R.; Pankhurst, R.J.; Brook, M.; Snelling, N. 1988. Geochronology of the Lake Region of South-Central Chile (39°-42°S):

preliminary results. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 1, No. 3, p. 309-316.

Murcia, H. F., Borrero, C. A., Pardo, N., Alvarado, G. E., Arnosio, M. & Scolamacchia, T., (2013). Depósitos volcaniclásticos: términos y conceptos para una clasificación en español.- Rev. Geol. Amér. Central. 48: pp. 15-39.

N

Nakamura, K., (1977). Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation-Principle and proposal, J. Volcanol. Geotherm. Res., 2, 1-16.

Naranjo, J.A. & Lara, L., (2004). August-September 2003 small vulcanian eruption at the Nevados de Chillán Volcanic Complex (36°50'S), Southern Andes (Chile). Revista Geológica de Chile, 31 (2), pp. 359-366.

Naranjo, J.A., & Stern, C.R., (1998). Holocene explosive activity of Hudson volcano, southern Andes. Bulletin of Volcanology, Vol. 59, p. 291-306.

Nelson, S.T., & Montana, A., (1992). Sieve-textured plagioclase in volcanic-rocks produced by rapid decompression. American Mineralogist 77, 1242–1249.

Nielsen, R. L., Ustunisik, G., Weinsteiger, A. B., Tepley, F. J. I. I. I., Johnston, A. D., & Kent, A. J. R. (2017). Trace element partitioning between plagioclase and melt: An investigation of the impact of experimental and analytical procedures. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 18, 3359– 3384.

Nimis, P., & Taylor, W.R., (2000). Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part 1 Calibration and testing of a Cr-in-cpx barometer and an enstatite-in-cpx thermometer. Contrib Mineral Petrol 139:541-554.

Nimis, P., & Ulmer, P., (1998). Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: an expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous basic and ultrabasic systems. Contrib Mineral Petrol 133:122-135.

Nimis, P., (1995). A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystals-structure modeling. Contrib Mineral Petrol 121:115-125.

Ñ

O

P

Pavez, A., (1997). Geología e historia evolutiva del Complejo Volcánico Quetrupillán, Andes del Sur, 39.5ºL.S. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1443-1447, Universidad Católica del Norte, Antofagasta.

Pearce, J. A., & Peate, D. W., (1995). Tectonic Implications of the Composition of Volcanic Arc Magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 23:251–285.

Pearce, J. A., (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma génesis at active continental margins. En Hawkesworth, C. J. y Norry, M. J., editores, Continental basalts and mantle xenoliths, pág. 230–249. Shiva Nantwich.

Pearce, J. A., Harris, N. B.W., y Tindle, A. G. (1984). Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. Journal of Petrology, 25:956–983.

Peccerillo, A., Donati, C., Santo, A. P., Orlando, A., Yirgu, A., y Ayalew, D. (2007). Petrogenesis of silicic peralkaline rocks in the Ethiopian rift: Geochemical evidence and volcanological implications. Journal of African Earth Sciencies, 48:161–173.

Petrinovic, I., & D'Elia, L., (2018). Rocas Volcaniclásticas, Depósitos, Procesos y Modelos de Facies: desde el origen hasta las zonas finales de depositación. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial No. 3. p. 172.

Petrinovic, I., (2014). La erupción del 22 de diciembre de 2012 del volcán Copahue, Neuquén, Argentina: Caracterización del ciclo eruptivo y sus productos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 71, 161–173.

Polanco, E., (2003). Evolución del volcán Copahue (37° 45′ S), Andes del Sur. Tesis de Maestría (unpublished), Universidad Nacional Autónoma de México, 90 p.

Powell, R., & Powell, M., (1977). Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: a reappraisal. Min Mag 41:257–263.

Putirka, K. D, Johnson, M., Kinzler, R., Walker, D., (1996). Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. Contrib Mineral Petrol 123:92-108.

Putirka, K.D., (2005b). Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: tests of some existing models and new calibrations. Am Mineral 90:336-346.

Putirka, K.D., (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. In: Putirka, K.D., Tepley, F. (Eds.), Minerals, Inclusions and Volcanic Processes: Min. Soc. Am., Rev. Min. Geochem. 69, 61–120, doi: 10.2138/rmg.2008.69.3.

Putirka, K.D., Perfit, M., Ryerson, F., Jackson, M., (2007). Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling. Chem Geol 241:177-206.

Putirka, K.D., Ryerson, F.J., Mikaelian, H., (2003). New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene + liquid equilibria. Am Mineral 88:1542-1554.

Q

R

Rabassa, J., Evenson, EB, Clinch, JM, Schlieder, G, Zeitler, P, Stephens, G. (1990). Geología del Cuaternario del valle del río Malleo, Provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45: 55– 68 Buenos Aires.

Rabassa, J., Evenson, EB, Schlieder, G, Clinch, JM, Stephens, G, Zeitler, P. (1987). Edad Pre-Pleistoceno superior de la Glaciación El Cóndor, valle del río Malleo, Neuquén, Argentina. In: X Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, 1987, Actas III. San Miguel de Tucumán: Asociación Geológica Argentina, 261– 263.

Ragland, P. C., (1989) Basic analytical petrology. Oxford University Press, New York. p.369

Ramos, V.A. & Aleman, A., (2000). Tectonic evolution of the Andes. In: Cordani, U., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos Neto, M.C. (Eds.), Tectonic Evolution of South America, pp. 635–685 (31st Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro).

Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J. y Aragón, E. (1988). Temporal evolution and spatial variation of early Terciary volcanism in the Patagonian Andes (40ºS-42º30'S). Journal of South American Earth Science, Vol. 1, p. 75-88.

Rawson, H., T. Keller, K. Fontijn, D.M. Pyle, T.A. Mather, V.C. Smith, J.A. Naranjo (2016). Compositional variability in mafic arc magmas over short spatial and temporal scales: evidence for the signature of mantle reactive melt channels Earth Planet. Sci. Lett., 456 (2016), pp. 66-77.

Reid, F., (1983). Origin of the Rhyolitic Rocks of the Taupo Volcanic Zone, New-Zealand. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 15(4):315-338.

Renner, L.C., L.A. Hartmann, W. Wildner, H.-J. Massonne, T. Theye (2011). A micro-analytical approach to partition coefficients in plagioclase and clinopyroxene

of basaltic sills in Serra Geral Formation, Paraná Basin, Brazil. Revista Brasileira de Geociencias, 41, pp. 263-289.

Reubi, O., B. Bourdon, M. Dungan, J. Koornneef, D. Selles, C. Langmuir, S. Aciego (2011). Assimilation of the plutonic roots of the Andean arc controls variations in U-series disequilibria at Volcan Llaima, Chile Earth Planet. Sci. Lett., 303 (2011), pp. 37-47.

Rodriguez, C., Daniel Sellés, Michael Dungan, Charles Langmuir, William Leeman (2007). Adakitic Dacites Formed by Intracrustal Crystal Fractionation of Water-rich Parent Magmas at Nevado de Longaví Volcano (36•2°S; Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile), Journal of Petrology, Volume 48, Pages 2033–2061.

Rollinson, H. R., (1993). Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Group United Kingdom, 352 pág.

Rowland, S.K., & Walker, G.P., (1990). Pahoehoe and aa in Hawaii: volumetric flow rate controls the lava structure. Bull Volcanol of Volcanoes. Academic Press, 52, 615–628.

S

Santillán, M. L. & Fuentes, T. G., (2018). Tubos de lava en el flanco noroccidental del volcán Lanín. Séptimo Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Puerto Madryn.

Schindlbeck, J., Freundt, A., and Kutterolf, S. (2014). Major changes in the post-glacial evolution of magmatic compositions and pre-eruptive conditions of Llaima Volcano, Andean Southern Volcanic Zone, Chile. Bull. Volcanol. 76, 1–22. doi: 10.1007/s00445-014-0830-x.

Sellés, D.; Rodríguez, C.; Dungan, M.A.; Naranjo, J.A.; Gardeweg, M. (2004). Nevado de Longaví volcano (36.2°S): geology and geochemistry of a compositionally atypical arc volcano in the Southern Volcanic Zone of the Andes. Revista Geológica de Chile, Vol. 31, No, 2, p. 293-315.

Serra-Varela, S., R. Giacosa, P. González, N. Heredia, F. Martín-González, D. Pedreira, (2016). Geología y geocronología del basamento paleozoico de los Andes Norpatagónicos en el área de San Martín de los Andes. GEO-TEMAS, 16 pp. 431-434.

Simmons, C., Joaquín A. Cortés, Dave McGarvie, Eliza S. Calder, (2020). Tectonic constraints on a magmatic plumbing system: The Quetrupillán Volcanic

Complex (39°30′ S, 71°43′ W), Southern Andes, Chile, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Volume 407.

Singer, B.S., JIcha, B.R., Naranjo, J.A.; Lara, L.E., Moreno, H., Harper, M., (2008). Eruptive history, geochronology, and magmatic evolution of the Puyehue–Cordón Caulle volcanic complex, Chile. Geological Society of America Bulletin. 120, 599–618.

Sisson, T., & Grove, T., (1993b). Temperatures and H2O contents of low-MgO high-alumina basalts. Contrib Mineral Petrol 113:167-184.

Skulski, T., Minarik, W., Watson, E.B., (1994). High-Pressure Experimental Trace-Element Partitioning between Clinopyroxene and Basaltic Melts. Chemical Geology, 117(1-4):127-147. DOI: 10.1016/0009-2541(94)90125-2**.**

Spencer, K.J., & Lindsley, D.H., (1981). A solution model for coexisting iron-titanium oxides Am. Mineral, 66, pp. 1189-1201.

Stern, C.R., (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. Rev. Geol. Chile 31, pp. 161-206.

Stern, C.R., H. Amini, R. Charrier, E. Godoy, A.F. Herve, J. Varela, (1984a). Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the Rio Maipo and Rio Cachapoal (Chile) and the Rio Yaucha and Rio Papagayos (Argentina). Revista Geológica de Chile, 23 pp. 39-52.

Sulpizio, P., Dellino, D.M. Doronzo, D. Sarocchi. (2014) Pyroclastic density currents; state of the art and perspectives J. Volcanol. Geotherm. Res., 283, pp. 36-65.

Sumner, J.M., (1998). Formation of clastogenic lava flows during eruption and scoria cone collapse: the 1986 eruption of Izu-Oshima Volcano, eastern Japan. Bulletin of Volcanology 60: 195-212.

Sumner, J.M.; Blake, S.; Matela, R.L.; Wolff, J.A. (2005). Spatter. Journal of Volcanology and Geothermal Research 142 (1-2): 49-65.

Sun, S., & McDonough, W. F., (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication sfor mantle composition and processes Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 42 (1989), pp. 313-345.

T

Takada, A., (1994). The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism: Journal of Geophysical Research, v. 99, p. 13563–13573.

Tassara, A., H.-J. Gotze, S. Schmit, and R. Hackney (2006). Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin, J. Geophys. Res., 111, B09404, doi:10.1029/2005JB003976.

Tatsumi, Y., (1989). "Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones", J. Geophys. Res. 94, pp. 4697-4707.

Thorwart, M., Dzierma Y., Lieser K., Buhs H. and Rabbel W. (2015) Shear-wave velocity structure of the Chilean subduction zone (39–40 degrees S) based on Rayleigh wave dispersion; evidence of fluid release and melts in the mantle beneath the Villarrica Volcano. In The Role of Volatiles in the Genesis, Evolution and Eruption of Arc Magmas (eds. G. F. Zellmer, M. Edmonds and S. M. Straub). Geological Society London Special Publications, 410, pp. 59–70.

Toloza, V., (2015). "Tefroestratigrafía postglacial del complejo volcánico Quetrupillán" XIV CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO", La Serena, Chile.

Tormey, D.R., Frey, F., and López-Escobar, L., (1995), Geochemistry of the active Azufre-Plancho-Peteroa volcanic complex, Chile (35°15′S): Evidence for multiple sources and processes in a Cordilleran arc magmatic system: Journal of Petrology, v. 36, p. 265–298.

Tormey, D.R., Hickey-Vargas R. Frey F.A. and Lopez-Escobar L., (1991). Recent lavas from the Andean volcanic front (33° to 42°S); Interpretations of along-arc compositional variations. GSA Special Paper 265: Andean Magmatism and its Tectonic Setting. pp. 57-77.

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

Turner, J., (1965). Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes (Provincia de Neuquén). Boletín Academia Nacional de Ciencias 44: 5-51, Córdoba.

Turner, J., (1973). Descripción Geológica de la Hoja 37 a b, Junin de los Andes. Provincia del Neuquén. Escala 1:200.000. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Boletín 138, 82 p. Buenos Aires, Servicio Nacional Minero Geológico.

U

Vallance, J.W., (2000). Lahars.- En: SIGURDSSON, H. (ed.): Encyclopedia of Volcanoes.- Academic Press: 601-625.

Varela, R., Basei, M.A.S., Cingolani, C.A., Siga Jr., O. & Passarelli, C.R. (2005). El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. Revista Geológica de Chile, 32 (2): 167-187.

Vergniolle, S., & Mangan, M., (2000). Hawaiian and Strombolian Eruptions. En Sigurdsson, H., editor, Encyclopedia of Volcanoes, pág. 447–461. Academic Press, California.

Vernon, R. H., (2004). A Practical Guide To Rock Microstructure. Cambridge University Press, 606 pag. ISBN-10: 0521891337.

Villemant, B., Jaffrezic, H., Joron, J.L., Treuil, M., (1981). Distribution Coeffi cients of Major and Trace-Elements - Fractional Crystallization in the Alkali Basalt Series of Chaine-Des-Puys (Massif Central, France). Geochimica et Cosmochimica Acta, 45(11):1.997-2.016.

Völker, D., Kutterolf, Wehrmann, (2011). Comparative mass balance of volcanic edifices at the Southern Volcanic Zone of the Andes between 33°S and 46°S. J. Volcanol. Geotherm. Res., 205, pp. 114-129.

W

Walker, G., (2000). Basaltic volcanoes and volcanic systems. In Encyclopedia of Volcanoes (Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S.R.; Rymer, H.; Stix, J.; editores). Academic Press: 283-290. San Diego

Wehrmann, H., K. Hoernle, G. Jacques, D. Garbe-Schönberg, K. Schumann, J. Mahlke, and L. E. Lara (2014). Volatile (sulphur and chlorine), major, and trace element geochemistry of mafic to intermediate tephras from the Chilean Southern Volcanic Zone (33–43°S), Int. J. Earth Sci., 103(7). 1945– 1962, doi:10.1007/s00531-014-1006-9.

Wells, P., (1977). Pyroxene thermometry in simple and complex systems. Contrib Mineral Petrol 62:129-139.

White, W.M., (2005). Geochemistry. p. 339.

Wilson, M., (1989). Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach Harper Collins, London p. 466.

Winter, J. D., (2010). An introduction to igneous and metamorphic petrology. Pearson Prentice Hall, 699 pág. ISBN-10: 0132403420.

Witter, J.B., Kress, V.C., Delmelle, P., Stix, J., (2004). Volatile degassing, petrology, and magma dynamics of the Villarrica Lava Lake, Southern Chile. J. Volcanol. Geotherm. Res.134 (4), 303–337.

Wood, B., & Banno, S., (1973). Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. Contrib Mineral Petrol 42:109-124.

X

Y

Z

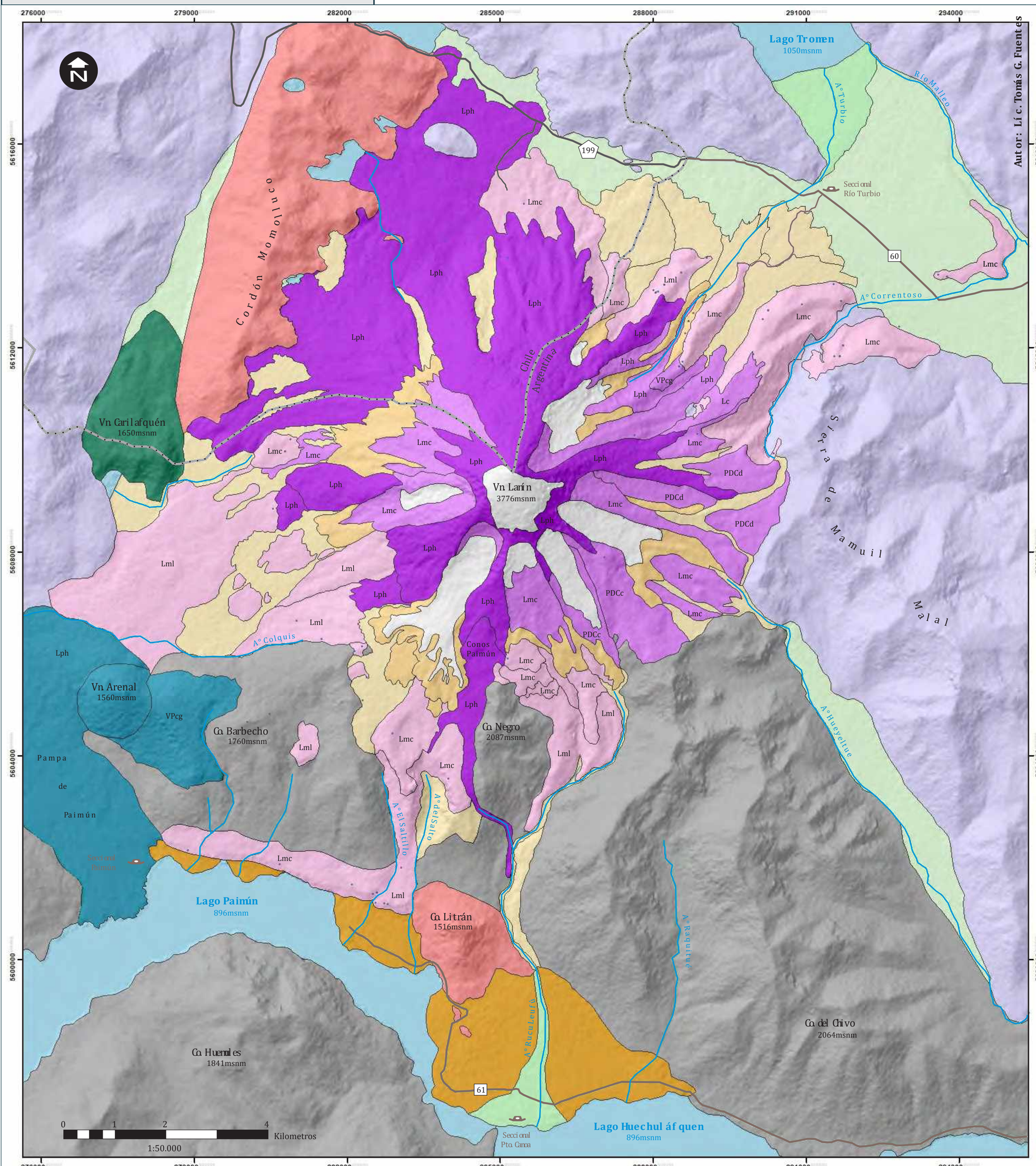
ANEXOS



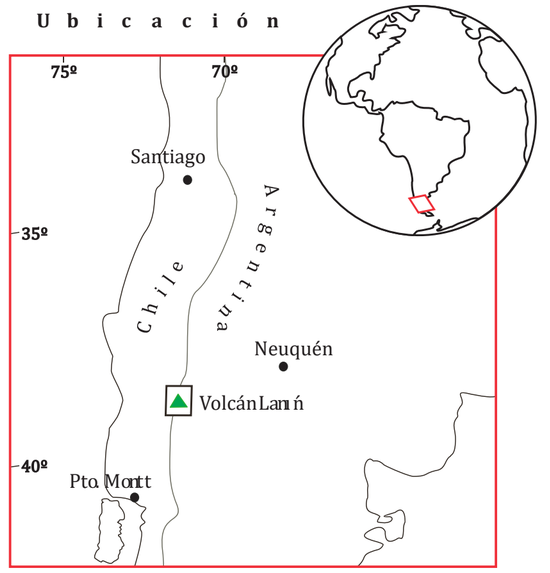
"Mire que lindo mi país ´ paisano
si usted lo viera como yo lo vi,
un cielo limpio repartiendo estrellas
la madre tierra acunando el maíz.
Mire que lindo mi país ´ paisano
si usted lo viera como yo lo vi"

Argentino Luna

MAPA GEOLÓGICO - VOLCÁN LANÍN



Ubicación



Referencias

Guardaparque

Ruta 61

Límite internacional

Geología

Facies dominante ej.: **Lc**

Río / Arroyo

	Lago / laguna		
	Glaciar		
Holoceno	Dep. moderno indiferenciado	Relleno moderno	
	Dep. de avalancha y/o flujo gravitatorio de detritos		
	Morrena glaciar		
	Dep. aluvial		
	Dep. deltaico		
	Volcanitas El Arenal		
Plio-Pleist.	Unidad Lanín 3	Volcán Lanín	
	Unidad Lanín 2		
	Unidad Lanín 1		
Eoceno	Volcanitas Carilafquen	Basamento	
	Formación Auca Pan		
Pz. sup.	Formación Huechulafquen		
Pz. Inf.	Complejo Colohuincul		

