



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

MAGMA STORAGE CONDITIONS AND ERUPTIVE
DYNAMICS OF POST-GLACIAL EFFUSIVE VOLCANISM AT
LAGUNA DEL MAULE VOLCANIC FIELD

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA
MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

FRANCISCO ANDRÉS CÁCERES ACEVEDO

PROFESOR GUÍA:

DR. ÁNGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

PROFESOR CO-GUÍA:

DR. MIGUEL ÁNGEL PARADA REYES

MIEMBRO DE LA COMISIÓN:

DRA. CLAUDIA CANNATELLI

SANTIAGO DE CHILE

2016

**Resumen de la tesis para optar al grado de
Magíster en Ciencias, mención Geología.**

Por: Francisco Cáceres Acevedo

Fecha: Julio de 2016

Profesor guía: Ángelo Castruccio

MAGMA STORAGE CONDITIONS AND ERUPTIVE DYNAMICS OF POST-GLACIAL EFFUSIVE VOLCANISM AT LAGUNA DEL MAULE VOLCANIC FIELD

La mayoría de los campos volcánicos monogénicos están constituidos principalmente por productos piroclásticos de composición basáltica. Los volúmenes emitidos por cada centro eruptivo tienden a ser pequeños, menores a 1 km^3 , donde su actividad puede durar días a años, mientras que el campo volcánico completo se puede desarrollar y perdurar por millones de años, pudiendo superar en volumen a un volcán poligenético. En este sentido, el Campo Volcánico Laguna del Maule (CVLdM) representa un caso excepcional con más de 350 km^3 de material basáltico a riolítico, eruptado mayormente de manera efusiva desde el Pleistoceno. En este trabajo se propone un modelo volcanológico-petroológico de la dinámica eruptiva de las lavas post-glaciales emplazadas en la parte Oeste del CVLdM, analizando la evolución del magma en profundidad, el ascenso de magma por los conductos eruptivos y el emplazamiento de lavas en superficie.

Se estudió la morfometría, mineralogía y química de seis lavas y un domo del CVLdM para modelar las condiciones termodinámicas pre-eruptivas del magma y su evolución, incluyendo posibles procesos magmáticos causantes de su migración y ascenso a la superficie. Las lavas analizadas tienen una composición química andesítica a riolítica, morfología de bloques, volúmenes de 0.03 a 1.16 km^3 , largos máximos de 10 km , anchos máximos de 5 km y espesores máximos de 140 m .

Los resultados indican la presencia de un sistema magmático formado en cuatro etapas, comenzando con la acumulación de magma andesítico basáltico a andesítico debido a múltiples intrusiones. Posteriormente, procesos de cristalización desarrollaron un reservorio tipo *mush* cristalino ($13\text{-}17 \text{ km}$, $970\text{-}1025 \text{ }^\circ\text{C}$) con extracción y ascenso de líquido intersticial. Una tercera etapa de estancamiento del magma en ascenso proveniente de la extracción más profunda ($7\text{-}11 \text{ km}$, $900\text{-}970 \text{ }^\circ\text{C}$), permitió la formación de un nuevo *mush* cristalino más evolucionado. Finalmente, una nueva extracción y ascenso del líquido intersticial riolítico formó un reservorio magmático riolítico pobre en cristales ($\sim 5 \text{ km}$, $760\text{-}800 \text{ }^\circ\text{C}$) bajo el lago. El constante recalentamiento debido a múltiples intrusiones permitió al sistema magmático permanecer activo en el largo plazo, producto de variadas intrusiones de magma máfico en el caso del reservorio profundo y magma silícico en el caso del reservorio más somero.

A mi familia maravillosa.

... chunkaw no rume ngoymakilnge tami tuwün.

Agradecimientos

Quisiera partir agradeciendo a mis padres, de quienes siempre he recibido un apoyo incondicional desde todo punto de vista y quienes han sido mi mejor enseñanza y, por sobre todo, mi mejor ejemplo de vida. También a mi hermano, a quien le agradezco su enorme apoyo en la vida y su guía en el mundo de la ciencia. Familia, lo que he logrado se lo debo a ustedes.

Este trabajo fue posible gracias al apoyo de distintas instituciones. Agradezco a CONICYT por la Beca de Magíster CONICYT-PCHA/Magíster Nacional/2013-Complementario-221320285 que financió mis estudios de postgrado. Al proyecto FONDECYT número 11121298 y al proyecto FONDAP número 15090013 Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, por haber financiado conjuntamente el desarrollo de mi investigación, ya sea en las salidas a terreno, como los análisis que fueron necesarios y por apoyar económicamente la participación en congresos y cursos internacionales. También agradezco la ayuda económica recibida por el Departamento de Postgrado y Postítulo de la Universidad de Chile, que permitió financiar la pasantía realizada en la Universidad de Bristol, UK, mediante el programa de ayuda para estadías cortas de investigación. Asimismo, quisiera agradecer a Alison Rust por recibirme y guiarme en los análisis que realicé.

Agradezco a Ángelo Castruccio por haber confiado en mí y en mis capacidades para llevar a cabo esta investigación, darme buenas contribuciones y haberme apoyado más allá del mismo magíster. A Miguel A. Parada, quien siempre mostró mucho interés, dio valioso aporte a este trabajo y también creyó en mis capacidades. A Claudia Cannatelli por su valioso aporte y ayuda al expresar las ideas de esta tesis. A quienes me acompañaron a terreno: R. Gho, D. Berrios y A. Salas. A quienes aportaron como practicantes: V. Díaz y T. Vejar. A A. Elbakyan. A mis compañeros de pregrado y postgrado, quienes me han acompañado a lo largo de esta travesía. A mis amigos de bachí con quienes comencé este recorrido. Y a todos quienes fueron un aporte de alguna u otra manera en el desarrollo de este trabajo, muchas gracias.

Tabla de contenido

Capítulo 1: Introducción	1
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y MOTIVACIONES DE ESTE ESTUDIO.....	1
1.2 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	3
1.3 OBJETIVOS	4
1.3.1 Objetivo principal.....	4
1.3.2 Objetivos específicos.....	4
1.4 HIPÓTESIS DE TRABAJO.....	4
1.5 ESTRUCTURA DE ESTA TESIS.....	5
Capítulo 2: Fundamento teórico	7
2.1 DINÁMICA DE FLUJOS DE LAVA	7
2.1.1 Ascenso de magma y extrusión de lava.....	7
<i>Tasa efusiva y flujo de volumen de magma</i>	8
2.1.2 Factores controladores del emplazamiento de lavas	11
<i>Reología y parámetros internos de los flujos de lava</i>	11
<i>Velocidad de avance y tasa eruptiva</i>	14
<i>Factores externos</i>	15
2.1.3 Volcanismo ácido.....	16
<i>Domos</i>	16
<i>Coladas de lava en bloque y coulées</i>	18
2.2 ANFÍBOLES MAGMÁTICOS.....	21
2.2.1 Fórmula estructural	21
2.2.2 Variaciones en la composición química.....	23
<i>Si y Al^{IV}</i>	23
<i>Mg# o Mg/(Mg+Fe²⁺)</i>	24
^A <i>(Na+K) y sustitución edenita</i>	24
^C <i>(Ti) y sustitución Ti-tschermakita</i>	24
^B <i>(Ca) y sustitución plagiocasa</i>	24
<i>Al^{VI} y sustitución Al-tschermakita</i>	25
<i>Sustituciones acopladas y su control por variables intensivas</i>	25

Capítulo 3: Marco geológico	26
3.1 INTRODUCCIÓN	26
3.2 CONFIGURACIÓN TECTÓNICA Y BASAMENTO	26
3.3 DISTRIBUCIÓN DE LOS CENTRO ERUPTIVOS	28
3.4 ESTRUCTURAS	30
3.5 UNIDADES POST-GLACIALES	31
3.5.1 Dos conos de escoria	32
3.5.2 Seis centros eruptivos lineales y anillos de eyección	32
3.5.3 Cuatro flujos de lava intermedia	33
3.5.4 Dos lavas aisladas.....	34
3.5.5 Nueve lavas riódacíticas.....	34
3.5.6 Once unidades riolíticas	36

Capítulo 4: Magma storage conditions and eruptive dynamics of post-glacial effusive volcanism at Laguna del Maule Volcanic Field38

4.1 ABSTRACT	38
4.2 INTRODUCTION.....	39
4.3 GEOLOGY OF THE LdMVF.....	40
4.4 METHODS	42
4.4.1 Sample collecting and morphometric measurements	42
4.4.2 Analytical techniques	43
4.4.3 Modal mineralogy	43
4.5 MORPHOMETRIC ANALYSIS OF THE LAVA FLOWS	43
4.5.1 Colada Las Nieblas rhyolitic coulee: rln unit	44
4.5.2 Loma de Los Espejos rhyolitic coulee: rle unit	45
4.5.3 Norwest Coulee rhyodacitic lava: rdcn unit	46
4.5.4 Colada Dendriforme rhyodacitic coulee: rdcd unit	46
4.5.5 Cordón Rodríguez dacitic lava flow: dcr unit	47
4.5.6 Río Saso andesitic lava flow: ars unit	49
4.6 MINERALOGY	49
4.6.1 Plagioclase textures and chemistry.....	51
<i>Plagioclase in rhyolites (groups R)</i>	52
<i>Plagioclases in rhyodacites (groups Rd)</i>	52
<i>Plagioclases in the dacite (groups D)</i>	53

<i>Plagioclases in the andesite (groups A)</i>	53
4.6.2 Amphiboles textures and chemistry	55
4.6.3 Olivine, pyroxenes and Fe-Ti oxides	59
4.6.4 Glass composition	61
4.7 LdMVF THERMODYNAMIC CONDITIONS	62
4.7.1 Conditions for amphiboles crystallization.....	62
4.7.2 Water content from plagioclase crystallization	62
4.7.3 Fe-Ti oxides temperature and fO_2 conditions.....	64
4.7.4 Olivine thermobarometric conditions.....	64
4.8 LAVA EFFUSION RATES AND MAGMA ASCENT	65
4.9 DISCUSSION	68
4.9.1 Storage and pre-eruptive conditions.....	68
<i>Origin of amphiboles and controls on their compositions</i>	68
<i>What do plagioclases tell us?</i>	71
<i>Magmatic reservoir and its evolution</i>	72
4.9.2 Architecture and construction of the Volcanic Field in its western part	75
<i>Distribution of the reservoir</i>	77
<i>Direct ascent or intermediate magma chambers?</i>	78
<i>Eruption triggering mechanisms in the mush-like reservoir</i>	79
4.10 CONCLUSIONS	79
Capítulo 5: Conclusiones y observaciones finales	81
Bibliografía	83

Índice de figuras

Fig. 1. 1. Composición y distribución de fuentes eruptivas post-glaciales	2
Fig. 1. 2. Ubicación del lago Laguna del Maule y vías de acceso	3
Fig. 2. 1. Variación de la tasa efusiva con el tiempo	8
Fig. 2. 2. Ascenso de magma y sus gatillantes para erupciones efusivas	9
Fig. 2. 3. Geometría idealizada de un sistema volcánico	10
Fig. 2. 4. Curvas de stress de cizalle versus tasa de deformación	13
Fig. 2. 5. Relación del ángulo de pendiente del terreno con otros parámetros	15
Fig. 2. 6. Tipos de desarrollo de un domo: exógeno y endógeno	17
Fig. 2. 7. Tipos de domo y su morfología	17
Fig. 2. 8. Tipos de regímenes de lava	19
Fig. 2. 9. Partes de un flujo de lava ácido o coulée	19
Fig. 2. 10. Esquema de desarrollo de un domo versus un coulée.....	20
Fig. 2. 11. Clasificación de anfíboles cálcicos	22
Fig. 3. 1. Mapa geológico de rocas pre-Cuaternarias	27
Fig. 3. 2. Centros eruptivos Pleistocenos	28
Fig. 3. 3. Mapa geológico del campo volcánico Cuaternario	29
Fig. 3. 4. Mapa de las principales estructuras reconocidas en el CVLdM	30
Fig. 3. 5. Estructura litosférica y perfil estructural a los 36°45'S	31
Fig. 4. 1. Location of the LdMVF and studied units	41
Fig. 4. 2. Chemical composition of the LdMVF studied units	42
Fig. 4. 3. Main characteristics observed on the LdMVF lavas	48
Fig. 4. 4. Total crystal content and phenocrysts phases in the LdMVF studied units	50
Fig. 4. 5. Classification diagram of plagioclase in the LdMVF studied units	51
Fig. 4. 6. Textures and chemical composition of plagioclase in the LdMVF studied units	54
Fig. 4. 7. Mineral chemistry of amphiboles in the LdMVF studied units	57

Fig. 4. 8. BSED images of mafic minerals in non-rhyolitic units	58
Fig. 4. 9. Classification diagram of mafic minerals in the LdMVF studied units	61
Fig. 4. 10. Calculated thermodynamic conditions for the LdMVF studied units	63
Fig. 4. 11. Effusive rates in time for each lava flow	67
Fig. 4. 12. Modeled ascent rate and equivalent radius versus SiO ₂ content	68
Fig. 4. 13. Calculated equilibrium SiO _{2melt} composition versus thermodynamic conditions	70
Fig. 4. 14. Model of the evolution and architecture of the post-glacial period at the LdMVF	76

Índice de tablas

Table 1. Chemical composition by EMPA of representative LdMVF plagioclase.....	55
Table 2. Chemical composition by EMPA of representative LdMVF amphiboles.....	58
Table 3. Fe-Ti oxides composition by EMPA	60
Table 4. Chemical compositions of other mafic minerals by EMPA	60
Table 5. Glass, whole rock and melt-inclusion compositions of the studied units.....	61
Table 6. Thermodynamic conditions of LdMVF studied units	64
Table 7. Measured and modeled variables for each lava flow	65
Table 8. Volumes for calculated isolated magma chambers	77
Table 9. Magma ascent time and magma solidification time in the conduits	79

Capítulo 1

Introducción

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y MOTIVACIONES DE ESTE ESTUDIO

El Campo Volcánico Laguna Del Maule, ubicado a unos 330 km al este desde la fosa, forma parte de la Zona Volcánica Sur (ZVS) y se localiza en la parte norte de la misma, tras el arco volcánico Cuaternario. Abarca aproximadamente 500 km² de terreno compuesto principalmente por lavas y tobas Cuaternarias, donde sus productos se encuentran afectados por acción glacial y/o meteorización post-glacial, dependiendo del periodo en que fueron emplazados. Presenta al menos 130 fuentes eruptivas independientes Cuaternarias, desde las cuales más de 350 km³ de productos han sido eruptados desde hace 1.5 Ma, teniendo pocos edificios volcánicos grandes (Hildreth et al., 2010). Este centro volcánico corresponde sin duda al sitio con mayor expresión de volcanismo silícico post-glacial de la ZVS, al existir no menos de 36 erupciones riolíticas y riódacíticas post-glaciales desde 24 fuentes eruptivas solo alrededor de la cuenca del lago Laguna del Maule, el que tiene una extensión de 9 km por 11 km. Estas erupciones han producido predominantemente flujos de lava riolíticos y riódacíticos, donde la mayoría, sino todos ellos, han estado acompañados por etapas explosivas generadoras de caída de pómez.

Esta área presenta características excepcionales, donde varias de ellas fueron destacadas por Hildreth et al. (2010) las cuales son: (1) la alta densidad espacial de sus centros eruptivos Cuaternarios, en contraste con las áreas colindantes pobres en centros eruptivos; (2) la dispersión de numerosos sitios eruptivos de manera persistente por al menos 1.5 millones de años a través del campo; (3) la continuidad composicional ininterrumpida, desde ~49% a ~77% SiO₂, de sus productos eruptivos provenientes desde variados centros; y (4) la recurrente erupción de riolitas, restringida regionalmente a solo unos pocos centros ampliamente distribuidos alrededor del lago. Sumado a esto, es posible agregar: (5) la evolución composicional general de sus centros eruptivos desde Oeste a Este y (6) la superposición o cercanía entre centros eruptivos de diferentes

composiciones, con relaciones andesita-riodacita o andesita-riolita, principalmente en la zona inmediatamente al Oeste del lago.

En la Figura 1.1 es posible observar las 44 fuentes eruptivas post-glaciales existentes en los alrededores del lago, todas ellas fuentes eruptivas menores, de las cuales 15 son basálticas a andesíticas, 3 son dacíticas, y 26 son riodacíticas a riolíticas (Hildreth et al., 2010).

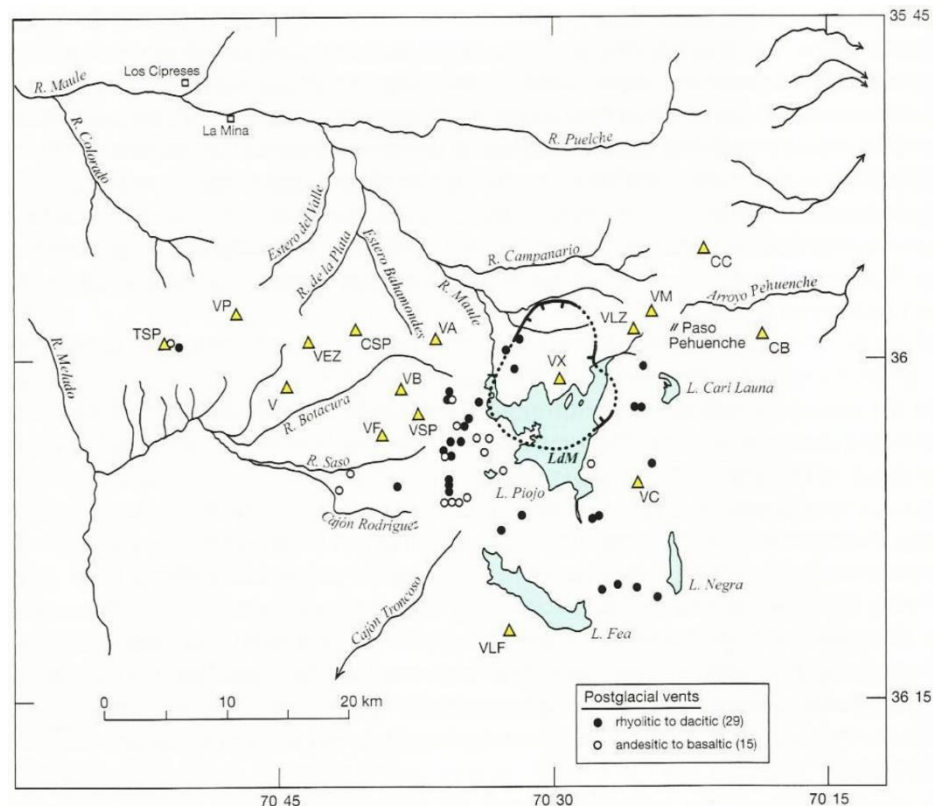


Fig. 1. 1. Composición y distribución de fuentes eruptivas post-glaciales. Datos según el tipo de roca, junto con la ubicación del Complejo Volcánico Tataro-San Pedro. Triángulos amarillos representan dieciséis escudos o estratovolcanes poligenéticos Cuaternarios (Hildreth et al., 2010).

Estudios exhaustivos relacionados a determinar las condiciones syn- o pre-eruptivas del volcanismo de este campo volcánico no se han realizado aún, particularmente relacionados al origen de los flujos de lava presentes, al mecanismo de ascenso de magma, junto con las condiciones del sistema magmático en general ni sobre los factores que determinan la configuración del sistema magmático y la amplia distribución de sus centros eruptivos. Esta ausencia de información representa una de las principales motivaciones para la realización de este estudio.

1.2 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El Campo Volcánico Laguna del Maule está ubicado en la zona cordillerana de la VII Región de Chile. Se emplaza abarcando unos 500 km², alrededor del lago del mismo nombre que se encuentra a 2162 m.s.n.m , a unos 150 km desde la ciudad de Talca y unos 22 km al oeste de la frontera con Argentina, entre las coordenadas 35°59'-36°11'S y 70°24'-70°35'W. El acceso terrestre a la zona es por la Ruta 115 hacia el Este desde el poblado de San Clemente, al que es posible acceder desde la Ruta 5 por un desvío desde la ciudad de Talca. El camino continúa hacia el Este bordeando y luego cruzando el Río Maule, donde sigue hasta entrar en la parte norte de Laguna del Maule, para seguir y cruzar la frontera por el Paso Pehuenche (Fig. 1.2), encontrándose pavimentado por todo su recorrido en el territorio chileno. No existen caminos oficiales hacia la parte Este, Oeste y Sur del campo volcánico, hasta donde se debe acceder a pie u otro medio.

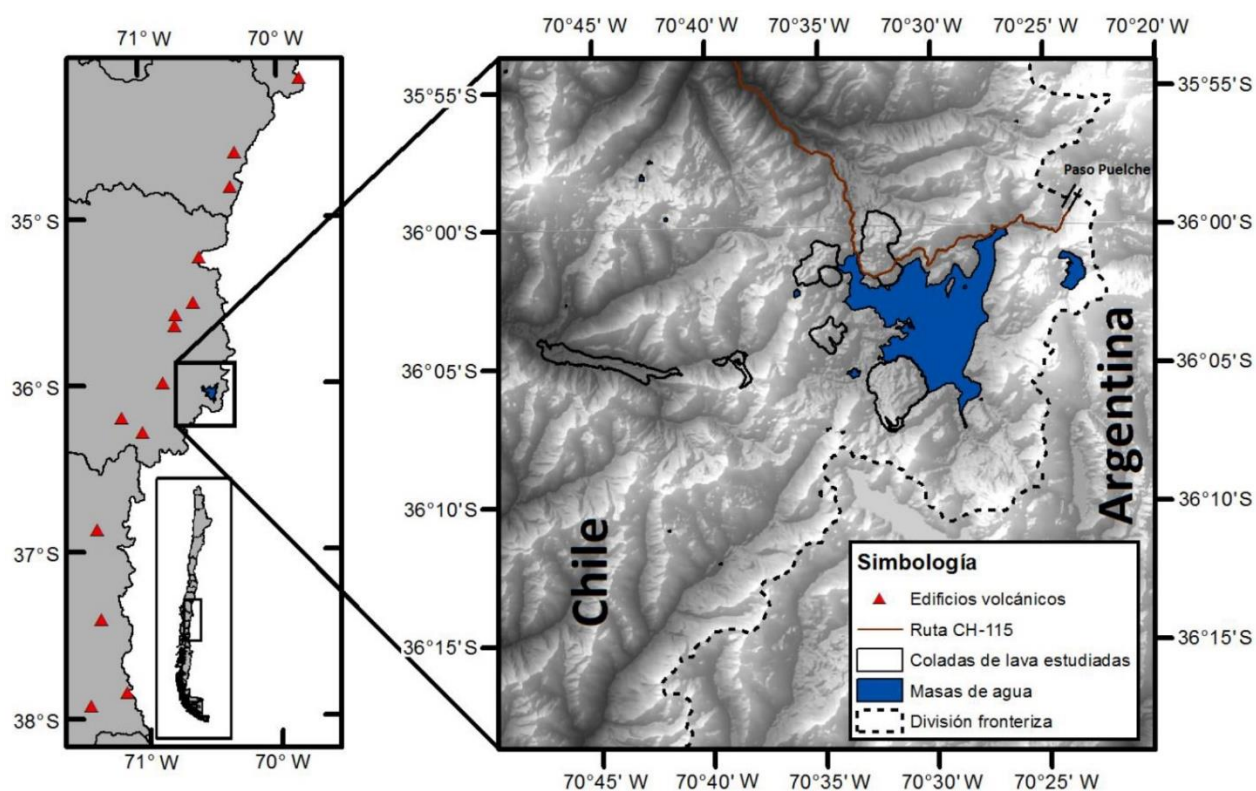


Fig. 1. 2. Ubicación del lago Laguna del Maule y vías de acceso. La línea roja representa la Ruta CH-115, única vía de acceso terrestre. Las unidades estudiadas están delimitadas en negro.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo principal

Determinar las características físicas y evolución temporal del sistema magmático alimentador del Campo Volcánico Laguna del Maule y los factores controladores del emplazamiento de las lavas post-glaciales.

1.3.2 Objetivos específicos

- (a) Determinar las condiciones termodinámicas pre-eruptivas de presión, temperatura, contenido de H₂O, fugacidad de oxígeno y composición del magma en el reservorio magmático, que dio origen al volcanismo post-glacial del CVLdM.
- (b) Identificar el tipo de reservorio magmático fuente de las lavas del volcanismo post-glacial del CVLdM.
- (c) Determinar la arquitectura y localización del reservorio magmático del CVLdM, en cuanto a extensión, geometría y profundidad.
- (d) Determinar las tasas eruptivas y velocidades de ascenso de las lavas post-glaciales.

1.4 HIPÓTESIS DE TRABAJO

Numerosas fuentes eruptivas cercanas con productos de similar composición, estilos eruptivos similares y bajo contenido de fenocristales pueden provenir desde una región de almacenamiento de magma en común, que es posible determinar estudiando las diferentes fases minerales presentes, ya que estas reflejan las condiciones termodinámicas y procesos magmáticos ocurridos desde el inicio de su formación.

Por otro lado, la morfología de los depósitos de lava generados por estas erupciones tienen una dependencia en el régimen dinámico de la colada, y por ende, a partir del análisis de la

morfología de los depósitos de flujos de lava, sus características reológicas y las características morfométricas y texturales, es posible determinar condiciones *syn*-eruptivas tales como tasas efusivas y velocidad de ascenso de magma.

La dinámica de ascenso de magma en una erupción efusiva está controlada por la sobrepresión del reservorio, así como también por la flotabilidad del magma. A su vez, esta dinámica de ascenso se ve reflejada directamente en la extrusión de lava.

Por lo tanto, vinculando las causas de ruptura desde el reservorio magmático, ascenso magmático y extrusión de lava, es posible generar un modelo de almacenamiento, ascenso, distribución y emplazamiento de flujos de lava que permita comprender el sistema magmático-volcánico presente en el Campo Volcánico Laguna Del Maule, entendiendo la dinámica eruptiva conjunta.

1.5 ESTRUCTURA DE ESTA TESIS

En este trabajo se estudiaron flujos de lava y domos pertenecientes a diferentes centros eruptivos del Campo Volcánico Laguna del Maule, ubicados en la mitad occidental de dicho campo volcánico. Para estudiarlas, se dividió el trabajo en lo atinente a las condiciones pre-eruptivas y a las condiciones *syn*-eruptivas dichas lavas, creando un modelo volcanológico-petroológico que da pie al entendimiento de las condiciones de almacenamiento magmático y la dinámica eruptiva que dieron origen a las erupciones, principalmente Holocenas, de la zona de estudio.

El presente capítulo corresponde a una introducción al tema de estudio donde se explican las motivaciones que llevaron a este estudio, se indican los accesos al área de estudio, se exponen los objetivos tanto principales como específicos del estudio, se describen las principales hipótesis de trabajo y se explica la distribución de esta tesis.

El Capítulo 2 corresponde al fundamento teórico de algunos aspectos relevantes y que pueden ser difíciles de comprender en una primera instancia, relacionados a la modelación del avance de los flujos de lava y determinación de las tasas efusivas. Además se explican aspectos relevantes respecto al estudio de anfíboles.

El Capítulo 3 corresponde a aspectos relevantes del marco geológico en el cual se desarrolla el campo volcánico.

El Capítulo 4 corresponde al manuscrito de un artículo científico en etapa de borrador, resultado de esta tesis, que será sometido a la revista *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Finalmente, el Capítulo 5 corresponde a las principales conclusiones, alcances y observaciones finales de esta tesis.

Capítulo 2

Fundamento teórico

Con el fin de facilitar el entendimiento de la modelación física de los flujos de lava y el comportamiento químico de los anfíboles magmáticos, ambos temas relevantes parte del desarrollo de esta tesis, se detallan en este capítulo las bases teóricas y aspectos puntuales que puedan resultar complejos de entender de ellos.

2.1 DINÁMICA DE FLUJOS DE LAVA

Los sistemas volcánicos son complejos en cuanto a su arquitectura. Comprender un sistema volcánico a cabalidad implica comprender tres cuestiones fundamentales que lo componen: (1) el sistema magmático en profundidad que provee el material a ser eruptado; (2) La dinámica de ascenso de magma desde el reservorio hasta superficie y los mecanismo que la conducen; (3) La dinámica de extrusión de lava que puede ser efusiva o explosiva, también como una combinación de ambos. Entonces, para estudiar la dinámica de los flujos de lava en la superficie terrestre, es necesario entender el origen y el mecanismo de ascenso del material eruptado, esencialmente centrándose en la dinámica de una erupción efusiva.

2.1.1 Ascenso de magma y extrusión de lava

Para estudiar la dinámica de los flujos de lava en la superficie terrestre, se hace necesario entender como este material es capaz de llegar a superficie. Algunos modelos de generación y ascenso de magma indican que la variación de presión en una la cámara magmática genera un decaimiento exponencial en la tasa efusiva (Scandone, 1979; Wadge, 1981), asumiendo que las dimensiones del conducto volcánico y las propiedades físicas de la lava no cambian a medida que el magma asciende, lo que sería raramente válido. Wadge (1981) describió como ocurre la descarga de magma en erupciones basálticas. Refiriéndose a los conceptos de: tasa eruptiva (Q_e), como la tasa de descarga volumétrica, promediada en el total de la mayor parte de una erupción; y tasa

efusiva (Q_f), como la tasa de flujo volumétrico de magma desde el volcán, en un instante determinado, por lo que esta debería ser medida desde la velocidad superficial y el área de la sección transversal de la lava fluyendo. Al multiplicar la tasa efusiva por la gravedad específica se obtiene el valor de la tasa de efusión de masa (Q_{fm}).