Autor: Lic. Tomás G. Fuentes

CIG CONICET UNLP

Tabla Anexa - 5- A

	Elementos Mayoritarios									
	Volcán Lanín									
	Unidad Lanín I									
	TRO-4-17	***TRO-7-17***	***TRO-9-17***	***TRO-11-17***	***TRO-37-17***	***TRO-38-17***	***PAI-2-17***	***PAI-16-1***	***PAI-16-7***	***12-M-18***
SiO_2	52.6	58.5	60.5	49.3	57.3	61.8	62.3	55.9	57	62.6
TiO_2	1.89	1.33	1.35	0.97	1.27	1.19	0.78	1.34	1.06	1.24
Al_2O_3	15.65	16	16.35	20.2	16.55	15.7	17.05	17.9	17.65	15.7
Fe_2O_3	12.25	8.15	8.31	8.53	8.08	6.75	5.11	9.65	8.75	6.9
MnO	0.21	0.18	0.2	0.13	0.19	0.16	0.15	0.17	0.21	0.2
MgO	3.54	1.99	2.16	4.18	2.38	1.76	1.52	3.4	2.87	1.69
CaO	7.16	4.78	5.01	10.2	5.41	4.35	4.22	6.69	6.35	4.02
Na_2O	3.98	4.59	4.77	3.22	4.63	4.56	4.9	4.62	4.67	5.07
K_2O	1.52	2.15	2.21	0.69	1.81	2.49	2.03	1.34	1.16	2.25
P_2O_5	0.55	0.64	0.65	0.2	0.51	0.49	0.3	0.42	0.58	0.53
LOI	0.1	0.26	-0.08	0.45	0.02	-0.19	0.64	0.16	-0.27	0.01
Total	99.58	98.7	101.58	98.21	98.28	99.2	99.14	101.73	100.18	100.35

...continuación

										Vn. Arenal
Unidad Lanín II				***Unidad Lanín III***					
4-N-17	***5-N-17***	***13-M-18***	***TRO-40-17***	***TRO-17-17***	***15-M-18***	***3-M-18***	***8-M-18***	***CP***	***9-M-18***
63.5	59.6	64.3	52.3	51.8	52.5	50.4	52.7	52.6	50.6
0.97	1.21	0.7	1.21	1.55	1.28	1.2	1.31	1.24	1.12
15.85	15.75	16.7	18.3	16.65	17.85	17.5	17.6	18.05	19.35
6.19	7.57	6.14	9.95	11.1	10.3	10.3	10.5	10.1	9.71
0.17	0.2	0.18	0.16	0.18	0.17	0.17	0.17	0.17	0.15
1.42	1.98	1.02	4.53	3.99	4.69	5.25	4.7	4.77	4.4
3.72	4.72	3.33	8.64	7.51	8.55	8.51	8.37	8.59	9.05
4.93	4.79	5.62	3.39	3.66	3.31	3.21	3.36	3.33	3.14
2.59	2.01	2.47	1.19	1.41	1.21	1.08	1.26	1.19	0.74
0.38	0.65	0.29	0.35	0.5	0.37	0.34	0.38	0.35	0.22
0.31	0.08	0.17	-0.48	-0.3	0.07	0.16	0.14	-0.02	1.45
100.16	98.69	101.07	99.66	98.17	100.42	98.24	100.61	100.49	100.05

	Elementos Traza									
	Volcán Lanín									
	Unidad Lanín I									
	TRO-4-17	***TRO-7-17***	***TRO-9-17***	***TRO-11-17***	***TRO-37-17***	***TRO-38-17***	***PAI-2-17***	***PAI-16-1***	***PAI-16-7***	***12-M-18***
Ba	519	658	736	250	594	747	689	472	446	742
Ce	60	77.5	78.8	24.4	65.2	89.6	81.2	49.4	54.8	82.6
Cr	10	20	30	70	<10	<10	<10	10	20	<10
Cs	1.29	1.22	2.84	0.33	1.42	1.75	1.81	0.52	0.97	2.12
Dy	6.42	6.99	7.27	2.53	6.23	7.25	5.65	4.54	4.74	7.86
Er	3.8	4.36	4.11	1.67	3.69	4.19	3.2	2.8	2.9	4.39
Eu	2.13	2.24	2.38	1.06	2.1	2.07	1.76	1.76	2.41	2.43
Ga	19.7	18.8	19.8	17.6	19.7	19.5	19.6	18.9	18.6	19.3
Gd	7.13	8.22	8.63	3.12	7.49	7.99	6.21	5.18	6.42	9.32
Hf	5	6.6	6.2	2	5.2	6.9	5.4	3.7	4.6	6.7
Ho	1.3	1.42	1.47	0.5	1.35	1.36	1.06	0.96	1	1.51
La	27	35.3	35	11.4	29.8	39.4	33.2	22.8	25.6	38.5
Lu	0.57	0.63	0.63	0.21	0.6	0.62	0.53	0.4	0.43	0.66
Nb	9	9.5	9.4	3.6	7.7	15.1	9.1	7.8	16	11.2
Nd	33.2	40.9	41.7	13.3	36.6	42.6	37.6	27.1	29	45.2
Pr	7.75	10	10.05	3.11	8.39	10.55	9.41	6.3	7.06	10.95
Rb	34.5	56.1	60.6	12.6	46.7	72.7	56.4	28	27.7	56.6
Sm	7.55	9.14	9.05	2.82	7.78	8.48	7.84	5.78	6.04	9.32
Sn	2	2	1	<1	1	2	1	1	1	2
Sr	551	512	516	743	582	460	549	735	825	464
Ta	0.6	0.6	0.7	0.3	0.5	0.9	0.7	0.4	1.2	0.6
Tb	1.01	1.03	1.18	0.41	1.05	1.15	0.9	0.76	0.82	1.23
Th	6.02	8.97	9.02	2.29	7.64	11.45	9.32	4.71	5.43	9.46
Tm	0.55	0.58	0.61	0.23	0.56	0.62	0.5	0.4	0.44	0.66
U	1.46	2.23	2.22	0.47	1.9	3	2.18	1.12	1.14	2.35
V	260	67	68	225	88	68	63	182	78	41
W	<1	<1	1	1	2	2	3	2	3	3
Y	34.9	39.3	39.8	14.5	36.3	39.4	33	25.8	25.8	42.7
Yb	3.42	3.95	3.75	1.37	3.82	4.2	3.45	2.69	2.56	4.82
Zr	174	225	223	68	206	274	218	143	171	257

...continuación

									Vn. Arenal
Unidad Lanín II				***Unidad Lanín III***					
4-N-17	***5-N-17***	***13-M-18***	***TRO-40-17***	***TRO-17-17***	***15-M-18***	***3-M-18***	***8-M-18***	***CP***	***9-M-18***
763	699	789	393	471	416	437	418	400	299
79	81.5	80.7	48	64	50.9	55.2	53.4	49.3	31.7
10	<10	20	10	10	20	30	10	20	30
3.32	0.76	1.33	1.38	1.86	1.83	1.76	1.86	1.73	1.03
7.15	7.29	7.66	4.77	5.61	5.07	5.23	5.03	5.03	3.37
4.39	4.36	4.6	2.71	3.35	2.89	2.99	3.17	2.94	1.92
2.33	2.46	2.51	1.51	1.92	1.57	1.75	1.53	1.52	1.26
19.9	20.2	21.6	19.4	19.8	19.4	21.6	19.7	19	19.1
8.3	8.43	8.64	5.51	6.67	5.74	6.14	5.87	5.58	3.99
7.5	6.2	7.7	3.9	4.8	4.3	4	4.3	4.1	2.3
1.55	1.51	1.53	1.01	1.19	1.04	1.01	1.05	0.98	0.68
37.4	36.4	38.7	22.2	28.2	23.4	25.3	23.7	22	14.4
0.65	0.67	0.73	0.42	0.53	0.39	0.46	0.42	0.39	0.28
11.5	10.7	12.6	6	8.3	6.2	6.7	7	6.1	3.3
42.5	44.3	40.1	27.5	34.9	28.1	31.6	29.9	26.6	17.7
9.94	10.3	10.1	6.33	8.29	6.46	7.31	6.99	6.45	4.15
75.3	47.1	58.9	33.1	38.6	35.9	34.1	37.1	34.1	17.7
8.84	8.94	7.91	5.74	7.65	6.05	6.65	6.65	5.97	4.27
2	2	2	1	1	1	1	1	1	1
440	521	445	673	596	652	748	651	653	709
0.7	0.6	1	0.3	0.9	0.3	0.3	1	0.2	0.1
1.17	1.21	1.25	0.78	0.96	0.79	0.81	0.76	0.79	0.57
11.7	8.41	10.35	6.15	6.87	6.93	7.28	6.81	6.15	4.24
0.64	0.65	0.71	0.39	0.48	0.4	0.41	0.43	0.4	0.27
3.03	2.2	2.57	1.61	1.78	1.77	1.69	1.86	1.74	1.06
40	72	11	243	252	264	283	255	255	265
3	3	2	2	2	2	1	3	4	2
42.3	41.9	41.1	27	34.3	28.6	30	29.7	27.2	18.5
4.45	4.42	4.34	2.68	3.44	3.23	3.12	3.05	2.91	1.85
293	245	269	152	192	161	157	167	153	86

Tabla Anexa - 5-B

	Minerales Normativos								
	Volcán Lanín								
	Unidad Lanín I								
	TRO-4-17	TRO-7-17	TRO-9-17	TRO-11-17	TRO-37-17	TRO-38-17	PAI-2-17	PAI-16-1	PAI-16-7
Cuarzo	0	7.66	7.99	0	5.57	11.66	12.27	0.91	4.25
Plagioclasa	53.92	55.42	57.04	65.82	58.08	53.46	59.85	63.15	63.2
Ortoclasa	9.2	12.96	13.06	4.19	10.95	15.01	12.29	8.1	7.04
Diopsido	10.03	2.65	3.33	9.11	4.05	3.09	0.63	5.57	3.62
Hypersteno	17.96	14.41	14.75	6.97	14.7	11.66	10.43	18.75	17.56
Olivina	1.53	0	0	7.96	0	0	0	0	0
Ilmenita	3.59	2.53	2.56	1.84	2.41	2.26	1.48	2.54	2.01
Magnetita	1.96	1.3	1.33	1.36	1.29	1.09	0.83	1.55	1.41
Apatita	1.27	1.48	1.51	0.46	1.18	1.14	0.7	0.97	1.34
Zircon	0.03	0.04	0	0.01	0.04	0.06	0.04	0.03	0.03
Cromita	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0

...continuación

										Vn. El Arenal
	Unidad Lanín II				Unidad Lanín III					
12-M-18	4-N-17	5-N-17	13-M-18	TRO-40-17	TRO-17-17	15-M-18	3-M-18	8-M-18	CP	9-M-18
11.18	12.39	8.76	10.43	0	0	0	0	0	0	0
56.19	55.02	55.92	60.44	59.81	55.72	58.19	57.22	57.56	58.89	63.03
13.59	15.63	12.17	14.92	7.18	8.51	7.33	6.56	7.63	7.18	4.48
2.82	2.38	3.34	1.62	8.05	7.91	8.35	8.45	8.44	8.17	6.01
11.84	10.68	13.39	10.46	18.59	18.87	21.03	15.3	21.34	20.66	19.2
0	0	0	0	1.78	1.55	0.49	5.82	0.44	0.79	1.66
2.36	1.84	2.3	1.33	2.3	2.94	2.43	2.28	2.49	2.36	2.13
1.1	1	1.22	0.99	1.59	1.78	1.65	1.65	1.68	1.62	1.55
1.23	0.88	1.51	0.67	0.81	1.16	0.86	0.79	0.88	0.81	0.51
0.04	0.06	0.04	0.06	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Feldespatos

Muestra	8-M-18								
Cristal	A				B	C		D	
Punto	1	2	3	4	1	1	2	1	2
Na_2O	2.2500	4.5500	4.6000	4.6400	4.8800	2.0800	4.6800	4.2200	4.4300
MgO	0.1113	0.1239	0.1454	0.1240	0.1047	0.0700	0.1189	0.0890	0.1233
Al_2O_3	31.980	28.370	28.200	28.120	27.900	33.580	28.760	29.700	28.900
SiO_2	48.580	53.390	54.400	54.660	54.750	46.940	53.560	52.580	53.040
K_2O	0.1291	0.3086	0.3284	0.3650	0.3816	0.0677	0.3517	0.2865	0.3445
CaO	16.550	12.680	12.490	12.200	11.910	16.790	11.720	12.620	12.060
BaO	0.0000	0.1028	0.0000	0.2056	0.2568	0.1114	0.0000	0.1388	0.0000
P_2O_5	0.0224	0.0468	0.0014	0.0000	0.0254	0.0309	0.0038	0.0000	0.0221
MnO	0.0000	0.0000	0.0198	0.0159	0.0000	0.0025	0.0214	0.0100	0.0000
FeO	0.7353	0.7162	0.8468	0.6693	0.7160	0.5358	0.8117	0.6273	0.7949
SrO	0.0936	0.0563	0.0316	0.0598	0.1016	0.1330	0.0526	0.2453	0.0941
Total	100.45	100.34	101.06	101.06	101.03	100.34	100.08	100.52	99.81
	N° de Cationes - Base de 32 Oxígenos								
Na	0.7995	1.6028	1.6063	1.6199	1.7053	0.7414	1.6478	1.4848	1.5654
Mg	0.0304	0.0336	0.0390	0.0333	0.0281	0.0192	0.0322	0.0241	0.0335
Al^{+3}	6.9081	6.0752	5.9859	5.9676	5.9264	7.2760	6.1558	6.3524	6.2078
Si	8.9044	9.7014	9.7983	9.8429	9.8683	8.6303	9.7276	9.5428	9.6675
K	0.0302	0.0715	0.0755	0.0838	0.0877	0.0159	0.0815	0.0663	0.0801
Ca	3.2499	2.4684	2.4101	2.3536	2.2998	3.3072	2.2804	2.4538	2.3549
Ba	0.0000	0.0073	0.0000	0.0145	0.0181	0.0080	0.0000	0.0099	0.0000
P	0.0045	0.0093	0.0003	0.0000	0.0050	0.0062	0.0008	0.0000	0.0044
Mn	0.0000	0.0000	0.0030	0.0024	0.0000	0.0004	0.0033	0.0015	0.0000
Fe^{+2}	0.1127	0.1088	0.1275	0.1008	0.1079	0.0824	0.1233	0.0952	0.1212
Sr	0.0099	0.0059	0.0033	0.0062	0.0106	0.0142	0.0055	0.0258	0.0099
Total	20.05	20.08	20.05	20.03	20.06	20.10	20.06	20.06	20.04
An (Ca+Sr)	79.71	59.54	58.93	57.87	56.06	81.27	56.93	61.37	58.97
Ab (Na)	19.55	38.57	39.22	39.72	41.37	18.14	41.04	36.75	39.03
Or (K+Ba)	0.74	1.90	1.84	2.41	2.57	0.58	2.03	1.89	2.00

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Feldespatos

Muestra	3-M-18												
Cristal	A			B		C		D		E		F	
Punto	1	2	3	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Na_2O	4.1400	4.4800	4.7800	4.2900	4.3500	2.7000	4.0500	4.5900	4.5000	3.2300	4.0100	2.2800	3.5500
MgO	0.1339	0.1340	0.1189	0.0889	0.1211	0.1012	0.1107	0.1221	0.1265	0.1097	0.1184	0.0707	0.1134
Al_2O_3	28.470	28.030	27.380	29.090	28.520	30.930	28.740	28.310	28.160	30.930	29.410	32.810	30.510
SiO_2	53.920	54.100	54.560	53.150	54.020	49.790	53.240	54.210	54.130	50.230	52.020	47.970	50.740
K_2O	0.3455	0.3614	0.4035	0.3110	0.3603	0.1575	0.3123	0.3670	0.3763	0.2233	0.3085	0.1416	0.2807
CaO	12.800	12.450	11.810	13.240	12.710	15.890	13.290	12.420	12.500	14.320	12.480	15.940	13.580
BaO	0.0000	0.0000	0.2293	0.1274	0.0765	0.2553	0.0000	0.0000	0.1800	0.0000	0.0000	0.0000	0.0834
P_2O_5	0.0238	0.0325	0.0704	0.0284	0.0000	0.0102	0.0168	0.0273	0.0360	0.0381	0.0055	0.0128	0.0165
MnO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0551	0.0276	0.0000	0.0000	0.0517	0.0079	0.0289	0.0000	0.0302	0.0000
FeO	0.8268	0.7140	0.7834	0.8096	1.0124	0.7262	0.7372	0.7062	0.7232	0.6501	0.7363	0.5856	0.6918
SrO	0.1054	0.0973	0.0741	0.1343	0.0107	0.0627	0.0327	0.1153	0.0000	0.1651	0.1274	0.1713	0.1684
Total	100.77	100.40	100.21	101.32	101.21	100.62	100.53	100.92	100.74	99.93	99.22	100.01	99.73
	N° de Cationes - Base de 32 Oxígenos												
Na	1.4500	1.5738	1.6828	1.5009	1.5195	0.9576	1.4236	1.6050	1.5772	1.1471	1.4267	0.8126	1.2621
Mg	0.0361	0.0362	0.0322	0.0239	0.0325	0.0276	0.0299	0.0328	0.0341	0.0300	0.0324	0.0194	0.0310
Al^{+3}	6.0614	5.9856	5.8594	6.1866	6.0558	6.6684	6.1410	6.0178	5.9998	6.6774	6.3609	7.1082	6.5934
Si	9.7410	9.8028	9.9075	9.5913	9.7330	9.1086	9.6529	9.7779	9.7861	9.2016	9.5469	8.8184	9.3044
K	0.0796	0.0835	0.0935	0.0716	0.0828	0.0368	0.0722	0.0844	0.0868	0.0522	0.0722	0.0332	0.0657
Ca	2.4773	2.4168	2.2975	2.5597	2.4534	3.1143	2.5815	2.4000	2.4210	2.8104	2.4537	3.1393	2.6679
Ba	0.0000	0.0000	0.0163	0.0090	0.0054	0.0183	0.0000	0.0000	0.0128	0.0000	0.0000	0.0000	0.0060
P	0.0047	0.0064	0.0140	0.0056	0.0000	0.0020	0.0033	0.0054	0.0071	0.0076	0.0011	0.0026	0.0033
Mn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0084	0.0042	0.0000	0.0000	0.0079	0.0012	0.0045	0.0000	0.0047	0.0000
Fe^{+2}	0.1249	0.1082	0.1190	0.1222	0.1525	0.1111	0.1118	0.1065	0.1093	0.0996	0.1130	0.0900	0.1061
Sr	0.0110	0.0102	0.0078	0.0141	0.0011	0.0067	0.0034	0.0121	0.0000	0.0175	0.0136	0.0183	0.0179
Total	19.99	20.02	20.03	20.09	20.04	20.05	20.02	20.05	20.04	20.05	20.02	20.05	20.06
An (Ca+Sr)	61.93	59.42	56.26	61.94	60.42	75.50	63.34	58.81	59.08	70.22	62.21	78.87	66.82
Ab (Na)	36.09	38.53	41.06	36.12	37.41	23.17	34.89	39.13	38.49	28.48	35.97	20.30	31.40
Or (K+Ba)	1.98	2.05	2.68	1.94	2.17	1.33	1.77	2.06	2.43	1.30	1.82	0.83	1.78

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Feldespatos

Muestra	13-M-18						
Cristal	A		B			C	
Punto	1	2	1	2	3	1	2
Na_2O	6.3000	6.2000	6.6500	5.2300	5.8800	6.2700	5.2400
MgO	0.0281	0.0127	0.0439	0.0366	0.0298	0.0046	0.0359
Al_2O_3	26.770	26.650	26.770	28.250	26.740	26.380	27.500
SiO_2	56.920	57.220	56.920	54.990	56.850	57.400	55.410
K_2O	0.4071	0.3272	0.3102	0.2214	0.4382	0.3487	0.1785
CaO	8.6800	8.5800	8.3300	10.120	8.7400	9.6800	11.170
BaO	0.0000	0.0832	0.3601	0.0000	0.4156	0.0255	0.0255
P_2O_5	0.0097	0.0176	0.0129	0.0212	0.0000	0.0375	0.0080
MnO	0.0000	0.0000	0.0290	0.0315	0.0089	0.0473	0.0000
FeO	0.2634	0.2611	0.3613	0.4282	0.4460	0.3991	0.3457
SrO	0.1158	0.1887	0.2639	0.1780	0.0644	0.1106	0.1776
Total	99.49	99.54	100.05	99.51	99.61	100.70	100.09
	N° de Cationes - Base de 32 Oxigenos						
Na	2.2058	2.1683	2.3249	1.8375	2.0617	2.1772	1.8359
Mg	0.0076	0.0034	0.0118	0.0099	0.0080	0.0012	0.0097
Al^{+3}	5.6978	5.6657	5.6891	6.0336	5.6993	5.5683	5.8569
Si	10.280	10.322	10.264	9.9658	10.282	10.281	10.014
K	0.0938	0.0753	0.0714	0.0512	0.1011	0.0797	0.0411
Ca	1.6794	1.6582	1.6093	1.9649	1.6934	1.8574	2.1626
Ba	0.0000	0.0059	0.0255	0.0000	0.0295	0.0018	0.0018
P	0.0019	0.0035	0.0025	0.0042	0.0000	0.0073	0.0016
Mn	0.0000	0.0000	0.0044	0.0048	0.0014	0.0072	0.0000
Fe^{+2}	0.0398	0.0394	0.0545	0.0649	0.0674	0.0598	0.0522
Sr	0.0121	0.0197	0.0276	0.0187	0.0068	0.0115	0.0186
Total	20.02	19.96	20.09	19.96	19.95	20.05	19.99
An (Ca+Sr)	42.38	42.72	40.33	51.22	43.68	45.28	53.72
Ab (Na)	55.27	55.21	57.28	47.45	52.97	52.75	45.22
Or (K+Ba)	2.35	2.07	2.39	1.32	3.35	1.97	1.06

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Feldespatos

Muestra	12-M-18									
Cristal	A	B		C		D			E	
Punto	1	1	2	1	2	1	2	3	1	2
Na_2O	6.0300	6.2500	6.3700	6.1500	5.7100	6.1500	6.3000	6.9700	6.2500	6.0100
MgO	0.0578	0.0462	0.0704	0.0549	0.0683	0.0604	0.0681	0.0367	0.0492	0.0554
Al_2O_3	26.530	26.750	25.930	26.540	27.220	26.210	26.270	25.200	26.330	26.660
SiO_2	57.560	57.280	57.830	56.580	55.970	57.830	57.790	59.400	57.680	57.650
K_2O	0.2908	0.2946	0.3423	0.3496	0.2664	0.3318	0.3333	0.5275	0.2919	0.2823
CaO	9.6100	9.6700	9.1600	8.4700	9.6000	9.6100	9.6600	8.3300	9.7800	9.7700
BaO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0555	0.1941	0.0000	0.0000	0.0000	0.1794	0.2563
P_2O_5	0.0059	0.0116	0.0399	0.0000	0.0000	0.0100	0.0367	0.0595	0.0279	0.0000
MnO	0.0000	0.0000	0.0834	0.0000	0.0000	0.0357	0.0079	0.0476	0.0000	0.0000
FeO	0.3953	0.5592	0.5961	0.3843	0.4675	0.5349	0.6653	0.6654	0.4345	0.4145
SrO	0.0800	0.0870	0.0728	0.1365	0.2561	0.1531	0.1040	0.0474	0.1291	0.0873
Total	100.56	100.95	100.49	98.72	99.75	100.93	101.24	101.28	101.15	101.19
	N° de Cationes - Base de 32 Oxigenos									
Na	2.0919	2.1653	2.2135	2.1698	2.0040	2.1298	2.1772	2.3995	2.1627	2.0774
Mg	0.0154	0.0123	0.0188	0.0149	0.0184	0.0161	0.0181	0.0097	0.0131	0.0147
Al^{+3}	5.5949	5.6335	5.4774	5.6920	5.8073	5.5175	5.5188	5.2737	5.5384	5.6017
Si	10.300	10.236	10.366	10.297	10.132	10.330	10.302	10.548	10.295	10.279
K	0.0664	0.0672	0.0783	0.0812	0.0615	0.0756	0.0758	0.1195	0.0665	0.0642
Ca	1.8423	1.8513	1.7590	1.6514	1.8619	1.8390	1.8448	1.5847	1.8701	1.8662
Ba	0.0000	0.0000	0.0000	0.0040	0.0138	0.0000	0.0000	0.0000	0.0126	0.0179
P	0.0012	0.0023	0.0078	0.0000	0.0000	0.0020	0.0072	0.0115	0.0054	0.0000
Mn	0.0000	0.0000	0.0127	0.0000	0.0000	0.0054	0.0012	0.0072	0.0000	0.0000
Fe^{+2}	0.0591	0.0836	0.0893	0.0585	0.0708	0.0799	0.0992	0.0988	0.0648	0.0618
Sr	0.0083	0.0090	0.0076	0.0144	0.0269	0.0159	0.0107	0.0049	0.0134	0.0090
Total	19.98	20.06	20.03	19.98	20.00	20.01	20.05	20.06	20.04	19.99
An (Ca+Sr)	46.16	45.45	43.53	42.49	47.60	45.68	45.16	38.69	45.66	46.48
Ab (Na)	52.18	52.91	54.54	55.34	50.50	52.45	52.99	58.40	52.43	51.49
Or (K+Ba)	1.66	1.64	1.93	2.17	1.90	1.86	1.84	2.91	1.92	2.04

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Feldespatos

Muestra	TRO-11-17										
Cristal	A			B		C			D		E
Punto	1	2	3	1	2	1	2	3	1	2	1
Na_2O	1.6700	1.5000	4.9500	3.2000	5.4500	2.0500	1.4300	4.7000	2.0700	3.5000	4.3800
MgO	0.0663	0.0201	0.0878	0.0450	0.0292	0.0269	0.0367	0.0861	0.0703	0.0718	0.0464
Al_2O_3	33.810	33.060	28.220	30.600	26.840	32.410	33.650	28.320	32.570	29.930	28.620
SiO_2	46.580	46.710	54.150	50.640	56.610	48.320	46.420	54.230	48.090	51.800	53.470
K_2O	0.0417	0.1115	0.3585	0.2099	0.5362	0.0505	0.0412	0.3150	0.0678	0.2050	0.2896
CaO	17.610	17.060	10.850	14.220	9.3500	16.990	18.240	12.240	16.880	14.240	12.720
BaO	0.0000	0.1110	0.0000	0.0000	0.2211	0.0000	0.0000	0.1284	0.0773	0.2571	0.0000
P_2O_5	0.0107	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0104	0.0304	0.0309	0.0398	0.0110	0.0072
MnO	0.0000	0.0201	0.0302	0.0000	0.0051	0.0000	0.0755	0.0000	0.0119	0.0000	0.0159
FeO	0.4516	0.5080	0.7879	0.7580	0.8899	0.4674	0.6454	0.8165	0.4816	0.7022	1.1608
SrO	0.1036	0.1531	0.1299	0.2224	0.1328	0.0563	0.1038	0.0776	0.0529	0.0853	0.0522
Total	100.34	99.25	99.56	99.90	100.06	100.38	100.67	100.94	100.41	100.80	100.76
	N° de Cationes - Base de 32 Oxigenos										
Na	0.5954	0.5402	1.7475	1.1365	1.9074	0.7282	0.5096	1.6438	0.7356	1.2326	1.5378
Mg	0.0182	0.0056	0.0238	0.0123	0.0079	0.0073	0.0101	0.0232	0.0192	0.0194	0.0125
Al^{+3}	7.3276	7.2373	6.0562	6.6066	5.7101	6.9984	7.2898	6.0209	7.0358	6.4073	6.1084
Si	8.5662	8.6767	9.8607	9.2772	10.219	8.8536	8.5331	9.7831	8.8149	9.4095	9.5836
K	0.0098	0.0264	0.0833	0.0491	0.1235	0.0118	0.0097	0.0725	0.0159	0.0475	0.0669
Ca	3.4695	3.3951	2.1167	2.7909	1.8083	3.3351	3.5921	2.3656	3.3148	2.7712	2.4680
Ba	0.0000	0.0081	0.0000	0.0000	0.0156	0.0000	0.0000	0.0091	0.0056	0.0183	0.0000
P	0.0022	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0021	0.0061	0.0061	0.0080	0.0022	0.0014
Mn	0.0000	0.0032	0.0047	0.0000	0.0008	0.0000	0.0118	0.0000	0.0018	0.0000	0.0024
Fe^{+2}	0.0694	0.0789	0.1200	0.1161	0.1343	0.0716	0.0992	0.1232	0.0738	0.1067	0.1758
Sr	0.0110	0.0165	0.0137	0.0236	0.0139	0.0060	0.0111	0.0081	0.0056	0.0090	0.0055
Total	20.07	19.99	20.03	20.01	19.94	20.01	20.07	20.06	20.03	20.02	20.06
An (Ca+Sr)	85.19	85.58	53.78	70.36	47.10	81.87	87.40	57.91	81.43	68.17	60.65
Ab (Na)	14.57	13.55	44.12	28.41	49.30	17.84	12.36	40.10	18.04	30.22	37.71
Or (K+Ba)	0.24	0.87	2.10	1.23	3.60	0.29	0.23	1.99	0.52	1.61	1.64

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Feldespatos

Muestra	PAI-16-1							
Cristal	A		B		C		D	
Punto	1	2	1	2	1	2	1	2
Na_2O	2.3500	2.6100	4.5300	4.9200	6.3300	4.6600	3.4200	4.5500
MgO	0.0462	0.0601	0.0718	0.0842	0.0288	0.1031	0.0590	0.1002
Al_2O_3	32.000	31.940	28.590	28.100	26.740	28.140	31.210	29.140
SiO_2	49.050	49.200	53.900	54.440	57.320	53.970	50.450	53.200
K_2O	0.0550	0.0697	0.1770	0.2375	0.2159	0.2445	0.0942	0.2887
CaO	16.470	16.220	12.320	11.800	9.6700	12.200	13.850	11.870
BaO	0.0000	0.2316	0.0257	0.0257	0.1540	0.0000	0.0000	0.0000
P_2O_5	0.0263	0.0100	0.0427	0.0220	0.0390	0.0396	0.0205	0.0255
MnO	0.0675	0.0040	0.0000	0.0913	0.0000	0.0000	0.0013	0.0088
FeO	0.4981	0.5046	0.3982	0.7595	0.4018	0.8162	0.6310	1.0900
SrO	0.2020	0.0663	0.1738	0.0415	0.1044	0.1606	0.1896	0.2999
Total	100.77	100.92	100.23	100.52	101.00	100.33	99.93	100.57
	N° de Cationes - Base de 32 Oxígenos							
Na	0.8314	0.9227	1.5904	1.7240	2.1920	1.6383	1.2119	1.5990
Mg	0.0126	0.0163	0.0194	0.0227	0.0077	0.0279	0.0161	0.0271
Al^{+3}	6.8819	6.8640	6.1014	5.9854	5.6289	6.0137	6.7231	6.2250
Si	8.9509	8.9717	9.7606	9.8396	10.239	9.7869	9.2216	9.6434
K	0.0128	0.0162	0.0409	0.0548	0.0492	0.0566	0.0220	0.0668
Ca	3.2199	3.1687	2.3901	2.2849	1.8505	2.3701	2.7122	2.3051
Ba	0.0000	0.0166	0.0018	0.0018	0.0108	0.0000	0.0000	0.0000
P	0.0052	0.0020	0.0085	0.0043	0.0076	0.0078	0.0041	0.0051
Mn	0.0104	0.0006	0.0000	0.0140	0.0000	0.0000	0.0002	0.0014
Fe^{+2}	0.0760	0.0769	0.0603	0.1148	0.0600	0.1238	0.0964	0.1652
Sr	0.0214	0.0070	0.0182	0.0043	0.0108	0.0169	0.0201	0.0315
Total	20.02	20.06	19.99	20.05	20.06	20.04	20.03	20.07
An (Ca+Sr)	79.34	76.87	59.59	56.25	45.25	58.48	68.89	58.38
Ab (Na)	20.35	22.33	39.35	42.36	53.29	40.14	30.56	39.95
Or (K+Ba)	0.31	0.79	1.06	1.39	1.46	1.39	0.55	1.67

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Olivinas

Muestra	3-M-18											
Cristal	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
MgO	14.780	15.150	44.540	33.870	33.890	30.990	33.380	33.390	30.590	33.100	35.000	33.780
Al_2O_3	0.0449	0.0086	0.0482	0.0000	0.0145	0.1075	0.0152	0.0227	0.0370	0.0358	0.0473	0.0485
SiO_2	32.310	32.920	40.170	37.490	37.520	36.780	37.770	37.320	36.300	36.890	37.430	37.080
K_2O	0.0312	0.0127	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0078	0.0104	0.0043	0.0000
CaO	0.5002	0.4573	0.1684	0.2831	0.2521	0.5116	0.2846	0.3029	0.4166	0.3323	0.2820	0.3109
TiO_2	0.1891	0.1790	0.0000	0.0000	0.0000	0.0774	0.0000	0.0667	0.1332	0.0894	0.0000	0.0112
Cr_2O_3	0.0000	0.0000	0.0000	0.0820	0.0333	0.0559	0.0000	0.0436	0.0000	0.0669	0.0519	0.0000
MnO	1.2861	1.1929	0.2627	0.4552	0.5234	0.5708	0.4778	0.4666	0.6196	0.5343	0.5360	0.5617
FeO	51.780	50.930	16.260	28.660	28.860	30.700	29.190	28.850	32.090	29.290	27.110	28.900
NiO	0.0284	0.0000	0.1754	0.0000	0.0023	0.0279	0.0407	0.0000	0.0327	0.0152	0.0798	0.0399
Total	100.95	100.85	101.62	100.84	101.10	99.82	101.16	100.46	100.23	100.36	100.54	100.73
	N° de Cationes - Base de 4 Oxígenos											
Mg	0.6678	0.6803	1.6501	1.3445	1.3430	1.2584	1.3228	1.3323	1.2468	1.3272	1.3852	1.3463
Al^{+3}	0.0016	0.0003	0.0014	0.0000	0.0005	0.0035	0.0005	0.0007	0.0012	0.0011	0.0015	0.0015
Si	0.9792	0.9915	0.9982	0.9982	0.9974	1.0018	1.0040	0.9988	0.9924	0.9922	0.9937	0.9913
K	0.0012	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0004	0.0001	0.0000
Ca	0.0162	0.0148	0.0045	0.0081	0.0072	0.0149	0.0081	0.0087	0.0122	0.0096	0.0080	0.0089
Ti^{+4}	0.0043	0.0041	0.0000	0.0000	0.0000	0.0016	0.0000	0.0013	0.0027	0.0018	0.0000	0.0002
Cr^{+3}	0.0000	0.0000	0.0000	0.0017	0.0007	0.0012	0.0000	0.0009	0.0000	0.0014	0.0011	0.0000
Mn	0.0330	0.0304	0.0055	0.0103	0.0118	0.0132	0.0108	0.0106	0.0143	0.0122	0.0121	0.0127
Fe^{+2}	1.3122	1.2827	0.3379	0.6381	0.6415	0.6992	0.6488	0.6457	0.7336	0.6587	0.6018	0.6460
Ni^{+2}	0.0007	0.0000	0.0035	0.0000	0.0000	0.0006	0.0009	0.0000	0.0007	0.0003	0.0017	0.0009
Total	3.02	3.00	3.00	3.00	3.00	2.99	3.00	3.00	3.00	3.00	3.01	3.01
Fo	33.73	34.66	83.00	67.81	67.68	64.28	67.09	67.36	62.96	66.83	69.71	67.57
Fa	66.27	65.34	17.00	32.19	32.32	35.72	32.91	32.64	37.04	33.17	30.29	32.43

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Olivinas

Muestra	3-M-18										
Cristal	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
MgO	31.030	32.610	28.230	31.300	33.800	23.970	33.180	33.740	33.620	33.910	36.000
Al_2O_3	0.0194	0.0389	0.0399	0.0495	0.0283	0.0267	0.0315	0.0111	0.0436	0.0062	0.0000
SiO_2	36.830	37.100	35.620	36.410	37.340	34.190	37.280	38.030	37.900	37.760	37.900
K_2O	0.0111	0.0000	0.0112	0.0046	0.0000	0.0152	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
CaO	0.3789	0.3264	0.4823	0.3646	0.3016	0.4266	0.2395	0.2598	0.2978	0.2824	0.0940
TiO_2	0.0445	0.0000	0.0661	0.0333	0.0000	0.1413	0.0000	0.0627	0.0250	0.0000	0.0564
Cr_2O_3	0.0000	0.0154	0.0000	0.0000	0.0052	0.0024	0.0290	0.1050	0.0000	0.0058	0.0209
MnO	0.5287	0.5609	0.7452	0.6612	0.5192	0.7842	0.4622	0.5064	0.5110	0.5316	0.4336
FeO	31.820	29.450	34.700	31.760	28.880	40.120	28.960	28.030	28.540	28.450	26.180
NiO	0.0000	0.0117	0.0280	0.0000	0.0702	0.0011	0.0000	0.0000	0.0083	0.0000	0.0494
Total	100.66	100.11	99.92	100.58	100.94	99.68	100.18	100.75	100.95	100.95	100.73
	N° de Cationes - Base de 4 Oxígenos										
Mg	1.2546	1.3107	1.1716	1.2686	1.3429	1.0279	1.3281	1.3347	1.3307	1.3424	1.4126
Al^{+3}	0.0006	0.0012	0.0013	0.0016	0.0009	0.0009	0.0010	0.0003	0.0014	0.0002	0.0000
Si	0.9989	1.0003	0.9916	0.9899	0.9951	0.9835	1.0009	1.0091	1.0062	1.0027	0.9975
K	0.0004	0.0000	0.0004	0.0002	0.0000	0.0006	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ca	0.0110	0.0094	0.0144	0.0106	0.0086	0.0131	0.0069	0.0074	0.0085	0.0080	0.0027
Ti^{+4}	0.0009	0.0000	0.0014	0.0007	0.0000	0.0031	0.0000	0.0013	0.0005	0.0000	0.0011
Cr^{+3}	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000	0.0001	0.0001	0.0006	0.0022	0.0000	0.0001	0.0004
Mn	0.0121	0.0128	0.0176	0.0152	0.0117	0.0191	0.0105	0.0114	0.0115	0.0120	0.0097
Fe^{+2}	0.7216	0.6639	0.8077	0.7220	0.6436	0.9650	0.6502	0.6219	0.6336	0.6317	0.5762
Ni^{+2}	0.0000	0.0003	0.0006	0.0000	0.0015	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000	0.0010
Total	3.00	3.00	3.01	3.01	3.00	3.01	3.00	2.99	2.99	3.00	3.00
Fo	63.49	66.38	59.19	63.73	67.60	51.58	67.13	68.21	67.74	68.00	71.03
Fa	36.51	33.62	40.81	36.27	32.40	48.42	32.87	31.79	32.26	32.00	28.97

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Olivinas

Muestra	13-M-18												
Cristal	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
MgO	17.700	15.970	16.590	13.890	18.240	16.740	16.250	16.740	20.570	19.090	19.250	20.430	22.260
Al_2O_3	0.0282	0.0092	0.0018	0.0000	0.0000	0.0263	0.0000	0.0239	0.0000	0.0428	0.0412	0.0717	0.0382
SiO_2	33.580	33.380	32.960	32.710	33.890	33.450	33.120	33.510	34.490	33.930	34.200	34.290	34.240
K_2O	0.0072	0.0000	0.0000	0.0021	0.0000	0.0001	0.0059	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
CaO	0.2333	0.2401	0.2697	0.2499	0.2426	0.2547	0.2575	0.3163	0.2133	0.1822	0.2494	0.2561	0.2263
TiO_2	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.1279	0.1168	0.0106	0.0961	0.0478	0.0598	0.0360	0.2052
Cr_2O_3	0.0000	0.0072	0.0000	0.0165	0.0000	0.0168	0.0382	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0273	0.0293
MnO	2.0300	2.1700	2.0400	2.5600	2.1200	2.0400	2.1800	1.8500	1.5500	1.9200	1.7500	1.6500	0.7774
FeO	45.650	48.000	47.940	49.300	45.610	46.310	47.800	46.900	44.150	45.410	45.300	43.470	42.830
NiO	0.0081	0.0046	0.0000	0.0000	0.0034	0.0000	0.0356	0.0000	0.0104	0.0127	0.0000	0.0000	0.0958
Total	99.24	99.78	99.80	98.73	100.11	98.97	99.80	99.35	101.08	100.64	100.85	100.23	100.70
	N° de Cationes - Base de 4 Oxígenos												
Mg	0.7892	0.7170	0.7452	0.6381	0.8047	0.7515	0.7296	0.7497	0.8872	0.8354	0.8386	0.8875	0.9559
Al^{+3}	0.0010	0.0003	0.0001	0.0000	0.0000	0.0009	0.0000	0.0008	0.0000	0.0015	0.0014	0.0025	0.0013
Si	1.0043	1.0052	0.9931	1.0079	1.0029	1.0072	0.9975	1.0066	0.9978	0.9960	0.9993	0.9992	0.9863
K	0.0003	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ca	0.0075	0.0077	0.0087	0.0082	0.0077	0.0082	0.0083	0.0102	0.0066	0.0057	0.0078	0.0080	0.0070
Ti^{+4}	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0029	0.0026	0.0002	0.0021	0.0011	0.0013	0.0008	0.0044
Cr^{+3}	0.0000	0.0002	0.0000	0.0004	0.0000	0.0004	0.0009	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0006	0.0007
Mn	0.0514	0.0553	0.0521	0.0668	0.0531	0.0520	0.0556	0.0471	0.0380	0.0477	0.0433	0.0407	0.0190
Fe^{+2}	1.1416	1.2087	1.2078	1.2703	1.1286	1.1660	1.2038	1.1781	1.0681	1.1146	1.1069	1.0592	1.0316
Ni^{+2}	0.0002	0.0001	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000	0.0009	0.0000	0.0002	0.0003	0.0000	0.0000	0.0022
Total	3.00	2.99	3.01	2.99	3.00	2.99	3.00	2.99	3.00	3.00	3.00	3.00	3.01
Fo	40.87	37.23	38.16	33.44	41.62	39.19	37.74	38.89	45.38	42.84	43.11	45.59	48.10
Fa	59.13	62.77	61.84	66.56	58.38	60.81	62.26	61.11	54.62	57.16	56.89	54.41	51.90