La tasa eruptiva es calculable después de la erupción, como $Q_e = V_e/T$, siendo V_e el volumen erupcionado, y T la duración de la erupción. Pero el volumen calculado en campo con el cual se calcula la tasa eruptiva, es el volumen del material solidificado y ampliamente desgasificado. En cambio la tasa efusiva utiliza volúmenes de magma todavía por encima de la curva del *solidus* y altamente inflados con gases exseltos, como lo asumió Thorarinsson (1968) en algunas erupciones islandesas, con un 50% de reducción de la tasa efusiva desde la fuente al flujo de lava, a una tasa de efusión de masa constante.

Tasa efusiva y flujo de volumen de magma

Wadge (1981) divide el comportamiento de la tasa efusiva en dos partes, separadas por el máximo valor de la misma (Fig. 2.1), las cuales son de flujo creciente (*waxing flow*) y flujo decreciente (*waning flow*).

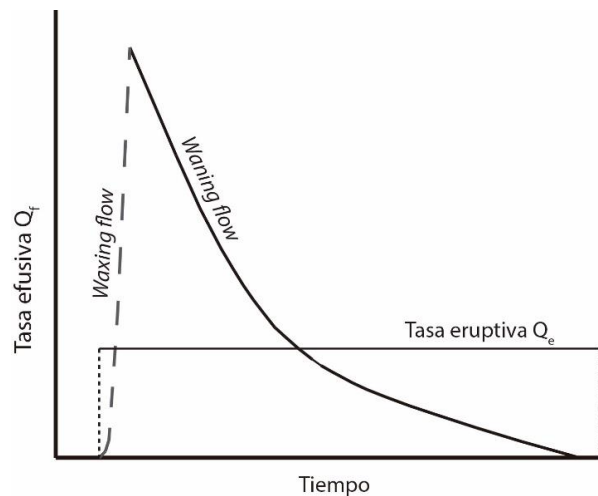


Fig. 2. 1. Variación de la tasa efusiva con el tiempo. Adaptado de Wadge (1981).

El periodo de *waxing flow* se caracteriza por un incremento de la tasa efusiva desde valores muy bajos de la misma en tan solo minutos u horas (Fig. 2.1). El factor que determina estos bajos valores en la tasa efusiva estaría el hecho de que el magma por si solo debe gastar energía propagando una fractura o *crack* a superficie por la intrusión forzada de magma al ascender,

enfriándose y aumentando su viscosidad en el trayecto. Las extremidades superiores del *crack* son muy probablemente llenadas con gases exsueles antes que con magma (Anderson, 1978), donde estos gases no tienen suficiente contenido de calor para aumentar la temperatura de la roca caja y aunque la erupción ya haya empezado, la velocidad de ascenso es inhibida por la pérdida de calor hacia las paredes. La tasa efusiva aumenta mientras las paredes del conducto, inicialmente frías, se aproximan al equilibrio termal con el flujo de magma.

Por otro lado, el periodo de *waning flow* es la parte dominante de una erupción efusiva. Refleja la liberación estable de energía almacenada en el sistema volcánico como un todo. Se caracteriza por una disminución exponencial en la tasa efusiva (Fig. 2.1), como se muestra en la relación:

$$Q(t) = Q_0 \exp(-t/\tau) \quad (2.1)$$

$$\text{con } \tau = \frac{12nhV_r}{K\omega^3l} \text{ y } Q_0 = \frac{K\Delta_0\omega^3l}{12nh}$$

Donde n es la viscosidad del magma, h es la altura del conducto o dique, V_r es el volumen de roca deformada elásticamente, K es el *bulk modulus* de las rocas del reservorio, ω es el ancho del conducto o dique, l es el largo del conducto o dique y $\Delta_0 = \Delta V/V_r$ es la fracción de cambio de volumen de la roca del reservorio si ΔV es el incremento de volumen del reservorio debido a un influjo de magma del mismo volumen (Fig. 2.2). En el caso de que se tenga el magma en un reservorio de tamaño fijo, los valores de K y V_r corresponderán al *bulk modulus* del magma y al volumen del reservorio respectivamente.

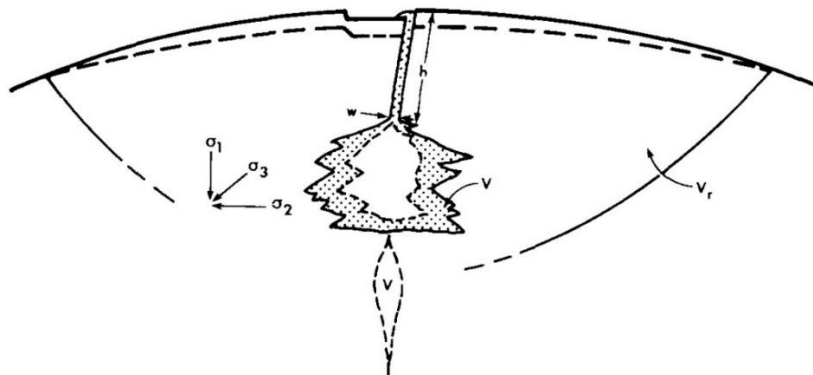


Fig. 2. 2. Ascenso de magma y sus gatillantes para erupciones efusivas. Un reservorio de magma subvolcánico dilata el volcán y propaga un conducto eruptivo hacia la superficie. El reservorio incrementa su volumen una cantidad V (área oscurecida), igual al volumen de magma que ingresa, comprimiendo la roca circundante un volumen V_r . La superficie del volcán se infla desde su condición inicial (línea discontinua) y el magma escapa vía un dique de altura h y ancho ω . Adaptado de Wadge (1981).

Esta expresión está dada para el caso de un dique, en donde el único gatillante de la erupción es la sobrepresión de la cámara magmática (Wadge, 1981). Esto fue estudiado postriormente con dos variantes significativas, al incorporarse al ascenso el factor de flotabilidad del magma y la geometría del conducto (Stasiuk and Jaupart, 1997).

Stasiuk & Jaupart (1997) describen el ascenso de magma, considerando un sistema magmático como muestra la Figura 2.3, donde la lava fluye desde un reservorio localizado a una profundidad L . El magma tiene una viscosidad dinámica constante μ_m y asciende a superficie a través de un conducto cilíndrico de radio constante R_c donde erupta sobre una superficie planar, acumulándose sobre la fuente eruptiva. En un régimen laminar donde el ancho del conducto es mucho menor que el largo las ecuaciones de movimiento resultan:

$$0 = \frac{\partial P}{\partial r} \quad (2.2)$$

$$0 = -\frac{\partial P}{\partial z} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(\rho_m \mu_m r \frac{\partial U}{\partial r} \right) - \rho_m g \quad (2.3)$$

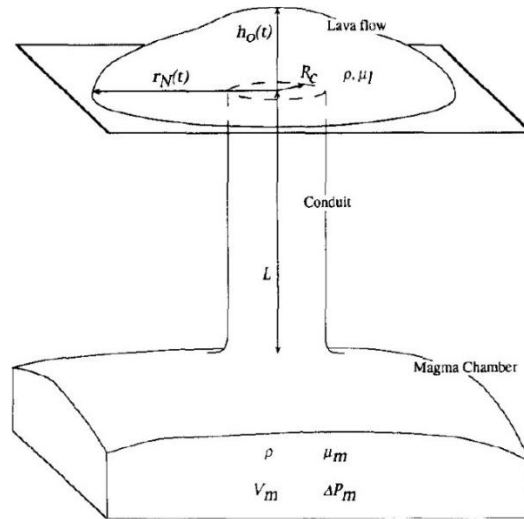


Fig. 2. 3. Geometría idealizada de un sistema volcánico. Adaptado de Stasiuk and Jaupart (1997).

Donde P es la presión del conducto, ρ_m es la densidad del magma, r el radio medido desde el eje del conducto, z es la coordenada vertical medida desde la cámara magmática, U es la velocidad del flujo y g es la aceleración de gravedad. Si se integra la Ecuación 2.3 dos veces con respecto a r con μ_m y ρ_m constantes, se determina el perfil radial de velocidad, luego el volumen de flujo es igual a:

$$Q = \int_0^{R_c} U 2\pi r dr \quad (2.4)$$

$$Q = \frac{\pi R_c^4}{8 \mu_m} \left(-\frac{dP}{dz} - \rho_m g \right) \quad (2.5)$$

La Ecuación 2.5 muestra que la presión varía linealmente con la profundidad, por lo que puede ser escrita como:

$$Q(t) = \frac{dV}{dt} = \frac{\pi R_c^4}{8 \mu_m} \left[\frac{P(0) - P(L)}{L} - \rho_m g \right] \quad (2.6)$$

Donde $P(0)$ es la presión en la base del conducto o el tope de la cámara magmática, y $P(L)$ es la presión en el tope del conducto o la base de la lava. Las presiones pueden ser escritas como:

$$P(0) = P_{atm} + \rho_m g h_0(t) \quad (2.7)$$

$$P(L) = P_{atm} + \rho_r g L + \Delta P(t) \quad (2.8)$$

Donde $h_0(t)$ es el espesor de la lava sobre la fuente eruptiva, $\Delta P(t)$ es la sobrepresión en la cámara magmática, P_{atm} es la presión atmosférica y ρ_r es la densidad de la roca caja.

2.1.2 Factores controladores del emplazamiento de lavas

La dinámica de un flujo de lava depende de muchos factores que controlan su emanación, avance y emplazamiento, junto con su morfología y dimensiones. Para identificar y comprender los factores que controlan la dinámica de los flujos de lava, se hace necesario crear modelos que sean capaces de describir y predecir el comportamiento de los mismos a partir de dichos factores.

Tomando lo anterior, es directo que la morfología de los depósitos dejados por un flujo de lava luego de ser extruido depende del régimen dinámico de la colada de lava. A su vez, este régimen depende de factores como la tasa de extrusión, la reología del magma, la magnitud del flujo de calor superficial en la colada de lava, la cantidad de enfriamiento requerido para solidificar la superficie del flujo y la topografía de la región (Fink and Griffiths, 1992), los que se pueden dividir entre factores intrínsecos al flujo y factores extrínsecos o del ambiente.

Reología y parámetros internos de los flujos de lava

La reología es el estudio del comportamiento deformacional y propiedades fluidas de cuerpos al ser sometidos a esfuerzos. La reología de un fluido es descrita por una ecuación que

relaciona el *stress* aplicado y la tasa de deformación o *strain rate*, donde la relación entre ambas variables depende del origen y tipo de fluido que se estudie. Cuando la relación entre ambas variables para un fluido dado es una función lineal, a este se le llama fluido Newtoniano (Fig. 2.4), como es el caso de los fundidos silicatados:

$$\tau = \mu \dot{\gamma} \quad (2.9)$$

Donde τ es el *stress* aplicado, $\dot{\gamma}$ es el *strain rate* y μ representa la viscosidad del fluido. Shaw (1972) propuso una ecuación para determinar la viscosidad de fundidos como una función de la temperatura, para fundidos cercanos a la temperatura del *líquidus* (Ec. 2.10) y luego Giordano et al. (2008) propusieron una ecuación para determinar la viscosidad de fundidos a más bajas temperaturas (Ec. 2.11):

$$\mu(T) = A_1 e^{\frac{Q}{RT}} \quad (2.10)$$

$$\log \mu = A_2 + \frac{B}{T(K)-C} \quad (2.11)$$

Donde A_1 es una constante, Q es la energía de activación de un fluido viscoso, R es la constante de los gases, A_2 representa el valor del límite de $\log \mu$ a alta temperatura, B y C son constantes que dependen de la composición del fundido, incluyendo los volátiles.

Pero las lavas están compuestas no solo por fundido silicatado y volátiles, sino que también presentan cristales en suspensión, lo que modifica el comportamiento reológico de las mismas respecto a la Ecuación 2.9. Robson (1967) y luego Shaw (1969) fueron de los primeros en proponer que las lavas cristal-soportadas se comportan como fluidos de tipo Bingham (Fig. 2.4), cuyo comportamiento responde a la ecuación:

$$\tau = \tau_0 + \mu_p \dot{\gamma} \quad (2.12)$$

Donde τ_0 corresponde la mínima cantidad de *stress* necesario para que el fluido se deforme permanentemente o *yield strength*, y μ_p corresponde a la viscosidad plástica.

Por otro lado tenemos un modelo más general, que toma en cuenta ambos casos anteriores, para describir el comportamiento reológico de un fluido, y que aplica para el caso de lavas cristal-soportadas, es el de un fluido tipo Herschel-Bulkley (Fig. 2.4) (Herschel and Bulkley, 1926), descrito por:

$$\tau = \tau_y + K\dot{\gamma}^n \quad (2.13)$$

Donde τ_y representa el *yield strength*, K representa la consistencia del fluido y n es una constante.

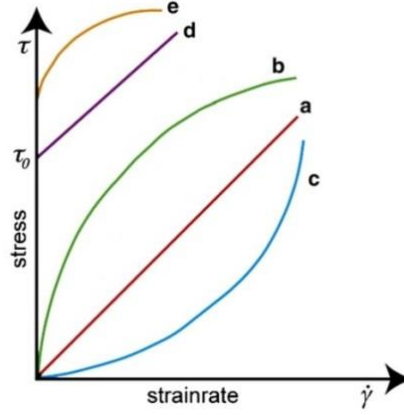


Fig. 2. 4. Curvas de stress de cizalle versus tasa de deformación. (a) Fluido Newtoniano, (b) Fluido Pseudoplástico, (c) Fluido Dilatante, (d) Fluido tipo Bingham, (e) Fluido tipo Herschel-Bulkley, fluido plástico. Adaptado de Mader et al. (2013).

Castruccio et al. (2010) obtuvieron de manera experimental, con cristales de azúcar en caramelo, ecuaciones que permiten determinar los parámetros τ_y , K y n en la relación de Herschel-Bulkley, dependiendo del contenido de cristales (ϕ), siendo estos parámetros:

$$K(\phi) = K_0 \left(1 - \frac{\phi}{\phi_m}\right)^{-2.3} \quad (2.14)$$

$$n(\phi) = \begin{cases} 1 & \phi \leq \phi_c \\ 1 + 1.3 \left(\frac{\phi_c - \phi}{\phi_m}\right) & \phi > \phi_c \end{cases} \quad (2.16)$$

$$\tau_y(\phi) = \begin{cases} 0 & \phi \leq \phi_c \\ D(\phi - \phi_c)^8 & \phi > \phi_c \end{cases} \quad (2.15)$$

Donde D es una constante de valor $5 \cdot 10^6$ [Pa], ϕ_m es el empaquetamiento máximo, ϕ_c es la fracción de cristales cuando comienza a ocurrir el comportamiento no Newtoniano, y está empíricamente dado por:

$$\phi_c = 0.44\phi_m \quad (2.17)$$

Velocidad de avance y tasa eruptiva

Se puede describir el avance de una colada de lava por un plano inclinado como un flujo cuyo movimiento está controlado solo por la fuerza gravitatoria, de esta manera el stress aplicado resulta:

$$\tau = z\rho g \text{sen}(\beta) \quad (2.18)$$

Donde z representa la coordenada vertical del flujo con origen en la superficie del mismo, ρ es la densidad promedio del flujo, g es la aceleración de gravedad y β es la inclinación del plano de descenso respecto a la horizontal.

Además se tiene que la deformación en el flujo se relaciona con la velocidad según:

$$\dot{\gamma} = -\frac{du}{dz} \quad (2.19)$$

con u la velocidad del flujo en dirección paralela al plano de avance.

Considerando la reología del flujo como una reología del tipo Herschel-Bulkley, se tiene, combinando las ecuaciones 5, 10 y 11, la expresión:

$$\frac{du}{dz} = \left(\frac{z\rho g \text{sen}(\beta) - \tau_y}{K} \right)^{\frac{1}{n}} \quad (2.20)$$

Donde se debe cumplir que $z\rho g \text{sen}(\beta) > \tau_y$ para que la expresión tenga sentido ya que, de manera contraria, la lava no alcanza la altura mínima para seguir avanzando, por lo que se detiene. Integrando la expresión anterior, se tiene que la velocidad promedio del flujo de lava viene dada por (Castruccio et al., 2010):

$$\bar{u} = \frac{H^2 \rho g \text{sen}(\beta)}{3K} \left(\frac{3n}{H^3(n+1)} \left(\frac{\rho g \text{sen}(\beta)}{K} \right)^{\frac{1-n}{n}} \right) \left(H(H - h_c)^{\frac{n+1}{n}} - \frac{n}{2n+1} (H - h_c)^{\frac{2n+1}{n}} \right) \quad (2.21)$$

Donde H es el espesor del flujo, ρ es la densidad, g es la aceleración de gravedad, β es el ángulo de pendiente y $h_c = \frac{\tau_y}{\rho g \text{sen}(\beta)}$ la altura crítica (Dragoni et al., 1986).

A partir de la expresión de la velocidad promedio, es posible estimar la tasa eruptiva asumiendo una sección transversal rectangular del flujo de altura H y ancho ω , obteniéndose:

$$Q_e \approx \bar{u}H\omega \quad (2.22)$$

Factores externos

El principal factor externo que afecta la morfología y avance de una colada de lava es la inclinación de la superficie de avance, pero está dentro de los factores que menos influye en su emplazamiento. Según Walker (1973), el ángulo de inclinación de la topografía tiene una baja influencia en el largo de la colada de lava, comparado con los otros factores mencionados. Ahora bien, si afecta en el ancho de esta, donde para la mayoría de las coladas de lava, el ancho tiende a ser mayor cuanto menor sea el ángulo de inclinación de la superficie (β), es decir, son inversamente proporcionales (Hulme, 1974). Mientras por otro lado, el espesor de la mayoría de las coladas tiene un comportamiento también inverso respecto al ángulo de inclinación de la superficie, que se denota muy bien para lavas del tipo basálticas, pero para lavas de tipo más ácidas tiende a no ser tan evidente (Fig. 2.5a).

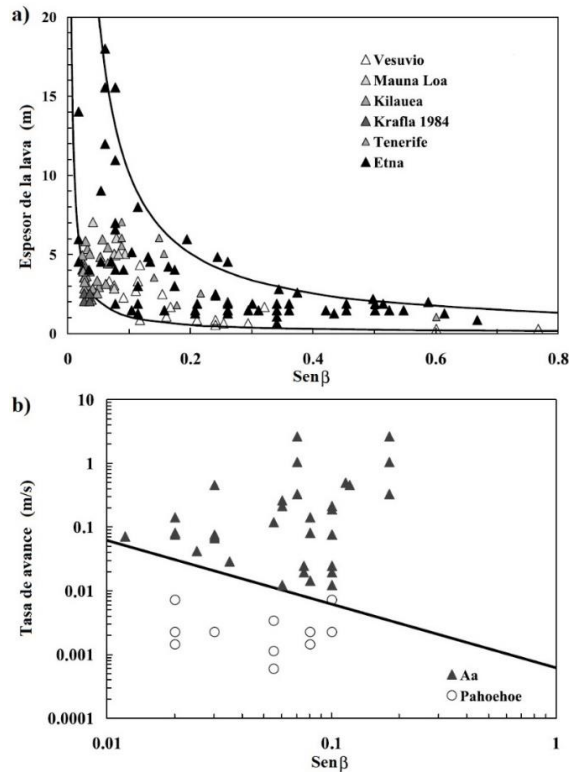


Fig. 2. 5. Relación del ángulo de pendiente del terreno con otros parámetros. (a) espesor de la colada de lava. (b) tasa de avance de la colada de lava. Adaptado de Kilburn (2004).

Kilburn (2004) muestra además que para lavas más rugosas, es decir de tipo aa, la tasa de avance de la colada de la lava tiende a aumentar sutilmente a medida que aumenta el ángulo de inclinación, mientras que para lavas del tipo pahoehoe este valor va disminuyendo (Fig. 2.5b).

2.1.3 Volcanismo ácido

Las erupciones volcánicas de magmas evolucionados o ácidos, están comúnmente relacionadas a erupciones explosivas violentas, siendo las lavas un producto común en ellas pero que se encuentra asociado al que cubre en general la mayor área, los productos de origen piroclástico. La efusión de lavas riolíticas permació sin ser monitoreadas hasta la erupción del volcán Chaitén en 2008-2009 (Castro and Dingwell, 2009; Alfano et al., 2011; Bernstein et al., 2013; Pallister, 2013), y el Cordón Caulle en 2011-2012 (Castro et al., 2013; Tuffen et al., 2013). A su vez, este tipo de producto efusivo ácido se presenta a veces como un estado intermedio, llamado *coulée*, entre dos tipos de morfología comunes: los domos lávicos y las coladas de lava.

Domos

Los domos son una morfología que se forma por la acumulación de lava de viscosidad elevada sobre el centro emisor, manteniendo una forma de cúpula o domo, con pendientes pronunciadas y un contorno circular u ovalado, por este motivo son un tipo de morfología que comúnmente se encuentra en volcanismo intermedio o evolucionado.

La extrusión de los domo de lava puede estar controlada por dos factores. Por un lado, está el factor de origen termal, donde el emplazamiento de un domo está controlado por el enfriamiento del material, generando una corteza superficial que, en algún momento, provocará el cese del crecimiento del mismo (Fink and Griffiths, 1990). Por otro lado, está el principal proceso controlador de la extrusión de las lavas de composición intermedia a ácida (Sparks et al., 2000), la presión, donde al ascender el magma este exsuelve volátiles, provocando el gradual aumento de la viscosidad del material debido a la cristalización. El proceso de emplazamiento de estos domos puede ocurrir mediante dos tipos de régimen: exógeno y endógeno.

El régimen exógeno (Williams, 1931) consiste en una repetida extrusión de lava directamente a la superficie del domo, sobre lo ya extruido, a través de una abertura superficial en la corteza de lava (Fig. 2.6) por este motivo, son compuestos, al estar formados por distintas

extrusiones de lava. De esta manera, el magma extruido está en contacto directo con el ambiente externo, por lo que se favorece la liberación de volátiles, reduciendo la probabilidad de una erupción explosiva (Fink, 1993).

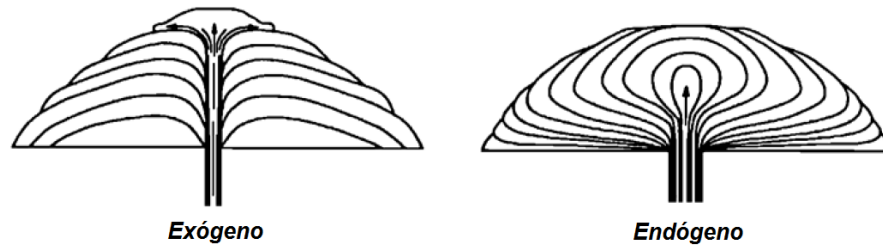


Fig. 2. 6. Tipos de desarrollo de un domo: exógeno y endógeno. Adaptado de Fink (1993).

En el régimen endógeno (Williams, 1931), la extrusión ocurre de manera que el nuevo material lleva a nivel de superficie pero se emplaza bajo la cubierta de lava anteriormente extruida, provocando el crecimiento del domo por una expansión del material, produciendo que el nuevo magma se mantenga en sobrepresión, manteniendo los volátiles disueltos, inhibiendo de esta manera una erupción explosiva hasta que el material de la corteza externa se fracture conduciendo a una erupción explosiva por la exsolución de dichos volátiles (Fink, 1993).

Blake (1990) describe cuatro tipos de domo de acuerdo a su morfología y mecanismo de emplazamiento: domos tipo tapón elevado o *upheaved plugs*, domos peleanos, domos bajos y domos tipo *coulée* (Fig. 2.7).

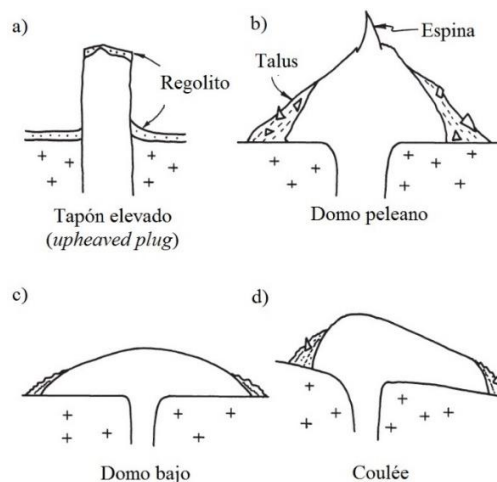


Fig. 2. 7. Tipos de domo y su morfología. Adaptado de Blake (1990).

Los domos tipo tapón elevado o *upheaved plugs* (Fig. 2.7a), se forman al elevarse un cuerpo de lava muy viscosa de manera vertical, teniendo una altura que excede varias veces su radio,

asemejando el conducto. Esto ocurre al no deformarse lateralmente la lava por tener un *yield strength* elevado, pero cuya morfología no es estable por lo que tienden a colapsar.

Los domos peleanos (Fig. 2.7b) tienen en su cima peñascos y espinas de roca que sobresalen desde un empinado collar de detritos y en su base un anillo de detritos (*talus*) que domina esta morfología, dándoles una forma piramidal o cónica. Crecen episódicamente sobre muchos meses o años pero también sufren eventos destructivos mayores. Durante sus periodos de crecimiento, altas espinas se alzan en la cima del domo y magma fluido puede salir por fisuras, generando un crecimiento exógeno. Estas espinas se generan de manera análoga a los *upheaved plugs* mencionados anteriormente. La desintegración de las espinas y corteza lleva a la acumulación de brechas de desmorone que forman el anillo de detritos. También sufren de explosiones gatilladas por el colapso de un segmento del domo, exponiendo el magma caliente a la presión atmosférica. Si se tienen repetidas secuencias de crecimiento y destrucción, en muchos años se puede generar un edificio de algunos cientos de metros, pero que en general no crecen mucho.

Los domos bajos (Fig. 2.7c) son extrusiones de lava de forma achatada y redonda, con un perfil suave. Se forman por un magma de menor viscosidad que los domos anteriores, al suministrarse magma continuamente lo que provoca un inflamamiento, que fuerza al domo a expandirse bajo su propio peso, formándose entonces por un proceso de crecimiento endógeno. Presentan una superficie irregular con una corteza muy fragmentada formada por bloques de lava.

Por último, los *coulées* (Fig. 2.7d) son una transición entre los domos bajos y las coladas de lava. Sus propiedades reológicas son tales que la lava puede fluir por una pendiente, formando una colada de lava, antes que construir un domo bajo simétrico, pero presenta características morfológicas de ambos. De esta manera, para la formación de un *coulée*, se necesita de una pendiente en el terreno que permita el flujo del material al momento de la extrusión del material. El conjunto de condiciones físicas necesarias para la formación de un *coulée* serán analizadas con mayor detalle en la sección siguiente.

Coladas de lava en bloque y coulées

Las coladas de lava ácida tienden a acumularse alrededor del centro emisor, pero sin embargo, a pesar de que estas avanzan muy lentamente, son capaces de alcanzar grandes distancias

si su temperatura interior se mantiene elevada, ocurriendo esto cuando el volumen de material que lo envuelve es significativo (De Silva et al., 1994).

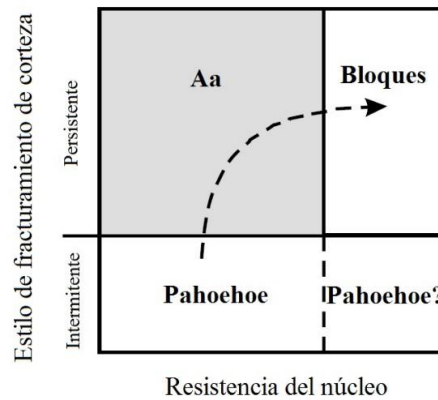


Fig. 2. 8. Tipos de regímenes de lava. Se distinguen por el estilo de fracturamiento de corteza y por si el enfriamiento es o no esencial antes de que una superficie se pueda romper. Lavas pahoehoe y aa tienen núcleos inicialmente fluidos, con baja resistencia, por lo que la superficie debe enfriarse para formar una corteza que pueda romperse, la corteza se rompe intermitentemente para las lavas pahoehoe y persistentemente para lavas aa. Adaptado de Kilburn (2004).

Su manera común de presentarse es como una colada de lava en bloque, las que se caracterizan por tener una superficie cubierta de fragmentos angulosos. Estos fragmentos se forman por el fracturamiento superficial del material mientras el flujo avanza, al tener estos flujos una resistencia inicial alta, se haya o no formado una corteza significativa producto del enfriamiento, formando la colada de lava en bloques como una transición desde lavas tipo aa cuando el núcleo de la lava se autobrechiza completamente (Fig. 2.8).