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Olivinas

Muestra	TRO-11-17					PAI-16-1						
Cristal	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	6	7
MgO	34.880	34.770	29.320	30.260	36.550	30.020	29.530	24.220	29.480	23.790	25.080	23.670
Al_2O_3	0.0299	0.0325	0.2059	0.0544	0.0288	0.0070	0.0240	0.0151	0.0360	0.1243	0.1227	0.0841
SiO_2	37.760	37.730	36.270	36.640	38.240	36.760	36.560	34.720	36.420	35.290	34.890	34.910
K_2O	0.0000	0.0000	0.0187	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
CaO	0.1533	0.1675	0.2513	0.2605	0.1398	0.2331	0.2497	0.2169	0.2758	0.1824	0.2275	0.1416
TiO_2	0.0000	0.0338	0.0000	0.0000	0.0226	0.0665	0.0332	0.0761	0.0000	0.1094	0.0000	0.0000
Cr_2O_3	0.0000	0.0182	0.0000	0.0256	0.0419	0.0203	0.0355	0.0049	0.0228	0.0000	0.0614	0.0111
MnO	0.3672	0.4216	1.0554	0.5807	0.4727	0.6948	0.6148	0.8596	0.7171	0.9208	0.8769	0.9569
FeO	27.330	26.900	29.630	32.530	25.350	33.220	33.320	40.330	33.350	39.950	38.320	40.550
NiO	0.0703	0.0376	0.0000	0.0000	0.0000	0.0105	0.0000	0.0324	0.0070	0.0233	0.0000	0.0000
Total	100.59	100.11	96.75	100.35	100.85	101.03	100.37	100.48	100.31	100.39	99.58	100.32
	N° de Cationes - Base de 4 Oxígenos											
Mg	1.3779	1.3778	1.2264	1.2318	1.4259	1.2175	1.2067	1.0287	1.2068	1.0074	1.0646	1.0072
Al^{+3}	0.0009	0.0010	0.0068	0.0018	0.0009	0.0002	0.0008	0.0005	0.0012	0.0042	0.0041	0.0028
Si	1.0005	1.0029	1.0176	1.0005	1.0007	1.0000	1.0021	0.9891	1.0000	1.0023	0.9934	0.9964
K	0.0000	0.0000	0.0007	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ca	0.0044	0.0048	0.0076	0.0076	0.0039	0.0068	0.0073	0.0066	0.0081	0.0056	0.0069	0.0043
Ti^{+4}	0.0000	0.0007	0.0000	0.0000	0.0004	0.0014	0.0007	0.0016	0.0000	0.0023	0.0000	0.0000
Cr^{+3}	0.0000	0.0004	0.0000	0.0006	0.0009	0.0004	0.0008	0.0001	0.0005	0.0000	0.0014	0.0003
Mn	0.0082	0.0095	0.0251	0.0134	0.0105	0.0160	0.0143	0.0207	0.0167	0.0221	0.0211	0.0231
Fe^{+2}	0.6055	0.5979	0.6952	0.7427	0.5547	0.7557	0.7637	0.9608	0.7657	0.9488	0.9123	0.9678
Ni^{+2}	0.0015	0.0008	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000	0.0007	0.0002	0.0005	0.0000	0.0000
Total	3.00	3.00	2.98	3.00	3.00	3.00	3.00	3.01	3.00	2.99	3.00	3.00
Fo	69.47	69.74	63.82	62.38	71.99	61.70	61.24	51.71	61.18	51.50	53.85	51.00
Fa	30.53	30.26	36.18	37.62	28.01	38.30	38.76	48.29	38.82	48.50	46.15	49.00

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Olivinas

Muestra	8-M-18					
Cristal	1	2	3	4	5	6
MgO	33.130	31.230	29.940	34.240	33.200	33.760
Al_2O_3	0.0337	0.0237	0.0652	0.0366	0.0518	0.0666
SiO_2	37.430	37.590	36.710	37.600	37.580	37.680
K_2O	0.0000	0.0134	0.0000	0.0163	0.0000	0.0000
CaO	0.2660	0.3478	0.2929	0.2735	0.3184	0.2274
TiO_2	0.0000	0.1245	0.0248	0.0000	0.0000	0.0124
Cr_2O_3	0.0232	0.0000	0.0000	0.0000	0.0248	0.0000
MnO	0.5312	0.4926	0.7210	0.5404	0.5420	0.5243
FeO	29.330	29.900	31.630	27.820	27.230	27.730
NiO	0.0469	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	100.79	99.72	99.38	100.53	98.95	100.00
	N° de Cationes - Base de 4 Oxígenos					
Mg	1.3203	1.2603	1.2264	1.3582	1.3346	1.3448
Al^{+3}	0.0011	0.0008	0.0021	0.0011	0.0016	0.0021
Si	1.0006	1.0175	1.0087	1.0004	1.0133	1.0068
K	0.0000	0.0005	0.0000	0.0006	0.0000	0.0000
Ca	0.0076	0.0101	0.0086	0.0078	0.0092	0.0065
Ti^{+4}	0.0000	0.0025	0.0005	0.0000	0.0000	0.0002
Cr^{+3}	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0005	0.0000
Mn	0.0120	0.0113	0.0168	0.0122	0.0124	0.0119
Fe^{+2}	0.6556	0.6768	0.7267	0.6190	0.6140	0.6196
Ni^{+2}	0.0010	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	3.00	2.98	2.99	3.00	2.99	2.99
Fo	66.82	65.06	62.79	68.69	68.49	68.46
Fa	33.18	34.94	37.21	31.31	31.51	31.54

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Piroxenos

Muestra	13-M-18						8-M-18					
Cristal	1	2	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6
Na_2O	0.2138	2.4800	0.1185	0.0759	0.0895	0.2006	0.3025	0.0216	0.4050	0.3617	0.3646	0.0348
MgO	9.5900	12.680	14.100	9.7200	14.410	8.6500	14.690	17.580	12.810	14.510	14.360	23.120
Al_2O_3	0.2502	3.5600	0.3018	0.1673	0.3194	0.3935	1.7983	0.1996	4.2400	3.0600	2.1700	1.7383
SiO_2	46.470	48.670	50.900	49.040	51.800	49.840	50.460	51.400	47.680	50.610	50.330	53.670
K_2O	0.0208	0.7102	0.0383	0.0141	0.0286	0.1063	0.0225	0.0061	0.0653	0.1309	0.0929	0.0102
CaO	3.1700	9.5300	3.2800	3.7400	4.3000	8.3100	18.110	2.2400	19.580	15.990	18.330	2.2700
TiO_2	0.2415	0.9738	0.3811	0.2989	0.4391	0.2700	1.0714	0.3046	1.8800	1.1858	1.0842	0.3475
Cr_2O_3	0.0126	0.0000	0.0052	0.0508	0.0000	0.0000	0.1000	0.0000	0.0056	0.0000	0.0000	0.0086
MnO	1.9900	0.6124	1.9400	1.9600	1.6800	1.6300	0.4837	0.7280	0.3435	0.5573	0.5112	0.5449
FeO	37.240	17.640	29.340	34.470	28.660	30.340	14.100	27.200	13.100	14.510	13.660	17.890
SrO	0.0087	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	99.21	96.86	100.40	99.54	101.73	99.74	101.14	99.68	100.11	100.92	100.90	99.63
	N° de Cationes - Base de 6 Oxígenos											
Na	0.0172	0.1894	0.0090	0.0060	0.0067	0.0156	0.0220	0.0016	0.0299	0.0263	0.0266	0.0025
Mg	0.5936	0.7445	0.8202	0.5877	0.8241	0.5172	0.8231	1.0106	0.7278	0.8101	0.8056	1.2664
Al^{+3}	0.0122	0.1652	0.0139	0.0080	0.0144	0.0186	0.0797	0.0091	0.1904	0.1351	0.0962	0.0753
Si	1.9295	1.9169	1.9862	1.9888	1.9871	1.9990	1.8965	1.9819	1.8170	1.8953	1.8940	1.9719
K	0.0011	0.0357	0.0019	0.0007	0.0014	0.0054	0.0011	0.0003	0.0032	0.0063	0.0045	0.0005
Ca	0.1410	0.4021	0.1371	0.1625	0.1767	0.3571	0.7292	0.0925	0.7994	0.6415	0.7390	0.0894
Ti^{+4}	0.0075	0.0288	0.0112	0.0091	0.0127	0.0081	0.0303	0.0088	0.0539	0.0334	0.0307	0.0096
Cr^{+3}	0.0004	0.0000	0.0002	0.0016	0.0000	0.0000	0.0030	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0002
Mn	0.0700	0.0204	0.0641	0.0673	0.0546	0.0554	0.0154	0.0238	0.0111	0.0177	0.0163	0.0170
Fe^{+2}	1.2930	0.5810	0.9573	1.1689	0.9193	1.0176	0.4431	0.8770	0.4174	0.4544	0.4298	0.5496
Sr	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	4.07	4.08	4.00	4.00	4.00	3.99	4.04	4.01	4.05	4.02	4.04	3.98
Wo (Ca)	6.72	23.00	6.93	8.18	8.95	18.34	36.26	4.62	40.87	33.35	37.12	4.65
En (Mg)	28.30	42.59	41.45	29.58	41.73	26.56	40.93	50.43	37.21	42.11	40.47	65.88
Fs (Fe+Mn)	64.98	34.40	51.62	62.24	49.32	55.10	22.80	44.95	21.91	24.54	22.41	29.47
#Mg	19.64	40.99	31.07	21.06	32.20	21.29	50.18	38.63	48.79	49.06	50.33	55.64

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Piroxenos

Muestra	3-M-18											
Cristal	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Na_2O	0.4858	0.4374	0.4308	0.4233	0.4801	0.5220	0.4470	0.3735	0.4460	0.4016	0.4351	0.4366
MgO	8.6700	9.8000	10.610	11.670	9.1700	9.7300	11.050	9.3600	11.360	9.3200	11.300	10.660
Al_2O_3	3.5000	3.6600	4.3400	4.3800	3.5400	4.2000	3.5100	3.8200	4.4000	3.7700	3.6600	3.9000
SiO_2	46.100	47.050	46.940	47.590	46.060	46.570	47.780	46.370	47.450	46.190	47.690	47.350
K_2O	0.0282	0.0401	0.0067	0.0000	0.0448	0.0373	0.0146	0.0555	0.0329	0.0271	0.0385	0.0237
CaO	20.160	20.140	21.160	20.680	20.080	21.040	20.950	20.610	21.080	20.540	20.860	20.450
TiO_2	3.2500	2.8900	2.8800	2.3800	3.8200	2.9600	2.8200	3.1700	2.3000	3.0300	2.3700	2.4800
Cr_2O_3	0.0164	0.0000	0.0000	0.0942	0.0493	0.0000	0.0585	0.0000	0.0028	0.1489	0.0362	0.0555
MnO	0.4736	0.4517	0.2864	0.3719	0.3198	0.3091	0.3002	0.3345	0.2654	0.4653	0.4014	0.3852
FeO	17.640	16.050	13.700	13.170	17.000	15.080	14.180	16.460	12.810	16.600	13.550	14.760
SrO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0458	0.0000	0.1248	0.0000	0.0000	0.0694
Total	100.32	100.52	100.35	100.76	100.56	100.45	101.16	100.55	100.27	100.49	100.34	100.57
	N° de Cationes - Base de 6 Oxígenos											
Na	0.0368	0.0328	0.0320	0.0312	0.0362	0.0391	0.0330	0.0281	0.0330	0.0303	0.0323	0.0325
Mg	0.5054	0.5643	0.6065	0.6611	0.5314	0.5598	0.6273	0.5411	0.6467	0.5401	0.6448	0.6099
Al^{+3}	0.1613	0.1666	0.1961	0.1961	0.1622	0.1910	0.1575	0.1746	0.1980	0.1727	0.1651	0.1764
Si	1.8024	1.8171	1.7997	1.8083	1.7905	1.7973	1.8193	1.7980	1.8120	1.7954	1.8252	1.8172
K	0.0014	0.0020	0.0003	0.0000	0.0022	0.0018	0.0007	0.0027	0.0016	0.0013	0.0019	0.0012
Ca	0.8445	0.8333	0.8692	0.8418	0.8363	0.8699	0.8546	0.8562	0.8624	0.8553	0.8553	0.8408
Ti^{+4}	0.0955	0.0839	0.0830	0.0680	0.1117	0.0859	0.0807	0.0924	0.0660	0.0886	0.0682	0.0716
Cr^{+3}	0.0005	0.0000	0.0000	0.0028	0.0015	0.0000	0.0018	0.0000	0.0001	0.0046	0.0011	0.0017
Mn	0.0157	0.0148	0.0093	0.0120	0.0105	0.0101	0.0097	0.0110	0.0086	0.0153	0.0130	0.0125
Fe^{+2}	0.5767	0.5183	0.4392	0.4185	0.5526	0.4867	0.4515	0.5337	0.4090	0.5396	0.4336	0.4737
Sr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0010	0.0000	0.0028	0.0000	0.0000	0.0015
Total	4.04	4.03	4.04	4.04	4.04	4.04	4.04	4.04	4.04	4.04	4.04	4.04
Wo (Ca)	43.48	43.16	45.17	43.54	43.31	45.16	43.98	44.09	44.76	43.86	43.94	43.41
En (Mg)	26.02	29.23	31.52	34.19	27.52	29.06	32.28	27.86	33.57	27.69	33.12	31.49
Fs (Fe+Mn)	30.50	27.61	23.31	22.26	29.17	25.79	23.73	28.05	21.68	28.45	22.94	25.10
#Mg	32.37	37.26	43.14	46.29	34.62	38.74	43.28	35.79	46.49	35.32	44.75	41.31

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Piroxenos

Muestra	3-M-18							
Cristal	13	14	15	16	17	18	19	20
Na_2O	0.3895	0.4350	0.5265	0.2607	0.0213	0.4542	0.0317	0.6307
MgO	12.780	10.760	10.550	19.400	21.050	10.660	30.800	10.290
Al_2O_3	4.0600	3.4000	2.9200	0.6275	0.0180	3.1600	0.0043	4.3400
SiO_2	47.420	48.100	47.260	34.450	33.990	48.130	36.740	48.640
K_2O	0.0088	0.0478	0.0516	0.3449	0.0216	0.0987	0.0065	0.1186
CaO	18.650	20.870	20.560	0.6120	0.3798	20.450	0.3346	19.380
TiO_2	1.9000	2.2000	2.6200	0.2701	0.3667	2.5200	0.0000	2.2400
Cr_2O_3	0.0498	0.0167	0.0000	0.0464	0.0390	0.0000	0.0000	0.0000
MnO	0.3345	0.4012	0.4354	0.8253	0.8139	0.3700	0.6572	0.2923
FeO	15.780	14.240	14.900	42.250	42.720	14.340	32.120	13.380
SrO	0.0000	0.0611	0.0306	0.0158	0.0050	0.0000	0.0000	0.0237
Total	101.37	100.53	99.85	99.10	99.43	100.18	100.69	99.34
	N° de Cationes - Base de 6 Oxígenos							
Na	0.0287	0.0323	0.0396	0.0222	0.0018	0.0338	0.0025	0.0469
Mg	0.7243	0.6143	0.6098	1.2708	1.3759	0.6103	1.8715	0.5879
Al^{+3}	0.1819	0.1534	0.1334	0.0325	0.0009	0.1430	0.0002	0.1960
Si	1.8027	1.8421	1.8322	1.5136	1.4903	1.8483	1.4974	1.8641
K	0.0004	0.0023	0.0026	0.0193	0.0012	0.0048	0.0003	0.0058
Ca	0.7596	0.8563	0.8539	0.0288	0.0178	0.8413	0.0146	0.7957
Ti^{+4}	0.0543	0.0634	0.0764	0.0089	0.0121	0.0728	0.0000	0.0646
Cr^{+3}	0.0015	0.0005	0.0000	0.0016	0.0014	0.0000	0.0000	0.0000
Mn	0.0108	0.0130	0.0143	0.0307	0.0302	0.0120	0.0227	0.0095
Fe^{+2}	0.5016	0.4560	0.4830	1.5523	1.5662	0.4605	1.0947	0.4288
Sr	0.0000	0.0014	0.0007	0.0004	0.0001	0.0000	0.0000	0.0005
Total	4.07	4.03	4.05	4.48	4.50	4.03	4.50	4.00
Wo (Ca)	38.05	44.15	43.55	1.00	0.60	43.73	0.49	43.67
En (Mg)	36.28	31.67	31.09	44.08	46.01	31.72	62.31	32.27
Fs (Fe+Mn)	25.67	24.18	25.36	54.92	53.39	24.56	37.20	24.06
#Mg	44.23	42.36	40.76	31.05	32.59	42.02	48.45	42.94

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Piroxenos

Muestra	TRO-11-17							PAI-16-1
Cristal	1	2	3	4	5	6	7	1
Na_2O	0.4149	0.3361	0.0757	0.4033	0.3641	0.1072	0.3742	0.4377
MgO	13.650	14.620	19.110	14.440	14.100	17.590	14.010	14.690
Al_2O_3	1.2195	1.9300	0.3167	3.3200	2.9300	0.3220	3.1500	1.5874
SiO_2	51.320	50.800	51.800	50.490	50.750	52.870	51.080	51.040
K_2O	0.0116	0.0000	0.0000	0.0018	0.0138	0.0000	0.0221	0.0138
CaO	19.800	20.010	2.620	19.250	20.120	2.950	20.570	18.470
TiO_2	1.2297	0.9384	0.3972	1.0338	1.1955	0.2155	1.5651	1.1815
Cr_2O_3	0.0587	0.0168	0.0237	0.1434	0.1258	0.0421	0.2139	0.0335
MnO	0.3361	0.2823	0.8382	0.2955	0.2163	0.7172	0.2869	0.4887
FeO	12.150	11.150	25.100	9.8500	9.1500	24.010	9.5600	12.690
SrO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	100.19	100.08	100.28	99.23	98.97	98.82	100.83	100.63
	N° de Cationes - Base de 6 Oxígenos							
Na	0.0303	0.0245	0.0056	0.0294	0.0266	0.0079	0.0269	0.0319
Mg	0.7673	0.8196	1.0829	0.8093	0.7912	1.0031	0.7742	0.8220
Al^{+3}	0.0542	0.0855	0.0142	0.1471	0.1300	0.0145	0.1376	0.0702
Si	1.9350	1.9102	1.9689	1.8981	1.9103	2.0224	1.8933	1.9158
K	0.0006	0.0000	0.0000	0.0001	0.0007	0.0000	0.0010	0.0007
Ca	0.7998	0.8061	0.1067	0.7753	0.8114	0.1209	0.8168	0.7427
Ti^{+4}	0.0349	0.0265	0.0114	0.0292	0.0338	0.0062	0.0436	0.0333
Cr^{+3}	0.0017	0.0005	0.0007	0.0043	0.0037	0.0013	0.0063	0.0010
Mn	0.0107	0.0090	0.0270	0.0094	0.0069	0.0232	0.0090	0.0155
Fe^{+2}	0.3831	0.3506	0.7978	0.3096	0.2880	0.7680	0.2963	0.3983
Sr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	4.02	4.03	4.02	4.01	4.00	3.97	4.01	4.03
Wo (Ca)	40.79	40.60	5.30	40.73	42.76	6.31	43.07	37.54
En (Mg)	39.13	41.28	53.76	42.51	41.70	52.38	40.83	41.55
Fs (Fe+Mn)	20.08	18.11	40.94	16.76	15.54	41.31	16.10	20.92
#Mg	52.23	56.12	42.42	58.73	60.09	41.57	58.73	52.71

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Piroxenos

Muestra	12-M-18										
Cristal	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Na_2O	0.0890	0.0539	0.0493	0.0568	0.0274	0.1222	0.0725	0.0817	0.0316	0.0852	0.1109
MgO	19.030	19.000	18.600	22.780	22.220	23.020	23.190	18.690	22.350	18.370	18.300
Al_2O_3	0.4313	0.4887	0.5729	1.0756	0.8978	1.1218	1.1192	0.6391	0.9552	0.5561	1.0065
SiO_2	51.710	51.640	51.400	52.420	52.450	52.510	52.330	51.630	52.050	52.540	52.220
K_2O	0.0354	0.0311	0.0069	0.0083	0.0059	0.0008	0.0000	0.0000	0.0000	0.0095	0.0319
CaO	3.5000	3.5800	3.4400	1.8800	2.1400	1.8400	1.7500	3.3400	1.7300	3.4300	4.6100
TiO_2	0.3985	0.2392	0.3417	0.4471	0.4467	0.4130	0.4865	0.4191	0.4466	0.4321	0.4563
Cr_2O_3	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0321	0.0135	0.0181	0.0000	0.0000	0.0292	0.0346
MnO	1.2204	1.2169	1.2860	0.9639	0.9711	1.0419	0.9242	1.3000	1.1198	1.3400	1.2207
FeO	23.050	23.280	22.850	20.030	20.450	19.590	20.050	23.520	21.420	23.360	22.760
SrO	0.0476	0.0126	0.1808	0.1069	0.0310	0.0856	0.0000	0.0000	0.0000	0.0572	0.0000
Total	99.51	99.54	98.73	99.77	99.67	99.76	99.94	99.62	100.10	100.21	100.75
	N° de Cationes - Base de 6 Oxígenos										
Na	0.0066	0.0040	0.0037	0.0041	0.0020	0.0088	0.0052	0.0060	0.0023	0.0062	0.0081
Mg	1.0818	1.0808	1.0659	1.2650	1.2377	1.2761	1.2848	1.0628	1.2454	1.0361	1.0272
Al^{+3}	0.0194	0.0220	0.0260	0.0472	0.0395	0.0492	0.0490	0.0287	0.0421	0.0248	0.0447
Si	1.9718	1.9705	1.9757	1.9526	1.9597	1.9525	1.9447	1.9692	1.9455	1.9877	1.9661
K	0.0017	0.0015	0.0003	0.0004	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0005	0.0015
Ca	0.1430	0.1463	0.1417	0.0750	0.0857	0.0733	0.0697	0.1365	0.0693	0.1390	0.1859
Ti^{+4}	0.0114	0.0069	0.0099	0.0125	0.0125	0.0115	0.0136	0.0120	0.0126	0.0123	0.0129
Cr^{+3}	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0009	0.0004	0.0005	0.0000	0.0000	0.0009	0.0010
Mn	0.0394	0.0393	0.0419	0.0304	0.0307	0.0328	0.0291	0.0420	0.0354	0.0429	0.0389
Fe^{+2}	0.7350	0.7428	0.7344	0.6239	0.6389	0.6091	0.6230	0.7501	0.6695	0.7390	0.7165
Sr	0.0011	0.0003	0.0040	0.0023	0.0007	0.0018	0.0000	0.0000	0.0000	0.0013	0.0000
Total	4.01	4.01	4.00	4.01	4.01	4.02	4.02	4.01	4.02	3.99	4.00
Wo (Ca)	7.15	7.28	7.14	3.76	4.30	3.68	3.47	6.85	3.43	7.10	9.45
En (Mg)	54.11	53.79	53.73	63.43	62.10	64.08	64.03	53.37	61.67	52.94	52.18
Fs (Fe+Mn)	38.73	38.92	39.13	32.81	33.60	32.24	32.50	39.78	34.90	39.95	38.38
#Mg	43.95	43.68	43.52	52.04	50.92	52.74	52.51	42.96	49.79	42.65	43.28