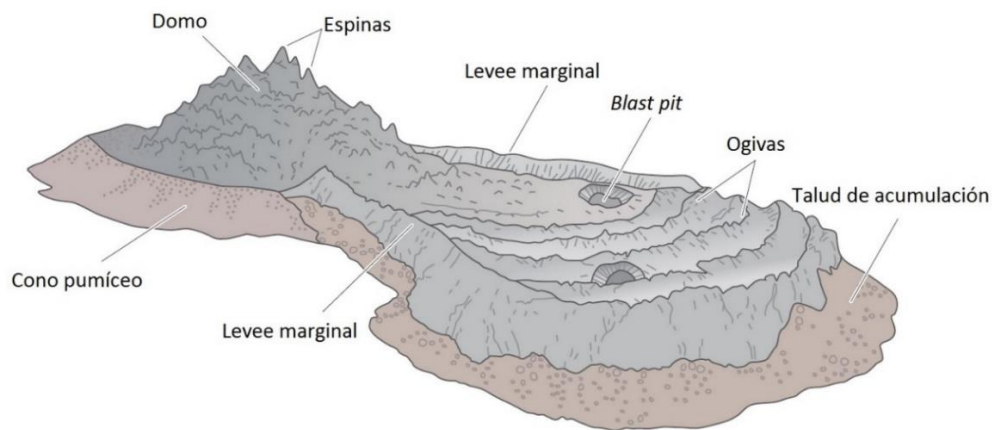


Fig. 2. 9. Partes de un flujo de lava ácido o coulée. Adaptado de Lockwood and Hazlett (2010).

La superficie de un flujo alto en sílice típico comúnmente presenta *ridges* y depresiones en forma de arrugas llamadas ogivas (Fig. 2.9) muy similares a las que se presentan en glaciares, con alturas de 10-20 m, las que se forman al enfriarse el frente del flujo mientras el *melt* continúa

extruyendo desde el conducto, donde las fuerzas de compresión fuerzan al frente del flujo a torcerse y deformarse mientras el material adicional se acumula tras la parte estancada del flujo. Cercano al a fuente, el movimiento de la parte central del flujo continua luego de la consolidación de los márgenes, formando **levées** mientras el nivel del flujo pendiente arriba se mantenga descendiendo mientras se propaga la lava.

Los *coulées* son flujos de lava que se forman a partir de la formación de un pequeño domo, el cual comienza a deformarse en la dirección de mayor inclinación al crecer, ocurriendo la transición de domo a *coulée* cuando el radio del domo satisface la relación (Blake, 1990):

$$R > \frac{h_0}{\text{sen}^2(\theta)} \quad (2.23)$$

Donde R es el radio del domo, h_0 es el largo de escala natural o $h_0 = \tau_0/\rho g$ (con τ_0 el *yield strenght*, ρ la densidad del flujo y g la aceleración de gravedad) y θ es el ángulo de pendiente del terreno.

Esto ocurre, cuando al formarse un domo sobre una superficie con pendiente, el *stress* generado por el peso del material acumulado más la presión atmosférica es menor que la sobrepresión generada en la cámara magmática que provoca la erupción, es decir:

$$\Delta P > P_{atm} + \rho gh \quad (2.24)$$

Donde ΔP es la sobrepresión en la cámara magmática, P_{atm} es la presión atmosférica y h es la altura del domo (Fig. 2.10).

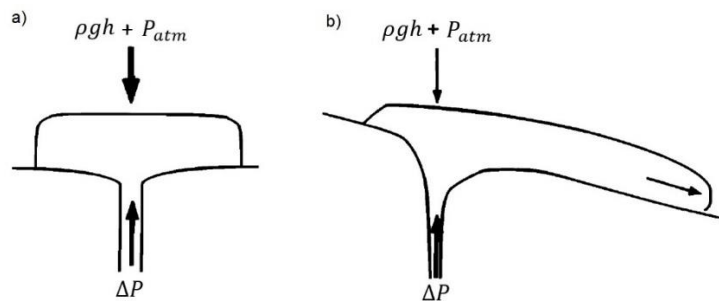


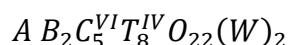
Fig. 2. 10. Esquema de desarrollo de un domo versus un coulée. (a) un plano (b) una topografía inclinada. El largo de las flechas indica las magnitudes relativas de presión. Notar que en la figura de la izquierda, una vez que se alcanza una altura crítica se excede la sobrepresión de cámara magmática y la erupción no continúa; en cambio en la figura de la derecha nunca se alcanza una altura crítica porque la lava está continuamente en movimiento, alejándose de la fuente eruptiva. Adaptado de De Silva et al. (1994).

2.2 ANFÍBOLES MAGMÁTICOS

Los anfíboles pueden ser una herramienta útil para determinar condiciones termodinámicas de almacenamiento de magma, así como también procesos de evolución y migración del mismo. Para poder inferir estos procesos por medio del estudio de esta fase mineral, es necesario entender aspectos de su estructura cristalina, así como también los factores que controlan su composición química. A continuación se muestran los aspectos relevantes para poder llevar a cabo un buen estudio basado en estos minerales.

2.2.1 Fórmula estructural

La fórmula estructural de los anfíboles puede ser escrita según Hawthorne et al. (2007) como:



Donde los sitios estructurales pueden contener los siguientes cationes y aniones:

Sitio A: Na, K, □, Ca, Li

Sitio B: Na, Li, Ca, Mn²⁺, Fe²⁺, Mg

Sitio C: Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Al, Fe³⁺, Mn³⁺, Ti⁴⁺, Li

Con menor: Zn, Ni²⁺, Co²⁺, V³⁺, Sc, Cr³⁺, Zr

Sitio T: Si, Al, Ti⁴⁺

Sitio W: (OH), F, Cl, O²⁻

La cantidad de un elemento que entra en cada sitio estructural está dado calculando su química estructural desde la química total, la cual puede obtenerse mediante el análisis con microsonda electrónica (EMPA). Esta cantidad de elemento, una vez calculada su fórmula estructural, se entrega en unidades de a.p.f.u. (*atoms per formula units*) o átomos por unidad de fórmula. Cabe señalar que el método más utilizado para el cálculo de la fórmula estructural de un anfíbol está dado sobre la base de 23 oxígenos y 13 cationes, por lo que de aquí en adelante se utilizará esta base de cálculo para referirse a cualquier cálculo de fórmula estructural.

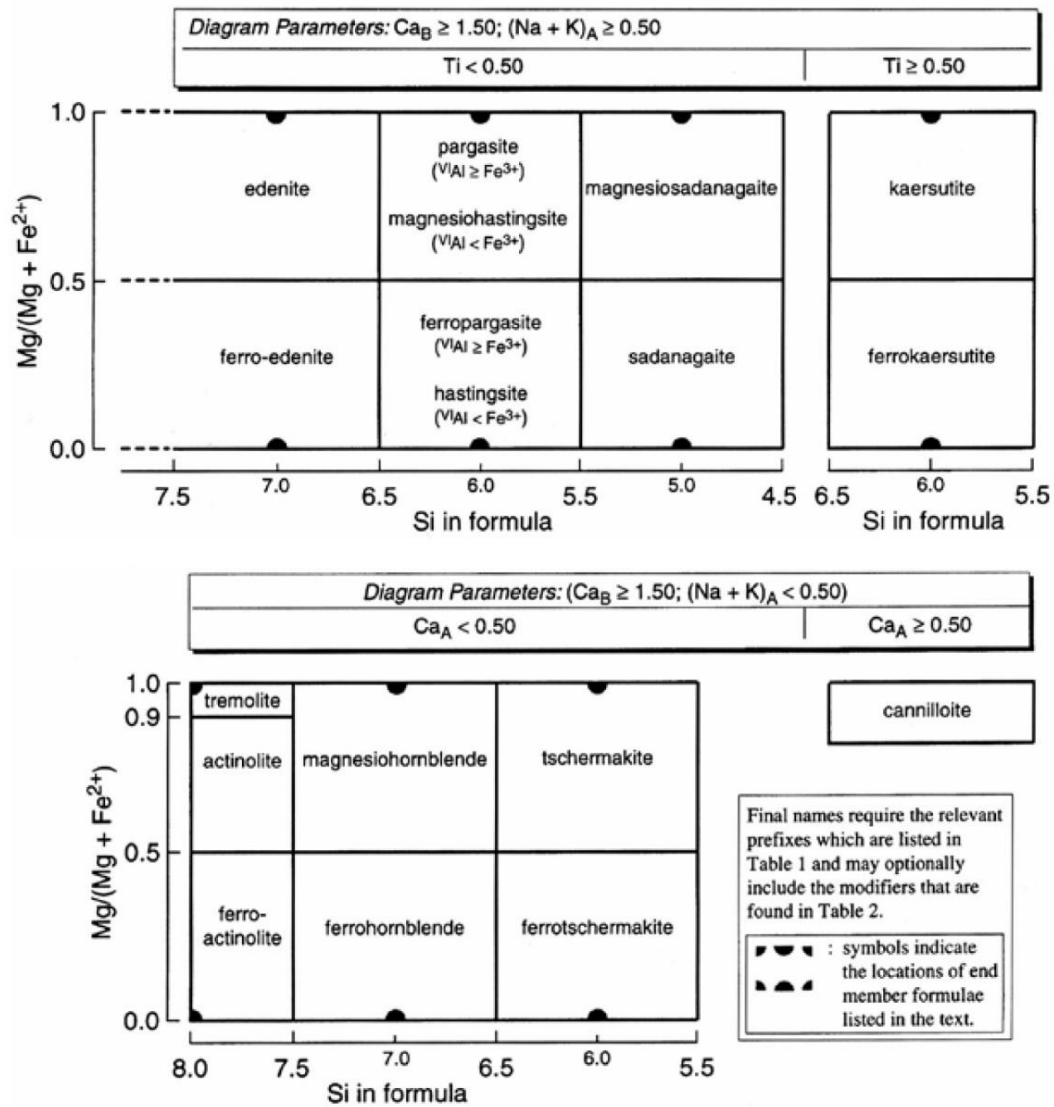


Fig. 2. 11. Clasificación de anfíboles cálcicos. Esta clasificación está dada sobre la base del contenido de Si a.p.f.u. y Mg#, considerando los parámetros para el uso del diagrama en los cuadros superiores de cada diagrama. Diagrama de Leake et al. (1997) tomado de Hawthorne et al. (2007).

Para clasificar los anfíboles se utiliza la química estructural obteniéndose la fórmula química del anfíbol analizado, donde su clasificación según fórmula química está dada por el tipo y cantidad de cationes que entran en el sitio estructural *B*, y son:

Grupo 1: ${}^B(\text{Mg, Fe, Mn, Li}) \geq 1.5$ a.p.f.u.

Anfíboles magnesio-ferromagnesiano-líticos

Grupo 2: ${}^B(\text{Mg, Fe, Mn, Li}) \leq 0.5$, ${}^B(\text{Ca, Na}) \geq 1.5$ y ${}^B(\text{Na}) < 0.5$ a.p.f.u.

Anfíboles cálcicos

Grupo 3: ${}^B(\text{Mg, Fe, Mn, Li}) \leq 0.5$, ${}^B(\text{Ca, Na}) \geq 1.5$ y $0.50 < {}^B(\text{Na}) < 1.5$ a.p.f.u.

Anfíboles sódico-cálcicos

Grupo 4: ${}^B(\text{Mg, Fe, Mn, Li}) \leq 0.5$ y ${}^B(\text{Na}) \geq 1.5$ a.p.f.u.

Anfíboles sódicos

Grupo 5: $0.5 < {}^B(\text{Mg, Fe, Mn, Li}) < 1.5$ y $0.5 \leq {}^B(\text{Ca, Na}) < 1.5$ a.p.f.u.

Anfíboles sódico-cálcico-magnésico-férrico-manganesico-líticos

Para el caso de los anfíboles magmáticos, al ser de mayor temperatura, tienden a pertenecer al grupo de anfíboles cálcicos (Grupo 2). Esto anfíboles se clasifican según Leake et al. (1997; 2003) como muestra la Figura 2.11.

2.2.2 Variaciones en la composición química

La composición química de los anfíboles es muy variable y a su vez sensible a variaciones en muchos parámetros del fundido desde el cual están cristalizando, tales como la composición del fundido, la temperatura, la presión, el contenido de volátiles, estado de oxidación del fundido y las fases minerales que co-cristalizan (De Angelis et al., 2013; Kiss et al., 2014). Sin embargo, es posible inferir diferentes procesos magmáticos entendiendo los controles sobre la composición química de esta fase mineral.

Si y Al^{IV}

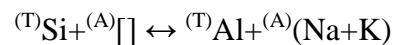
El contenido de Si y Al en un anfíboles está determinado por el contenido de Si y Al del fundido desde el cual cristalizan. Un incremento en la actividad de sílice en el fundido incrementa la el contenido de sílice en el anfíbol (Blundy and Holland 1990). En consecuencia a esto, el contenido de alúmina en el sitio tetraédrico (*T*) del anfíbol decrece. Es así como el contenido de Al^{IV} del anfíbol puede ser visto como un índice de diferenciación magmático (Ridolfi et al., 2010), al comportarse inversamente proporcional al Si magmático.

Mg# o Mg/(Mg+Fe²⁺)

El número de magnesio puede ser utilizado como un indicador del grado de diferenciación del magma. Estudios han mostrado (Kiss et al., 2014) que anfíboles cristalizados desde magmas más ácidos tienen bajo contenido de Al^{IV} y bajo Mg#. A su vez, anfíboles cristalizados desde magmas máficos tienen un mayor contenido de Al^{IV} y mayor Mg#. Así, una tendencia decreciente de Mg# versus Al^{IV} en los anfíboles se espera de un proceso de diferenciación magmática donde cristalice esta fase mineral. Adicionalmente se ha detectado que inputs magmáticos más primitivos generan un aumento en la tendencia composicional de Mg# versus Al^{IV}, detectado en varios sistemas magmáticos en el mundo (Kiss et al., 2014 y referencias al interior).

A(Na+K) y sustitución edenita

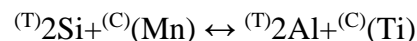
El contenido de álcalis en el sitio A de los anfíboles puede variar por el actuar de una sustitución acoplada denominada sustitución edenita, la cual está dada por la ecuación química:



Es así como la correlación positiva entre A(Na+K) y Al^{IV} determina que esta sustitución está activa en el proceso de formación y crecimiento de los cristales de anfíbol.

C(Ti) y sustitución Ti-tschermakita

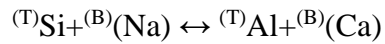
El contenido de Ti en el sitio C de los anfíboles puede variar por el actuar de una sustitución acoplada denominada sustitución Ti-tschermakita, la cual está dada por la ecuación química:



Es así como la correlación positiva entre C(Ti) y Al^{IV} determina que esta sustitución está activa en el proceso de formación y crecimiento de los cristales de anfíbol.

B(Ca) y sustitución plagioclasa

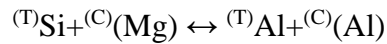
El contenido de Ca en el sitio B de los anfíboles puede variar por el actuar de una sustitución acoplada denominada sustitución plagioclasa, la cual está dada por la ecuación química:



Es así como la correlación positiva entre ${}^B(\text{Ca})$ y Al^{IV} determina que esta sustitución está activa en el proceso de formación y crecimiento de los cristales de anfíbol.

Al^{VI} y sustitución Al-tschermakita

El contenido de Al en el sitio C de los anfíboles, o Al^{VI} , puede variar por el actuar de una sustitución acoplada denominada sustitución Al-tschermakita, la cual está dada por la ecuación química:



Es así como la correlación positiva entre Al^{VI} y Al^{IV} determina que esta sustitución está activa en el proceso de formación y crecimiento de los cristales de anfíbol.

Sustituciones acopladas y su control por variables intensivas

Estudios han mostrados que estas sustituciones son sensible a ciertas variables intensivas. Para el caso de las sustituciones edenita, Ti-tschermakita y plagioclasa, estarían en primer orden controladas por la temperatura del magma, pero en el caso de la sustitución Al-tschermakita se vería controlada por la presión (e.g. Johnson and Rutherford, 1989; Blundy and Holland, 1990; Ernst and Liu, 1998; Bachmann and Dungan, 2002; Rutherford and Devine, 2003). Además de estos controles, algunas de estas sustituciones se verían controladas por otras variables en segundo orden. En el caso de la sustitución Ti-tschermakita, se vería controlada también por la presión y la actividad de H_2O del magma (Adam et al., 2007). De esta misma forma, la sustitución plagioclasa puede estar controlada por la composición de las otras fases cristalinas, principalmente el contenido de An de las plagioclasas co-cristalizadas (Blundy and Holland, 1990; Holland and Blundy, 1994; Shane and Smith; 2013).

A pesar de la variabilidad de parámetros intensivos que pueden influir en la composición química de los anfíboles, estos pueden ser una herramienta útil para inferir procesos magmáticos si se es capaz de determinar los parámetros que influyen mayormente, lo que dependerá de análisis paralelos como la determinación de las condiciones de T, P, H_2O , $f\text{O}_2$ del magma y el contenido de An de las plagioclasas.

Capítulo 3

Marco geológico

3.1 INTRODUCCIÓN

La geología de la zona fue estudiada en trabajos previos realizados en el campo volcánico en cuanto a la identificación de unidades geológicas y mapeo principalmente por González-Ferrán & Vergara (1962), Drake (1976) y Muñoz & Niemeyer (1984). Munizaga (1978) y Frey et al. (1984) estudiaron el campo volcánico en relación a petrología y geoquímica, quienes realizaron un exhaustivo estudio respecto a la historia eruptiva del campo volcánico, abarcando evolución petrológica y caracterizaron químicamente el campo volcánico. Hildreth et al. (2010) presentan el trabajo más completo realizado en cuanto a la geología del campo volcánico, definiendo y describiendo las diferentes unidades que se muestra a continuación.

3.2 CONFIGURACIÓN TECTÓNICA Y BASAMENTO

La posición del CVLdM respecto a referencias tectónicas del lugar, indica que está ubicado a unos 330 km al Este de la fosa generada por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, a unos 130-150 km de la zona sismogénica de Benioff y 40-50 km sobre el Moho continental (Campos et al., 2002; Yuan et al., 2006; Gilbert et al., 2006; Heit et al., 2008; Hildreth et al., 2010), presentando una subducción normal con un ángulo entre 20°-30° en este segmento del margen, alrededor de los 36°S.

El arco volcánico Cuaternario (Fig. 1.2) a la latitud del CVLdM tiene 60 km de ancho, mientras la Cordillera Principal tiene 160 km de ancho, extendiéndose 60 km al Oeste y 40 km al Este del arco volcánico. De esta manera, a la latitud del campo volcánico, el segmento Este de la Cordillera Principal forma parte de la faja plegada y corrida de escama gruesa de Malargüe, donde más al Este, desde unos 70 hasta unos 220 km desde la frontera sobre las pampas argentinas, se encuentran los campos volcánicos extensionales de Llancanelo y Payún Matru, los que están conformados por lavas alcalinas máficas de volcanismo intraplaca del Plioceno y Cuaternario.

Las rocas volcánicas Cuaternarias del campo Laguna del Maule sobreyacen rocas volcanogénicas Terciarias, entre las que se encuentran (Vergara and Muñoz, 1982; Muñoz and Niemeyer, 1984; Jordan et al., 2001; Burns et al., 2006): (1) Estratos sedimentarios volcanoclásticos no-marinos plegados, principalmente unidades fluviales epiclásticas y lacustres, con unidades volcánicas y piroclásticas menores interdigitadas, todas con un espesor de 2 km agrupadas como la Formación Cura-Mallín de edades del Oligoceno tardío y Mioceno temprano, cuya cuenca corresponde una cuenca de intra-arco; (2) Lavas andesíticas y máficas, tobas y brechas estratificadas, y rocas sedimentarias volcanoclásticas subordinadas, todas agrupadas como la Formación Tara-Tara de 1 km de espesor, plegada y con edades entre 19-10 Ma; (3) Ignimbritas y rocas volcánicas silíceas e intermedias asociadas, asignadas a la Formación Campanario, de unos 500 m de espesor, no deformada a moderadamente plegada, del Mioceno medio al Plioceno; (4) Lavas máficas e intermedias no deformadas eruptadas desde varios centros, agrupados como la Formación Cola de Zorro, del Plioceno y Cuaternario temprano (Fig. 3.1).

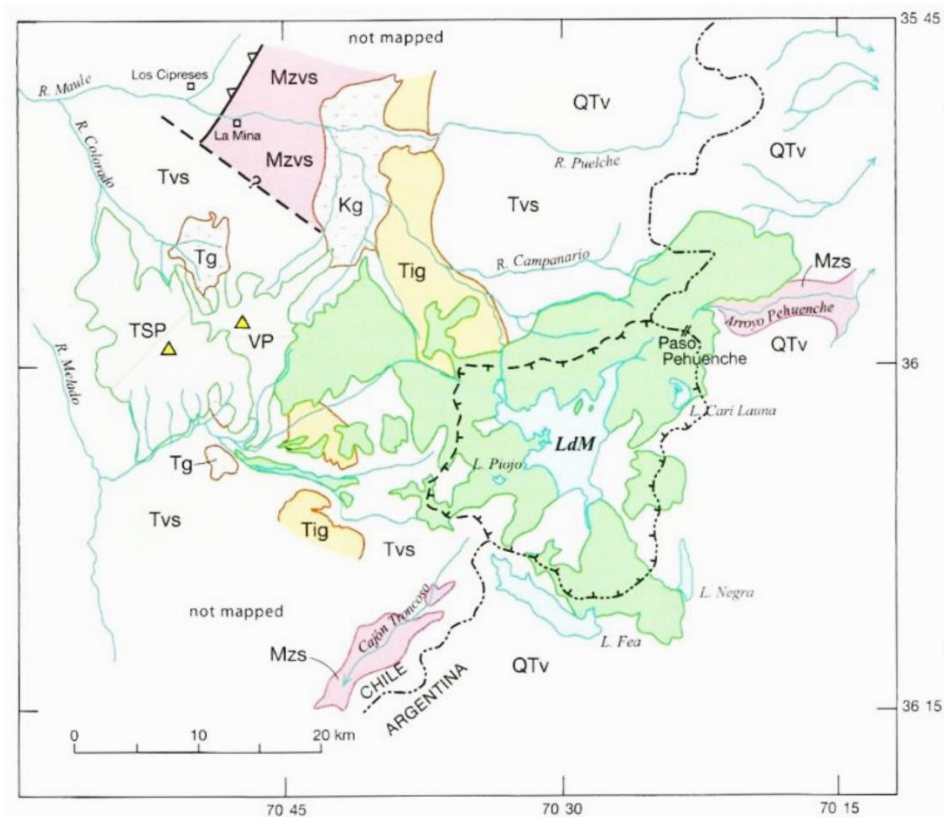


Fig. 3. 1. Mapa geológico de rocas pre-Cuaternarias. En verde el Campo Volcánico Cuaternario. Tatará-San Pedro (TSP), Volcán Pellado (VP). El basamento incluye rocas sedimentarias y metavolcánicas Mesozoicas (Mzs, Mzvs), granitoides plutónicos Cretácicos (Kg) y Terciarios (Tg), ignimbritas terciarias (Tig) rocas deformadas volcánicas y volcanogénicas Terciarias (Tvs), y rocas volcánicas no deformadas Cuaternarias o Pliocenas (QTv) (Hildreth et al., 2010).

Luego, comenzó una reanudación del magmatismo de arco Andino a los ~25 Ma, posiblemente como respuesta a un abrupto incremento en la tasa de convergencia a los ~28 Ma (Jordan et al., 2001), lo que resulta difícil de demostrar, pero cuyo magmatismo ha permanecido activo en este segmento desde entonces. La subsidencia de Cura-Mallín indica una extensión intra-arco que se detuvo, junto con el cese de la sedimentación, hace ~20-15 Ma, donde comenzó una deformación compresiva intermitente migrando hacia el sur.

3.3 DISTRIBUCIÓN DE LOS CENTROS ERUPTIVOS

En los alrededores y dentro del Campo Volcánico se han identificado dieciséis estratovolcanes Cuaternarios de composición basáltica a andesítica y escudos (Hildreth et al., 2010), de los cuales solo tres alcanzan los 2 Ma, ocho tienen alrededor de 900 ka y cinco son más jóvenes que 500 ka. De todos estos centros mencionados, seis están ubicados al este o al noreste de la cuenca del lago, siete están dentro de 15 km al oeste de la misma, dos están sobre el frente volcánico, Tatara-San Pedro y Volcán Pellado, a unos 20-25 km del lago, mientras solo uno perteneciente a los más antiguos se encuentra al sur de Laguna Fea (Fig. 1.1).

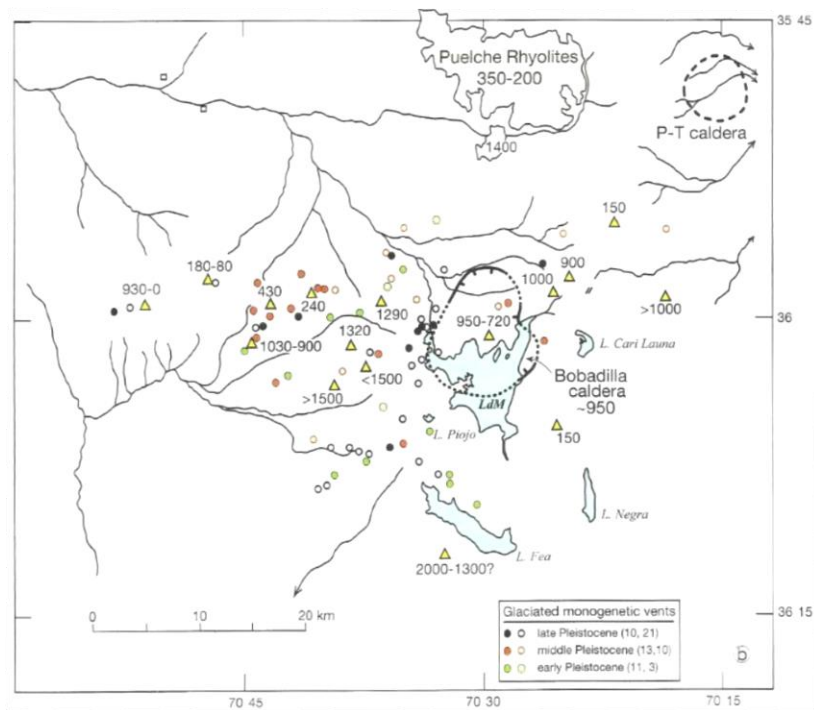


Fig. 3. 2. Centros eruptivos Pleistocenos. Triángulos amarillos representan dieciséis escudos o estratovolcanes poligenéticos Cuaternarios. Los centros monogenéticos son: 31 centros del Pleistoceno tardío (negro), 23 centros del Pleistoceno medio (rojo) y 14 centros del Pleistoceno temprano (verde). Los edificios poligenéticos se identifican en la figura con sus edades (en ka). Modificado de Hildreth et al. (2010).

A través del Campo Volcánico se encuentran numerosos centros eruptivos menores, desde basálticos a riolíticos, la gran mayoría de ellos monogenéticos. Existen 44 centros eruptivos post-glaciales (Fig. 1.1), mientras se identifica un número mayor de centros eruptivos afectados por erosión glacial (Fig. 3.2), los cuales se dividieron en tres grupos, donde el primero corresponde al Pleistoceno tardío, medio y temprano (<126 ka), el segundo entre 778-126 ka y el tercero a más antiguos que 778 ka respectivamente. Por otra parte, Hildreth et al. (2010) realizaron un mapa geológico detallado del campo volcánico Cuaternario, el cual puede ser visto en la Figura 3.3 a continuación.