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Piroxenos

Muestra	12-M-18													
Cristal	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Na_2O	0.0906	0.0811	0.0319	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MgO	17.660	17.370	23.070	22.500	21.400	23.050	21.630	21.820	22.390	21.870	21.930	23.030	23.060	23.230
Al_2O_3	0.5599	0.5043	0.9567	0.5448	0.9424	0.9688	0.9869	0.9197	0.6207	0.8693	0.9778	0.9983	0.6064	0.7244
SiO_2	51.830	52.010	53.640	53.760	52.830	53.150	52.660	52.740	53.190	53.080	52.640	53.290	54.090	53.800
K_2O	0.0123	0.0185	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0165	0.0000	0.0042	0.0005
CaO	4.2000	4.3100	1.8400	1.9000	2.0700	1.7600	1.8100	1.7700	1.7700	1.8800	1.7700	1.8400	1.7700	1.7500
TiO_2	0.5907	0.3521	0.3212	0.3323	0.4231	0.3788	0.4004	0.3201	0.4120	0.3426	0.4347	0.4244	0.3788	0.3790
Cr_2O_3	0.0000	0.0000	0.0000	0.0188	0.0214	0.0000	0.0000	0.0427	0.0482	0.0187	0.0000	0.0242	0.0000	0.0162
MnO	1.2601	1.4000	0.9678	1.0025	1.0126	0.8486	1.0674	1.0052	1.0985	1.2165	1.0902	0.9411	1.0461	0.9998
FeO	24.180	24.010	19.650	20.470	21.470	19.750	21.000	21.400	20.960	21.330	20.530	19.790	19.430	19.180
SrO	0.0411	0.0101	0.0659	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	100.42	100.07	100.54	100.53	100.17	99.91	99.55	100.02	100.49	100.61	99.39	100.34	100.39	100.08
	N° de Cationes - Base de 6 Oxígenos													
Na	0.0067	0.0060	0.0023	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Mg	1.0012	0.9877	1.2649	1.2381	1.1895	1.2722	1.2069	1.2137	1.2371	1.2097	1.2233	1.2664	1.2637	1.2759
Al^{+3}	0.0251	0.0227	0.0415	0.0237	0.0414	0.0423	0.0435	0.0404	0.0271	0.0380	0.0431	0.0434	0.0263	0.0315
Si	1.9711	1.9837	1.9728	1.9844	1.9698	1.9677	1.9709	1.9678	1.9714	1.9693	1.9697	1.9657	1.9882	1.9821
K	0.0006	0.0009	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0008	0.0000	0.0002	0.0000
Ca	0.1711	0.1761	0.0725	0.0751	0.0827	0.0698	0.0726	0.0708	0.0703	0.0747	0.0710	0.0727	0.0697	0.0691
Ti^{+4}	0.0169	0.0101	0.0089	0.0092	0.0119	0.0105	0.0113	0.0090	0.0115	0.0096	0.0122	0.0118	0.0105	0.0105
Cr^{+3}	0.0000	0.0000	0.0000	0.0005	0.0006	0.0000	0.0000	0.0013	0.0014	0.0005	0.0000	0.0007	0.0000	0.0005
Mn	0.0406	0.0452	0.0301	0.0313	0.0320	0.0266	0.0338	0.0318	0.0345	0.0382	0.0345	0.0294	0.0326	0.0312
Fe^{+2}	0.7689	0.7657	0.6043	0.6318	0.6694	0.6114	0.6572	0.6677	0.6496	0.6617	0.6423	0.6104	0.5972	0.5909
Sr	0.0009	0.0002	0.0014	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	4.00	4.00	4.00	3.99	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	3.99	3.99
Wo (Ca)	8.63	8.92	3.68	3.80	4.19	3.53	3.68	3.57	3.53	3.77	3.60	3.67	3.55	3.51
En (Mg)	50.52	50.02	64.15	62.65	60.27	64.25	61.25	61.18	62.12	60.96	62.06	64.00	64.37	64.86
Fs (Fe+Mn)	40.85	41.07	32.18	33.55	35.54	32.22	35.07	35.26	34.35	35.27	34.34	32.33	32.08	31.62
#Mg	40.97	40.60	52.81	51.17	48.77	52.81	49.50	49.34	50.37	49.24	50.36	52.63	52.97	53.51

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Piroxenos

Muestra	12-M-18												
Cristal	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
Na_2O	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MgO	22.880	23.200	23.250	23.210	23.170	23.250	23.650	22.700	23.250	23.060	23.210	23.660	23.150
Al_2O_3	1.1011	0.9825	1.1566	0.7764	0.9398	0.9018	0.8923	0.8783	0.7257	0.8431	1.0284	0.6495	0.8580
SiO_2	53.820	53.530	53.490	53.860	53.670	53.640	54.460	53.390	53.580	53.690	53.440	54.010	53.350
K_2O	0.0068	0.0040	0.0065	0.0000	0.0000	0.0032	0.0000	0.0038	0.0000	0.0000	0.0000	0.0105	0.0010
CaO	1.8700	1.8000	1.8300	1.8000	1.7900	1.8800	1.9100	1.7500	1.8900	1.8500	1.8300	1.7600	1.7700
TiO_2	0.5280	0.3441	0.4473	0.4472	0.4468	0.3902	0.3903	0.3435	0.3211	0.2409	0.4928	0.2411	0.2983
Cr_2O_3	0.0269	0.0081	0.0000	0.0027	0.0134	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0188	0.0000	0.0000
MnO	0.8482	0.8750	0.8865	0.9602	0.9400	0.9527	0.9140	1.0675	1.0143	0.9059	0.8898	0.9101	1.0570
FeO	19.620	19.880	19.760	20.100	20.230	19.430	19.530	20.180	19.720	19.640	20.130	19.460	19.410
SrO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	100.70	100.62	100.83	101.16	101.20	100.45	101.75	100.31	100.50	100.23	101.04	100.70	99.89
	N° de Cationes - Base de 6 Oxígenos												
Na	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Mg	1.2506	1.2715	1.2712	1.2665	1.2648	1.2744	1.2783	1.2507	1.2762	1.2671	1.2689	1.2925	1.2767
Al^{+3}	0.0476	0.0426	0.0500	0.0335	0.0406	0.0391	0.0381	0.0383	0.0315	0.0366	0.0444	0.0280	0.0374
Si	1.9732	1.9679	1.9618	1.9715	1.9652	1.9721	1.9745	1.9732	1.9727	1.9790	1.9598	1.9791	1.9735
K	0.0003	0.0002	0.0003	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000	0.0005	0.0000
Ca	0.0734	0.0709	0.0719	0.0706	0.0702	0.0741	0.0742	0.0693	0.0746	0.0731	0.0719	0.0691	0.0701
Ti^{+4}	0.0146	0.0095	0.0123	0.0123	0.0123	0.0108	0.0106	0.0095	0.0089	0.0067	0.0136	0.0066	0.0083
Cr^{+3}	0.0008	0.0002	0.0000	0.0001	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0005	0.0000	0.0000
Mn	0.0263	0.0272	0.0275	0.0298	0.0292	0.0297	0.0281	0.0334	0.0316	0.0283	0.0276	0.0282	0.0331
Fe^{+2}	0.6015	0.6111	0.6060	0.6152	0.6194	0.5973	0.5921	0.6236	0.6071	0.6053	0.6173	0.5963	0.6004
Sr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	3.99	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Wo (Ca)	3.76	3.58	3.64	3.56	3.54	3.75	3.76	3.50	3.75	3.70	3.62	3.48	3.54
En (Mg)	64.07	64.19	64.31	63.90	63.76	64.51	64.80	63.26	64.15	64.20	63.90	65.08	64.47
Fs (Fe+Mn)	32.17	32.23	32.05	32.54	32.70	31.74	31.44	33.23	32.11	32.10	32.48	31.44	31.99
#Mg	52.78	52.78	52.97	52.43	52.26	53.29	53.64	51.65	52.86	52.88	52.48	53.74	53.08

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Óxidos

Muestra	8-M-18			13-M-18					
Cristal	1	2	3	1	2	3	4	5	6
SiO_2	0.1063	0.1739	0.1327	0.0734	0.1131	0.0839	0.0603	0.0933	5.5400
TiO_2	15.550	7.5100	14.040	18.690	50.180	3.8600	3.6400	5.6700	3.7600
Al_2O_3	2.8700	3.3000	1.7611	1.8056	0.0888	1.6897	2.0800	2.0700	3.9800
Fe_2O_3	33.197	50.080	40.048	30.788	7.3399	60.793	59.603	56.883	45.163
FeO	41.779	36.408	42.525	45.217	38.125	34.008	33.159	35.606	38.732
MnO	0.0425	0.4189	0.5381	0.0579	2.8700	0.6415	0.7245	0.8059	0.3751
MgO	1.6341	1.3441	1.0030	1.4995	2.0900	0.4024	0.5249	0.5172	0.9257
CaO	0.0000	0.0356	0.1915	0.0000	0.2832	0.0466	0.0224	0.0073	1.7800
Na_2O	0.0000	0.0139	0.0000	0.0000	0.0125	0.0000	0.0000	0.0497	0.6255
Cr_2O_3	0.1049	0.0433	0.1024	0.0000	0.0000	0.0000	0.0293	0.0000	0.0074
ZnO	0.5698	0.0000	0.1192	1.1069	0.1754	0.2963	0.1861	0.1906	0.1526
V_2O_3	0.0000	0.9793	0.6762	0.0000	0.0163	0.0200	0.0701	0.0989	0.0774
NiO	0.0000	0.0418	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	92.53	95.33	97.12	96.15	100.56	95.75	94.13	96.29	96.59
				N° de Cationes - Base de 4 y 3 Oxígenos					
	4	4	4	4	3	4	4	4	4
Si	0.0041	0.0064	0.0049	0.0027	0.0028	0.0031	0.0023	0.0035	0.1986
Ti^{+4}	0.4495	0.2090	0.3896	0.5250	0.9278	0.1081	0.1034	0.1578	0.1014
Al^{+3}	0.1300	0.1439	0.0766	0.0795	0.0026	0.0741	0.0925	0.0902	0.1682
Fe^{+3}	0.9598	1.3941	1.1115	0.8651	0.1357	1.7028	1.6932	1.5834	1.2185
Fe^{+2}	1.3424	1.1263	1.3117	1.4119	0.7836	1.0587	1.0469	1.1015	1.1613
Mn	0.0014	0.0131	0.0168	0.0018	0.0597	0.0202	0.0232	0.0253	0.0114
Mg	0.0936	0.0741	0.0551	0.0835	0.0766	0.0223	0.0295	0.0285	0.0495
Ca	0.0000	0.0014	0.0076	0.0000	0.0075	0.0019	0.0009	0.0003	0.0684
Na	0.0000	0.0010	0.0000	0.0000	0.0006	0.0000	0.0000	0.0036	0.0435
Cr^{+3}	0.0032	0.0013	0.0030	0.0000	0.0000	0.0000	0.0009	0.0000	0.0002
Zn	0.0162	0.0000	0.0032	0.0305	0.0032	0.0081	0.0052	0.0052	0.0040
V	0.0000	0.0290	0.0200	0.0000	0.0003	0.0006	0.0021	0.0029	0.0022
Ni^{+2}	0.0000	0.0012	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	2.00	3.00	3.00	3.00	3.03
Rutilo	19.778	10.279	17.254	22.150	52.135	5.3536	5.1747	7.6900	5.4153
FeO	59.092	55.417	58.116	59.591	44.049	52.452	52.422	53.702	62.034
Hematita	21.130	34.304	24.630	18.260	3.8163	42.195	42.404	38.608	32.551

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Óxidos

Muestra	3-M-18								
Cristal	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	0.2874	0.1192	0.1198	0.0967	0.0956	0.1905	0.1871	0.1750	0.1354
TiO_2	13.340	16.610	17.070	16.070	15.330	17.460	18.310	15.850	17.420
Al_2O_3	2.0900	2.0500	1.9000	2.0300	1.8809	2.4100	2.7700	2.6800	2.6100
Fe_2O_3	39.986	34.665	34.078	36.424	37.332	31.831	29.602	34.323	31.144
FeO	41.741	44.468	45.267	44.385	43.808	45.738	46.514	44.486	44.796
MnO	0.0463	0.4774	0.5760	0.5017	0.6378	0.4114	0.4366	0.5023	0.5036
MgO	1.2308	1.5786	1.2690	1.4061	1.1629	1.0172	1.2607	1.1405	1.4939
CaO	0.0000	0.0518	0.0854	0.0893	0.0271	0.2368	0.0620	0.0982	0.0513
Na_2O	0.0000	0.0000	0.0445	0.0000	0.0310	0.0341	0.0000	0.0137	0.0374
Cr_2O_3	0.6819	0.3939	0.1894	0.2592	0.3747	0.0524	0.5378	1.1540	0.1455
ZnO	0.5560	0.0282	0.0336	0.0656	0.0588	0.0000	0.0905	0.1743	0.0786
V_2O_3	0.0000	0.9636	1.0293	1.0186	1.0558	0.7493	0.9358	1.0357	1.0854
NiO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0022	0.0000	0.0385	0.0000	0.0000
Total	95.95	97.93	98.25	98.70	98.06	96.94	97.78	98.19	96.38
	N° de Cationes - Base de 4 y 3 Oxígenos								
	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Si	0.0107	0.0043	0.0044	0.0035	0.0035	0.0070	0.0068	0.0064	0.0050
Ti^{+4}	0.3735	0.4559	0.4687	0.4381	0.4215	0.4856	0.5041	0.4341	0.4854
Al^{+3}	0.0917	0.0882	0.0817	0.0867	0.0810	0.1050	0.1195	0.1150	0.1139
Fe^{+3}	1.1199	0.9518	0.9359	0.9932	1.0267	0.8855	0.8151	0.9403	0.8681
Fe^{+2}	1.2992	1.3569	1.3815	1.3450	1.3389	1.4140	1.4234	1.3545	1.3876
Mn	0.0015	0.0148	0.0178	0.0154	0.0197	0.0129	0.0135	0.0155	0.0158
Mg	0.0683	0.0859	0.0690	0.0760	0.0634	0.0561	0.0688	0.0619	0.0825
Ca	0.0000	0.0020	0.0033	0.0035	0.0011	0.0094	0.0024	0.0038	0.0020
Na	0.0000	0.0000	0.0031	0.0000	0.0022	0.0024	0.0000	0.0010	0.0027
Cr^{+3}	0.0201	0.0114	0.0055	0.0074	0.0108	0.0015	0.0156	0.0332	0.0043
Zn	0.0153	0.0008	0.0009	0.0018	0.0016	0.0000	0.0024	0.0047	0.0021
V	0.0000	0.0282	0.0301	0.0296	0.0309	0.0222	0.0275	0.0302	0.0322
Ni^{+2}	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000	0.0011	0.0000	0.0000
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Rutilo	16.724	19.914	20.210	19.210	18.530	20.724	21.580	19.213	21.033
FeO	58.191	59.287	59.599	59.001	58.887	60.370	60.961	59.966	60.148
Hematita	25.086	20.798	20.191	21.789	22.583	18.907	17.459	20.821	18.818

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Óxidos

Muestra	PAI-16-1								
Cristal	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	0.0776	0.0729	0.0234	0.1212	0.1049	0.1103	0.0652	0.1411	0.0742
TiO_2	50.030	16.820	51.050	13.710	51.260	15.500	50.050	13.820	12.680
Al_2O_3	0.0551	0.9279	0.0764	1.4306	0.0792	1.2961	0.0995	1.6267	5.1500
Fe_2O_3	7.9901	36.175	7.6544	40.066	6.1168	38.456	7.8628	38.171	42.124
FeO	41.310	45.630	40.702	41.988	41.156	43.647	39.965	42.034	39.216
MnO	0.5677	0.4372	0.8888	0.5057	0.6267	0.5273	0.5902	0.3290	0.4673
MgO	1.6145	0.8143	2.3200	1.0094	2.3600	1.1960	2.4400	0.7437	3.4300
CaO	0.1209	0.0492	0.1139	0.0377	0.1150	0.0658	0.1235	0.0499	0.0024
Na_2O	0.0873	0.0206	0.0000	0.0000	0.0000	0.0206	0.0000	0.0034	0.0000
Cr_2O_3	0.0266	0.0158	0.0385	0.0437	0.0143	0.0120	0.0118	0.0162	0.0389
ZnO	0.2036	0.1410	0.0755	0.1267	0.1044	0.2700	0.0349	0.2324	0.1513
V_2O_3	0.3677	0.7075	0.3645	0.9381	0.4651	0.5529	0.2305	0.9037	0.7318
NiO	0.0011	0.0098	0.0000	0.0000	0.0000	0.0315	0.0000	0.0000	0.0000
Total	101.65	98.20	102.54	95.96	101.79	97.83	100.69	94.25	99.85
	N° de Cationes - Base de 4 y 3 Oxígenos								
	3	4	3	4	3	4	3	4	4
Si	0.0019	0.0027	0.0006	0.0045	0.0025	0.0040	0.0016	0.0054	0.0026
Ti^{+4}	0.9193	0.4655	0.9251	0.3856	0.9358	0.4280	0.9221	0.3964	0.3311
Al^{+3}	0.0016	0.0402	0.0022	0.0630	0.0023	0.0561	0.0029	0.0731	0.2107
Fe^{+3}	0.1469	1.0015	0.1387	1.1272	0.1117	1.0623	0.1449	1.0952	1.1004
Fe^{+2}	0.8439	1.4039	0.8199	1.3129	0.8352	1.3399	0.8185	1.3403	1.1385
Mn	0.0117	0.0136	0.0181	0.0160	0.0129	0.0164	0.0122	0.0106	0.0137
Mg	0.0588	0.0447	0.0833	0.0563	0.0854	0.0654	0.0891	0.0423	0.1775
Ca	0.0032	0.0019	0.0029	0.0015	0.0030	0.0026	0.0032	0.0020	0.0001
Na	0.0041	0.0015	0.0000	0.0000	0.0000	0.0015	0.0000	0.0003	0.0000
Cr^{+3}	0.0005	0.0005	0.0007	0.0013	0.0003	0.0003	0.0002	0.0005	0.0011
Zn	0.0037	0.0038	0.0013	0.0035	0.0019	0.0073	0.0006	0.0065	0.0039
V	0.0072	0.0209	0.0070	0.0281	0.0090	0.0163	0.0045	0.0276	0.0204
Ni^{+2}	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0009	0.0000	0.0000	0.0000
Total	2.00	3.00	2.00	3.00	2.00	3.00	2.00	3.00	3.00
Rutilo	50.046	19.635	50.977	17.041	51.215	18.611	50.850	17.348	16.389
FeO	45.954	59.233	45.198	58.037	45.727	58.281	45.153	58.674	56.365
Hematita	3.9998	21.133	3.8251	24.922	3.0584	23.108	3.9977	23.978	27.246

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Óxidos

Muestra	PAI-16-1							
Cristal	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	0.0610	0.0880	0.0351	0.0640	0.0765	0.0819	0.4897	0.3283
TiO_2	11.820	13.810	50.410	13.930	15.230	15.580	12.470	48.560
Al_2O_3	5.9700	0.8780	0.0855	1.7129	1.4279	2.4000	1.3466	0.1492
Fe_2O_3	43.182	43.073	9.4307	42.140	40.147	39.764	39.891	8.1904
FeO	39.095	43.473	39.504	43.092	44.205	43.590	41.015	40.200
MnO	0.4076	0.4041	0.6779	0.4155	0.5904	0.5605	0.1039	0.0819
MgO	3.2200	0.7022	2.7900	1.2338	1.2036	2.1200	0.5885	1.7600
CaO	0.0000	0.0910	0.0910	0.0671	0.0253	0.0231	0.0000	0.0000
Na_2O	0.0000	0.0383	0.0094	0.0035	0.0069	0.0000	0.0000	0.0000
Cr_2O_3	0.0202	0.0222	0.0000	0.0125	0.0207	0.0148	0.0000	0.0056
ZnO	0.1565	0.1451	0.1228	0.0076	0.0598	0.1046	0.3768	0.7420
V_2O_3	0.6881	0.6561	0.3908	0.8719	0.7758	0.5104	0.0000	0.0000
NiO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0120	0.0000	0.0230	0.0000	0.0666
Total	100.29	99.07	102.60	99.34	99.75	100.79	92.29	99.26
	N° de Cationes - Base de 4 y 3 Oxígenos							
	4	4	3	4	4	4	4	3
Si	0.0021	0.0032	0.0008	0.0023	0.0028	0.0029	0.0191	0.0082
Ti^{+4}	0.3066	0.3780	0.9091	0.3774	0.4121	0.4128	0.3654	0.9122
Al^{+3}	0.2426	0.0377	0.0024	0.0727	0.0605	0.0996	0.0618	0.0044
Fe^{+3}	1.1204	1.1794	0.1701	1.1421	1.0867	1.0539	1.1692	0.1539
Fe^{+2}	1.1273	1.3229	0.7919	1.2979	1.3297	1.2839	1.3360	0.8394
Mn	0.0119	0.0125	0.0138	0.0127	0.0180	0.0167	0.0034	0.0017
Mg	0.1655	0.0381	0.0997	0.0662	0.0645	0.1113	0.0342	0.0655
Ca	0.0000	0.0035	0.0023	0.0026	0.0010	0.0009	0.0000	0.0000
Na	0.0000	0.0027	0.0004	0.0002	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000
Cr^{+3}	0.0006	0.0006	0.0000	0.0004	0.0006	0.0004	0.0000	0.0001
Zn	0.0040	0.0039	0.0022	0.0002	0.0016	0.0027	0.0108	0.0137
V	0.0190	0.0191	0.0075	0.0252	0.0224	0.0144	0.0000	0.0000
Ni^{+2}	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000	0.0007	0.0000	0.0013
Total	3.00	3.00	2.00	3.00	3.00	3.00	3.00	2.00
Rutilo	15.370	16.498	50.889	16.796	18.028	18.558	15.978	49.875
FeO	56.531	57.752	44.347	57.778	58.189	57.739	58.442	45.915
Hematita	28.100	25.750	4.7643	25.427	23.782	23.703	25.579	4.2098

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Óxidos

Muestra	TRO-11-17							12-M-18					
Cristal	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6
SiO_2	0.0286	0.0613	0.0478	0.0943	0.0630	0.2421	0.1444	0.0636	0.0647	0.1012	0.0695	0.0894	0.1098
TiO_2	15.330	49.270	51.890	3.3400	48.760	49.840	1.9200	18.300	16.940	17.330	19.820	21.930	21.320
Al_2O_3	0.8583	0.9439	1.0217	5.1500	0.1535	0.1216	5.7200	2.5600	2.5400	2.3100	1.9800	1.2228	1.1564
Fe_2O_3	36.945	4.8784	1.7053	56.877	9.8664	6.3450	58.063	32.346	35.948	34.797	30.394	26.809	27.211
FeO	42.636	38.390	39.786	34.612	39.832	37.701	32.145	44.394	42.954	43.709	46.372	49.517	48.805
MnO	0.2584	0.1926	0.2010	0.1978	0.7417	1.3700	0.2810	0.1625	0.8964	0.8712	0.9992	1.0839	0.9424
MgO	1.4338	3.1700	3.7300	0.7950	1.8100	3.2300	1.1310	2.3400	2.7300	2.2600	1.9200	1.1789	0.9698
CaO	0.0174	0.0855	0.0761	0.0536	0.1002	0.2169	0.1683	0.0000	0.0155	0.0000	0.0118	0.0311	0.1256
Na_2O	0.0000	0.0246	0.0000	0.0105	0.0000	0.0278	0.0035	0.0000	0.0373	0.0000	0.0000	0.0339	0.0374
Cr_2O_3	0.1184	0.0636	0.0331	0.2172	0.0555	0.0032	0.1081	0.0152	0.0067	0.0228	0.0140	0.0068	0.0090
ZnO	0.0292	0.0557	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.1138	0.8042	0.0452	0.1855	0.2424	0.0524	0.2639
V_2O_3	1.1902	0.5850	0.6425	1.5500	0.4831	0.4519	1.5800	0.0000	0.3953	0.1433	0.2799	0.4312	0.4183
NiO	0.0000	0.0000	0.0233	0.0657	0.0408	0.0232	0.0000	0.0166	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	95.14	97.23	98.99	97.26	100.92	98.94	95.56	97.76	98.97	98.24	99.06	99.70	98.64
	N° de Cationes - Base de 4 y 3 Oxígenos												
	4	3	3	4	3	3	4	4	4	4	4	4	4
Si	0.0011	0.0015	0.0012	0.0034	0.0015	0.0060	0.0053	0.0023	0.0023	0.0037	0.0025	0.0032	0.0040
Ti^{+4}	0.4353	0.9316	0.9614	0.0905	0.8996	0.9282	0.0526	0.5003	0.4551	0.4714	0.5383	0.5982	0.5886
Al^{+3}	0.0382	0.0280	0.0297	0.2186	0.0044	0.0035	0.2453	0.1096	0.1069	0.0984	0.0842	0.0523	0.0500
Fe^{+3}	1.0494	0.0923	0.0316	1.5415	0.1821	0.1182	1.5898	0.8845	0.9661	0.9467	0.8257	0.7315	0.7515
Fe^{+2}	1.3460	0.8069	0.8194	1.0425	0.8170	0.7805	0.9782	1.3491	1.2829	1.3216	1.4000	1.5015	1.4979
Mn	0.0083	0.0041	0.0042	0.0060	0.0154	0.0287	0.0087	0.0050	0.0271	0.0267	0.0306	0.0333	0.0293
Mg	0.0807	0.1188	0.1369	0.0427	0.0662	0.1192	0.0613	0.1268	0.1453	0.1218	0.1033	0.0637	0.0531
Ca	0.0007	0.0023	0.0020	0.0021	0.0026	0.0058	0.0066	0.0000	0.0006	0.0000	0.0005	0.0012	0.0049
Na	0.0000	0.0012	0.0000	0.0007	0.0000	0.0013	0.0002	0.0000	0.0026	0.0000	0.0000	0.0024	0.0027
Cr^{+3}	0.0035	0.0013	0.0006	0.0062	0.0011	0.0001	0.0031	0.0004	0.0002	0.0007	0.0004	0.0002	0.0003
Zn	0.0008	0.0010	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0031	0.0216	0.0012	0.0050	0.0065	0.0014	0.0071
V	0.0360	0.0118	0.0127	0.0448	0.0095	0.0090	0.0461	0.0000	0.0113	0.0042	0.0081	0.0125	0.0123
Ni^{+2}	0.0000	0.0000	0.0005	0.0019	0.0008	0.0005	0.0000	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	3.00	2.00	2.00	3.00	2.00	2.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Rutilo	18.872	52.191	53.502	4.7515	49.759	52.496	2.8776	21.823	20.485	20.792	22.888	24.256	23.898
FeO	58.368	45.223	45.618	54.756	45.202	44.159	53.574	58.873	57.761	58.316	59.548	60.905	60.837
Hematita	22.760	2.5861	0.8799	40.492	5.0387	3.3445	43.549	19.304	21.754	20.893	17.564	14.839	15.265

Tablas Anexas - Análisis Microsonda - Vidrios

Muestra	8-M-18		3-M-18
Punto	1	2	
Na_2O	5.02	5.34	4.31
MgO	0.07	0.18	0.84
Al_2O_3	27.19	26.65	17.60
SiO_2	55.70	56.08	58.04
FeO	1.22	1.68	4.27
MnO	0.00	0.03	0.05
TiO_2	0.19	0.34	2.16
BaO	0.41	0.31	0.10
K_2O	0.57	0.63	1.99
CaO	11.14	10.36	10.46
P_2O_5	0.00	0.00	0.78
SrO	0.07	0.15	0.08
Total	101.58	101.74	100.67

BALANCE DE MASAS - OXIDOS MAYORITARIOS - BASALTOIDES

Modelo basaltoides														
PARAGENESIS de FRACCIONAMIENTO														
	Co	***%***	***Ol***	***% Frac.***	***%***	***Cpx***	***% Frac.***	***%***	***Plg***	***% Frac.***	***%***	***Espinela***	***% Frac.***	***Σ***
Elemento	**3-M-18**		**11**			**19**			**F1**			**Biblio.***		
SiO2	50.4	0.30	11.2290	14.2234	0.06	36.7400	2.2044	0.63	47.9700	26.3835	0.01	0.0000	0.0000	42.81
TiO2	1.2	0.30	0.0000	0.0000	0.06	0.0000	0.0000	0.63	0.0000	0.0000	0.01	4.0000	0.0400	0.04
Al2O3	17.5	0.30	0.0142	0.0180	0.06	0.0043	0.0003	0.63	32.8100	18.0455	0.01	26.0000	0.2600	18.32
Fe2O3	10.3	0.30	8.1330	10.3018	0.06	32.1200	1.9272	0.63	0.5856	0.3221	0.01	41.0000	0.4100	12.96
MnO	0.17	0.30	0.1608	0.2037	0.06	0.6572	0.0394	0.63	0.0302	0.0166	0.01	0.0000	0.0000	0.26
MgO	5.25	0.30	10.5000	13.3000	0.06	30.8000	1.8480	0.63	0.0707	0.0389	0.01	5.0000	0.0500	15.24
CaO	8.51	0.30	0.0846	0.1072	0.06	0.3346	0.0201	0.63	15.9400	8.7670	0.01	0.0000	0.0000	8.89
Na2O	3.21	0.30	0.0000	0.0000	0.06	0.0317	0.0019	0.63	2.2800	1.2540	0.01	0.0000	0.0000	1.26
K2O	1.08	0.30	0.0013	0.0016	0.06	0.0065	0.0004	0.63	0.1416	0.0779	0.01	0.0000	0.0000	0.08
P2O5	0.34	0.30	0.0000	0.0000	0.06	0.0000	0.0000	0.63	0.0128	0.0070	0.01	0.0000	0.0000	0.01

...continuación

Frac. Crist.	% Extraido	Líq. Resi (Cl)	Recal. 100% (Cl)	8-M18
0.08	3.40	47.00	52.25	52.7
0.08	0.01	1.19	1.32	1.31
0.08	1.47	16.03	17.82	17.6
0.08	1.07	9.23	10.26	10.5
0.08	0.02	0.15	0.17	0.17
0.08	1.20	4.05	4.51	4.7
0.08	0.71	7.80	8.67	8.37
0.08	0.10	3.11	3.46	3.36
0.08	0.01	1.07	1.19	1.26
0.08	0.00	0.34	0.38	0.38

Biblio.* *Valores de Espinela extraídos de la bibliografía; Gabro olivinico (Rollinson, 1993).*

BALANCE DE MASAS - OXIDOS MAYORITARIOS - TRAQUITOIDES

Modelo traquitoides																						
PARAGENESIS de FRACCIONAMIENTO																						
	Co	**%**	***Ol***	**% Frac.**	**%**	***Cpx***	**% Frac.**	**%**	***Plg***	**% Frac.**	**%**	***Mgn***	**% Frac.**	**%**	***Ilm***	**% Frac.**	**%**	***Ap***	**% Frac.**	**%**	***Opx***	**% Frac.**	**Σ**
Elemento	**PAI-16-1**		**1**			**1**			***C1 y D2****			**10**			**5**				***Biblio.****		**7***		
SiO2	55.9	0.045	38.2400	1.7208	0.135	51.0400	6.8904	0.63	55.2600	34.8138	0.1	0.0610	0.0061	0.01	0.1049	0.0010	0.012	0.0000	0.0000	0.065	52.3300	3.4015	46.83
TiO2	1.34	0.045	0.0226	0.0010	0.135	1.1815	0.1595	0.63	0.0000	0.0000	0.1	11.8200	1.1820	0.01	51.2600	0.5126	0.012	0.0000	0.0000	0.065	0.4865	0.0316	1.89
Al2O3	17.9	0.045	0.0288	0.0013	0.135	1.5874	0.2143	0.63	27.9400	17.6022	0.1	5.9700	0.5970	0.01	0.0792	0.0008	0.012	0.0000	0.0000	0.065	1.1192	0.0727	18.49
Fe2O3	9.65	0.045	25.3500	1.1408	0.135	12.6900	1.7132	0.63	0.7459	0.4699	0.1	77.9500	7.7950	0.01	46.6600	0.4666	0.012	0.0000	0.0000	0.065	20.0500	1.3033	12.89
MnO	0.17	0.045	0.4727	0.0213	0.135	0.4887	0.0660	0.63	0.0044	0.0028	0.1	0.4076	0.0408	0.01	0.6267	0.0063	0.012	0.0000	0.0000	0.065	0.9242	0.0601	0.20
MgO	3.4	0.045	36.5500	1.6448	0.135	14.6900	1.9832	0.63	0.0645	0.0406	0.1	3.2200	0.3220	0.01	2.3600	0.0236	0.012	0.0000	0.0000	0.065	23.1900	1.5074	5.52
CaO	6.69	0.045	0.1398	0.0063	0.135	18.4700	2.4935	0.63	10.7700	6.7851	0.1	0.0000	0.0000	0.01	0.1150	0.0012	0.012	55.0700	0.6608	0.065	1.7500	0.1138	10.06
Na2O	4.62	0.045	0.0000	0.0000	0.135	0.4377	0.0591	0.63	5.4400	3.4272	0.1	0.0000	0.0000	0.01	0.0000	0.0000	0.012	0.0000	0.0000	0.065	0.0725	0.0047	3.49
K2O	1.34	0.045	0.0000	0.0000	0.135	0.0138	0.0019	0.63	0.2523	0.1589	0.1	0.0000	0.0000	0.01	0.0000	0.0000	0.012	0.0000	0.0000	0.065	0.0000	0.0000	0.16
P2O5	0.42	0.045	0.0000	0.0000	0.135	0.0000	0.0000	0.63	0.0323	0.0203	0.1	0.0000	0.0000	0.01	0.0000	0.0000	0.012	41.8200	0.5018	0.065	0.0000	0.0000	0.52

...continuación

Frac. Crist.	**% Extraido**	**Líq. Resi (*Cl*)**	**Recal. 100% (*Cl*)**	***13-M-18***
0.52	24.35	31.55	64.0	64.3
0.52	0.98	0.36	0.7	0.7
0.52	9.61	8.29	16.8	16.7
0.52	6.70	2.95	6.0	6.1
0.52	0.10	0.07	0.1	0.2
0.52	2.87	0.53	1.1	1.0
0.52	5.23	1.46	3.0	3.3
0.52	1.82	2.80	5.7	5.6
0.52	0.08	1.26	2.5	2.5
0.52	0.27	0.15	0.3	0.3

C1 y D2* *Valores promedio entre dos cristales pertenecientes a la muestra.*

Biblio.* *Valores de Apatita extraídos de la bibliografía (Rollinson, 1993).*

7* *Valores de Ortopiroxenos pertenecientes a la muestra 12-M-18.*

BALANCE DE MASAS - TRAZAS - BASALTOIDES

Modelo basaltoides													
PARAGENESIS de FRACCIONAMIENTO													
Elemento	Co (3-M-18)	%	Ol (D)	% Fracc.	%	Cpx (D)	% Fracc.	%	Plg (D)	% Fracc.	%	Espinela (D)	% Fracc.	Σ "D"
Rb	34.1	0.30	0.0098 (a)	0.002940	0.06	0.1900 (c)	0.0114	0.63	0.0700 (a)	0.0441	0.01	0	0	0.0584
Sr	748	0.30	0.0140 (a)	0.004200	0.06	0.9000 (c)	0.0540	0.63	3.5000 (d)	2.2050	0.01	0	0	2.2632
Ba	437	0.30	0.0099 (a)	0.002970	0.06	0.0260 (a)	0.0016	0.63	1.8000 (b)	1.1340	0.01	0	0	1.1385
K	8900	0.30	0.0002 (f)	0.000051	0.06	0.0000	0.0000	0.63	0.1700 (a)	0.1071	0.01	0	0	0.1072
Cs	1.76	0.30	0.0015 (f)	0.000450	0.06	0.1300 (g)	0.0078	0.63	0.2700 (b)	0.1701	0.01	0	0	0.1784
Y	30	0.30	0.0100 (a)	0.003000	0.06	1.7100 (e)	0.1026	0.63	0.0700 (b)	0.0441	0.01	0.06 (f)	0.0006	0.1503
Ti	7100	0.30	0.0200 (a)	0.006000	0.06	0.4000 (a)	0.0240	0.63	0.0400 (a)	0.0252	0.01	0	0	0.0552
Zr	157	0.30	0.0120 (a)	0.003600	0.06	0.1000 (a)	0.0060	0.63	0.0480 (a)	0.0302	0.01	0.06 (f)	0.0006	0.0404
Hf	4	0.30	0.0130 (a)	0.003900	0.06	0.2630 (a)	0.0158	0.63	0.0510 (a)	0.0321	0.01	0.05 (f)	0.0005	0.0523
Nb	6.7	0.30	0.0100 (a)	0.003000	0.06	0.0050 (a)	0.0003	0.63	0.0100 (a)	0.0063	0.01	0.08 (f)	0.0008	0.0104
Ta	0.3	0.30	0.0001 (f)	0.000015	0.06	0.0130 (a)	0.0008	0.63	0.0270 (d)	0.0170	0.01	0.06 (f)	0.0006	0.0184
Th	7.28	0.30	0.0001 (f)	0.000016	0.06	0.0300 (a)	0.0018	0.63	0.1900 (d)	0.1197	0.01	0	0	0.1215
U	1.69	0.30	0.0000 (f)	0.000006	0.06	0.0400 (a)	0.0024	0.63	0.0100 (a)	0.0063	0.01	0	0	0.0087
La	25.3	0.30	0.0067 (a)	0.002010	0.06	0.0560 (a)	0.0034	0.63	0.8500 (b)	0.5355	0.01	0.01 (f)	0.0001	0.5410
Ce	55.2	0.30	0.0069 (a)	0.002070	0.06	0.1500 (a)	0.0090	0.63	0.7600 (b)	0.4788	0.01	0	0	0.4899
Pr	7.31	0.30	0.0000 (f)	0.000015	0.06	0.0000	0.0000	0.63	0.6700 (b)	0.4221	0.01	0	0	0.4221
Nd	31.6	0.30	0.0066 (a)	0.001980	0.06	0.3100 (a)	0.0186	0.63	0.6700 (b)	0.4221	0.01	0	0	0.4427
Sm	6.65	0.30	0.0070 (a)	0.002100	0.06	0.5000 (a)	0.0300	0.63	0.4500 (b)	0.2835	0.01	0.0064 (f)	0.000064	0.3157
Eu	1.75	0.30	0.0074 (a)	0.002220	0.06	0.5100 (a)	0.0306	0.63	1.8200 (b)	1.1466	0.01	0.0061 (f)	0.000061	1.1795
Gd	6.14	0.30	0.1000 (a)	0.030000	0.06	0.6100 (a)	0.0366	0.63	0.3600 (b)	0.2268	0.01	0	0	0.2934
Tb	0.81	0.30	0.0032 (f)	0.000972	0.06	0.5700 (a)	0.0342	0.63	0.2700 (b)	0.1701	0.01	0.0078 (f)	0.000078	0.2054
Dy	5.23	0.30	0.0130 (a)	0.003900	0.06	0.6800 (a)	0.0408	0.63	0.2800 (b)	0.1764	0.01	0	0	0.2211
Ho	1.01	0.30	0.0093 (f)	0.002781	0.06	0.6800 (b)	0.0408	0.63	0.2400 (b)	0.1512	0.01	0	0	0.1948
Er	2.99	0.30	0.0256 (a)	0.007680	0.06	0.6500 (a)	0.0390	0.63	0.2000 (b)	0.1260	0.01	0	0	0.1727
Tm	0.41	0.30	0.0000	0.000000	0.06	0.5600 (b)	0.0336	0.63	0.1600 (b)	0.1008	0.01	0	0	0.1344
Yb	3.12	0.30	0.0491 (a)	0.014730	0.06	0.6300 (b)	0.0378	0.63	0.1300 (a)	0.0819	0.01	0.0076 (f)	0.000076	0.1345
Lu	0.46	0.30	0.0454 (a)	0.013620	0.06	0.7000 (b)	0.0420	0.63	0.1300 (a)	0.0819	0.01	0	0	0.1375

Coeficientes de partición según: (a)=Rollinson (1993); (b)=Renner *et al.*, (2011); (c)=Reid (1983); (d)=Dunn y Sen (1994); (e)=Skulski *et al.*, (1994); (f)=White (2005); (g)=Villemant *et al.*, (1981).