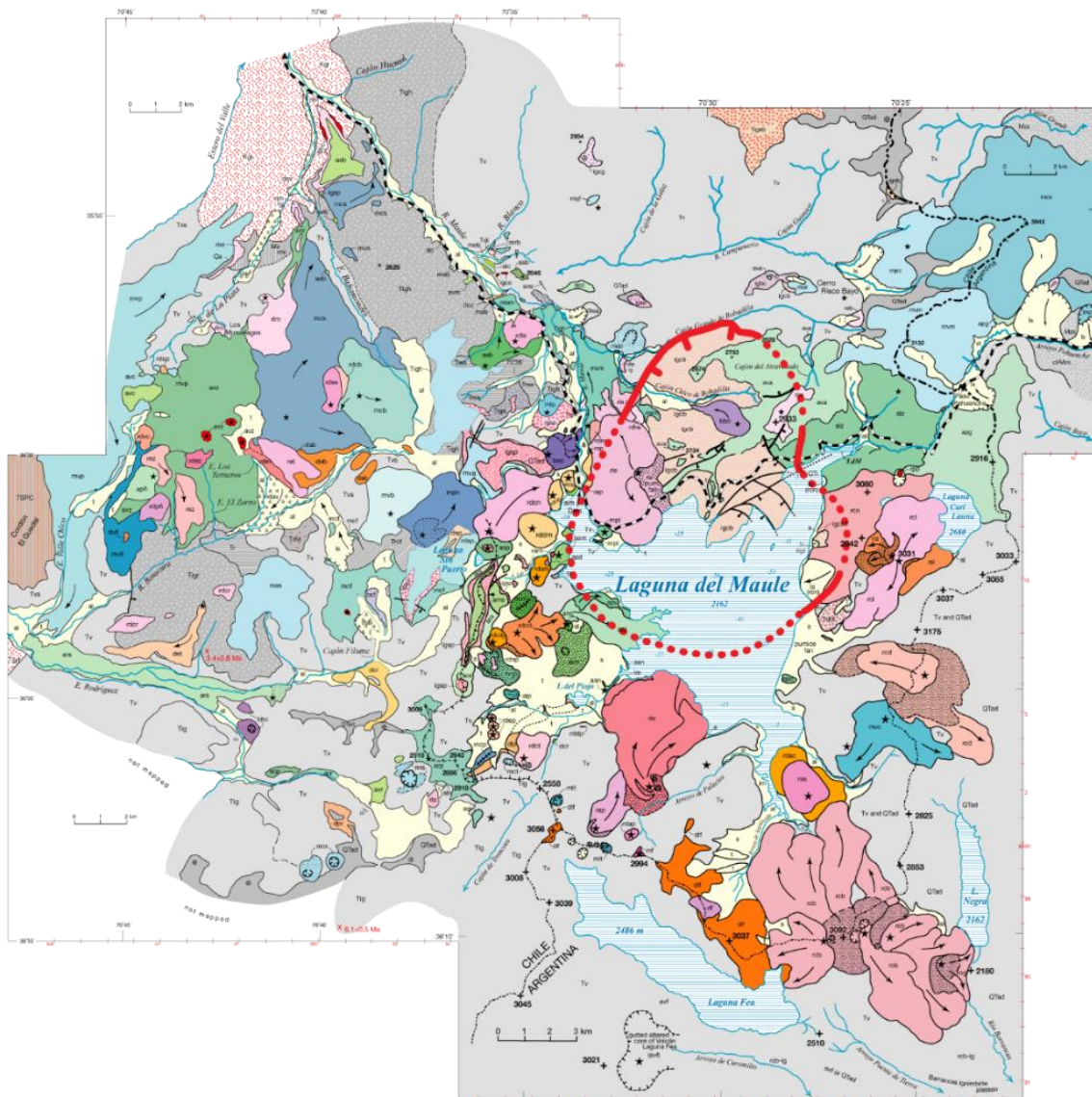


Fig. 3. 3. Mapa geológico del campo volcánico Cuaternario. Se observan las unidades: Miocenas (tonos de grises), basálticas (tonos de morados y azules oscuros), andesítico-basálticas (tonos de celestes), andesíticas (tonos de verdes), riocáciticas (tonos de naranjos) y riolíticas (tonos rosados). Línea roja muestra la ubicación de la caldera Bobadilla. Modificado de Hildreth et al. (2010).

3.4 ESTRUCTURAS

En los alrededores del CVLdM se han descrito una serie de estructuras, caracterizadas por pliegues y deformación de unidades, pero existe un gran número de fallas presentes en el lugar, documentadas en primera instancia por González & Vergara (1962) y luego por Munizaga (1978), quienes reconocieron evidencias para inferir varias fallas en la región, guiados por la orientación de valles glaciarios que se habrían formado siguiendo zonas de debilidad y la dirección de caída de algunos flujos de lava, estas fallas fueron reconocidas como fallas normales por López-Escobar & Munizaga (1983). Luego, Muñoz & Niemeyer (1984) identifican las mismas fallas normales antes descritas en la ribera Norte del lago, pero se infieren más fallas normales paralelas a las anteriores y se reconocen nuevas fallas normales en la ribera Este del lago. Estas fallas normales reconocidas presentan dificultades en la identificación de la dirección de manteo, ya que fueron inferidas principalmente por morfologías de las unidades geológicas presentes. Honores (2013) desarrolla una síntesis de las principales fallas presentes en el CVLdM, a partir de los trabajos mencionados más arriba (Fig. 3.4).

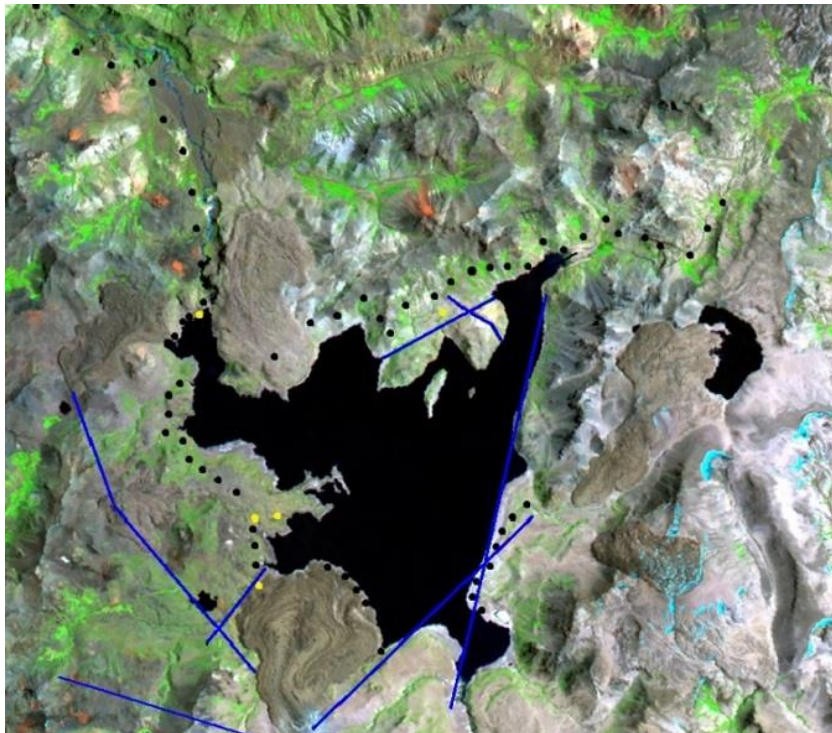


Fig. 3. 4. Mapa de las principales estructuras reconocidas en el CVLdM. En azul se muestran las fallas. Figura adaptada de Honores (2013).

Más al sur, a los 36°45'S Rojas et al. (2014) desarrollan un perfil estructural (Fig. 3.5) a escama gruesa, donde se reconoce una gran falla de despegue y una serie de fallas invertidas desde normales a inversas, el cual es importante de considerar para la zona de estudio dada su cercanía con el CVLdM ubicado a los 36°S.

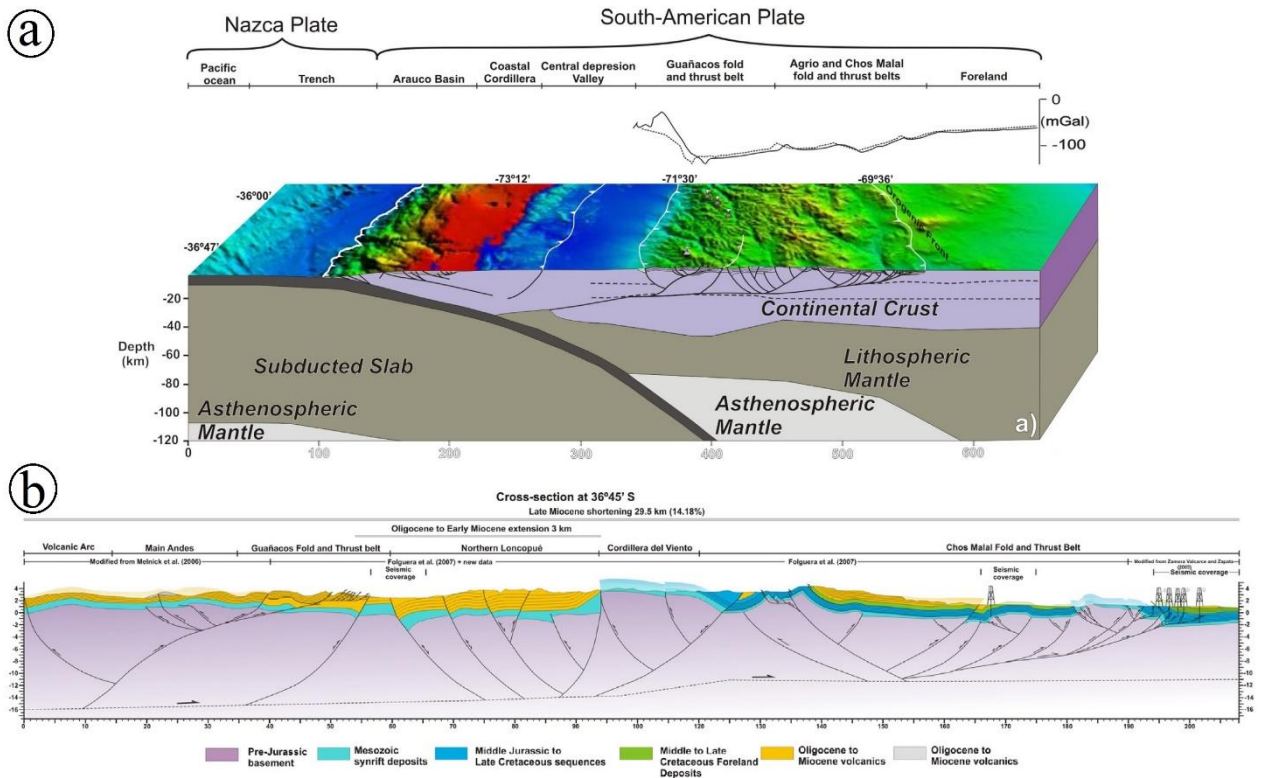


Fig. 3. 5. Estructura litosférica y perfil estructural a los 36°45'S. (a) Estructuras a escala litosférica mostrando las placas de Nazca y Sudamericana. (b) Perfil estructural con más detalle a los 36°45'S. Modificado de Rojas et al. (2014) y referencias al interior.

3.5 UNIDADES POST-GLACIALES

Según Hildreth et al. (2010) en el CVLdM existen más de 130 unidades eruptivas, de las cuales solo 34 unidades no presentan evidencias de erosión glacial, definiéndose de esta manera las unidades post-glaciales como las unidades <25 ka de antigüedad, edad donde los glaciares se retiraron de la cuenca (Singer et al., 2000). Estas unidades incluyen once riolitas, nueve riodacitas, dos dacitas, ocho andesitas silíceas, tres andesitas basálticas y un basalto. Morfológicamente se dividen en dos conos de escoria, seis pequeños anillos piroclásticos o centros eruptivos fisurales máficos o intermedios, cuatro flujos de lava intermedia, dos pequeños flujos para los cuales el centro eruptivo no está expuesto, y veinte unidades silíceas correspondientes a domos, *coulées*, o

arreglos radiales de flujos con o sin conos o anillos pumiceos. Para este periodo Hildreth et al. (2010) describe las siguientes unidades.

3.5.1 Dos conos de escoria

Basalto de Cerro Hoyo Colorado (bhc), es un cono de escoria de 200 m de alto, y 900 m de diámetro, ubicado al noreste del Estero Rodríguez unos pocos kilómetros río arriba desde su convergencia con el Río Saso, 14 km al oeste de Laguna del Maule. Desde el cono emerge un paquete de flujos de lava de 1-2 m de espesor y 350 m de largo.

Andesita de Cráter Negro (acn), es un cono de escoria de 200 m de alto elongado en dirección suroeste-noreste cubriendo un área de 1.5 x 2 km, se ubica 2 km al oeste del lago. En los 100 m superiores existe un cono empinado de 600 m de diámetro.

3.5.2 Seis centros eruptivos lineales y anillos de eyección

Existen centros eruptivos independientes para seis unidades piroclásticas de andesitas basálticas a silícicas, dispersos sin alineamiento dentro de una franja de 8 km de largo ubicada entre 2-6 km al oeste del lago. Entre estos seis flujos se encuentran los que forman las unidades volcánicas Andesita sur de Arroyo Los Mellicos (**asm**), Andesita norte de Cráter Negro (**anc**), Andesita norte de Estero Piojo (**mnp**), Andesita de Arroyo Cabeceras Troncoso (**mct**) y Andesita de Cráter 2657 (**mcp**), que pueden ser vistas en la Figura 3.3. Para efectos de este estudio se desarrollarán las características de la siguiente unidad:

Andesita de Laguna Sin Puerto (asp), es un anillo de eyección bajo formado de escoria pobre en fenocristales que cubre un área de 900x1400 m, ubicado 3 km al oeste del brazo noroeste del lago, tiene un espesor total cercano a los 140 m pero solo se exponen 30 m en la mayor parte de su extensión. La parte norte del anillo cubre el *coulée* riodacítico **rdcn** (Fig. 3.3). El centro del anillo está intruido por un domo riodacítico de biotita-hornblenda (**rdsp**), que tiene 400 m de diámetro y 40 m de altura, siendo de dimensiones similares al anillo. Presenta bombas de 50-150 cm y su parte interior tiene alteración localizada desde fumarolas. Las escorias contienen <1% de fenocristales de plagioclasa y solo trazas de olivino y clinopiroxeno, pero algunos tienen manchas y

rayas de riodacita parcialmente fundida. Una bomba aparentemente no contaminada con 59.1% SiO₂.

3.5.3 Cuatro flujos de lava intermedia

Entre estos cuatro flujos se encuentran los que forman las unidades volcánicas Andesita joven de Península Oeste (**apj**) y Andesita de Arroyo Las Nieblas (**aan**), que pueden ser vistas en la Figura 3.3. Para efectos de este estudio se desarrollarán las características de las siguientes dos unidades:

Dacita de Cordón Rodríguez (dcr), corresponde principalmente a un solo flujo de lava eruptado efusivamente desde un centro eruptivo discreto sobre la estrecha división entre los cañones del Saso y Rodríguez (Fig. 3.3). El flujo principal desciende 800 m de elevación hacia el norte, con >20 m de espesor en el piso del Cajón de Saso, unos 2.5 km desde el centro eruptivo y luego fluyendo 2 km hacia el oeste hasta terminar con un frente de unos 40 m de espesor. Su parte media tiene un llamativo par de levées en bloques de unos 10 m de altura. Su superficie es menos rugosa pero presenta marcadas protuberancias en bloques y ridges de 2-6 m de relieve local. Alrededor del centro eruptivo se encuentra una delgada capa de material eyectado, pero no forma un cono. Un lóbulo de lava pequeño avanza 400 m al bajando hacia el sur y un lóbulo corto sale hacia el oeste desde el flujo principal, en la parte superior de este. Las lavas son vitrófiras y negras formadas por bloques angulares de entre 1-2 m, comúnmente con cortezas escoráceas. Una muestra en el lóbulo al piedemonte del Río Saso tiene un 65.1% SiO₂ con escasos fenocristales de plagioclasa de entre 0.5-1 mm. Rara biotita y abundantes enclaves máficos de grano fino, angulares, de unos 0.5-7 cm y con 53.0% SiO₂. Esta unidad sobreyace principalmente a lavas andesíticas deformadas y tobas Terciarias, pero en la parte superior a un flujo de lava intermedia que se presume del Plioceno o Cuaternario temprano. El flujo principal sobreyace depósitos de terraza aluvial a lo largo del Cajón del Saso. Al estar casi libre de suelo y sedimentos, se podría ser una de las unidades más jóvenes del Campo Volcánico.

Andesita de Río Saso (ars), es un flujo de lava en bloque intra-cañon que eruptó desde la pared sur del Cajón del Saso, 14 km al oeste de Laguna del Maule y presenta una extensión de 10 km hacia el oeste por el cañon (Fig. 3.3). La fuente eruptiva está limitada a sus lados por dos paredes de escoria de 100 m de ancho, que se extiende como una capa fina de caída de escoria en

la pared sur del cañon, alrededor de 1 km hacia el este. El flujo de lava esta finamente vesiculado y casi todo formado por bloques, donde estos bloques son vitrófiros con superficies escoráceas, alteradas de color rojo o gris oscuro en las superficies fracturadas más frescas. Los levées están mejor desarrollados 1-2 km desde el centro eruptivo, donde tienen 10-20 m de altura a ambos lados del flujo. El relieve dentro del canal central es bajo por la acumulación de sedimentos eólicos y aluviales, salvo donde el Río Saso ha incidido, creando una incisión de 6 m de profundidad en la parte proximal del flujo y donde corta el levée norte, donde forma una incisión de 20 m. En la parte distal, el flujo permanece en bloques, pero es localmente más escoráceo y la superficie del lóbulo terminal está inusualmente rugoso. Las rocas son pobres en fenocristales, conteniendo <1% de fenocristales de plagioclasa, pero abundantes microfenocristales de plagioclasa y escasos microfenocristales de orto- y clinopiroxeno. Una muestra de lava distal contiene 61.4% SiO₂ mientras una muestra cercana a la fuente eruptiva contiene 59.6% SiO₂ y una bomba en la fuente eruptiva contiene 59.3% SiO₂. Esta unidad erupió y fluyó entre las paredes del valle de lavas deformadas y tobas Terciarias. El flujo es sobreyacido por lapilli de caída pumícea esparcida dacítica de biotita, hornblenda y plagioclasa que erupió desde el volcán San Pedro en el Hooceno tardío, y su kilómetro más distal está cubierto por un depósito de avalancha de detritos, también proveniente desde el volcán San Pedro.

3.5.4 Dos lavas aisladas

Estos dos flujos se forman las unidades volcánicas Andesita de Playa Oriental (**apo**) y Dacita sur de Arroyo Los Mellicos (**dsm**), que pueden ser vistas en la Figura 3.3. Para efectos de este estudio no se desarrollarán en detalle las características de dichas unidades.

3.5.5 Nueve lavas riodacíticas

Entre estos nueve flujos se encuentran los que forman las unidades volcánicas Riodacita de Arroyo de la Calle (**rdac**), Riodacita sur de Estero Piojo (**rdep**), Riodacita norte de Estero Piojo (**rdnp**), Riodacita de Arroyo Los Mellicos (**rdam**), Riodacita Noreste de Loma Los Espejos (**rdne**) y Riodacita Noroeste de Loma Los Espejos (**rdno**), cuyas ubicaciones y características geoquímicas pueden ser vistas en la Figura 3.3 y en la sección de anexos respectivamente. Para efectos de este estudio se desarrollarán las características de las siguientes tres unidades:

Riodacita de Colada Dendriforme (rdcd), es un par de domos de lava contiguos, ubicados 3-4 km al oeste de Laguna del Maule, divergiendo en cuatro *coulées* de 1-2 km hacia el este en dirección al lago (Fig. 3.3). Tiene un domo al oeste de unos 700 m de diámetro se encuentra junto a uno de 1 km de ancho, justo al este, el cual marca la fuente de los *coulées*. Cada domo tiene unos 150 m de altura y los cuatro flujos unos 30-50 m de espesor en la parte distal., los cuales tienen un frente en bloques empinado, con una gruesa acumulación de los mismos. La superficie de los flujos es en bloques, vitrofirica, altamente foliada y tiene un gran número de *ridges* rugosos de presión. Los bloques presentan textura crenulada. Predominan densos niveles negros vitrofíricos sobre niveles pumíceos, los cuales son de color gris claro u oxidados. Esto contrasta con la mayoría de las otras lavas silíceas post-glaciales, las que tienen facies dominantes o exclusivamente pumíceas. Las lavas tienen 69.4-70.6% SiO₂ y contienen un variado contenido de fenocristales de plagioclasa, entre 5-10% con tamaños entre 0.5-2 mm, anfíboles y biotita con 1-2% cada una, y abundantes enclaves máficos crenulados de entre 1-30 cm, con contenidos de SiO₂ entre 53.6-56.4%, estando algunos estirados o deformados complejamente. Se encuentran localmente algunos xenolitos angulares de felsitas, entre 0.5-3 cm, alterados hidrotermalmente. El domo oeste, el algo más pobre en fenocristales, con solo 2-3% de plagioclasa, ~1% de biotita, y rara presencia de anfíboles. Esta unidad sobreyace lavas andesíticas y tobas Terciarias, también como las unidades **acn**, **anc**, **apj** y **asm**. La mayoría de los bloques permanecen angulares, algunos han sufrido abrasión menor. Esta erupción multipulso se desarrolló durante el mayor nivel del lago.

Riodacita de Coulée Noroeste (rdcn), es una de las unidades más jóvenes alrededor de Laguna del Maule. Corresponde a un flujo mayor de 1.5-2 km de ancho que se extiende 3.5 km hacia el noreste desde una fuente eruptiva ubicada 1 km al noreste de Laguna Sin Puerto (Fig. 3.3). Desde una erupción fisural fluye principalmente hacia el noreste, con una superficie corrugada que presenta numerosas ogivas, convexas flujo abajo. Sus márgenes son todos empinados con espesores entre 20-70 m. Tiene color gris medio a negro, con foliación de flujo, vitrofiro y localmente microcristalino. Los bloques son entre 20-200 cm y mientras pocos son vesiculares, muchos presentan una delgada corteza escoracea marrón rojiza. Tres muestra tienen 68.2-69.1 % SiO₂ y todas contienen 1-2% de fenocristales de plagioclasa y escasos fenocristales de biotita y anfíbol, también como abundantes enclaves máficos de grano fino. La parte norte del flujo bloquea el drenaje formando dos pequeños vegas. La parte noreste del frente del flujo descende a la orilla del lago (2150 m.s.n.m.), esto después del descenso del máximo nivel de Laguna del Maule (2350 m.s.n.m.), ya que no presenta la línea marcada en muchas unidades.

Riodacita de Laguna Sin Puerto (rdsp), es la más joven de las nueve riodacitas. Corresponde a un domo circular de unos 40 m de alto y 400 de diámetro, que yace sobre el anillo al noreste de Launa Sin Puerto, a solo 200 m desde la orilla de dicho lago (Fig. 3.3). El domo casi llena el interior del anillo andesítico correspondiente a las unidad **asp**, y presenta una cima fisurada radialmente que en su mayoría no sobrepasa el anillo. El domo es peñascoso, en bloques, enteramente vitrofírico, con foliación de flujo y no erosionado. En los bloques presenta niveles de no más de 1-10 cm de espesor, consistentes de material vitrofírico negro alternado con niveles micropumiceos grises claro, que presentan tonos rosáceos a marrón anaranjado. Es pobre en contenido de fenocristales, teniendo <1% de plagioclasa, muchas de ellas reabsorbidas, y trazas de biotita. También tiene abundantes burbujas máficas de grano fino entre 2-5 mm. Una muestra limpia de riodacita tiene 70.6% SiO₂. No hay eyección riodacítica en el anillo andesítico, además la unidad riodacítica más antigua en esta región acotada, el Coulée Noroeste (**rdcn**), es posterior al máximo del lago, lo que no ocurre con las otras unidades riodacíticas, por lo que el domo **rdsp** sería la unidad riodacítica más joven del Campo Volcánico.

3.5.6 Once unidades riolíticas

Entre estos nueve flujos se encuentran los que forman las unidades volcánicas Riolita de Arroyo de Sepúlveda (**ras**), Riolita de Colada Divisoria (**rcd**), Riolita de Arroyo de Palacios (**rap**), Riolita de Arroyo Los Mellicos (**ram**), Riolita sur de Laguna Cari Launa (**rsl**), Riolita de Cari Launa (**rcl**), Riolita de Paso Pehuenche (**rpp**), Riolita de Laguna Negra (**rng**) y Riolita de Cerro Barrancas (**rcb**), cuyas ubicaciones y características geoquímicas pueden ser vistas en la Figura 3.3. Para efectos de este estudio se desarrollarán las características de las siguientes dos unidades:

Riolita de Loma de Los Espejos (rle), es un *coulée* de dos lóbulos, eruptados desde el canto de la cuenca del lago, cercano a la parte noroeste de Laguna del Maule (Fig. 3.3), bloqueando la paleo-drenaje de agua, causando que el nivel del agua llegue a 2350 m.s.n.m., como lo registra la imponente línea que envuelve la cuenca unos 200 m más arriba del actual nivel del lago. La erupción genera un cono pumiceo, el cual es preservado parcialmente en el margen este del *coulée*. La viscosa lava en bloques luego sobrepasa parte del cono, expandiéndose 2 km al oeste y descendiendo 2.5 km al norte y 2.5 km al sur. Los márgenes del flujo son abruptos y en bloques, con 100-150 m de espesor, mientras la superficie es peñascosa, en bloques y rugosa, excepto en sus 1.5 km más al sur, donde el máximo del lago suavizó su rugosidad. La lava presenta foliación

de flujo, exhibiendo abundantes niveles de obsidiana como niveles pumiceos alterados a color marrón, que varía de un vesiculado fino a desagregado. La superficie sur del flujo presenta una serie de marcas de líneas de playa, donde en la parte baja, la superficie solo es levemente erosionada por sedimentos del lago y arena rica en pómez transportada por el viento. Los clastos pumiceos del cono y de un nivel de caída de pómez subpliniano que se extiende hacia el son la mayoría lapilli pero algunos tienen 30 cm en la parte proximal. Muestra de obsidiana contienen 75.6-75.8% SiO₂, todas riolitas altas en sílice y tienen cerca del 1% de fenocristales de plagioclasa, menores o iguales a 1 mm, y escasas escamas de biotita.

Riolita de Colada Las Nieblas (rln), es una de las *coulées* post-glaciales de mayor extensión alrededor de Laguna del Maule, formando 5 km de su costa al suroeste (Fig. 3.3). Desde un anillado pumiceo complejo fluye 5 km al norte hacia el lago, donde en esta parte el frente alcanza los 150 m de espesor, pero en general el flujo tiene entre 50-75 m de espesor en los márgenes mediales. La secuencia eruptiva comenzó con la construcción de un anillo de pómez de 50 m de altura que semi-encierra la parte sur del complejo. Lo sigue la extrusión de flujos menores que solo están expuestos en la parte sureste y noroeste, para luego emplazarse dos grandes y voluminosos lóbulos, que en conjunto tienen un ancho de 4 km, cada uno extremadamente rugoso y marcado por docenas de *ridges* de presión concéntricos, convexos a las dirección de flujo. En la etapa tardía, se forma un segundo anillo en el interior y paralelo al primero, en el tope de la parte proximal de las lavas. Este anillo interno es picado por dos cráteres de 150 m de ancho, que forman el punto más alto del complejo, a unos 2565 m.s.n.m. y envuelve 220° alrededor del domo, el cual tiene 400 m de ancho y está libre de pómez. Los depósitos de caída de pómez cubren gran parte del terreno cercano, con un espesor de hasta 20 m. La erupción fue posterior al máximo del lago por no presentar la línea de nivel de agua, a pesar de extenderse hasta los 2150 m.s.n.m. Es una lava en bloques, con foliación de flujo, exponiendo niveles de material vitrofírico, pero dominado por superficies micropumiceas de color gris claro, que se alteraron a color marrón. Cuatro muestras presentan un rango de SiO₂ entre 73.4-74.0% y presentan 2-4% de fenocristales de plagioclasa, entre 0.5-1.5 mm, y cerca del 1% de biotita. Sobreyace lavas andesíticas y brechas Terciarias, y bordea la unidad post-glacial **rap**.

Capítulo 4

Magma storage conditions and eruptive dynamics of post-glacial effusive volcanism at Laguna del Maule Volcanic Field

Manuscrito para ser sometido a la revista *Journal of Volcanology and Geothermal Research*

4.1 ABSTRACT

Most of volcanic fields have a basaltic composition and the erupted products in each individual vent are mostly pyroclastic. Whereas the life of an individual volcano can last days to year, the overall volcanic field can develop in millions of years. In this sense, the Laguna del Maule Volcanic Field, in the Southern Volcanic Zone, represents an exceptional case with basaltic-to-rhyolitic and more than 350 km³ of mostly effusively erupted material from at least 130 individual vents since Pleistocene. This work proposes a volcano-petrological model of the eruptive dynamics of the post-glacial (<25ky) lavas based in the western part of the Laguna del Maule Volcanic Field, covering from the evolution and emplacement of the magma at depth to the emplacement of lavas at surface through their ascent. Six lava flows and a lava dome were analyzed in terms of their morphometry, crystal content, chemistry of mineral phases and glasses to model their pre-eruptive thermodynamic conditions (T, P, H₂O and fO₂) of magma, possible magmatic processes causing eruptions and magma migration during the post-glacial period. The analyzed lavas have andesitic-to-rhyolitic compositions, blocky morphology, volumes of a few cubic kilometers, maximum lengths of 10 km, maximum widths of 5 km and thicknesses up to 140 m. A four-stage magma system is inferred, firstly with accumulation of mafic-to-intermediate magma by multiple intrusions. A second stage of crystallization and formation of a crystal-rich mush reservoir (~13-17 km, 970-1025 °C) and multiple extraction and ascent of the interstitial melt. A third stage of stagnation of the extracted magma (~7-11 km, 900-970 °C), which formed a new more-evolved crystal-rich mush region. To end with a new extraction and ascent of the rhyolitic interstitial melt

to form a rhyolitic crystal-poor magma reservoir (~5 km depth, 760-800 °C) beneath the lake. Water conditions tend to be 3.3-5.4% H_2O_{melt} , while fO_2 conditions show not to be buffered in all not-rhyolitic magmas with $\Delta NNO=0.9-2.7$. Constant reheating allowed the system remaining active in the long term, by mafic magma inputs in the case of deeper mush reservoir and the intermediate mush reservoir, and silicic magma inputs from the intermediate mush in the case of the shallower silicic magma reservoir.