BALANCE DE MASAS - TRAZAS - TRAQUITOIDES

										Modelo traquitoides			
										PARAGENESIS de FRACCIONAMIENTO			
Rollinson	Co (PAI-16-1)	%	Ol (D)	% Fracc.	%	Cpx (D)	% Fracc.	%	Plg (D)	% Fracc.	%	Mgn (D)	% Fracc.
Rb	28	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.0320 (a)	0.0043	0.6400	0.0410 (a)	0.0262	0.1000	0.0000	0.0000
Sr	735	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.5160 (a)	0.0697	0.6400	2.8400 (a)	1.8176	0.1000	0.0000	0.0000
Ba	472	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.1310 (a)	0.0177	0.6400	0.3080 (a)	0.1971	0.1000	0.0000	0.0000
K	11100	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.0370 (a)	0.0050	0.6400	0.1000 (a)	0.0640	0.1000	0.0000	0.0000
Cs	0.52	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.0000	0.0000	0.6400	0.1050 (a)	0.0672	0.1000	0.0000	0.0000
Y	25.8	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	3.1000 (a)	0.4185	0.6400	0.0080 (c)	0.0051	0.1000	2.0000 (a)	0.2000
Ti	8000	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.7000 (a)	0.0945	0.6400	0.0500 (a)	0.0320	0.1000	12.5000 (a)	1.2500
Zr	143	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.1840 (a)	0.0248	0.6400	0.1000 (a)	0.0640	0.1000	0.8000 (a)	0.0800
Hf	3.7	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.2470 (a)	0.0333	0.6400	0.1480 (a)	0.0947	0.1000	0.0000	0.0000
Nb	7.8	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.8000 (a)	0.1080	0.6400	0.0600 (a)	0.0384	0.1000	2.5000 (a)	0.2500
Ta	0.4	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.2630 (a)	0.0355	0.6400	0.0350 (a)	0.0224	0.1000	0.0000	0.0000
Th	4.71	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.1500 (a)	0.0203	0.6400	0.0408 (a)	0.0261	0.1000	0.0000	0.0000
U	1.12	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.2100 (a)	0.0284	0.6400	0.0930 (a)	0.0595	0.1000	0.0000	0.0000
La	22.8	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.0150 (a)	0.0020	0.6400	0.3800 (a)	0.2432	0.1000	0.0000	0.0000
Ce	49.4	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.0440 (a)	0.0059	0.6400	0.2670 (a)	0.1709	0.1000	0.0000	0.0000
Pr	6.3	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.0000	0.0000	0.6400	0.0000	0.0000	0.1000	0.0000	0.0000
Nd	27.1	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.1660 (a)	0.0224	0.6400	0.2030 (a)	0.1299	0.1000	0.0000	0.0000
Sm	5.78	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.4570 (a)	0.0617	0.6400	0.1650 (a)	0.1056	0.1000	0.0000	0.0000
Eu	1.76	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.4110 (a)	0.0555	0.6400	0.7900 (b)	0.5056	0.1000	0.0000	0.0000
Gd	5.18	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.7030 (a)	0.0949	0.6400	0.0970 (a)	0.0621	0.1000	0.0000	0.0000
Tb	0.76	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	1.3300 (b)	0.1796	0.6400	0.0000 (a)	0.0000	0.1000	0.0000	0.0000
Dy	4.54	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.7760 (a)	0.1048	0.6400	0.0860 (a)	0.0550	0.1000	0.0000	0.0000
Ho	0.96	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.0000	0.0000	0.6400	0.0000	0.0000	0.1000	0.0000	0.0000
Er	2.8	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.6990 (a)	0.0944	0.6400	0.0840 (a)	0.0538	0.1000	0.0000	0.0000
Tm	0.4	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.0000	0.0000	0.6400	0.0000	0.0000	0.1000	0.0000	0.0000
Yb	2.69	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.6400 (a)	0.0864	0.6400	0.0900 (a)	0.0576	0.1000	0.0000	0.0000
Lu	0.4	0.0460	0.0000	0.0000	0.1350	0.6830 (a)	0.0922	0.6400	0.0920 (a)	0.0589	0.1000	0.0000	0.0000

Coe icientes de partici o´n segu´n: (a)=Rollinson (1993); (b)=Renner *et al.*, (2011); (c)=Nielsen *et al.*, (2017)

BALANCE DE MASAS - TRAZAS - TRAQUITOIDES

...continuación

%	Ilm (D)	% Fracc.	%	Ap (D)	% Fracc.	%	Opx (D)	% Fracc.	Σ "D"
0.0100	0.0000	0.0000	0.0040	0.0000	0.0000	0.0650	0.0030 (a)	0.0002	0.0308
0.0100	0.0000	0.0000	0.0040	0.0000	0.0000	0.0650	0.0090 (a)	0.0006	1.8878
0.0100	0.0000	0.0000	0.0040	0.0000	0.0000	0.0650	0.0030 (a)	0.0002	0.2150
0.0100	0.0000	0.0000	0.0040	0.0000	0.0000	0.0650	0.0020 (a)	0.0001	0.0691
0.0100	0.0000	0.0000	0.0040	0.0000	0.0000	0.0650	0.0000	0.0000	0.0672
0.0100	0.0000	0.0000	0.0040	40.0000 (a)	0.1600	0.0650	1.0000 (a)	0.0650	0.8486
0.0100	0.0000	0.0000	0.0040	0.1000 (a)	0.0004	0.0650	0.4000 (a)	0.0260	1.4029
0.0100	0.0000	0.0000	0.0040	0.1000 (a)	0.0004	0.0650	0.2000 (a)	0.0130	0.1822
0.0100	1.8830 (a)	0.0188	0.0040	0.7300 (a)	0.0029	0.0650	0.0310 (a)	0.0020	0.1518
0.0100	0.0000	0.0000	0.0040	0.1000 (a)	0.0004	0.0650	0.8000 (a)	0.0520	0.4488
0.0100	3.1670 (a)	0.0317	0.0040	0.0000	0.0000	0.0650	0.1650 (a)	0.0107	0.1003
0.0100	0.4630 (a)	0.0046	0.0040	0.0000	0.0000	0.0650	0.1300 (a)	0.0085	0.0594
0.0100	0.5170 (a)	0.0052	0.0040	0.0000	0.0000	0.0650	0.1450 (a)	0.0094	0.1025
0.0100	1.2230 (a)	0.0122	0.0040	14.5000 (a)	0.0580	0.0650	0.0150 (a)	0.0010	0.3164
0.0100	1.6400 (a)	0.0164	0.0040	21.1000 (a)	0.0844	0.0650	0.0160 (a)	0.0010	0.2787
0.0100	0.0000	0.0000	0.0040	0.0000	0.0000	0.0650	0.0000	0.0000	0.0000
0.0100	2.2670 (a)	0.0227	0.0040	32.8000 (a)	0.1312	0.0650	0.0150 (a)	0.0010	0.3072
0.0100	2.8330 (a)	0.0283	0.0040	46.0000 (a)	0.1840	0.0650	0.0170 (a)	0.0011	0.3807
0.0100	1.0130 (a)	0.0101	0.0040	25.5000 (a)	0.1020	0.0650	0.1700 (a)	0.0111	0.6843
0.0100	0.0000	0.0000	0.0040	43.9000 (a)	0.1756	0.0650	0.0270 (a)	0.0018	0.3343
0.0100	3.2670 (a)	0.0327	0.0040	0.0000 (a)	0.0000	0.0650	1.8500 (a)	0.1203	0.3325
0.0100	2.6330 (a)	0.0263	0.0040	34.8000 (a)	0.1392	0.0650	0.0410 (a)	0.0027	0.3280
0.0100	0.0000	0.0000	0.0040	0.0000	0.0000	0.0650	0.0000	0.0000	0.0000
0.0100	0.0000	0.0000	0.0040	22.7000 (a)	0.0908	0.0650	0.0720 (a)	0.0047	0.2436
0.0100	0.0000	0.0000	0.0040	0.0000	0.0000	0.0650	0.0000	0.0000	0.0000
0.0100	1.4670 (a)	0.0147	0.0040	15.4000 (a)	0.0616	0.0650	0.1150 (a)	0.0075	0.2277
0.0100	1.2030 (a)	0.0120	0.0040	13.8000 (a)	0.0552	0.0650	0.1540 (a)	0.0100	0.2283

Coe icientes de partici´n seg´n: (a)=Rollinson (1993); (b)=Renner *et al.,* (2011); (c)=Nielsen *et al.,* (2017)

TABLAS ANEXAS - VALORES UTILIZADOS EN DIAGRAMAS AFM Y MISHAYIRO (FIG. 8.5)

	Autor	Na2O	K2O	MgO	FeOt
		%	%	%	%
Vn. Villarrica	Hickey-Vargas et al., (1989)	3.5100	1.0300	3.5600	9.0250
	Hickey-Vargas et al., (1989)	3.9800	0.9000	4.5300	7.5763
	Hickey-Vargas et al., (1989)	3.0800	0.7100	6.4000	9.2230
	Hickey-Vargas et al., (1989)	2.8800	0.6400	5.0800	8.3501
	Hickey-Vargas et al., (1989)	2.9100	0.6100	6.6300	9.0250
	Hickey-Vargas et al., (1989)	3.8300	0.8600	4.2000	9.0520
	Hickey-Vargas et al., (1989)	2.9200	0.5800	7.4000	8.5571
	Hickey-Vargas et al., (1989)	3.7500	0.9100	3.6700	9.6099
	Hickey-Vargas et al., (1989)	3.0000	0.6600	5.0100	8.3681
	Hickey-Vargas et al., (1989)	3.0600	0.6100	4.4700	8.0262
	Hickey-Vargas et al., (1989)	2.6700	0.4300	7.0400	8.2062
	Hickey-Vargas et al., (1989)	3.0800	0.5800	5.0700	8.2152
	Hickey-Vargas et al., (1989)	3.3800	0.6900	4.4800	7.9272
	Hickey-Vargas et al., (1989)	3.2000	0.6400	5.7400	8.7371
	Hickey-Vargas et al., (1989)	3.1300	0.7800	5.3300	9.4119
	Hickey-Vargas et al., (1989)	3.2300	0.6800	4.9000	8.4221
	Hickey-Vargas et al., (1989)	3.1800	0.6300	6.1200	8.7551
	Hickey-Vargas et al., (1989)	3.2100	0.6500	6.1100	8.7820
	Hickey-Vargas et al., (1989)	3.1200	0.6500	6.0500	8.7820
	Hickey-Vargas et al., (1989)	3.1700	0.6600	5.8500	8.9800
	Wehrmann et al., 2014	3.3200	0.6300	4.0200	8.1612
	Wehrmann et al., 2014	3.0800	0.5500	5.0500	8.3591
	Wehrmann et al., 2014	3.1900	0.7700	5.9800	9.9338
	Wehrmann et al., 2014	2.9200	0.6400	7.3600	9.7448
	Witter et al., 2004	3.2200	0.6800	5.7700	8.0712
	Witter et al., 2004	3.2000	0.6800	5.9000	8.1522
	Witter et al., 2004	3.1800	0.6800	5.7400	8.1702
	Witter et al., 2004	3.1600	0.6700	5.6400	8.1612
	Witter et al., 2004	3.1600	0.6600	6.0500	8.1612
	Witter et al., 2004	3.2000	0.6700	5.9100	8.1612
	Lohmar et al., 2012	3.9600	0.9100	3.1400	8.8810
	Lohmar et al., 2012	3.9200	0.8900	3.1800	8.9350
	Lohmar et al., 2012	4.0400	0.9200	3.1700	8.9530
	Lohmar et al., 2012	4.0800	0.9400	3.1900	8.9530
	Lohmar et al., 2012	3.8600	0.7000	3.2600	9.3399
	Lohmar et al., 2012	3.7400	0.7100	3.2300	9.1780
	Lohmar et al., 2012	3.8900	0.8200	3.2500	9.1780
	Lohmar et al., 2012	3.7500	0.7700	3.2800	9.3579
	Lohmar et al., 2012	4.0000	0.9200	3.1200	8.8720
	Lohmar et al., 2012	3.9500	0.8700	3.1400	8.9530
	Lohmar et al., 2012	3.8100	0.7500	3.2100	8.9980
	Lohmar et al., 2012	4.0000	0.8400	3.1700	8.9980
	Lohmar et al., 2012	3.9700	0.8700	3.2700	8.8180
	Lohmar et al., 2012	3.8200	0.8600	3.1900	8.8180
	Lohmar et al., 2012	4.0300	0.9100	3.1800	8.8630
	Lohmar et al., 2012	4.0400	0.9100	3.1600	8.9530
	Lohmar et al., 2012	3.8000	0.8500	3.2000	8.9080
	Lohmar et al., 2012	3.9800	0.8800	3.2300	8.9980
	Lohmar et al., 2012	3.9000	0.8800	3.2000	8.9980
	Lohmar et al., 2012	3.9300	0.8500	3.2200	9.1240
	Lohmar et al., 2012	4.0500	0.9000	3.3500	9.9428
	Lohmar et al., 2012	3.3200	0.7100	5.6800	9.2230

TABLAS ANEXAS - VALORES UTILIZADOS EN DIAGRAMAS AFM Y MISHAYIRO (FIG. 8.5)

	Autor	Na2O	K2O	MgO	FeOt
		%	%	%	%
Vn. Quetrupillán	Simmons et al., (2020)	4.8517	3.0491	1.2079	4.9866
	Simmons et al., (2020)	4.7530	3.0539	1.1781	4.9987
	Simmons et al., (2020)	3.9211	2.3355	2.8930	7.3467
	Simmons et al., (2020)	4.7689	2.9417	1.2257	5.0325
	Simmons et al., (2020)	4.8278	2.9916	1.2322	5.1438
	Simmons et al., (2020)	3.8228	2.1961	3.6317	7.0606
	Simmons et al., (2020)	4.3632	2.7694	1.3534	5.2619
	Simmons et al., (2020)	4.7532	3.0202	1.2138	5.0295
	Simmons et al., (2020)	4.8152	3.0493	1.1856	5.0158
	Simmons et al., (2020)	4.7376	3.0452	1.1592	5.9499
	Simmons et al., (2020)	4.8200	3.0700	1.1600	4.8589
	Simmons et al., (2020)	4.7600	2.9730	1.2300	4.9669
	Simmons et al., (2020)	4.7400	2.9530	1.2400	5.0029
	Simmons et al., (2020)	4.8111	2.9709	1.1774	5.0049
	Simmons et al., (2020)	4.8200	2.9450	1.2500	5.0299
	Simmons et al., (2020)	3.2200	1.4790	6.5000	7.9182
	Simmons et al., (2020)	4.8265	2.9560	1.1820	4.9013
	Simmons et al., (2020)	4.9000	3.0260	1.1900	4.8859
	Simmons et al., (2020)	4.7235	2.9597	1.1960	5.0098
	Simmons et al., (2020)	4.6800	2.9640	1.1800	4.8769
	Simmons et al., (2020)	4.6600	3.0180	1.1300	4.8589
	Simmons et al., (2020)	4.7000	3.0030	1.2200	4.9939
	Simmons et al., (2020)	4.7900	3.0720	1.1400	4.8229
	Simmons et al., (2020)	4.9600	3.0130	1.1800	4.8949
	Simmons et al., (2020)	3.1714	1.4544	5.5045	7.5794
	Simmons et al., (2020)	4.2326	2.7466	2.2635	6.0917
	Simmons et al., (2020)	3.3201	1.7993	5.1408	7.0563
	Simmons et al., (2020)	3.8000	2.3090	3.4900	6.8745
	Simmons et al., (2020)	4.5100	3.1570	1.3900	5.7497
	Simmons et al., (2020)	3.3200	1.7350	5.1200	7.2074
	Simmons et al., (2020)	3.0200	1.0080	6.3700	8.0712
	Simmons et al., (2020)	4.2512	2.7567	1.9196	6.5833
Vn. Quetrupillán	Simmons et al., (2020)	4.7124	2.9264	1.2342	5.1213
	Simmons et al., (2020)	4.7439	2.9491	1.2623	5.1387
	Simmons et al., (2020)	4.5500	2.7260	1.3700	5.3988
	Simmons et al., (2020)	4.7022	3.0202	1.0914	4.9469
	Simmons et al., (2020)	4.4723	3.0200	1.2060	5.0641
	Simmons et al., (2020)	4.4982	2.8570	1.5300	5.1488
	Simmons et al., (2020)	3.7961	2.6289	1.5631	7.1694
	Simmons et al., (2020)	5.5577	2.9859	0.9246	3.6805
	Simmons et al., (2020)	5.1044	2.5333	1.6617	5.8642
	Simmons et al., (2020)	4.4000	1.8680	2.8500	7.7113
	Simmons et al., (2020)	5.2520	3.2825	0.9999	4.0896
	Simmons et al., (2020)	5.2260	3.1818	1.0754	4.1869
	Simmons et al., (2020)	5.5348	2.9724	0.9494	3.6625
	Simmons et al., (2020)	4.6995	2.0960	1.9996	5.6350
	Simmons et al., (2020)	5.0676	2.7656	1.3390	4.8286
	Simmons et al., (2020)	4.8884	2.4432	1.5251	5.6073
	Simmons et al., (2020)	4.9551	2.4278	1.6915	5.7210
	Simmons et al., (2020)	4.7604	2.3619	1.7560	6.2470
	Simmons et al., (2020)	4.8177	3.2118	0.9090	4.7348
	Simmons et al., (2020)	5.3491	2.6867	1.3804	5.0049
	Simmons et al., (2020)	2.9400	0.9830	5.7900	8.1612
	Simmons et al., (2020)	5.0197	2.8007	1.4039	4.3168
	Simmons et al., (2020)	5.0612	2.6082	1.5422	5.2246
	Simmons et al., (2020)	5.1442	3.3959	0.7363	3.0798
	Simmons et al., (2020)	3.8900	1.7100	2.6700	7.9272
	Simmons et al., (2020)	5.0500	2.6700	1.1300	4.9039
	Simmons et al., (2020)	4.7400	3.5550	0.5100	2.9154
	Simmons et al., (2020)	4.8000	2.3760	1.5900	5.4348
	Simmons et al., (2020)	3.6500	1.4850	3.8500	7.7653
	Simmons et al., (2020)	4.3900	2.5130	1.0200	3.9321
	Simmons et al., (2020)	4.9400	2.9020	1.2500	4.5080
	Simmons et al., (2020)	4.8400	2.8500	0.9500	4.3460
	Simmons et al., (2020)	3.2000	0.8910	4.3600	8.7910
	Simmons et al., (2020)	5.0000	3.0540	0.8900	4.3550

TABLAS ANEXAS - VALORES UTILIZADOS EN DIAGRAMAS AFM Y MISHAYIRO (FIG. 8.5)

	Autor	Na2O	K2O	MgO	FeOt
		%	%	%	%
Vn. Llaima	Jacques et al., 2014	4.3300	0.8500	3.2500	10.2475
	Jacques et al., 2014	3.1900	0.5300	3.1400	8.1400
	Jacques et al., 2014	3.7600	0.9400	3.8700	11.3761
	Jacques et al., 2014	3.3200	0.5500	5.5800	11.2363
	Jacques et al., 2014	3.4800	0.9300	4.4100	9.7281
	Schindlbeck et al., 2014	3.7600	0.6100	4.3900	11.2475
	Schindlbeck et al., 2014	5.2600	1.3300	1.4400	6.8295
	Schindlbeck et al., 2014	4.7100	0.9700	2.6700	7.5763
	Schindlbeck et al., 2014	3.1300	0.6100	5.8100	9.0970
	Schindlbeck et al., 2014	3.6500	0.6300	4.2600	11.3105
	Schindlbeck et al., 2014	4.6200	0.9800	2.2400	7.5853
	Schindlbeck et al., 2014	4.5500	0.9200	2.5200	7.5043
	Schindlbeck et al., 2014	3.0500	0.5800	4.7800	8.2512
	Schindlbeck et al., 2014	3.1100	0.5400	4.6400	9.4389
	Schindlbeck et al., 2014	3.4400	0.5800	3.4300	10.4287
	Schindlbeck et al., 2014	4.2600	0.9100	2.7400	8.5661
	Schindlbeck et al., 2014	4.9600	1.0100	2.4400	7.1084
	Schindlbeck et al., 2014	5.0600	1.1500	2.1200	6.6045
	Schindlbeck et al., 2014	4.5800	0.9600	2.5800	7.4503
	Schindlbeck et al., 2014	4.1700	0.8100	2.0600	7.3154
	Schindlbeck et al., 2014	4.5600	0.9900	2.0800	6.8475
	Schindlbeck et al., 2014	4.2000	0.9000	2.6800	8.4131
	Schindlbeck et al., 2014	3.1600	0.5400	4.2700	9.0250
	Schindlbeck et al., 2014	4.3800	1.1900	1.2800	6.8475
	Schindlbeck et al., 2014	3.5100	0.6800	3.4500	9.3399
	Schindlbeck et al., 2014	4.1000	0.8700	2.4200	9.1510
	Schindlbeck et al., 2014	4.5500	0.9900	2.0900	8.2782
	Schindlbeck et al., 2014	4.8200	1.0400	2.0300	7.7203
	Schindlbeck et al., 2014	3.8600	0.8000	2.7600	9.5649
Vn. Llaima	Schindlbeck et al., 2014	3.3500	0.7100	3.9800	9.8258
	Schindlbeck et al., 2014	3.6000	0.8500	3.3300	9.4299
	Schindlbeck et al., 2014	3.6100	0.8100	3.2600	10.1048
	Schindlbeck et al., 2014	3.1100	0.4800	3.7500	7.6753
	Schindlbeck et al., 2014	3.6300	0.8300	3.2900	9.4299
	Schindlbeck et al., 2014	4.2500	1.3400	2.2900	8.5571
	Schindlbeck et al., 2014	3.5900	0.9700	3.6600	10.2667
	Schindlbeck et al., 2014	3.1500	0.7100	4.7100	8.8900
	Schindlbeck et al., 2014	3.5900	0.7200	3.2800	9.4389
	Schindlbeck et al., 2014	3.8100	0.7200	3.3900	9.3309
	Schindlbeck et al., 2014	3.9100	0.7800	3.4000	9.0160
	Schindlbeck et al., 2014	3.3900	0.6900	3.4400	9.8348
	Schindlbeck et al., 2014	2.9000	0.5600	4.7900	8.6291
	Schindlbeck et al., 2014	4.2000	1.0100	2.5900	8.4221
	Schindlbeck et al., 2014	4.6700	0.9500	2.5800	7.3514
	Schindlbeck et al., 2014	4.6800	0.9600	2.3800	7.1084
	Schindlbeck et al., 2014	4.0000	0.8900	2.0400	7.1984
	Schindlbeck et al., 2014	2.7600	0.4900	4.5000	9.1870
	Schindlbeck et al., 2014	4.6100	0.9800	2.5000	7.4503
	Schindlbeck et al., 2014	5.0000	1.1200	1.6100	6.5955
	Schindlbeck et al., 2014	4.6400	1.0400	1.6000	7.0184
	Schindlbeck et al., 2014	3.0900	0.5700	4.7500	9.3669
	Schindlbeck et al., 2014	3.5900	0.9200	3.5800	10.1677
	Schindlbeck et al., 2014	3.0800	0.7800	4.2100	8.0712
	Schindlbeck et al., 2014	3.9200	0.7700	3.1300	9.4299
	Schindlbeck et al., 2014	3.7700	0.7300	3.3700	9.3219
	Schindlbeck et al., 2014	3.0100	0.5900	6.2400	9.2859
	Schindlbeck et al., 2014	4.2700	1.0800	2.5400	8.2872
	Schindlbeck et al., 2014	3.1000	0.6700	5.7700	9.0790
	Schindlbeck et al., 2014	3.0900	0.6600	5.7500	9.0610

TABLAS ANEXAS - VALORES UTILIZADOS EN DIAGRAMAS AFM Y MISHAYIRO (FIG. 8.5)

Vn. Llai ma	Schi ndlbeck et al., 2014	4.8700	1.0000	2.4200	7.4503	Vn. Llai ma	Rawson et al., (2016)	3.2868	0.5891	4.2987	8.7419
	Bouvet de Mai sonneuve et al 2012	2.7800	0.6300	5.6900	10.0643		Rawson et al., (2016)	4.0762	0.7892	3.5073	10.3304
	Bouvet de Mai sonneuve et al 2012	3.0300	0.6400	5.7000	9.7850		Rawson et al., (2016)	5.0178	1.3262	1.3538	6.7984
	Bouvet de Mai sonneuve et al 2012	3.0500	0.7100	5.2300	10.1541		Rawson et al., (2016)	5.3559	1.2927	1.5438	6.4493
	Reubi et al 2011	2.8200	0.6900	5.5400	9.1780		Rawson et al., (2016)	4.8682	0.8791	2.5385	7.6867
	Reubi et al 2011	3.0600	0.6600	5.6900	8.8180		Rawson et al., (2016)	5.2068	1.1385	1.5142	6.4219
	Reubi et al 2011	3.0600	0.5900	5.5900	8.8180		Rawson et al., (2016)	4.9149	0.8676	2.5490	7.6109
	Reubi et al 2011	3.0300	0.6300	5.9900	8.6381		Rawson et al., (2016)	5.3142	1.4574	0.7904	5.1059
	Reubi et al 2011	3.1200	0.8100	5.6300	9.0880		Rawson et al., (2016)	4.8684	0.9109	2.5108	7.5796
	Reubi et al 2011	2.9800	0.5700	6.1600	8.9980		Rawson et al., (2016)	4.3349	0.8452	1.8268	7.8053
	Reubi et al 2011	2.8700	0.5400	5.9400	8.9980		Rawson et al., (2016)	4.7369	0.9827	2.5973	7.4184
	Reubi et al 2011	3.0300	0.5900	6.1500	9.0880		Rawson et al., (2016)	4.9967	1.0201	2.4571	7.1530
	Reubi et al 2011	3.1800	0.9000	5.0500	8.2782		Rawson et al., (2016)	4.9909	0.9910	2.4895	7.1843
	Reubi et al 2011	3.4800	1.0300	4.2700	9.2679		Rawson et al., (2016)	5.2310	1.1900	2.0358	6.3984
	Reubi et al 2011	3.3700	1.0700	3.9100	8.8180		Rawson et al., (2016)	5.3142	1.4574	0.7904	5.1059
	Reubi et al 2011	2.8300	0.6100	5.8000	8.9080		Schi ndlbeck et al., 2014	5.1700	1.3600	1.3100	6.5865
	Reubi et al 2011	3.0900	0.7500	5.4900	8.6381		Schi ndlbeck et al., 2014	5.1800	1.3700	1.4800	5.9117
	Reubi et al 2011	3.2000	0.7400	5.1600	9.2679		Schi ndlbeck et al., 2014	5.2400	1.3200	1.2800	6.0826
	Reubi et al 2011	3.3400	0.9100	4.5400	8.8180		Schi ndlbeck et al., 2014	5.2300	1.3100	1.2500	6.0916
	Reubi et al 2011	3.1500	0.6100	5.3400	8.9080		Schi ndlbeck et al., 2014	5.3400	1.3400	1.2900	6.1006
	Rawson et al., (2016)	4.8682	0.8791	2.5385	7.6867		Schi ndlbeck et al., 2014	4.9600	1.4300	0.5600	4.7240
	Rawson et al., (2016)	5.2068	1.1385	1.5142	6.4219		Schi ndlbeck et al., 2014	4.8900	1.4200	0.5300	4.4810
	Rawson et al., (2016)	4.9149	0.8676	2.5490	7.6109		Schi ndlbeck et al., 2014	5.1400	1.4500	0.6000	4.4990
	Rawson et al., (2016)	4.8684	0.9109	2.5108	7.5796		Schi ndlbeck et al., 2014	5.5200	1.5100	0.6200	4.4180
	Rawson et al., (2016)	3.0909	0.4421	3.7056	8.6298		Schi ndlbeck et al., 2014	5.6300	1.6100	0.5900	4.4540
	Rawson et al., (2016)	4.7847	1.2978	1.3459	6.9822		Schi ndlbeck et al., 2014	5.6000	1.6200	0.5700	4.2830
	Rawson et al., (2016)	3.1019	0.4981	4.5017	9.4193		Schi ndlbeck et al., 2014	5.5700	1.6500	0.4800	4.2830
	Rawson et al., (2016)	4.1976	0.8714	2.7967	8.6211		Schi ndlbeck et al., 2014	5.0500	1.5700	0.5600	4.2741
	Rawson et al., (2016)	4.9735	1.2725	0.6002	5.9292		Schi ndlbeck et al., 2014	5.3500	1.5800	0.5600	4.1121
	Rawson et al., (2016)	4.1859	0.7192	3.2468	9.5522		Schi ndlbeck et al., 2014	5.5300	1.7000	0.3900	4.1031

TABLAS ANEXAS - VALORES UTILIZADOS EN DIAGRAMAS AFM Y MISHAYIRO (FIG. 8.5)

	Autor	Na2O	K2O	MgO	FeOt
		%	%	%	%
Vn. Puyehue-Cordón Caulle	Rawson et al., (2016)	3.3726	0.7079	4.7338	9.1822
	Rawson et al., (2016)	4.4184	1.6918	0.6661	7.2829
	Singer et al., 2008	2.1395	0.2971	16.1747	10.8260
	Singer et al., 2008	2.9112	0.4886	5.7410	9.0085
	Singer et al., 2008	2.9000	0.5800	7.9800	9.8199
	Singer et al., 2008	3.0878	0.7770	6.9122	9.7779
	Singer et al., 2008	2.8655	0.4036	6.8510	8.9092
	Singer et al., 2008	3.0285	0.6942	6.3085	9.3973
	Singer et al., 2008	3.2336	1.1081	6.0743	7.9782
	Singer et al., 2008	2.9782	0.6339	5.5338	9.2463
	Singer et al., 2008	3.0211	0.6143	6.0322	9.4360
	Singer et al., 2008	4.2461	1.3817	2.8643	10.0251
	Singer et al., 2008	3.3917	1.1171	5.3945	7.9810
	Jicha et al., 2007	4.5200	2.1900	1.8100	6.4246
	Jicha et al., 2007	5.0200	2.5600	0.6300	5.6238
	Jicha et al., 2007	4.9400	2.5100	0.7700	4.5260
	Jicha et al., 2007	5.0000	2.5100	0.8000	4.5530
	Jicha et al., 2007	4.8900	2.5400	0.7800	4.5080
	Jicha et al., 2007	4.6600	2.3000	0.7100	4.5350
	Jicha et al., 2007	4.6400	2.2700	0.7300	4.2471
	Jicha et al., 2007	5.2500	2.6400	0.6700	4.0311
	Jicha et al., 2007	5.2100	2.6200	0.6400	3.9411
	Jicha et al., 2007	5.3200	2.8100	0.3700	4.2471
	Jicha et al., 2007	5.2100	2.7700	0.5900	3.7882
	Jicha et al., 2007	5.2600	2.6000	0.4600	4.1931
	Jicha et al., 2007	5.1800	2.7900	0.3100	4.2021
	Jicha et al., 2007	5.3400	2.7900	0.2900	3.8871
	Jicha et al., 2007	5.2500	2.8300	0.2800	3.6082

TABLAS ANEXAS - VALORES UTILIZADOS EN DIAGRAMAS AFM Y MISHAYIRO (FIG. 8.5)

	SAMPLE	Na2O	K2O	MgO	FeOt						
	DESCRIPTION	%	%	%	%						
	Rawson et al., (2016)	2.6228	0.7615	7.8017	9.1766		Rawson et al., (2016)	4.1822	1.1967	3.1702	8.9623
	Rawson et al., (2016)	3.2493	0.9538	7.1477	9.0028		Rawson et al., (2016)	4.0568	1.0717	3.5949	9.2268
	Rawson et al., (2016)	2.7856	0.8541	7.1919	8.9794		Rawson et al., (2016)	3.7994	0.8554	4.8195	8.3214
	Rawson et al., (2016)	2.6491	0.7248	7.6921	9.8580		Rawson et al., (2016)	4.5890	1.1360	2.8531	8.2993
	Rawson et al., (2016)	2.9109	0.7730	7.5533	8.4554		Rawson et al., (2016)	4.3474	1.2252	3.2382	8.8390
	Rawson et al., (2016)	3.3827	1.3380	4.9878	8.4696		Rawson et al., (2016)	4.7717	1.2995	2.5651	6.8916
	Rawson et al., (2016)	3.2465	0.9081	7.4064	8.6913		Rawson et al., (2016)	4.1867	0.9533	3.4223	6.3923
	Rawson et al., (2016)	3.6714	1.3850	5.0947	8.4700		Rawson et al., (2016)	4.9490	1.2771	2.4713	7.1589
	Rawson et al., (2016)	2.4126	0.3108	4.7991	9.5147		Rawson et al., (2016)	5.0462	1.3679	2.3110	6.8632
	Rawson et al., (2016)	3.7672	0.6403	4.3099	10.0228		Rawson et al., (2016)	5.0267	1.4684	2.1551	6.0709
	Rawson et al., (2016)	3.2893	0.6121	3.5252	9.1644		Rawson et al., (2016)	5.0585	1.5089	2.1519	6.0553
	Rawson et al., (2016)	3.5399	0.7846	3.5678	8.9847		Rawson et al., (2016)	5.1588	1.3009	2.2971	6.9163
	Rawson et al., (2016)	3.7421	0.6643	4.3620	10.0040		Rawson et al., (2016)	5.1056	1.3744	2.1934	6.6471
Vn. Mocho-Choshuenco	Rawson et al., (2016)	3.6062	0.9138	3.3643	9.8989	Vn. Mocho-Choshuenco	Rawson et al., (2016)	5.0267	1.4684	2.1551	6.0709
	Rawson et al., (2016)	3.9007	0.8841	4.4888	8.1795		Rawson et al., (2016)	4.3373	1.0353	2.7903	8.1000
	Rawson et al., (2016)	3.7737	1.0877	2.4673	7.1904		Rawson et al., (2016)	2.6691	0.4526	4.4656	9.0434
	Rawson et al., (2016)	3.8362	1.0081	3.2950	9.3141		Rawson et al., (2016)	2.5217	0.3564	4.0751	9.7144
	Rawson et al., (2016)	3.9222	1.0429	3.3140	9.4351		Rawson et al., (2016)	2.6747	0.4435	4.4956	9.4422
	Rawson et al., (2016)	3.8780	0.8335	4.8604	8.2966		Rawson et al., (2016)	4.5390	1.4718	1.3397	6.6285
	Rawson et al., (2016)	3.8978	1.0683	3.1220	9.4192		Rawson et al., (2016)	4.6577	1.4861	1.4051	6.5998
	Rawson et al., (2016)	4.1822	1.1967	3.1702	8.9623		Rawson et al., (2016)	4.7353	1.5178	1.3970	6.5562
	Rawson et al., (2016)	4.1188	1.0235	3.6027	9.3204		Rawson et al., (2016)	5.1313	1.6358	1.4366	6.2368
	Rawson et al., (2016)	3.8169	0.8979	4.6416	8.1822		Rawson et al., (2016)	4.5137	1.1460	2.4712	7.9771
	Rawson et al., (2016)	4.3316	1.0049	2.9099	8.1042		Rawson et al., (2016)	4.5137	1.1460	2.4712	7.9771
	Rawson et al., (2016)	3.7812	0.8428	4.8630	8.2548		Rawson et al., (2016)	4.5153	1.1314	2.7401	7.9858
	Rawson et al., (2016)	4.2090	1.2196	3.1238	8.8578		Rawson et al., (2016)	4.9835	1.2663	2.5267	7.3164
	Rawson et al., (2016)	4.4574	1.0822	2.8315	8.5810		Rawson et al., (2016)	4.9174	1.2531	2.4444	7.2329
	Rawson et al., (2016)	4.4536	1.0904	2.8471	8.6156		Rawson et al., (2016)	4.9855	1.3310	2.2678	6.8922
	Rawson et al., (2016)	4.3474	1.2252	3.2382	8.8390		Rawson et al., (2016)	5.2095	1.3094	2.2977	6.9921
							Rawson et al., (2016)	4.3796	1.1131	2.8682	7.3362
							Rawson et al., (2016)	4.6456	1.1553	2.7329	7.6901

TABLAS ANEXAS - VALORES UTILIZADOS EN DIAGRAMAS AFM Y MISHAYIRO (FIG. 8.5)

Vn. Mocho-Choshuenco	Rawson et al., (2016)	4.8147	1.2656	2.4475	7.1052	Vn. Mocho-Choshuenco	Rawson et al., (2016)	4.4664	1.3499	1.4064	5.1658
	Rawson et al., (2016)	4.9950	1.3745	2.1018	5.9089		Rawson et al., (2016)	4.1022	1.6538	0.4957	3.7990
	Rawson et al., (2016)	5.0545	1.4297	2.2287	6.1905		Rawson et al., (2016)	3.3688	0.5188	4.6599	8.9114
	Rawson et al., (2016)	5.1202	1.4837	1.8590	5.6242		Rawson et al., (2016)	4.4540	1.4776	0.9642	4.5237
	Rawson et al., (2016)	5.1242	1.5571	1.7252	5.6357		Rawson et al., (2016)	4.3068	1.1390	3.0556	7.7841
	Rawson et al., (2016)	5.2749	1.4125	1.8924	5.4274		Rawson et al., (2016)	4.3620	1.6357	0.6455	4.0097
	Rawson et al., (2016)	5.2816	1.4879	1.6983	5.0893		Rawson et al., (2016)	4.6935	1.6386	1.0049	4.2234
	Rawson et al., (2016)	5.4993	1.5585	1.6267	4.9508		Rawson et al., (2016)	4.5812	1.7313	0.6566	4.2738
	Rawson et al., (2016)	5.4811	1.5333	1.7007	5.0404		Rawson et al., (2016)	5.1734	2.1696	0.6051	2.9816
	Rawson et al., (2016)	3.8478	1.0093	4.2847	8.0557		Rawson et al., (2016)	4.8093	1.8937	0.5846	3.9007
	Rawson et al., (2016)	3.6559	0.8061	4.6100	8.2674		Rawson et al., (2016)	5.4611	2.1209	0.8671	3.4666
	Rawson et al., (2016)	3.7964	0.8777	4.5464	8.3536		Rawson et al., (2016)	5.6422	2.1353	0.8029	3.2589
	Rawson et al., (2016)	4.4395	1.0347	2.9005	8.2648		Rawson et al., (2016)	4.8530	1.9735	0.7996	3.3443
	Rawson et al., (2016)	5.0446	1.3590	2.1987	6.5515		Rawson et al., (2016)	5.4611	2.1209	0.8671	3.4666
	Rawson et al., (2016)	4.3055	1.1259	3.2026	7.4578		Rawson et al., (2016)	4.5487	1.3699	1.0562	4.4928
	Rawson et al., (2016)	3.4453	0.7280	5.2840	8.0094		Rawson et al., (2016)	5.0735	1.6415	1.1334	4.0482
	Rawson et al., (2016)	4.3042	1.1273	3.2195	7.4592		Rawson et al., (2016)	5.3231	1.7341	1.0631	3.7827
	Rawson et al., (2016)	4.3270	1.1736	3.1241	7.3826		Rawson et al., (2016)	5.2840	1.7433	1.1763	3.9928
	Rawson et al., (2016)	4.3820	1.1675	2.9937	7.3819		Rawson et al., (2016)	5.1682	1.7362	1.0570	3.9213
	Rawson et al., (2016)	4.5246	1.0906	2.8411	7.2208		Rawson et al., (2016)	5.1682	1.7362	1.0570	3.9213
	Rawson et al., (2016)	4.3495	1.1064	2.8867	7.6569		Rawson et al., (2016)	5.4209	1.7999	1.0781	3.8539
	Rawson et al., (2016)	4.6511	1.3010	2.6147	7.7246		Rawson et al., (2016)	5.2292	1.7608	1.6865	4.4076
	Rawson et al., (2016)	3.2753	0.8211	2.5309	7.8824		Rawson et al., (2016)	3.6204	1.0109	1.1522	6.1716
	Rawson et al., (2016)	3.8449	1.0021	2.5807	7.2718		Rawson et al., (2016)	4.9108	1.5600	1.1822	4.2069
	Rawson et al., (2016)	4.3879	1.2855	2.9886	6.8912		Rawson et al., (2016)	4.9947	1.6075	1.0880	4.0803
	Rawson et al., (2016)	3.7807	0.6351	4.2937	9.3402		Rawson et al., (2016)	5.0824	1.5761	1.2939	4.3859
	Rawson et al., (2016)	3.7013	0.5916	4.4749	9.6667		Rawson et al., (2016)	4.9210	1.5100	1.3355	4.5462
	Rawson et al., (2016)	3.6407	1.3031	0.7062	4.6770		Rawson et al., (2016)	5.0521	1.5653	1.2923	4.3915
	Rawson et al., (2016)	4.4588	1.3560	1.3619	5.1212		Rawson et al., (2016)	5.2450	1.6809	1.1129	3.8754
	Rawson et al., (2016)	3.9445	1.3379	0.8624	4.8233		Rawson et al., (2016)	4.9894	2.3515	1.1911	4.1071

TABLA ANEXA - Geoquímica comparativa ZVSC

Volcán	Autor	Muestra	Th	La	Th/La	Yb	La/Yb	U	U/La	Rb	Rb/La	Cs	Cs/La	Ba	Nb	Ba/La	La/Nb
Vn. Lanín	*En este trabajo*	TRO-11-17	2.2900	11.4000	0.2009	1.3700	8.3212	0.4700	0.0412	12.6000	1.1053	0.3300	0.0289	250.0000	3.6000	21.9298	3.1667
	En este trabajo	3-M-18	7.2800	25.3000	0.2877	3.1200	8.1090	1.6900	0.0668	34.1000	1.3478	1.7600	0.0696	437.0000	6.7000	17.2727	3.7761
	En este trabajo	Arenal	4.2400	14.4000	0.2944	1.8500	7.7838	1.0600	0.0736	17.7000	1.2292	1.0300	0.0715	299.0000	3.3000	20.7639	4.3636
Vn. Quetrupillán	*Rawson et al., 2016*	120308/03C	3.0994	17.1153	0.1811	2.1222	8.0649	0.9025	0.0527	18.3569	1.0725	0.9477	0.0554	303.0280	6.2905	17.7051	2.7208
	Rawson et al., 2016	120308/06C	2.8296	14.3896	0.1966	1.9327	7.4455	0.8317	0.0578	19.6916	1.3685	0.9933	0.0690	283.5902	5.3988	19.7080	2.6653
	Rawson et al., 2016	120308/06D	3.4838	17.9108	0.1945	2.1246	8.4304	0.9934	0.0555	23.8631	1.3323	1.2174	0.0680	321.4883	6.3522	17.9494	2.8196
	Rawson et al., 2016	CLD179D	2.9785	16.5476	0.1800	2.1474	7.7057	0.8537	0.0516	20.1810	1.2196	1.0319	0.0624	289.1833	5.9182	17.4759	2.7961
Vn. Llaima	*Reubi et al 2011*	2008-508	1.3200	8.4600	0.1560	2.2800	3.7105	0.4820	0.0570	14.7000	1.7376	1.1500	0.1359	200.0000	2.5700	23.6407	3.2918
	Reubi et al 2011	1957-61	1.0300	7.7500	0.1329	2.0500	3.7805	0.3880	0.0501	10.8000	1.3935	0.4110	0.0530	184.0000	2.3000	23.7419	3.3696
	Reubi et al 2011	1780SE-19	1.0200	7.3600	0.1386	2.0800	3.5385	0.3790	0.0515	12.1000	1.6440	0.9510	0.1292	177.0000	2.1700	24.0489	3.3917
	Reubi et al 2011	1780S-208	0.9300	7.0400	0.1321	1.9700	3.5736	0.3520	0.0500	10.4000	1.4773	0.8580	0.1219	175.0000	2.1800	24.8580	3.2294
	Reubi et al 2011	1751-7	1.1500	7.7400	0.1486	2.1500	3.6000	0.4080	0.0527	13.1000	1.6925	0.9810	0.1267	185.0000	2.2900	23.9018	3.3799
	Reubi et al 2011	1852-23	1.1000	7.5400	0.1459	2.1900	3.4429	0.4020	0.0533	12.4000	1.6446	0.9810	0.1301	189.0000	2.3500	25.0663	3.2085
	Rawson et al., 2016	120318/04A	1.1137	7.4026	0.1505	2.0700	3.5761	0.4072	0.0550	7.9102	1.0686	0.8030	0.1085	166.2329	1.9943	22.4560	3.7120
Vn. Villarrica	*Hickey-Vargas et al., 1989*	v2-2	1.5000	7.8000	0.1923	2.3500	3.3191			14.6000	1.8718	1.6000	0.2051	191.0000	2.4000	24.4872	3.2500
	Hickey-Vargas et al., 1989	v2-4	1.3000	7.3200	0.1776	2.0400	3.5882			12.9000	1.7623	1.1000	0.1503	182.0000	1.9000	24.8634	3.8526
	Hickey-Vargas et al., 1989	v2-8	0.6000	4.2100	0.1425	1.4100	2.9858			9.7000	2.3040	1.0000	0.2375	138.0000	1.3000	32.7791	3.2385