Key words: volcanic field, Laguna del Maule, mush, ascent velocity

4.2 INTRODUCTION

Volcanic fields are formed by individual, short-lived and commonly small-volume volcanoes that develop in almost all tectonic settings (Németh, 2010; Le Corvec et al., 2013). Their products tend to be basaltic (Valentine and Gregg, 2008) and mostly formed by monogenetic explosive eruptions (Németh, 2010). The total number of volcanic centers within a field varies from tens (e. g. Auckland volcanic field in New Zeland, Cassidy and Locke, 2010; Xalapa volcanic field in Mexico, Rodríguez et al., 2010) to several hundred (e. g. Pali Aike volcanic field in Patagonia, D’Orazio et al., 2011; San Borja volcanic field in Mexico, Negrete-Aranda et al., 2010). The output rate of eruptive products is not constant as usually there are long hiatuses between eruptions (Le Corvec et al., 2013 and references therein). Each eruptive event lasts days to several years (Needham et al., 2011; Kereszturi et al., 2013), but the life of the entire volcanic field might cover millions of years, exceeding the life of a composite volcano (Németh, 2010; Kereszturi et al., 2013). Analogously, the magma volume erupted from an individual vent is commonly $<1 \text{ km}^3$ (Kereszturi et al., 2013), while the total eruptive volume of a volcanic field is comparable to that of a composite volcano (Németh, 2010). In this sense, the Laguna del Maule Volcanic Field represents an exceptional case of large volumes of effusively erupted materials and pyroclasts in a wide compositional array of vents.

The Laguna del Maule Volcanic Field (LdMVF) is located in the northern part of the Southern Volcanic Zone (SVZ) of the Andes and covers an area of about 500 km^2 . It includes 130 basaltic-to-rhyolitic eruptive vents around Laguna del Maule lake, which have erupted more than 350 km^3 of volcanic materials since the Pleistocene (Munizaga, 1978; Frey et al., 1984; Hildreth et al., 2010). During the post-glacial period ($<25 \text{ ky}$; Singer et al., 2000), 36 rhyolitic-to-rhyodacitic

lava flows and domes were erupted from 24 eruptive vents bounding the lake (Hildreth et al., 2010). Several studies in the eastern part of LdMVF have correlated tephra deposits with specific lava flows (e.g. Fierstein et al., 2014), while other authors have focused their investigation on dating and determining the origin of the rhyolitic magmas (e. g. Andersen et al., 2013). Additionally, LdMVF has been the focus of multidisciplinary studies in recent years, aiming to understand the accelerated ground inflation of its southwestern part (Fournier et al. 2010; Honores, 2013; Feigl et al., 2014; Cordell et al., 2015; Miller et al., 2015; Peterson et al., 2015; Wespestad et al., 2015; Le Mével et al., 2015). The rate of ground inflation have been estimated in > 250 mm/yr between 2007 and 2012 (Feigl et al., 2014), reaching a peak of 400 mm/year in early 2010. A decreasing rate of inflation was recorded between 2013 and 2014, which coincided with an event of high seismicity in the area (Le Mével et al., 2015). The inflation has been attributed to a large magma input into a shallow (~ 5 km depth) sill reservoir (Feigl et al., 2014), which has been suggested to be able to generate a caldera-forming eruption (e. g. Hildreth et al., 2010; Andersen et al., 2013; Fierstein et al., 2014; Singer et al., 2014). The inflation rate is faster than other documented deformation events at big calderas such as Yellowstone and Santorini (Chang et al., 2010; Newman et al., 2012; Singer et al., 2014). Despite the variety of studies carried out in this zone, the origin and evolution of the magma that produced the wide compositional array of vents at LdMVF have not been studied in detail, but only hypothesized.

By combining morphometrical, textural and mineral chemistry techniques, we propose a volcano-petrological eruptive model for the magmatic feeding system of the vents, and explain the different evolution stages, from magma storage to emplacement of lavas at surface, as a comprehensive dynamic system. We perform our study on six post-glacial lava flows and a lava dome from the western part of the LdMVF.

4.3 GEOLOGY OF THE LdMVF

LdMVF overlies Tertiary deformed volcanoclastic rocks and undeformed Pliocene to early Quaternary mafic to intermediate lavas of Cola de Zorro Formation (Vergara and Muñoz, 1982; Hildreth et al., 2010). Silicic volcanic activity has been registered in the last 3.7 Ma, including two major eruptions occurred 1.5 Ma and 0.95 Ma, associated with the 12×8 km² Bobadilla caldera formation (Hildreth et al., 2010). Two main post-glacial silicic volcanic phases have been recognized, separated by 5-10 ka of relatively low eruptive activity (Singer et al. 2014). Phase 1

started soon after deglaciation (~25 ky, Singer et al., 2000) with emplacement of rhyolite and numerous andesitic flows and rhyodacitic domes mainly in the western part of the lake, and culminated 14 ka (Fierstein et al., 2014) with the eruption of a rhyolite coulée (*rle* unit, see below, Fig 4.1). Phase 2, characterized by a higher eruptive rate compared to Phase 1, started in the Holocene with the eruption of a rhyolitic lava flow at the southeastern part of the lake, followed by numerous eruptions, mostly of rhyolitic composition, culminated about 2 ka (Andersen et al., 2013). Few mafic eruptions have been recognized during the last 20 ka (Singer et al., 2014), although mafic enclaves are quite common in the early post-glacial rhyodacites.

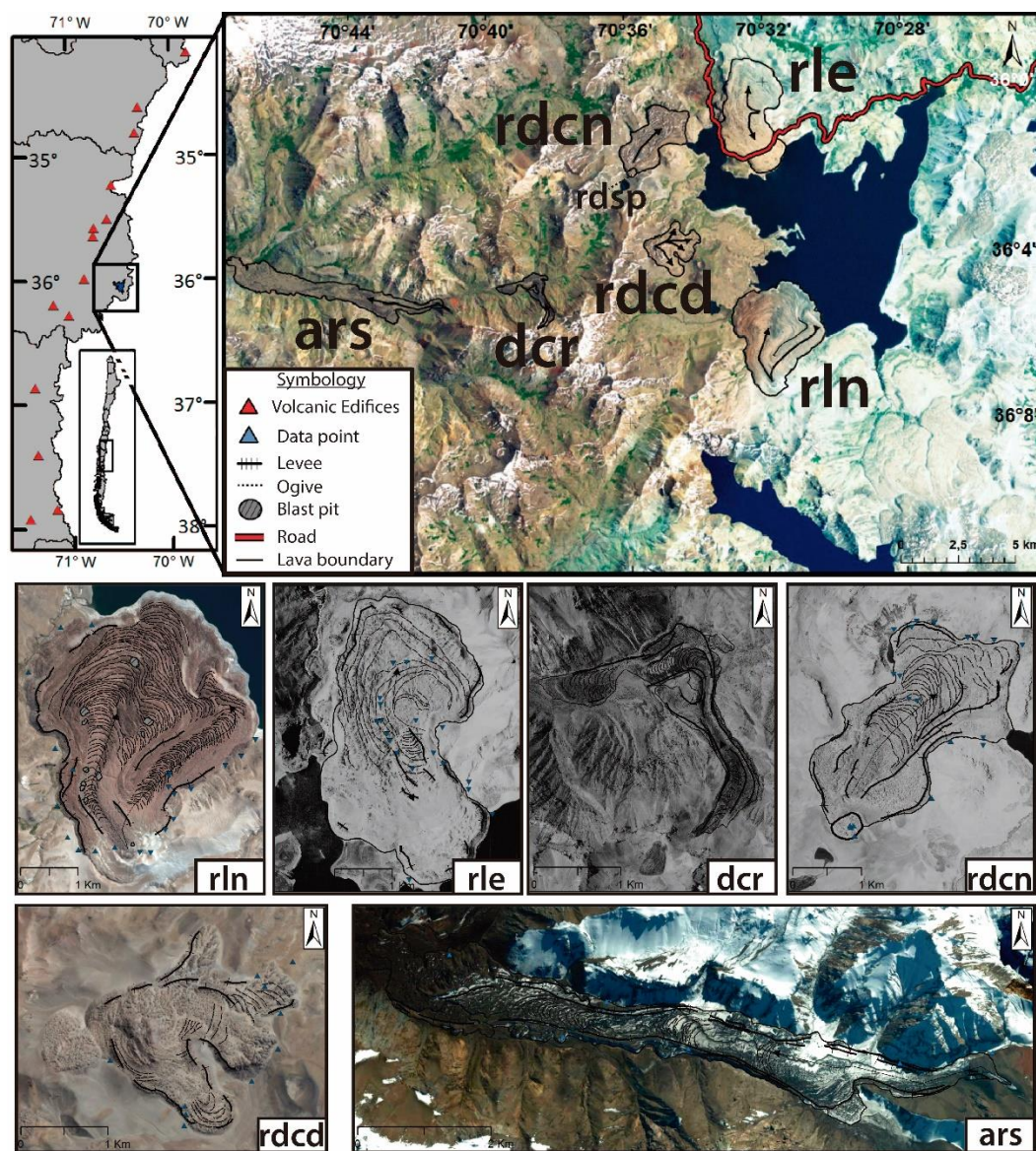


Fig. 4. 1. Location of the LdMVF and studied units. “*rle*” Loma de Los Espejos rhyolitic coulée, “*rln*” Colada Las Nieblas rhyolitic coulée, “*rdcd*” Colada Dendriforme rhyodacitic coulée, “*rdcn*” Northwest Coulée rhyodacitic coulée, “*rdsp*” Domo de Laguna Sin Puerto rhyodacitic lava dome, “*dcr*” Cordón Rodríguez dacitic lava flow and “*ars*” Andesita Río Saso andesitic lava flow. Individual maps show the main structures found in each unit from satellite (*rln*, *rdcd* and *ars* units) and aerial (*rle*, *dcr* and *rdcn* units) images.

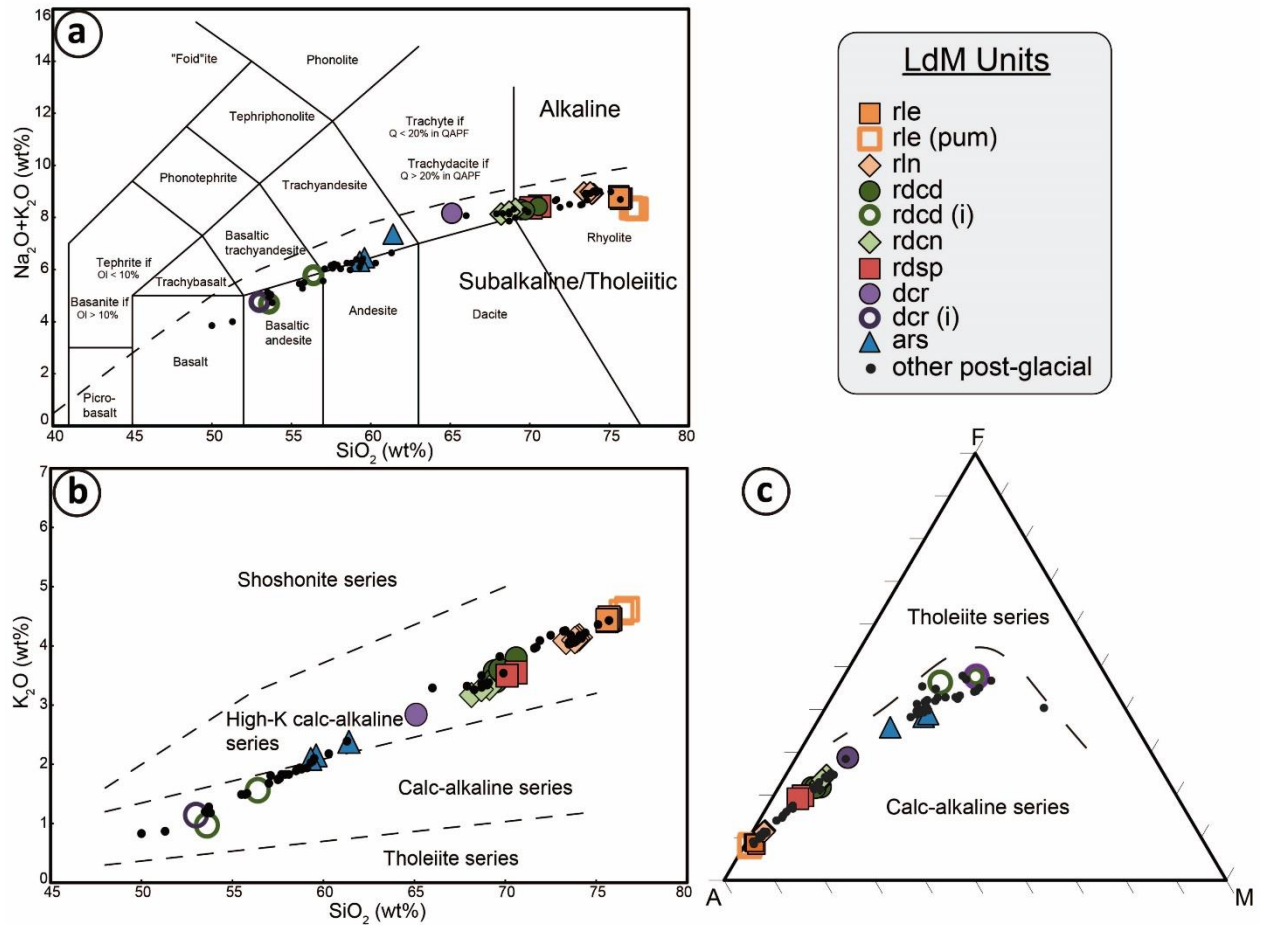


Fig. 4. 2. Chemical composition of the LdMVF studied units. Black dots represent other post-glacial units. (a) TAS diagram; (b) K_2O versus silica content diagram showing a high-K series; (c) AFM diagram showing a calc-alkaline trend. “(i)” represents a mafic enclave in the corresponding unit and “(pum)” represents a pumice sample. “rle” Loma de Los Espejos rhyolitic coulée, “rln” Colada Las Nieblas rhyolitic coulée, “rdcd” Colada Dendriforme rhyodacitic coulée, “rdcn” Northwest Coulée rhyodacitic coulee, “rdsp” Domo de Laguna Sin Puerto rhyodacitic lava dome, “dcr” Cordón Rodríguez dacitic lava flow and “ars” Andesita Río Saso andesitic lava flow. Whole rock data from Hildreth et al. (2010) holding the identification codes.

4.4 METHODS

4.4.1 Sample collecting and morphometric measurements

We studied six lava flows and one dome, located to the western side of the Laguna del Maule, identified as rln and rle (Las Nieblas and Loma de Los Espejos rhyolitic coulées respectively; 73.4-76.7% SiO_2); rdcn, rdcd and rdsp (rhyodacitic Norwest Coulée, Colada Dendriforme coulée and Domo de Laguna Sin Puerto dome respectively; 68.2-70.6% SiO_2); dcr (dacite of Cordón Rodríguez; 65.1% SiO_2); and ars (andesite of Río Saso; 59.3-61.4% SiO_2) based on whole rock chemistry and the classification of Hildreth’s et al. (2010). The samples were collected directly from the levees or the main channel (in zones without levees) in lava flows, and

in the central part and at the edge of the lava dome. We directly measured on site the slope and thickness of each lava flow, using an inclinometer and a distance measurer instrument. Widths, lengths and distance of a specific point from a vent were measured using satellite images. Lava volumes were estimated multiplying the measured thickness of each section by the measured area using satellite images.

4.4.2 Analytical techniques

Mineralogical studies were carried out using the Hitachi S-3500N Scanning Electron Microscope (SEM) in the School of Earth Sciences at the University of Bristol and the FEI Quanta-250 SEM in the Department of Geology at the University of Chile. The mineral chemistry data were obtained using the CAMECA SX100 Electron Microprobe Analyzer (EMPA) at the University of Bristol and the Jeol JXA-8230 EMPA at LAMARX-National University of Cordoba. We measured composition profiles and single points in plagioclase, olivine, pyroxene, amphibole, biotite, Fe-Ti oxide and single points in glass. The analytical conditions for minerals consisted of an accelerating potential of 20 kV and electron beam current of 10nA with counting times between 6-30 s depending on the mobility of analyzed elements for peaks and the half times for each background. An accelerating potential of 20 kV and electron beam current of 4nA was used for glass composition using the same counting times than minerals for peaks and backgrounds.

4.4.3 Modal mineralogy

We determined the mineral content of the studied units by doing modal counting on thin-section images and SEM-BSED images using JMicroVision software. We counted 1000 points per sample image, separating the population of crystal by size and discriminating among phenocrysts (>150 μm), micro-phenocrysts (150-50 μm) and microlites (<50 μm). Vesicles were also counted.

4.5 MORPHOMETRIC ANALYSIS OF THE LAVA FLOWS

All lavas studied in this work have a blocky morphology. The SiO_2 content varies between 59.3-76.7 wt%. The estimated volumes of these flows vary between 0.05-1.16 km^3 . The maximum

lengths reached by the lavas are between 3.5 and 10 km and the thicknesses reached up to 140 m. The main morphological structures which can be found in these flows are levees, ogives and spines.

4.5.1 Colada Las Nieblas rhyolitic coulee: rln unit

This lava, located in the southwestern part of the lake has an estimated volume of 1.16 km³. The estimated age is <2 ka according to Andersen et al. (2013) by U/Pb in zircons. The lava has a maximum length of ~5 km and it is composed by two sub-parallel lobes which have variable widths. The advance of the lava flow was unconfined and the western (W) lobe has an initial width of 1 km which increases to near 2 km in intermediate and distal parts. The eastern (E) lobe has a nearly constant width of 700 m. The thickness of the flow increases from less than 20 m near the vent to 140 m at the western front and ~60 m in the eastern lobe front. The lava flow advanced over a terrain with slopes ranging from 11° near the vent to ~1° close to the lake. The W lobe has well developed levees in the first 2.5 km with widths of nearly 300 m and wall slopes of >30° in the external side. The E lobe has a well-developed levee in the eastern margin, similar to the W lobe levees and with variable widths. The central channel widens progressively towards the front, showing ogives of 10-13 m height over the surface, with an amplitude between 20-70 m. These ogives are concentric and convex to flow direction (Fig. 4.1). It is interesting to note that there are 11 identified blast pits of 60-180 m in diameter in the W lobe. These pits are concentrated in two groups at 1.3 km and 2.5 km from the vent, which are larger and more abundant with distance (Fig. 4.1). Spines are developed both on levees and the central channel reaching tens of meters. Blocks are angular, varying in size from centimeters to meters, reaching up to 8 m in diameter, although few meters in size with flake foliation and prismatic fracturing are the most common dimensions (Fig. 4.3b). Vertically, there are variations both in texture and lithology. At the base there is a welded breccia comprising nearly 10% of the thickness. This breccia is composed by blocks 1-60 cm in diameter with vitrophyric and micro-vesicular textures (Fig. 4.3f). The core is the thicker part (~70-80% of the total thickness) of the flow and is composed by massive obsidian, usually with bands of vitreous and light-grey micro-vesicular material, with flow bands of several centimeters. At upper levels, this section is typically altered, showing a brown coloration. The upper part makes up for the 10-20% of the total thickness of the flow. This section corresponds to a breccia composed by obsidian and highly vesicular pumices blocks, with micro-vesicular texture, flow bands and many with prismatic jointing. This flow has a SiO₂ content of 73.4-74.0% (Fig.

4.2a) including lava and pumice cone (Hildreth et al., 2010), while glass has a more evolved composition with 75.4-77.5% SiO₂. The crystallinity of lava varies between 8-13% of phenocrysts of plagioclases, biotite and Fe-Ti oxides with an average of 10%. Microphenocrysts constitutes <1% and microlite content varies between 1-7%. Plagioclase composition is oligoclase with less An content in microlites than phenocrysts (Fig. 4.6). An absence of quartz and K-feldspar is noticed. Plagioclase phenocrysts show a normal chemical zoning. The samples show a vesicular, vitrophyric and spherulitic textures. Vesicle contents vary between 5-37%.

4.5.2 Loma de Los Espejos rhyolitic coulee: rle unit

This coulee, located in the northern part of the lake, has a volume of 0.82 km³ of effusive products, dated ~14 ka (Fierstein, 2014) by ¹⁴C method in pumice. It was emplaced at first as a single flow, advancing westward by ~2 km and then it split in two lobes of similar lengths towards the north and south, reaching near 5.2 km length. The width of the flow is similar (2.0-2.5 km) in both northern and southern lobes, and decreases to 1 km at the front. Thickness is 128 m near the vent, decreases to 19 m and increase up to 77 m in the front. Slopes are low along the flow, decreasing from 8° near the vent to 3° at front. Topographically the flow appear to have been emplaced on both northern and southern flanks of a low-slope hill without mayor topographic obstacles. There are a few marginal levees and many pressure ogives of 7-27 m height which are convex to the flow direction. Additionally, a few spines on ogives and no blast pits were found. The lava blocks have commonly metric dimensions, showing transitions from non-vesicular to highly micro-vesicular textures, which is mostly found at the surface close to the vent. In this area of the flow, fractures are found due to tension gashes, especially in blocks with a light-grey to altered brown color and non-vesicular to coarse-vesicular texture. The core of the flow presents a texture variation with vitrophyric material rich in spherulites and poor-vesiculated, which has decametric to metric rich-vesicular light-grey bands. At the basal level the flow is composed by blocks with assimilated fragmented material, resulting in a welding breccia texture. Erupted lava and pumice have 75.9-77.0% SiO₂ (Hildreth et al., 2010) in composition (Fig. 4.2a), meanwhile glass is a little less evolved with 74.3-75.6% SiO₂. Samples show between 1.1-5.5% phenocrysts of plagioclase, biotite and Fe-Ti oxides, no microphenocrysts and <1% up to 2.7% microlites. The volume of vesicles varies from 9% to 50% of whole rock, showing a variation from vitrophyric to vesicular texture and conversely. No K-feldspar and quartz crystals were found.

4.5.3 Norwest Coulee rhyodacitic lava: rdcn unit

This coulee, in the northwestern part of the lake, has 0.25 km³ of effusive erupted volume that has been dated 3.5 ka (Singer et al., 2014) by ³⁹Ar/⁴⁰Ar in plagioclase. It was erupted from the vent towards the northeast, reaching 3.5 km of length. Its width varies between 0.5-2 km and thickness is 75 m close to the vent and 95 m at the front. The slope is slightly variable, from 10° at the vent to 9° at the front, with a minimum of 7° at 2.5 km from the vent. Topography is complex and consists in a series of heights and downs, which control the width of the flow in the North, while Domo Del Maule acts as a boundary in the south. There are marginal levees 40-80 m thick along the first two thirds of the flow, and interior levees 15-25 m thick along the whole length. Ogives with an average height of 15 m are present, being longer to the front. There are spines 2-15 m high, most common on ogives and levees. Blocks have a diameter between 20 cm and 2 m, with flow foliation and some jigsaw-like prismatic jointing (Fig. 4.3a). Vertically, the flow has two levels, with a thicker basal level composed by dark vitrophyric to micro-crystalline material, poor-vesiculated, sometimes showing centimetric brown and dark grey bands, with mafic enclaves of millimetric to centimetric sizes. The more superficial level is dark-to-light grey, with reddish rouged more vesicular crust. The flow has a rhyodacitic composition of 68.5-69.4% SiO₂ (Hildreth et al., 2010) and glass compositions of 71.6-74.8% SiO₂. Crystal content varies among 9.4-16.2% of phenocrysts of plagioclase (labradorite to andesine in composition with few oligoclase cores), amphiboles, biotite and Fe-Ti oxides, 0.3-4.9% of microphenocrysts and 18.6-40.6% of microlites mainly composed by plagioclase and less by clinopyroxene and Fe-Ti oxides. Vesicles vary between 3-24%, mineral textures are porphyritic, intersertal, vesicular, glomeroporphyritic, with chemical zoning in plagioclases and amphiboles, sieve structures and reabsorbed edges in plagioclase, and thin reaction rims in some amphiboles.

4.5.4 Colada Dendriforme rhyodacitic coulee: rdcd unit

This coulee has an erupted volume of 0.18 km³ of effusive and not-dated products, but represents one of the youngest units (Hildreth et al., 2010). It was erupted from a vent ~ 5 km westward from the lake, and it is divided in four lobes that flowed to the NNE, ENE, ESE and SE with 1-2 km length each and an average of 1 km width. The thickness of the flow near to the vent is ~40 m increasing up to 100 m frontward in some lobes, but in the dome zone reached up to 150

m. An increase of slope is observed for all lobes, varying from 8° at the vent up to near 20° at the front of the flow. Topographically, lobes were controlled by topographic heights, canalized and deviated individually, clockwise in time. There are marginal levees in the southern lobes, which have spines in some cases, ogives are better developed in the northern lobes than southern ones, with spines and covered by debris. Blocks have variable sizes from 30 cm to 4 m in diameter, with flow bands, a rouged texture at crust and jigsaw-like prismatic jointing. Mafic enclaves (Fig. 4.3c) are found mainly at non-surficial blocks. Vertically, there are two main levels, a surficial level with a rouged brown-to-reddish crust in blocks aa-like and a basal level which has marked flow bands and mafic enclaves (53.6-56.4% SiO₂; Hildreth et al., 2010) from few to tens of centimeters. The whole rock compositions are 69.7-70.9% SiO₂ (Hildreth et al., 2010) and glass compositions are comprised in the range of 74.9-75.4% SiO₂. Crystal content is 13.4-16.6%, composed by plagioclase (andesine), amphiboles, biotite and Fe-Ti oxides, 0-4% microphenocrysts and 2.1-23.3% microlites mainly plagioclase (oligoclase), and subordinately pyroxene and Fe-Ti oxides. The amount of vesicles vary from 5% to 22%. Mineral textures are porphyritic, intersertal, vesicular, glomeroporphyritic, poikilitic in plagioclases and amphiboles. Chemical zoning, sieve textures and strong reabsorbed edges are present in both plagioclases and amphiboles, while thick reaction rims is observed only in some amphiboles.

4.5.5 Cordón Rodríguez dacitic lava flow: dcr unit

This unit is the less volumetric flow with 0.05 km³. It has not been dated but is assumed to be post-glacial for not showing glacial erosion (Hildreth et al., 2010). It is 4.5 km long, erupted from a vent in the range crest and flowed northward towards a valley. The average width of the flow is 300 m, while thickness averages 10 m in the first 2 km, and then increases to 20 m when it changes direction, flowing westward for 2 km in the valley, reaching 41 m at the front. Thickness is strongly controlled by slope, which decreases from 20° in the first part, to 10° in the valley and 2° at the front. Width, thickness and flow direction are controlled by topography. There are marginal levees 30 m thick in average, with shear marks on internal sides and interior levees 16 m thick in average. Ogives are present mainly in section of the flow in the valley. There are spines in marginal levees of 12 m average. Most blocks are 1-3 m scarce-vesiculated, with no vertical variation in texture and enclave content. They are rich in mafic enclaves (53.2% SiO₂; Hildreth et al., 2010) and lithic fragments. Vertically, the lava flow shows vitrophyric material in the core and

contains surficial blocks with a dark brown aa-like texture crust. The whole rock composition of this unit corresponds to dacite, with 65.4 % SiO₂ (Hildreth et al., 2010) and the glass composition has 71.6-72.4 % SiO₂. Crystal content varies between 18.3-22.3% of phenocrysts of plagioclases (labradorite to andesine), pyroxenes, amphiboles and Fe-Ti oxides, 0-8.4% microphenocrysts and 19.8-32.3% microlites of plagioclase (andesine), pyroxene, amphibole and Fe-Ti oxides. Vesicles content is 10.0-22.1%, while the main mineral textures are porphyritic, glomeroporphyritic, vesicular, poikilitic in plagioclases and amphiboles. Strong chemical zoning, sieve textures and reabsorbed edges are observed in plagioclases, while thick reaction rims can be observed only in amphiboles.

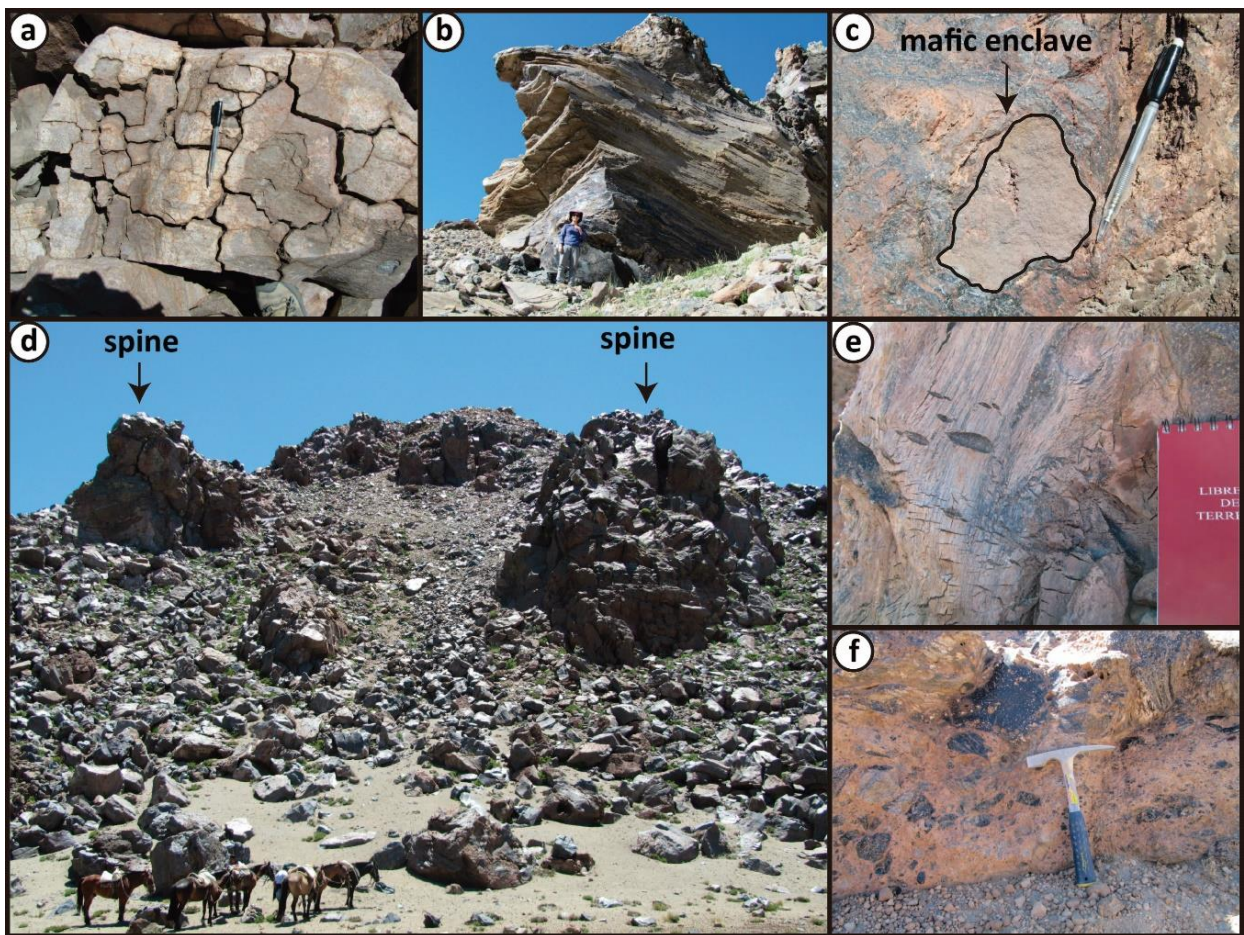


Fig. 4. 3. Main characteristics observed on the LdMVF lavas. (a) Jigsaw-like prismatic jointing, present in all studied units; (b) Big block within a rhyolitic lava; (c) Mafic enclave within a rhyodacitic lava; (d) Spines growing from a rhyodacitic lava; (e) Tension gashes-like fractures on a rhyolitic block; (f) Breccia texture in a block at the base of a rhyolitic lava.

4.5.6 Río Saso andesitic lava flow: ars unit

This unit represents the longest lava flow in LdMVF, with a length of 10 km and an erupted volume of 0.11 km³. The lava flowed westward from a vent placed in a scoria cone on the southern wall of the valley, and although not dated, it is assumed to be erupted in post-glacial period (Hildreth et al., 2010). Widths are constant in the first kilometers averaging with values not exceeding 40 m and then increase, reaching 0.5-1.5 km. The width of the flow is strongly controlled by both northern and southern walls of valley, with constant slopes of 2° towards the west. The unit is 10 m average thick in the central channel, which reached 60 m at the front. The lava has marginal levees 33 m thick in average and interior levees 16 m thick in the North and 22 m thick in the South. Ogives are common in the central channel, better developed in medial than proximal region (Fig. 4.1) of the flow, and some spines of several meters height were observed at the central channel. Blocks are 50 cm to 2 m in diameter, vertically homogeneous in terms of texture, rich in micro-crystals, scarcely vesiculated, with little mafic enclaves; some of them contain less crystals, which gives them a vitrophyric appearance near the core of the flow. Some surficial blocks have a reddish brown color, sometimes with a rugged crust. Whole rock SiO₂ varies from 59.5 to 61.6% (Hildreth et al., 2010), with a crystallinity of 9.8-23.8% and phenocrysts of plagioclase (andesine and some labradorite), skeletal olivines, ortho- and clinopyroxenes, amphiboles and Fe-Ti oxides. Microphenocrysts and microlites abundances are respectively 2.9-3.4% and 29.0-44.1%, and consists in plagioclases (labradorite and bytownite), Fe-Ti oxides and some pyroxenes. Vesicles are 5-12.0% of the whole rock, mineral textures are porphyritic, glomeroporphyritic, slightly vesicular, poikilitic in plagioclases and olivines. Strong chemical zoning, sieve and patchy textures and reabsorbed edges are observed in plagioclases, thick reaction rims are present in amphiboles.

4.6 MINERALOGY

The studied lava flows and lava dome have andesitic-to-rhyolitic compositions, according to their whole-rock SiO₂ content (Hildreth *et al.*, 2010) (Fig. 4.2a), falling in the calc-alkaline series according to the AFM diagram (Fig. 4.2c) and in the high-K series according to the K₂O vs SiO₂ diagram (Fig. 4.2b). All studied rocks have a porphyritic texture, low contents of phenocrysts with averages by volume of 7% in rhyolitic units, 14% in rhyodacitic units, 19% in the dacitic unit and

18% in the andesitic unit. All not-rhyolitic units are microlite-rich (15-30%) and rhyolitic units have lower microlite contents (~3%) (Figs. 4.4 and 4.8).

The mineral assemblage depends strongly on the unit composition (Fig. 4.4). In order of abundance, the mineral assemblage of the andesitic unit (*ars*) includes plagioclase, olivine, ortho- and clinopyroxene, Fe-Ti oxides and amphibole. The dacitic unit (*dcr*) is composed by plagioclase, amphibole, Fe-Ti oxides and pyroxenes. In the three rhyodacitic units (*rdcn*, *rdcd* and *rdsp*) the mineral assemblage is plagioclase, amphibole, Fe-Ti oxides, biotite and pyroxene. Finally, the two rhyolitic (*rle* and *rln*) units have plagioclase, biotite and Fe-Ti oxides assemblage.

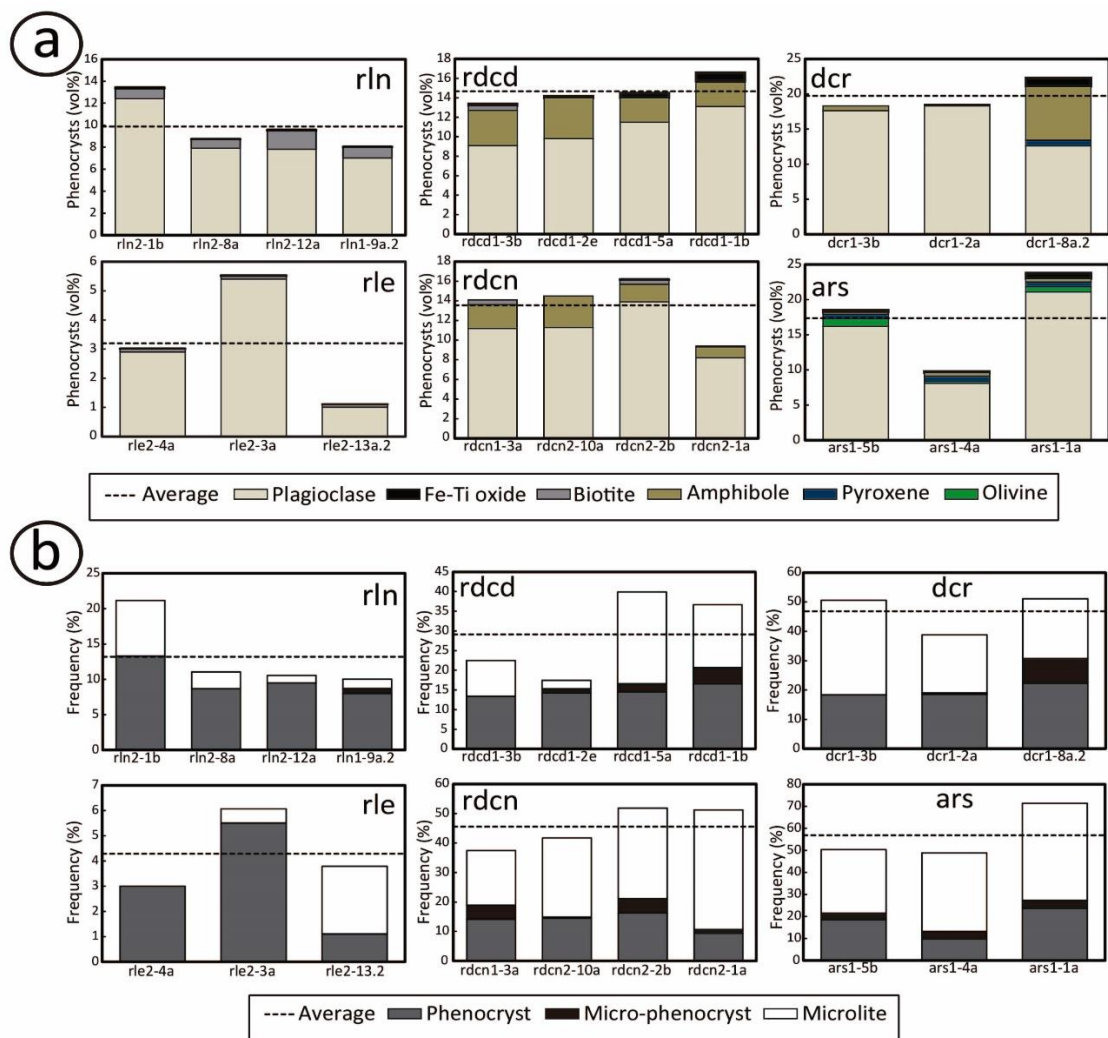


Fig. 4.4. Total crystal content and phenocrysts phases in the LdMVF studied units. Results obtained by modal counting and divided in terms of: (a) mineral phases present as phenocrysts and micro-phenocrysts in each unit; (b) total crystal content divided by phenocrysts (>150 μm), micro-phenocrysts (150-50 μm) and microlites (<50 μm). Percentages normalized on a vesicle-free base.

4.6.1 Plagioclase textures and chemistry

Plagioclase is the most abundant mineral phase in all studied units (Fig. 4.4). It is observed as mostly euhedral to subhedral, with both reabsorbed and well-preserved edges, as well as normal, oscillatory and reverse chemical zoning. Patchy, wormy and sieve textures are present with occasionally poikilitic textures. A skeletal growth is present in microlites from some units. In the following section, we divide the plagioclases in groups based on textural features and chemical characteristics, and assign them prefixes such as R, Rd, D and A according to the compositional name of their host units (R: *rln*, *rle*; Rd: *rdcd*, *rdcn*, *rdsp*; D: *dcr*; A: *ars*). Chemical composition of representative crystals can be found in Table 1.

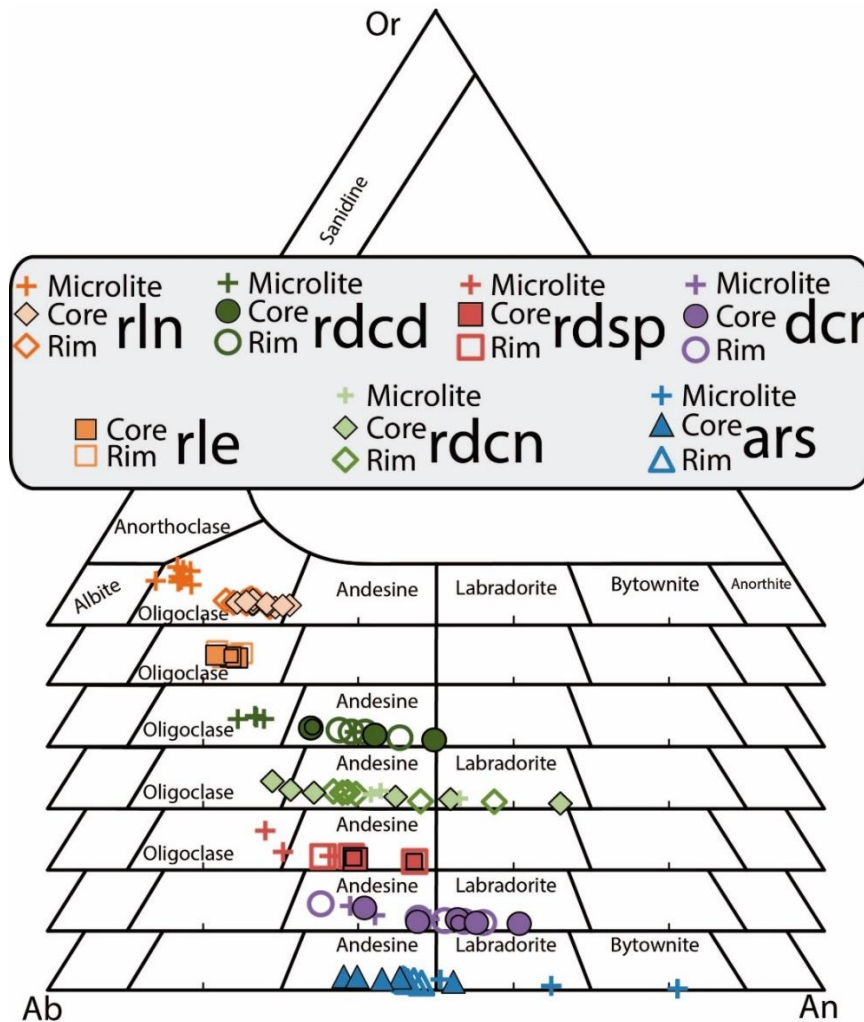


Fig. 4. 5. Classification diagram of plagioclase in the LdMVF studied units. From the bottom to the top the units are: “ars” (blue triangles), andesitic lava; “dcr” (purple circles), dacitic lava; “rdsp” (red squares), rhyodacitic lava dome; “rdcn” (light green diamonds) and “rdcd” (dark green circles), two rhyodacitic lava flows; “rle” (dark orange squares) and “rln” (light orange diamonds), two rhyolitic lava flows. Filled symbols correspond to core data, open symbols represent rim data and crosses show microlite data.

Plagioclase in rhyolites (groups R)

The group R1 is composed by the largest phenocrysts (~600-1500 μm), belonging to unit *rle*. Plagioclase composition is homogeneous, with an An_{19} - An_{22} content, and slight chemical zoning. This group is divided into two subgroups R1a and R1b, according to size and textures. The subgroup R1a is composed by crystals >1 mm long, euhedral with rounded edges. They present fractures which tend to be denser and thinner towards the edge of crystals. The subgroup R1b are <700 μm long and shows cleavage marks, thicker towards the core. The edges of crystals are typically rounded, with reabsorption textures in many cases. The second group R2 corresponds to phenocrysts >1 mm long, belonging to the *rln* unit, and exhibits oscillatory chemical zoning between An_{21} - An_{29} . It is divided into two subgroups, R2a and R2b, according to textural features. The subgroup R2a corresponds to euhedral crystals with well-preserved edges (Fig. 4.6) and few melt inclusions at the rim, with less An content. The subgroup R2b corresponds to subhedral crystals with rounded edges and poikilitic texture, with few magnetite chadacrysts. The third group R3 is present in the *rln* unit and corresponds to euhedral, well-preserved crystals 150-350 μm long, with increasing or constant An content of An_{23} - An_{27} .

Plagioclases in rhyodacites (groups Rd)

Plagioclase found in the three rhyodacitic units is very similar among them, although those in the *rdcn* unit have less disequilibrium textures and are better preserved than those in the *rdcd* unit, which have more sieve, patchy and reabsorption textures.

The first group, Rd1, is present in the *rdcd* and *rdcn* units. These phenocrysts are subhedral >1 mm long, with wormy and sieve textures, more abundant in the *rdcd* unit. This group also presents a patchy (more abundant in *rdcd* unit) texture and oscillatory zoning between cores (An_{30}) and rims (An_{38}), as well as the presence of amphibole chadacrysts. The second group, Rd2, is less abundant, with larger (>2 mm) crystals. This group is only present in the *rdcn* unit. Crystals from this group are euhedral, with strong oscillatory zoning, showing cores with An_{50} , intermediate rings with An_{38} rims with An_{48} . Typical textures include sieve and patchy at cores, reabsorption in more albitic interior rings and fractured but well-preserved crystal edges. The third group, Rd3, is present in the *rdcn* unit. This group is represented by euhedral to subhedral phenocrysts >400 μm long, with normal zoning (An_{65} - An_{58} from core to rim) and fractures wider in the cores. The fourth group,

Rd4, is composed by euhedral plagioclases, >300 μm long present in the *rdcd* unit, showing some reabsorbed edges and well-preserved cores, occasionally melt-inclusions, and slight oscillatory zoning. Based on the zoning, we can divide them into subgroups Rd4a, with An₄₁ cores and An₄₃ rims, and Rd4b with An₅₀ at cores and An₄₅ rims. The fifth and sixth groups belong to the *rdsp* unit. Rd5 is composed by subhedral plagioclase, with strong oscillatory zoning, showing An₄₀ cores, increasing near 10 An points in intermediate rings, and An₂₀ rims. Rd6 exhibit smaller than 600 μm long crystals, euhedral-to-subhedral, with normal zoning of An₄₅ reabsorbed cores decreasing to less than An₃₅ at rims.

Plagioclases in the dacite (groups D)

The group D1 is composed by subhedral plagioclase from the *dcr* unit, with size >1 mm, strong reabsorbed edges and slight reverse zoning less than An₅₀ cores and more than An₅₀ at bad-preserved rims. These rims have occasionally sieve and patchy-like textures. The group D2 corresponds to euhedral to subhedral crystals <500 μm in size, with reabsorbed edges and normal zoning with An₅₀ cores and An₃₀ rims. The group D3 is composed by euhedral-to-subhedral <500 μm long plagioclase, with oscillatory zoning, ranging from An₄₀ at cores to near An₅₀ at rims, some reabsorption in intermediate less than An₄₀ rings.

Plagioclases in the andesite (groups A)

The group A1 is composed by subhedral plagioclase from the *ars* unit. Sizes are >1 mm with oscillatory zoning between near An₃₇ in cores up to An₄₆ at rims. Cores have a strong sieve texture and many melt-inclusions. Additionally, crystal edges are well preserved when showing a reverse zoning, whereas reabsorption textures dominate the edges when crystals are normally zoned. The group A2 is composed by subhedral plagioclases <1 mm long, with patchy texture, reabsorbed cores and normal zoning, from more than An₅₂ at cores to less than An₄₆ at rims and sieve textures at cores.

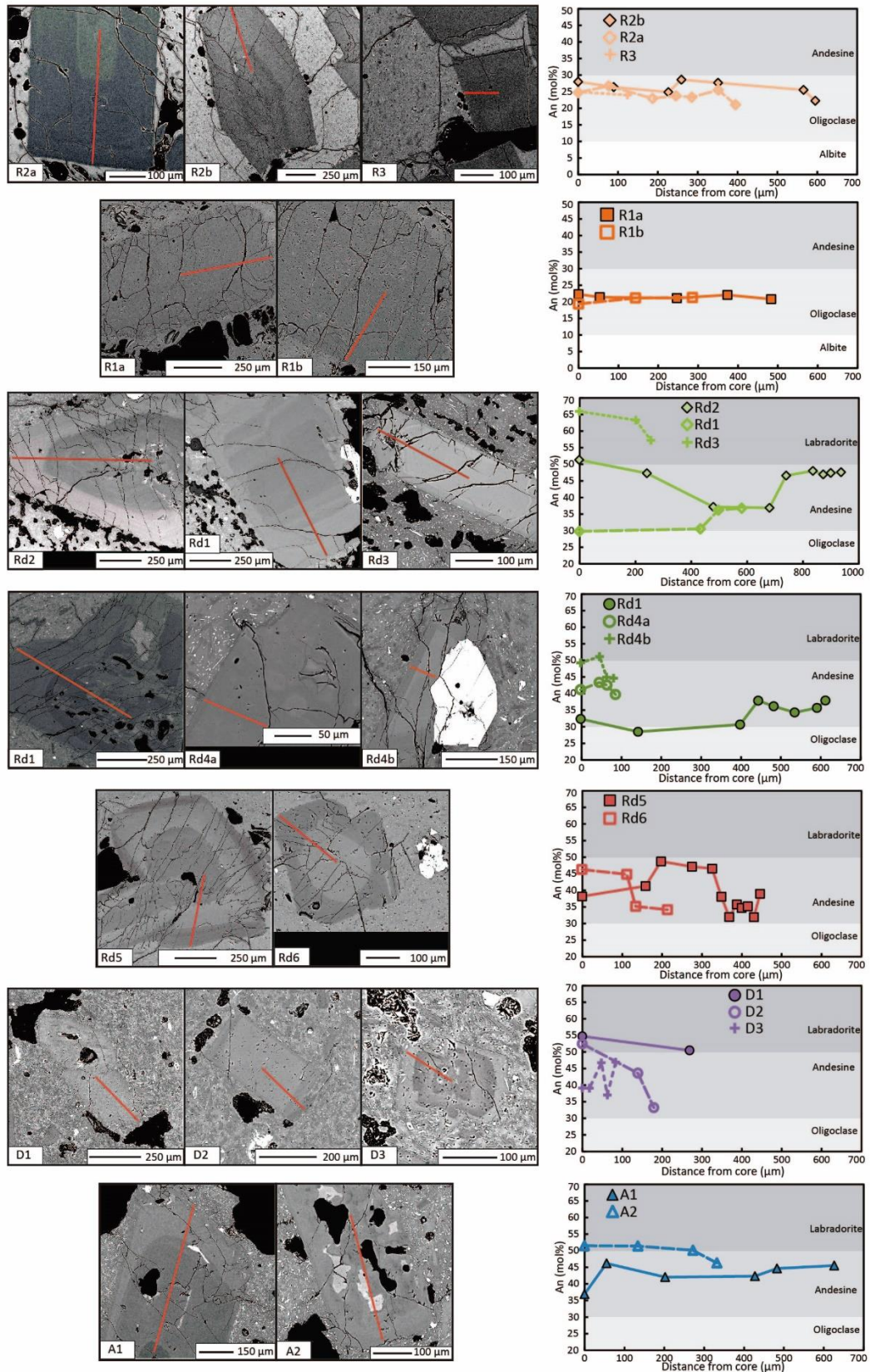


Fig. 4. 6. Textures and chemical composition of plagioclase in the LdMVF studied units. BSE images (left) and chemical profiles (right) of representative plagioclase crystals in each described group. Red line indicates profiles where the samples were analyzed. Details of features for each group can be found in the text.

Table 1

Chemical composition by EMPA of representative LdMVf plagioclase. FeO^T=Total iron. c=core analysis.r=rim analysis. Values in wt%. An, Ab, Or in mol%.

Unit	Type	Point	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^T	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	SrO	BaO	Total	An	Ab	Or
<i>rle</i>	R1a	c	62.11	23.06	0.20	0.00	8.71	0.76	4.78	0.06	0.06	99.75	22.3	73.5	4.2
		r	62.66	22.87	0.23	0.00	8.87	0.83	4.47	0.09	0.07	100.09	20.8	74.6	4.6
	R1b	c	63.31	22.42	0.20	0.00	9.16	0.85	4.22	0.06	0.07	100.29	19.3	76.0	4.7
		r	63.24	22.84	0.24	0.01	8.84	0.82	4.59	0.07	0.08	100.72	21.3	74.2	4.5
<i>rln</i>	R2b	c	60.88	24.13	0.30	0.02	8.23	0.53	6.02	0.14	0.05	100.30	27.9	69.1	2.9
		r	62.02	22.91	0.28	0.00	8.88	0.68	4.81	0.10	0.08	99.75	22.2	74.1	3.7
	R2a	c	61.94	23.42	0.28	0.00	8.55	0.62	5.31	0.13	0.06	100.31	24.7	71.9	3.4
		r	63.14	22.95	0.23	0.00	8.93	0.74	4.53	0.09	0.09	100.71	21.0	74.9	4.1
	R3	c	62.44	23.49	0.26	0.01	8.32	0.62	5.23	0.15	0.05	100.57	24.9	71.6	3.5
		r	61.80	23.51	0.24	0.01	8.88	0.67	5.30	0.10	0.06	100.56	23.9	72.5	3.6
<i>rdcd</i>	Rd1	c	59.85	24.80	0.30	0.02	7.70	0.54	6.96	0.10	0.04	100.31	32.3	64.7	3.0
		r	58.39	25.42	0.35	0.03	7.13	0.43	8.18	0.11	0.04	100.08	37.9	59.8	2.4
	Rd4a	c	57.50	26.49	0.31	0.03	6.75	0.33	8.82	0.15	0.02	100.39	41.1	57.0	1.8
		r	58.65	26.40	0.35	0.03	6.90	0.42	8.54	0.12	0.02	101.43	39.7	58.0	2.3
	Rd4b	c	55.33	27.50	0.61	0.06	5.90	0.19	10.55	0.14	0.01	100.29	49.2	49.8	1.1
		r	56.59	27.08	0.42	0.02	6.31	0.25	9.43	0.15	0.01	100.27	44.6	54.0	1.4
<i>rdcn</i>	Rd1	c	60.47	24.53	0.25	0.02	8.12	0.54	6.51	0.12	0.04	100.61	29.8	67.3	2.9
		r	59.21	25.20	0.33	0.01	7.01	0.43	7.66	0.16	0.02	100.04	36.7	60.8	2.5
	Rd2	c	55.00	27.95	0.34	0.02	5.48	0.25	10.74	0.12	0.02	99.91	51.2	47.3	1.4
		r	56.14	27.40	0.42	0.04	6.02	0.19	10.07	0.19	0.02	100.49	47.5	51.4	1.1
	Rd3	c	51.09	30.16	0.66	0.09	3.89	0.13	13.82	0.08	0.00	99.92	65.8	33.5	0.7
		r	53.08	28.58	0.74	0.12	4.91	0.18	12.12	0.13	0.00	99.87	57.1	41.9	1.0
<i>rdsp</i>	Rd5	c	58.21	25.92	0.35	0.02	7.05	0.35	8.15	0.21	0.04	100.30	38.2	59.9	1.9
		r	57.86	26.16	0.33	0.03	6.97	0.35	8.33	0.11	0.03	100.15	39.0	59.0	2.0
	Rd6	c	56.39	26.95	0.45	0.03	6.16	0.25	9.87	0.18	0.03	100.30	46.3	52.3	1.4
		r	59.35	25.13	0.31	0.03	7.51	0.39	7.30	0.12	0.02	100.16	34.2	63.6	2.2
<i>dcr</i>	D1	c	53.44	29.00	0.52	0.07	5.09	0.22	11.39	0.16	-0.02	99.87	54.6	44.1	1.3
		r	54.63	28.14	0.50	0.06	5.48	0.28	10.39	0.18	0.00	99.66	50.4	48.0	1.6
	D2	c	54.39	28.58	0.47	0.05	5.35	0.21	10.91	0.16	0.06	100.19	52.3	46.5	1.2
		r	59.37	24.74	0.78	0.05	7.07	0.74	6.73	0.07	0.12	99.67	33.0	62.7	4.3
	D3	c	58.12	25.24	0.63	0.09	6.51	0.63	8.00	0.16	0.07	99.43	38.9	57.4	3.7
		r	55.81	27.43	0.63	0.08	5.65	0.33	9.32	0.13	0.12	99.50	46.8	51.2	2.0
<i>ars</i>	A1	c	59.05	25.60	0.35	0.04	7.14	0.40	7.86	0.17	0.05	100.67	37.0	60.8	2.3
		r	56.16	27.00	0.54	0.05	6.28	0.26	9.78	0.18	0.02	100.26	45.6	53.0	1.4
	A2	c	54.46	27.53	0.46	0.06	5.35	0.24	10.60	0.19	0.00	98.90	51.5	47.1	1.4
		r	55.67	26.96	0.52	0.06	6.04	0.28	9.73	0.19	0.03	99.48	46.3	52.1	1.6

4.6.2 Amphiboles textures and chemistry

Amphiboles are present in the non-rhyolitic units and comprise a wide range of optical birefringence ranging from dark brown to red, and pleochroism from light brown-yellow to green. They have varying chemical compositions, all Mg-rich ($Mg/Mg + Fe^{2+} > 0.5$) and correspond to two types, according to their chemical classification (Leake et al., 1997; Leake et al., 2003; Hawthorne and Oberti, 2007). The first type is composed by crystals with less than 6.5 Si a.p.f.u (Fig. 4.7a), classified as magnesiohastingsite and tschermakite (low-Si amphiboles from now on)

and the second type comprise crystals with more than 6.5 Si a.p.f.u. (Fig. 4.7b), classified as magnesiohornblende (high-Si amphiboles from now on).

In terms of textures, amphiboles were divided in groups in order to differentiate their origin and thermodynamic conditions (see below). The first group, AmpA, correspond to unzoned euhedral to subhedral amphiboles, more than 400 μm long with generally well-preserved edges, but reabsorptions and internal embayments can be present in some cases. Reabsorbed edges are common when they are in contact with other minerals, generally plagioclases and other amphiboles. The second group, AmpB, correspond to amphiboles with similar features than AmpA, but showing chemical zoning, and rounded edges at rims. The third group, AmpC, comprises smaller and much less abundant amphiboles than those in the other groups, showing strong chemical zoning with at least one interior ring. The fourth group, AmpD, is composed by smaller and less common amphiboles than AmpC, with chemical zoning of at least one intermediate ring. Finally the fifth group, AmpE, contains crystals as small as AmpD group (they have similar features to AmpD) but with no chemical zoning. Chemistry of representative crystals can be found in Table 2.

On the one hand, all defined amphiboles are present in rhyodacitic units but tend to be bigger in the *rdcn* unit than in the *rdcd* and to have more commonly rounded edges in the *rdsp* unit than in the others. Reaction rims are found in amphiboles of all units and they range from a few micrometers to more than 60 μm in some cases, which will be the object of the next section. On the other hand, in the dacitic unit there are amphiboles with similar characteristics but they are less abundant and tend to have thicker reaction rims than amphiboles present in the acidic units. Additionally, a different group, AmpF, is present only in the andesitic unit whose amphiboles are euhedral near 600 μm long with reabsorbed edges, no chemical zoning and thick reaction rims.

Chemically, all amphiboles show similar composition and they range from 1.4 to 2.0 Al^{IV} a.p.f.u. with a decreasing trend between 0.7-0.9 Mg# with respect to Al^{IV} . All amphiboles show an increasing trend in $(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}}$ content between 0.3-0.7 a.p.f.u. and Ti content between 0.15-0.45 a.p.f.u.. Different is the Al^{VI} and Ca contents, which are comprised into 0-0.3 a.p.f.u. and 1.6-1.9 a.p.f.u. respectively, showing no positive or considerable correlation respecting to Al^{IV} content (Fig. 4.7). The significance of these trends will be discussed later in the next section.

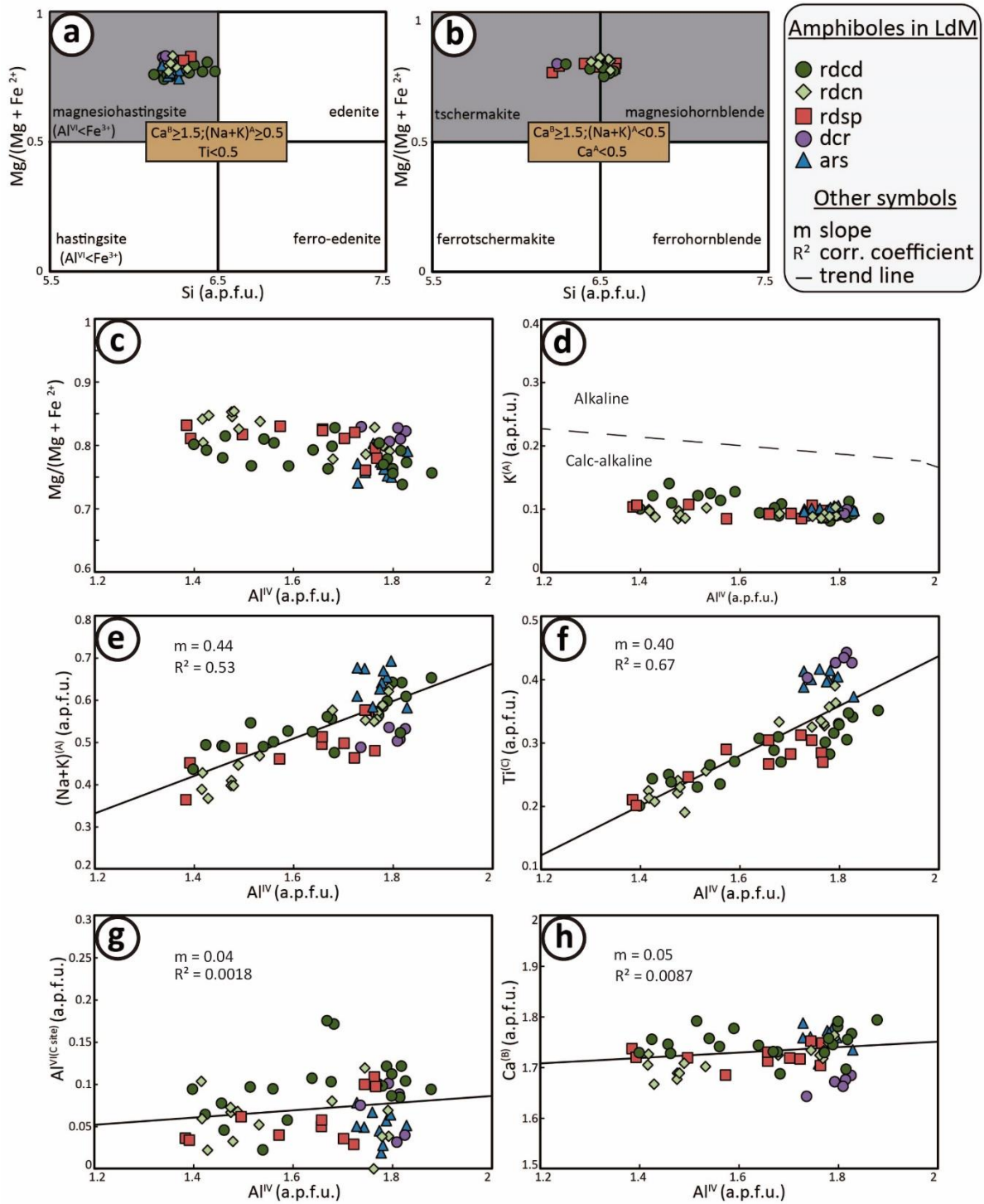


Fig. 4. 7. Mineral chemistry of amphiboles in the LdMVF studied units. (a) and (b) Classification diagrams showing types of amphiboles; (c) Mg# versus Al^{IV} diagram, showing a descending trend with exception of three data of the dcr unit; (d) K^A versus Al^{IV} diagram showing calc-alkaline amphiboles in the LdMVF. Fields are defined with respect to K content in A site according to Ridolfi and Renzulli (2012); (e) and (f) edenite and Ti-Tschermakite exchange respectively. The good correlation indicates that both substitutions are active in the LdMVF amphiboles; (g) and (h) Al-Tschermakite and plagioclase exchange respectively. No correlation can be observed, indicating that both substitutions are not active in the LdMVF amphiboles. Pargasite (Al^{VI} ≥ Fe³⁺) is not present in the LdMVF.

Table 2

Chemical composition by EMPA of representative LdMVF amphiboles. Values in wt%. Last line (Analysis) represents the location where the EMPA were carried out. B = University of Bristol, C = National University of Cordoba.

Unit	<i>rdcd</i>	<i>rdcd</i>	<i>rdcd</i>	<i>rdcn</i>	<i>rdcn</i>	<i>rdsp</i>	<i>rdsp</i>	<i>dcr</i>	<i>dcr</i>	<i>ars</i>
Mineral	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp
Type	A	B-C	D-E	A-B	C-D-E	A-B	D-E	Pheno 1	Pheno 2	F
SiO ₂	42.81	42.75	44.85	42.77	45.55	42.80	45.34	42.65	42.87	42.62
TiO ₂	2.81	2.58	2.12	3.02	1.92	2.60	1.84	3.92	4.01	3.63
Al ₂ O ₃	11.16	10.96	9.46	10.89	8.54	10.91	8.31	10.93	10.82	10.36
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	-0.03	0.00
FeO ^T	13.73	13.52	12.78	12.14	12.63	13.49	12.48	11.40	11.50	11.73
MgO	13.49	13.55	14.29	14.01	14.76	13.40	14.64	14.46	14.48	14.07
CaO	10.96	11.28	11.57	11.01	10.79	10.91	11.02	10.86	10.75	11.19
MnO	0.38	0.27	0.38	0.38	0.58	0.42	0.51	0.24	0.24	0.25
Na ₂ O	2.64	2.65	2.26	2.64	2.19	2.40	2.21	2.68	2.67	2.86
K ₂ O	0.48	0.44	0.66	0.50	0.48	0.53	0.57	0.53	0.51	0.54
F	0.07	0.05	0.35	0.00	0.38	0.09	0.00	0.28	0.19	0.34
Cl	0.03	0.02	0.09	0.03	0.05	0.05	0.08	0.04	0.03	0.04
Total	98.55	98.08	98.79	97.39	97.88	97.60	96.99	98.00	98.03	97.63
Analysis	B	B	B	B	B	B	B	C	C	B

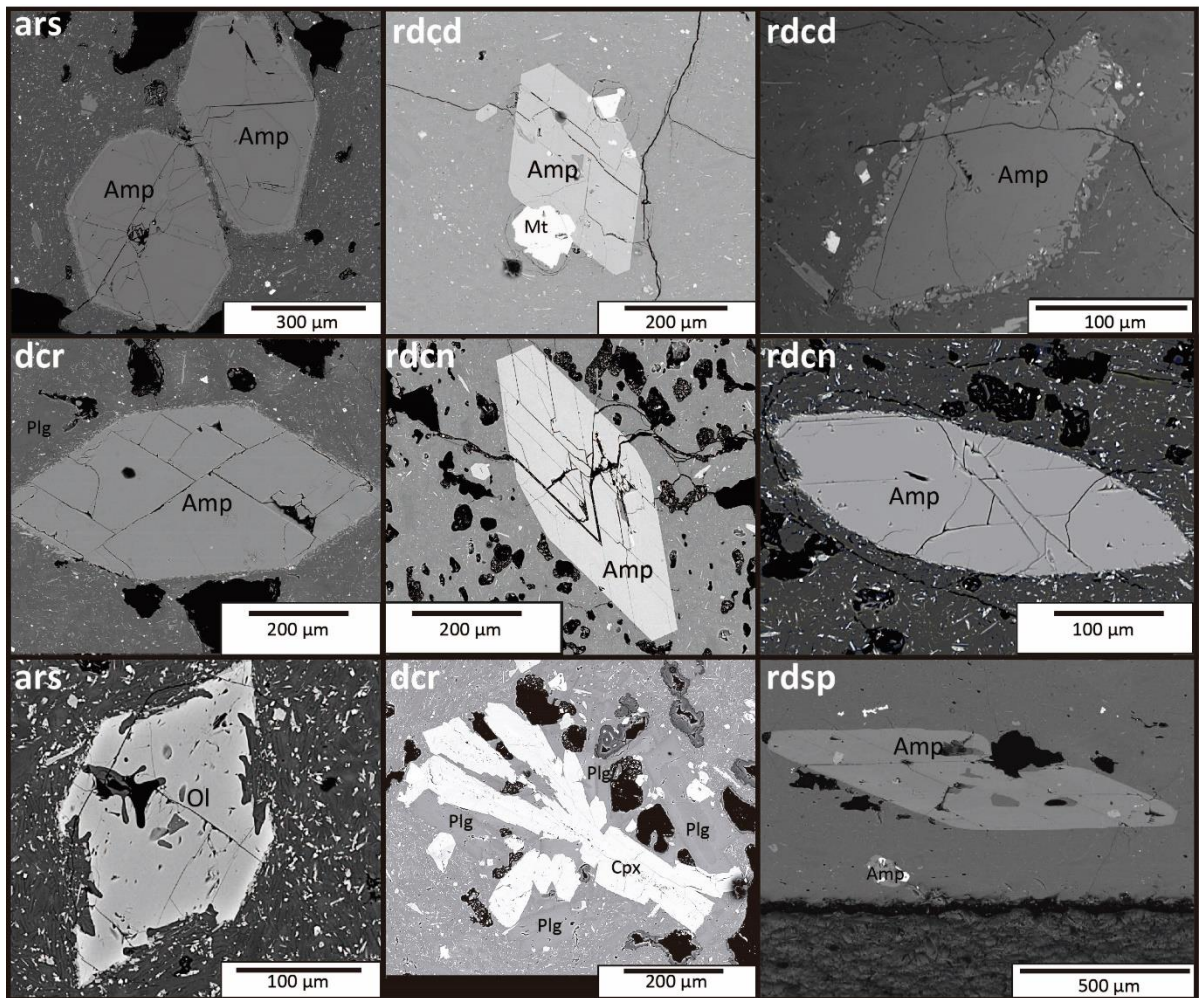


Fig. 4. 8. BSED images of mafic minerals in non-rhyolitic units. Amphiboles (Amp) is the main mafic phase which is shown for rhyodacitic, dacitic and andesitic units. Skeletal olivine (Ol) is shown for the ars unit. Mineral clots are shown for the dcr unit, and include clinopyroxene (cpx) and plagioclase (Plg).

Amphiboles reaction rim formation has been attributed to open system conditions, where amphiboles lose alkalis and H₂O to the surrounding groundmass (Buckley et al., 2006). This reaction between amphibole and melt will begin when melt does not contain enough dissolved water to stabilize amphibole, generating an assemblage of pyroxenes, plagioclases and magnetite (Rutherford and Hill, 1993; Rutherford, 2008). The reaction has been attributed to the result of processes like dehydration by decompression, heating and oxidation at shallow levels (Rutherford and Hill, 1993). Experimentally conducted studies (Rutherford and Hill, 1993; Browne and Gardner, 2006), related reaction rims in amphiboles to decompression by ascent, establishing relationships between rim width and ascent rate. We estimated ascent rates in the studied LdMVF non-rhyolitic lava flows and lava dome by means of analyzed reaction rims in amphiboles.

Reaction rims are not present in all amphibole crystals, but they have similar mineralogy in each unit. Their widths range between 1 and 50 μm when found in lava flows and from 1 to 60 μm when found in the lava dome. In the *ars* unit, the measured reaction rims range between 7 and 50 μm , but the most representative value is 16 μm . In the *dcr* unit, the range of widths is 1-20 μm , but we found a bimodal distribution in terms of representative widths of 6 μm for microlites and small phenocrysts and 13 μm for the biggest phenocrysts. For the *rdcn* unit we found a range of width between 1 and 9 μm , but the most representative value is given by 3 μm . In the *rdcd* unit we found a bimodal distribution of widths ranging from 3 to 39 μm , where 8 μm and 32 μm are the representative values for microlites and phenocrysts respectively. Finally, for the *rdsp* unit, we found few reaction rims with measured values only in phenocrysts in the range of 33-61 μm , with 48 μm as the most representative value. Estimated ascent rates, following Browne and Gardner (2006), are in the range of ~0.002-0.009 m/s. In particular, units *ars* and *rdcd* show an estimated value of 0.002 m/s, followed by the *dcr* unit ranging between ~0.003-0.004 m/s, and the *rdcn* and *rdsp* units, with a range of ~0.004-0.009 m/s.

4.6.3 Olivine, pyroxenes and Fe-Ti oxides

Olivines are present only in the *ars* unit, with a size of 250-300 μm and have skeletal textures. They are forsterite-rich in compositions, ranging from Fo₇₁ to Fo₇₈, showing in some cases chemical zoning into the same range in composition, with higher Fo contents at cores than at rims. Clinopyroxenes are present in all non-rhyolitic units as microlites and micro-phenocrysts, and they are scarce in the *ars* unit (<1% total pyroxenes) (Fig. 4.4). Orthopyroxenes are present in the *ars*

unit as phenocrysts of near 1 mm length, with rounded and reabsorbed edges, magnetite chadacrysts and, in some cases, forming clots with magnetite and plagioclase. Fe-Ti oxides are present in all units, in most cases as magnetite, euhedral to subhedral, sometimes with skeletal texture. Ilmenites are found in the two rhyolitic units, as elongated crystals of the same length than magnetites. Chemistry of representative crystals can be found in Tables 3 and 4.

Table 3

Fe-Ti oxides composition by EMPA. The identified pairs of crystals were used as geothermometer. Values are in wt%.

<i>Unit</i>	<i>rln</i>						<i>rle</i>						<i>rdcd</i>			<i>rdcn</i>	
Type	Pair 1		Pair 2		Pair 3		Pair 1		Pair 2		Pair 3		Phenocryst		Enclave	Phenocryst	
Mineral	Mt	Il	Mt	Il	Mt	Il	Mt	Il	Mt	Il	Mt	Il	Mg	Il	Mg	Mg	Mg
SiO ₂	0.05	0.07	0.03	0.03	0.03	0.05	0.05	0.05	0.02	0.33	0.02	0.17	0.09	0.02	0.09	0.12	0.06
TiO ₂	5.79	38.9	6.00	39.4	5.82	39.3	5.69	40.2	5.72	37.5	5.75	37.8	5.31	37.3	9.55	9.94	7.25
Al ₂ O ₃	1.61	0.23	1.66	0.18	1.48	0.16	1.21	0.11	1.16	0.17	1.09	0.11	1.87	0.26	3.17	4.80	2.25
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.06	0.02	0.05	0.04	0.02	0.05	0.07	0.02
FeO ^T	84.8	51.9	83.6	52.1	83.7	52.5	84.8	52.0	84.3	51.5	84.9	51.0	83.9	55.0	79.53	75.2	82.2
MgO	1.28	2.47	1.16	2.49	1.32	2.53	1.01	2.00	0.95	1.75	0.99	2.11	1.43	2.31	1.51	3.78	1.92
CaO	0.00	0.02	0.03	0.06	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.02	0.00
MnO	1.38	1.86	1.37	1.95	1.40	1.94	1.39	2.20	1.40	2.08	1.39	2.15	0.74	0.85	0.62	0.37	0.87
NiO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
ZnO	0.24	0.05	0.19	0.04	0.20	0.05	0.16	0.07	0.17	0.06	0.13	0.06	0.08	0.01	0.08	0.08	0.14
Total	95.1	95.5	94.1	96.2	94.0	96.5	94.4	96.7	93.8	93.5	94.3	93.5	93.5	95.9	94.6	94.4	94.7

Table 4

Chemical compositions of other mafic minerals by EMPA. Ol=olivine; Px=pyroxene; Ph=phenocryst; M-Ph=micro-phenocryst. Values are in wt%. Te, Fo, Fa, Ca-Ol in mol%. En, Fs, Wo in mol%.

<i>Unit</i>	<i>ars</i>	<i>ars</i>	<i>rdcn</i>	<i>rdsp</i>	<i>rdsp</i>
Mineral	Ol	Px	Px	Px	Px
Type	Ph	Ph	M-ph	M-ph	M-ph
SiO ₂	38.38	54.24	48.42	49.99	53.53
TiO ₂	0.01	0.23	1.32	0.95	0.20
Al ₂ O ₃	0.02	0.66	5.32	3.67	1.04
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
FeO ^T	19.53	15.52	10.86	9.84	15.94
MgO	41.82	26.90	13.64	14.30	25.85
CaO	0.15	1.23	19.47	19.95	1.63
MnO	0.27	0.61	0.26	0.42	0.70
Na ₂ O	0.00	0.02	0.39	0.46	0.04
Total	100.19	100.00	99.70	99.60	98.95
Te	0.29	-	-	-	-
Fo	78.85	-	-	-	-
Fa	20.66	-	-	-	-
Ca-Ol	0.21	-	-	-	-
En	-	73.71	40.44	41.86	71.87
Fs	-	23.86	18.07	16.17	24.86
Wo	-	2.43	41.49	41.98	3.27

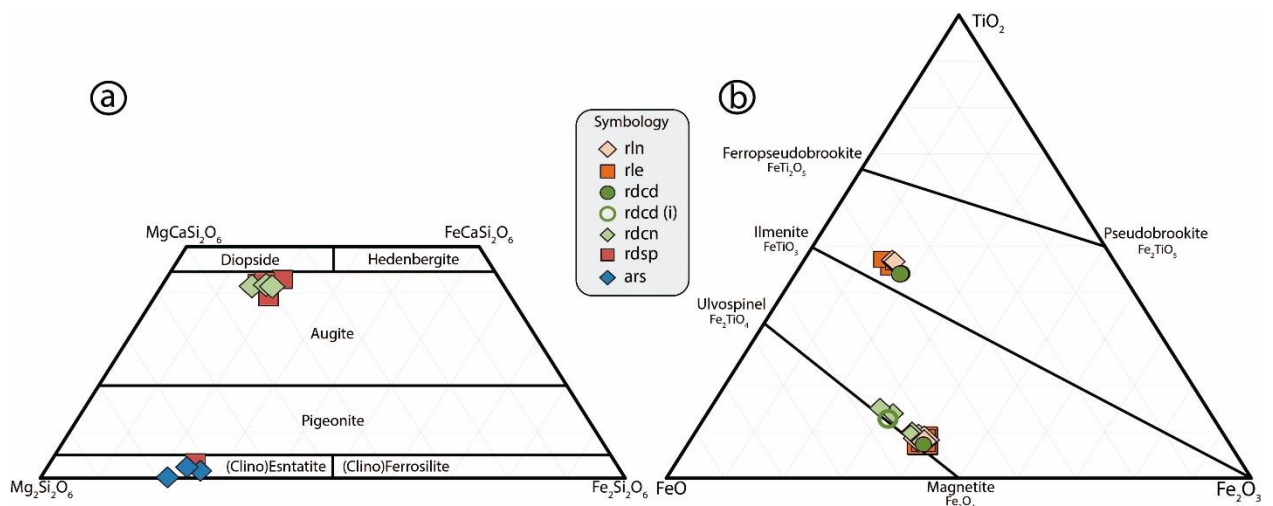


Fig. 4. 9. Classification diagram of mafic minerals in the LdMVF studied units. (a) Pyroxenes in non-rhyolitic units. (b) Fe-Ti oxides in rhyolitic and rhyodacitic units.

4.6.4 Glass composition

The glass compositions measured by EMPA directly on glass between microlite, show a range between 68.1-77.5% SiO₂ from dacitic to rhyolitic units. In particular, the rhyolitic units show ranges of 74.7-75.7% SiO₂ for *rle* and 75.5-77.5% SiO₂ for *rln*. The rhyodacitic units show 74.9-75.4% SiO₂ for *rdcd*, 71.6-74.8% SiO₂ for *rdcn* and 72.5-73.1% SiO₂ for *rdsp*. Finally, *dcr* unit shows a range of 71.6-72.4% SiO₂. Analysis of representative glass can be found in Table 5.

Table 5

Glass, whole rock and melt-inclusion compositions of the studied units. Glass compositions are EMPA analyses in wt%. WR (whole rock) compositions from Hildreth et al. (2010) in wt%. M-I (melt-inclusion in plagioclase) composition is an EMPA analysis in wt%.

Unit	<i>rle</i>		<i>rln</i>		<i>rdcd</i>		<i>rdcn</i>		<i>rdsp</i>		<i>dcr</i>		<i>ars</i>	
Type	Glass	WR	Glass	WR	Glass	WR	Glass	WR	Glass	WR	Glass	WR	WR	M-I
SiO ₂	75.11	75.60	75.49	73.90	75.19	69.40	71.56	68.20	72.82	70.60	72.11	65.10	59.30	68.07
TiO ₂	0.14	0.15	0.29	0.26	0.36	0.44	0.56	0.59	0.35	0.43	0.98	0.86	0.97	1.07
Al ₂ O ₃	12.86	13.28	13.15	14.18	13.45	15.41	14.28	15.84	14.86	15.13	12.99	16.57	17.15	13.12
FeO ^T	0.82	0.79	0.90	1.16	1.10	2.58	1.27	2.98	1.40	2.24	1.68	3.84	6.14	4.48
MnO	0.08	0.05	0.09	0.08	0.17	0.07	0.01	0.10	0.05	0.09	0.04	0.10	0.11	0.09
MgO	0.11	0.24	0.17	0.21	0.04	0.97	0.13	0.96	0.26	0.65	0.16	1.36	3.32	1.23
CaO	0.58	0.62	0.50	0.81	0.75	2.33	1.26	2.60	1.40	1.89	0.53	3.28	6.03	1.37
Na ₂ O	4.24	4.41	4.50	4.76	4.11	4.69	5.23	4.95	5.00	4.88	3.84	5.32	4.22	6.37
K ₂ O	4.40	4.42	4.31	4.12	4.60	3.57	4.16	3.18	3.63	3.55	5.29	2.84	2.09	2.95
P ₂ O ₅	0.02	0.05	0.04	0.06	0.07	0.14	0.18	0.21	0.06	0.10	0.21	0.30	0.29	0.26
F	0.33	-	0.00	-	0.02	-	0.49	-	0.04	-	-	-	-	0.05
Cl	0.15	-	0.13	-	0.13	-	0.10	-	0.10	-	-	-	-	0.14
Cr ₂ O ₃	0.01	-	0.00	-	0.01	-	0.00	-	0.00	-	-	-	-	0.00
Total	98.84	-	99.56	-	99.98	-	99.24	-	99.96	-	97.82	-	-	99.22
LOI	-	0.45	-	1.30	-	0.45	-	0.40	-	0.20	-	0.11	0.04	-
Ori. Total	-	98.97	-	98.33	-	98.87	-	99.34	-	99.40	-	99.05	99.46	-

4.7 LdMVF THERMODYNAMIC CONDITIONS

4.7.1 Conditions for amphiboles crystallization

Temperature, pressure, H_2O_{melt} and fO_2 were determined using single crystal methods (Ridolfi et al., 2010; Ridolfi and Renzulli, 2012). We observed that better results were obtained using the method described in Ridolfi and Renzulli (2012) compared with the one of Ridolfi et al. (2010) because the first one uses a more accurate multivariable statistical adjustment and covers better the high Mg# ($(Mg/Mg+Fe^{2+}) > 0.5$) chemical feature of amphiboles in LdMVF (Fig. 4.7a-c). All results have uncertainties of 11.5% for pressure, $\pm 23.5^\circ\text{C}$ in temperature, ± 0.78 wt% for H_2O_{melt} and ± 0.37 log units for ΔNNO .

Our results show different fields of temperature (T) and pressure (P) ranges, which are correlated with AmpA-F groups defined previously. For the *rdcd* unit, T-P conditions range from 180 to 460 MPa and 903 to 1000 °C respectively, giving values of water and oxidizing conditions between 4.0-5.4 wt% H_2O_{melt} and 1.5-2.4 ΔNNO ($\Delta\text{NNO}=\log fO_2-\text{NNO}$). Amphiboles in the *rdcn* unit show P-T conditions between 265 and 450 MPa and 933 and 1008 °C respectively, and a range of 4.2-4.8 wt% for H_2O_{melt} and 1.4-2.7 ΔNNO . In the *rdsp* lava dome, amphiboles show values between 255 and 435 MPa, 930 and 991 °C, 4.2-5.2 wt% H_2O_{melt} and 1.6-2.6 ΔNNO . In the *dcr* unit, P-T conditions range from 305 to 455 MPa, 1005 to 1032 °C, giving values of 3.5-3.8 wt% H_2O_{melt} and 0.9-1.2 ΔNNO . Finally, the *ars* has ranges of P 345-420 MPa, T between 990 and 1013 °C, giving 3.9-4.4 wt% H_2O_{melt} and 1.4-1.7 ΔNNO . Details of different ranges in each unit can be seen in Table 6.

4.7.2 Water content from plagioclase crystallization

In order to better constrain the obtained water contents and test their reliability, we used the Lange's et al. (2009) hygrometer for the defined groups of plagioclase, the whole rock compositions for the rhyodacitic and dacitic units and the melt-inclusion chemistry for the andesitic unit. In the calculation, we used the values of temperature that we obtained in the previous section by using the amphibole method. The “new” water contents range from 4.0 to 4.4 wt% for the rhyodacites, 3.3 to 3.5 wt% for the dacite and 4.0 to 4.3 wt% for the andesite. The uncertainties for

water content are ± 0.32 wt% and for temperature are the same as those given by the amphibole method. These results are within the ranges obtained with the amphibole method (Fig. 4.10c).

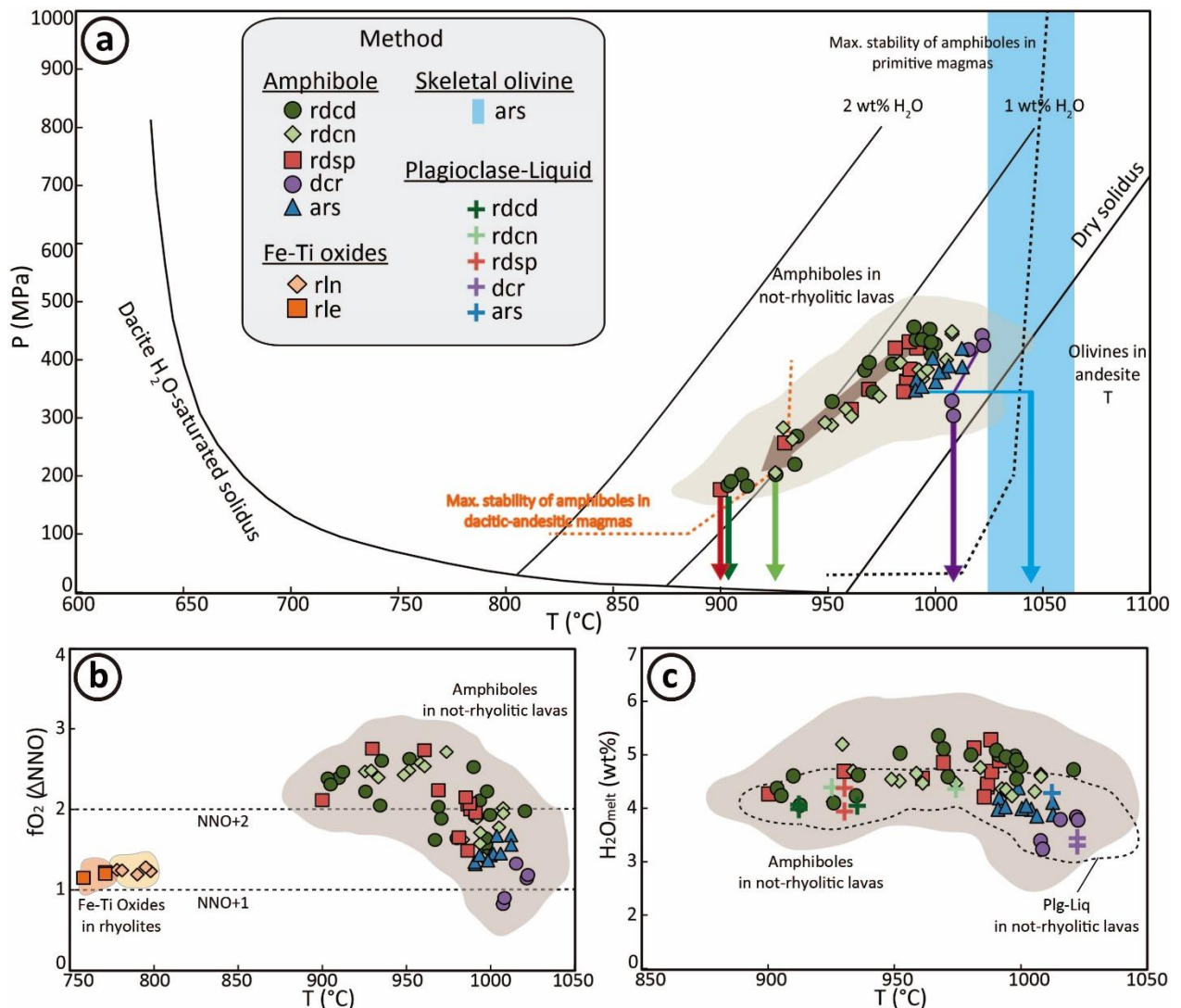


Fig. 4. 10. Calculated thermodynamic conditions for the LdMVF studied units. (a) Pressure versus temperature diagram showing conditions calculated by using amphiboles (rdcd, rdcn, rdsp, dcr and ars units) and olivines (in the ars unit). Solidus lines according to Holtz et al. (2001). Stability lines for amphiboles in dacitic-andesitic and primitive magmas following Kiss et al. (2014) and references therein. Arrows show the path followed by each unit in order to be erupted where grey arrow shows the general path of rhyodacites; (b) fO_2 versus temperature calculated for amphiboles and Fe-Ti oxides (for rln and rle units); (c) melt water content versus temperature calculated for amphiboles (filled symbols) and plagioclase-liquid (crosses). Data obtained for amphiboles were calculated using Ridolfi and Renzulli (2012) method, for olivines using the Shejwalkar and Coogan (2013) method, for Fe-Ti oxides using the Ghiorso and Evans (2008) method and for plagioclase-liquid using the Lange et al. (2009) method. Fields represent the maximum error of the shown data. Dashed line encloses the maximum error for water content and temperature using the plagioclase-liquid method for water and amphibole method for temperature.

4.7.3 Fe-Ti oxides temperature and fO₂ conditions

We used Ghiorso and Evans (2008) and Bacon & Hirschmann (1988) equilibrium filter to estimate temperature and fO₂ conditions in Fe-Ti oxides (Magnetite-Ilmenite pairs) in rhyolitic units. Temperatures range from 782 to 798 °C for the *rln* unit and from 763 to 774 °C for the *rle* unit, while fO₂ conditions range from 1.21 to 1.28 ΔNNO for both rhyolitic units (Fig. 4.10b). The uncertainty of this method is given by the content obtained by EMPA analyses and in this case is ±3-8°C for temperature and ±0.16-0.21 log units for ΔNNO.

Table 6

Thermodynamic conditions of LdMVF studied units. Uncertainties values are described in the text and depend on the used method. Mg-III: Magnetite-Ilmenite pairs. Amp: Amphibole single crystal. Ol: Olivine single crystal. A-F: groups of amphiboles. Phenocrysts: phenocrysts not classified in any group. Skeletal: crystal with a skeletal growth. G&E: Ghiorso & Evans (2008); R&R: Ridolfi & Renzulli (2012); S&C: Shejwalkar & Coogan (2013).

Unit	Mineral	Type or Group	T (°C)	P (Mpa)	Depth (Km)	H ₂ O _{melt} (wt%)	fO ₂ (dNNO)	Method
<i>rle</i>	Mg-III	Phenocrysts	763-774	-	~5 ^(a)	-	1.21-1.28	G&E
<i>rln</i>	Mg-III	Phenocrysts	782-798	-	~5 ^(a)	-	1.21-1.28	G&E
<i>rdcd</i>	Amp	A	990-1000	410-460	15.5-17.4	4.5-5.1	1.5-2.2	R&R
	Amp	B-C	967-980	345-400	13.0-15.1	4.6-5.4	1.8-2.1	R&R
	Amp	D-E	903-935	180-220	6.8-7.6	4.0-4.8	2.0-2.4	R&R
<i>rdcn</i>	Amp	A-B	983-1008	375-450	14.2-17.0	4.2-4.8	1.4-2.0	R&R
	Amp	D-E-C	933-975	265-340	10.0-12.8	4.5-4.7	2.5-2.7	R&R
<i>rdsp</i>	Amp	A-B	970-991	350-435	13.2-16.4	4.2-5.2	1.6-2.1	R&R
	Amp	D-E	930-961	255-315	9.6-11.9	4.5-5.1	2.4-2.6	R&R
<i>dcr</i>	Amp	Phenocrysts	1015-1032	415-455	15.7-17.2	3.8-3.9	1.1-1.2	R&R
	Amp	Phenocrysts	1005-1010	305-330	11.5-12.5	3.5-3.6	0.9-1.0	R&R
<i>ars</i>	Amp	F	990-1013	345-420	13.0-15.9	3.9-4.4	1.4-1.7	R&R
	Ol	Skeletal	1026-1064	200-370	7.6-13.6	-	-	S&C

(a) Depth data according to Feigl et al. (2014).

4.7.4 Olivine thermobarometric conditions

In the *ars* unit, the Shejwalkar and Coogan (2013) single crystal method was applied to obtain temperature and pressure conditions from olivine skeletal phenocrysts. This method requires low-Ca and clinopyroxene saturated magma, which is the case of the *ars* unit. Temperature values range from 1026 to 1064 °C (±20°C) (Fig. 4.10). This method has high uncertainties for pressure, due to its high misfit between experimental and calculated values, and ranges around 2.9 kbar as standard deviation (Shejwalkar and Coogan, 2013).

4.8 LAVA EFFUSION RATES AND MAGMA ASCENT

In order to obtain lava flow velocities and effusion rates, we modeled the advance of lavas using the equation proposed by Castruccio et al. (2014), who showed that the rheology of lava flows can be modeled as a Herschel-Bulkley rheology in many cases. The rheological parameters of consistency and the power law exponent needed in this model were obtained following Castruccio et al. (2010), while yield strength was estimated as follows:

$$\tau_y(x) = \Delta p_{lithostatic} = \rho g h_m(x) \quad (4.1)$$

Table 7

Measured and modeled variables for each lava flow. Values of effusive rate are compared with estimations using other method.

Parameter	ars	dcr	rdcn	rln (W-E)
ρ [kg/m ³]	2500	2500	2300	2300
g [m/s ²]	9.81	9.81	9.81	9.81
Width ω [m]	532-1050	238-430	480-1890	780-3000
Height h [m]	30-60	17-42	42-95	15-128
Slope β [°]	2	2-20	7-10	0-11
Lava Viscosity μ [Pa·s]	10 ⁵	10 ⁷	10 ⁸	10 ¹¹
Crystal content ϕ	0.13-0.27	0.18-0.31	0.15-0.21	0.09-0.13
K [Pa·s ^{n}]	10 ⁵	10 ⁷	10 ⁸	10 ¹¹
n	1	1	1	1
τ_y [Pa]	10 ⁵	10 ⁵	10 ⁵	10 ⁵
Modeled Velocity u [m/s]	10 ⁻⁴ -10 ⁻³	10 ⁻³ -10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁵ -10 ⁻⁴
Modeled Effusive rate $Q(t)$ [m ³ /s]	10 ⁰ -10 ¹	10 ¹ -10 ²	10 ¹ -10 ²	10 ⁰ -10 ¹
Estimated ^(a) Eruptive rate \bar{Q} [m ³ /s]	4	8	214	72
Time-weighted effusive rate Q [m ³ /s]	7.8	75.3	185.7	7.2
Modeled Eruption Time [s]	3.3x10 ⁷	4.5x10 ⁵	1.3x10 ⁶	8.1x10 ⁷
Erupted volume [m ³]	2.1x10 ⁸	3.2x10 ⁷	2.4x10 ⁸	1.0x10 ⁹
Estimated ^(b) erupted volume [km ³]	0.11	0.05	0.25	1.16
Overpressure Δp [MPa]	8.1	9.7	15.6	104.3
Conduit Length ^(c) L [m]	1.3x10 ⁴	1.3x10 ⁴	6.5-7x10 ³	5x10 ³
Magma Viscosity μ_m [Pa·s]	3.5x10 ²	8.4x10 ²	1.4x10 ³	1.8x10 ⁷
Conduit equivalent radius r [m]	8	34	56	95
Magma ascent velocity V [m/s]	4.3x10 ⁻²	2.1x10 ⁻²	1.9x10 ⁻²	2.5x10 ⁻⁴

(a) Eruptive rate estimated following Deardorff et al., (2012). (b) Multiplying the area of the flow measured from satellite images by the average height. (c) Given by geobarometry (Fig. 4.10).

Where h_m represents the maximum height reached by spines and ogives before collapsing. The calculated parameters are shown in Table 8.

Under other dynamical conditions, the advance of a lava flow can be dominated by the yield strength of a diffusively (κ =thermal diffusivity) growing external crust (Castruccio et al., 2013).

Our results indicate velocities between 10^{-4} - 10^{-2} m/s. From these values we calculated the time of emplacement of the flow from the start of the eruption:

$$t_x = \sum_{x=1}^t \frac{d_x - d_{x-1}}{\left(\frac{\bar{u}_x + \bar{u}_{x-1}}{2}\right)} \quad (4.2)$$

Where t_x is time in seconds, d_x is distance from vent and \bar{u}_x is the modeled velocity at the point x . With these values is possible to get effusion rates at time t_x by multiplying the velocity by the cross section of the lava flow, which is obtained by multiplying width by height of the lava flow at the specific point x .

$$Q(t) = \overline{u(t)}Hw \quad (4.3)$$

Effusive rates obtained comprise a range of 10^0 - 10^2 m³/s for studied lavas (Fig. 4.11). The erupted cumulated volumes for each lava flow using this method are consistent with the estimated volumes from satellite images and measured thicknesses (Table 8).

We are assuming that the effusion rate of the lava flowing out from a crater to the surface is the same flow rate of magma that ascends through a conduit from a magma chamber to the surface. In this sense, it is possible to get the ascent velocity if we know both the effusion rate and the conduit cross-sectional area. On the other hand, the volumetric ascent rate of a magma rising in a dike was determined by Stasiuk and Jaupart (1997) depending on mean crustal density (ρ_c), magma density (ρ_m), acceleration due to gravity ($g = 9.81$ m/s²), conduit radius (r), magma shear viscosity (μ), initial overpressure (Δp), conduit length (L) and thickness of the lava over the vent (h_0) as:

$$Q = \frac{\pi r^4}{8\mu} \left[(\rho_c - \rho_m)g + \frac{\Delta p}{L} - \frac{\rho_m g h_0}{L} \right] \quad (4.4)$$

Therefore, the ascent rate (velocity) of a magma rising in an approximated cylindrical conduit due to buoyancy and overpressure effects is given by:

$$V = \frac{r^2}{8\mu} \left[(\rho_c - \rho_m)g + \frac{\Delta p}{L} - \frac{\rho_m g h_0}{L} \right] \quad (4.5)$$

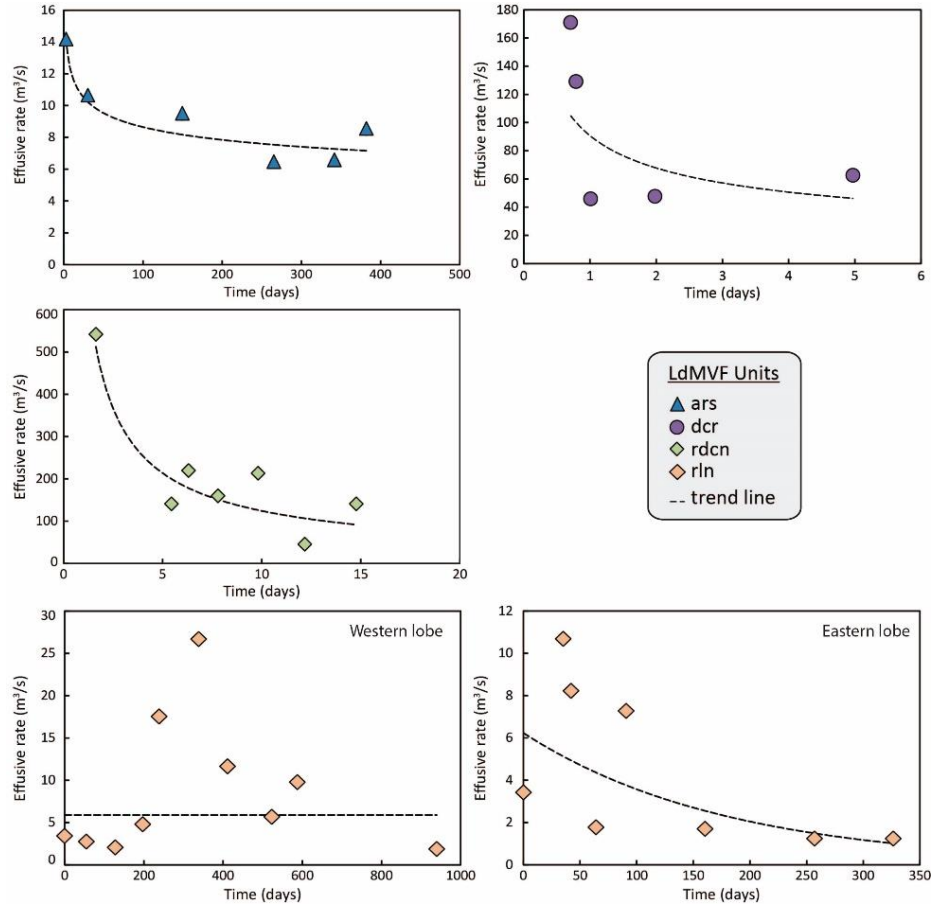


Fig. 4. 11. Effusive rates in time for each lava flow. Points represent the modeled effusive rate in a specific distance from vent transformed to time using Eq. 4.2. Dashed lines represent the general behavior of effusive rate in time. rln unit show no correlation in their western lobe. ars unit was modeled with a crustal yield strength while other units were modeled with a yield strength in the core.

Finally, the equivalent conduit radius can be approximated reordering Equation 4.5 by:

$$r = \sqrt[4]{\frac{8Q\mu}{\pi[(\rho_c - \rho_m)g + \frac{\Delta p}{L} - \frac{\rho_m g h_0}{L}]}} \quad (4.6)$$

$$Q_w = \frac{\sum_{x=0}^{t_{total}} (Q_x t_x)}{t_{total}} \quad (4.7)$$

Where we consider $Q = Q_w$ as the time-weighted effusion rate (Eq. 4.7) using effusive rate values obtained beforehand. To determine these values the overpressure of the magma reservoir is needed. For this study we consider the critical overpressure needed to propagate the dike to surface, following Jellinek and DePaolo (2003; Eq. 3), which is representative for monogenetic eruptions.

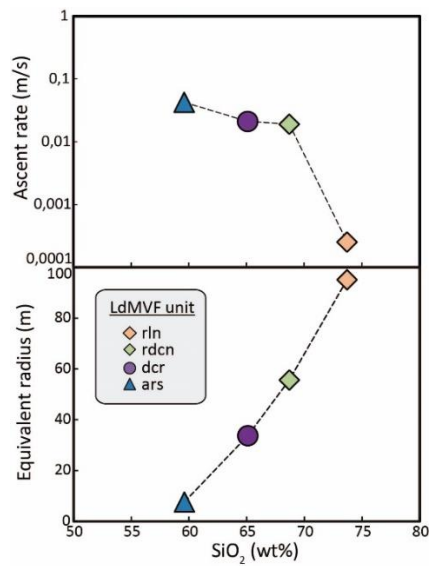


Fig. 4. 12. Modeled ascent rate and equivalent radius versus SiO₂ content. Ascent rate becomes slower while lava flows are more evolved and equivalent radius increase with SiO₂ content of the lava.

Using Equation 4.6, the obtained values for r are 6.98-95.2 m (Fig. 4.12), implying values for velocity of rising magma of 0.00025-0.04274 m/s. These approximated values are consistent with ascent velocities in magmas of similar compositions (e.g. Rutherford, 2008). Our results indicate that rhyolitic dikes are wider, up to one order of magnitude, than less evolved ones (Fig. 4.12), which is consistent with previous studies (e. g. Jellinek and DePaolo, 2003).

4.9 DISCUSSION

4.9.1 Storage and pre-eruptive conditions

Origin of amphiboles and controls on their compositions

The chemical composition of amphiboles is sensitive to changes in multiple thermodynamic parameters of the melt (melt composition, temperature, pressure, volatile content, redox state and co-crystallized mineral phases) which make them a useful tool to study magmatic conditions (De Angelis et al., 2013; Kiss et al., 2014). To determine the main intensive parameters controlling the amphibole chemistry, we used the relative contributions from coupled substitutions, such as the edenite ($\text{Si}^{(\text{T})} + \text{[]}^{(\text{A})} \leftrightarrow \text{Al}^{(\text{T})} + (\text{Na} + \text{K})^{(\text{A})}$), Al-Tschermak ($\text{Si}^{(\text{T})} + \text{Mg}^{(\text{C})} \leftrightarrow \text{Al}^{(\text{T})} + \text{Al}^{(\text{C})}$), Ti-Tschermak ($2\text{Si}^{(\text{T})} + \text{Mn}^{(\text{C})} \leftrightarrow 2\text{Al}^{(\text{T})} + \text{Ti}^{(\text{C})}$) and plagioclase ($\text{Si}^{(\text{T})} + \text{Na}^{(\text{B})} \leftrightarrow \text{Al}^{(\text{T})} + \text{Ca}^{(\text{B})}$) exchanges,

which allow us to infer relative differences in magmatic conditions (De Angelis et al., 2013). Studies indicate that the positive correlation between Al^{IV} (T site) and $(Na+K)^{(A)}$, Al^{VI} , $Ti^{(C)}$, $Ca^{(B)}$ indicate that the role of these substitutions is active (e.g. Bachmann and Dungan, 2002; Shane and Smith, 2013; De Angelis et al., 2013) and temperature sensitive in the case of the edenite, Ti-Tschermak and plagioclase exchanges, but pressure sensitive in the case of Al-Tschermak exchange (e.g. Johnson and Rutherford, 1989; Blundy and Holland, 1990; Ernst and Liu, 1998; Bachmann and Dungan, 2002; Rutherford and Devine, 2003). Despite the fact that Ti partitioning is affected by pressure and water activity as well (Adam et al., 2007), we considered the Ti-Tschermak exchange to be the least useful, because it might reflect variations in the three parameters (De Angelis et al., 2013). Similarly, plagioclase exchange is also controlled by composition (An content) of co-crystallizing plagioclases (Blundy and Holland, 1990; Holland and Blundy, 1994; Shane and Smith, 2013). Nevertheless, a better interpretation can be obtained by using the inverse correlation between Al^{IV} and Mg# which was interpreted as coupled substitutions (Kiss et al., 2014) following certain substitution equations (Vyhnal et al., 1991; Al'meev et al., 2002) indicating possible different crystallization magmas when different trends are found (Kiss et al., 2014). Additionally, experimental amphiboles have shown that a concomitant increase in their Al^{IV} and Mg# values can be observed in mixed magmas, when an input of more mafic magma occurs at higher temperatures (Kiss et al., 2014).

In the LdMVF amphiboles, the positive correlations for edenite (accounts for ~44%) and Ti-Tschermak (accounts for ~40%) exchanges indicate that these substitutions are active, accounting for ~84% of the variation, while there is no correlation between Al^{IV} and Al^{VI} , implying that Al-Tschermak exchange is not active. If we added the fact that water in the melt has no significant change (Fig. 4.13c) for the LdMVF amphiboles, the Ti-Tschermak exchange is controlled in the first order by temperature or pressure and not mainly by water activity. Amphiboles in the LdMVF show trends of crystallization at different pressures (Figs. 4.10a and 4.13a), with differences of more than 250 MPa, but within each trend, amphiboles crystallize at almost invariant pressures. Therefore their chemistry is not controlled by pressure changes, but mainly by temperature, while they crystallize from a less evolved to a more evolved magma. This is shown by the non-active Al-Tschermak exchange. In addition, it is possible to attribute a temperature control on the active Ti-Tschermak exchange in the LdMVF amphiboles crystallization. Furthermore, there is no evident plagioclase exchange, as Ca is almost constant with respect to Al^{IV} , with accounts for no more than 5%. Therefore Ca takes part in the

crystallization of other mineral phases, presumably plagioclases as this phase is the most common in the LdMVF lavas. We can hence infer that amphiboles composition is mostly controlled by temperature in all LdMVF studied units, where they are present.

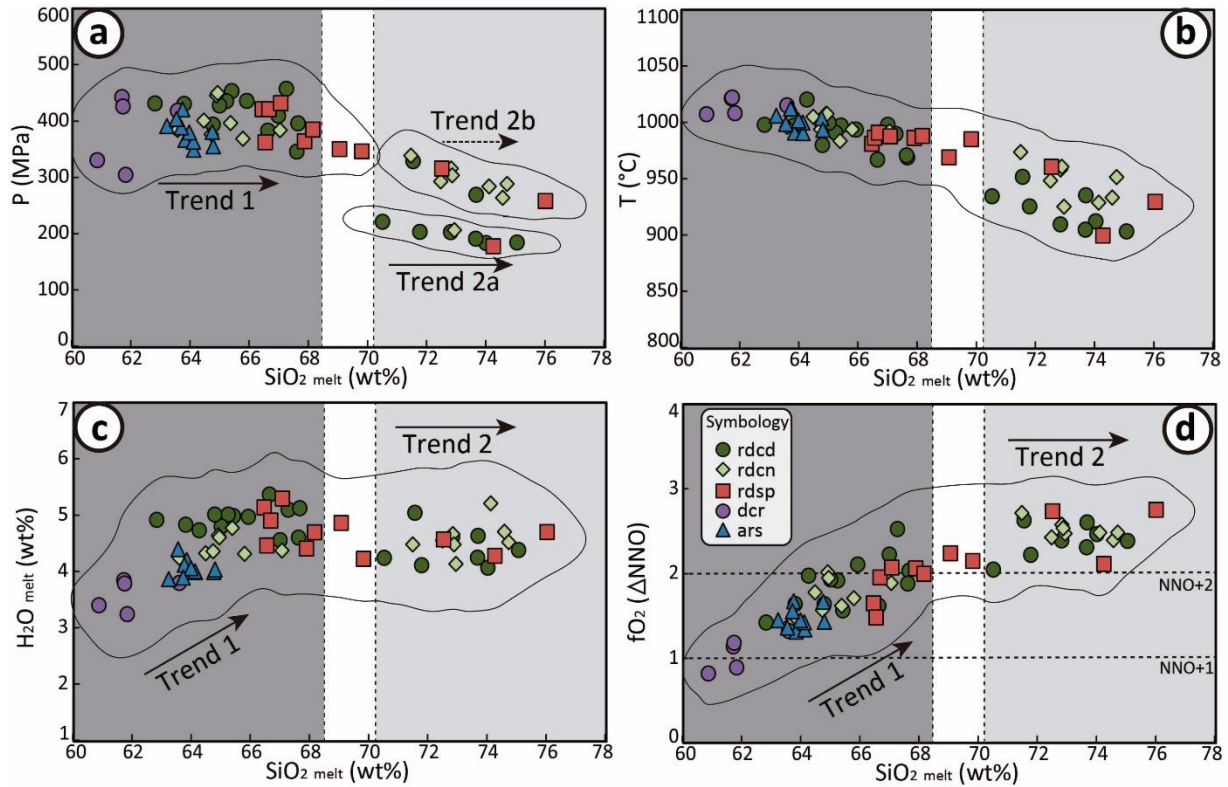


Fig. 4.13. Calculated equilibrium $\text{SiO}_{2\text{melt}}$ composition versus thermodynamic conditions. $\text{SiO}_{2\text{melt}}$ composition calculated using the Ridolfi and Renzulli (2012) chemometric equations plotted against: (a) pressure, (b) temperature, (c) melt H_2O content and (d) $f\text{O}_2$ in terms of ΔNNO . Amphiboles show three ranges of similar pressures (a) given for three ranges of $\text{SiO}_{2\text{melt}}$ composition (grey and white fields). Lines encircle the maximum error depending on the variables involved. Three differentiation trends (trends 1, 2a and 2b) can be seen given by different pressures.

On the other hand, the negative and one-trend correlation found between Al^{IV} and $\text{Mg}\#$ indicates similar provenance of amphiboles. Despite the diversity of thermodynamic conditions and textural differences among the different groups of amphiboles, some of them show to have had a common origin. In all rhyodacitic units (*rdcd*, *rdcn* and *rdsp*), amphiboles have the same coexisting mineral phases, show similar thermodynamic conditions and some show to have been crystallized from magmas at similar physical-chemical conditions (Fig. 4.13), even though they are from different eruptions.

Additionally, comparing the measured SiO_2 content of the glass (Table 5) with the calculated $\text{SiO}_{2\text{melt}}$ content of the magma (Fig. 4.13), using Ridolfi and Renzulli (2012) chemometric equations, many amphiboles show to have been crystallized from a less evolved

magma than the one they were erupted from, making them antecrysts, i. e., crystals in equilibria with a more mafic, and in this case, older magma than the one in which they were hosted.

What do plagioclases tell us?

Studies about the An content in plagioclases, have shown that an increase in An content can be driven by an increase in both temperature and/or water content and changes in melt chemistry (Lange et al., 2009 and references therein) of the hosting melt or by decompression (Ustunisik et al., 2014). In this sense, we can use this variations to get insights into the main processes that control the crystallization in pre- and syn-eruptive stages.

Notwithstanding the diversity in compositions, sizes, textures, zoning types and abundance of the plagioclases in the LdMVF, they can lead us to infer insights into their origins. Plagioclase shows first order differences among the studied lavas, mainly comparing both the chemical variability of cores and rims of different crystals and the chemical behavior within single crystals. Plagioclase in both rhyolitic units (*rln* and *rle*) shows no significant differences among cores of different crystals and their rims (Fig. 4.5). Similarly, crystals show no significant compositional changes from core to rim along phenocrysts (Fig. 4.6). These evidences suggest that in both rhyolites, plagioclase could have originated from magmas with no significant variations in composition in time and therefore without inputs of more primitive magmas. This agree with the absence of mafic enclaves in the rhyolites and the results found by Andersen et al. (2014) who suggest that most plagioclase crystallized in-equilibria with the erupted magmas in rhyolites of the LdMVF. Moreover, the small increases and decreases in An content ($\sim 5\text{An}$) within phenocrysts of the *rln* unit, might hence be attributed to inputs of temperature caused by intrusions of hotter magmas with similar composition as the reservoir.

In the case of the *ars* unit, phenocrysts are usually reverse zoned (Fig. 4.5) and more albitic than microlites. Despite this difference, phenocrysts show small variations in the An content from core to rim (Fig. 4.6). This contrasting record among the biggest minerals and the smallest in this unit cannot be attributed to continuous compositional changes of this part of the magma reservoir, but to a punctual event of heating which does not change the composition of phenocrysts but leads to the crystallization of new smaller ones with more anorthitic composition (Fig. 4.5). There is not crystallization of any hydrated mineral phase after amphibole in this unit. Additionally, the skeletal

and smaller olivine crystals indicate an increase of temperature of about 50°C (Fig. 4.10a). This heating may likely have increased the An content in the growing and crystallizing plagioclases rather than a water input prior to eruption.

Plagioclase of groups D shows a more complex behavior. D1 and D2 groups have cores of similar composition and show decreasing trends in An content toward the rim (Fig. 4.6), in agreement with common origins and differentiation processes. Whereas the smaller crystal of D3 group shows oscillatory variations in the An content from the core to the rim which is in agreement with constant inputs of temperature, evidenced by the mafic enclaves present in this units and the thick reaction rims in amphibole.

In plagioclase of the rhyodacitic units (*rdcd*, *rdcn* and *rdsp*) the cores and rims of different and scattered compositions (Fig. 4.5) indicate that plagioclase appear to have crystallized from different origins. Likewise, individual crystals show different compositions, suggesting crystallization from different magmas. In the rhyodacitic units, plagioclase phenocrysts fall in the field of andesine, but in the case of the *rdcn* unit, smaller phenocrysts have a sharp decrease in An content from core to rim in the field of labradorite. This sharp compositional gradient is consistent with at least two origins of plagioclase phenocrysts within the rhyodacites, along with a lower SiO₂ content shown by the *rdcn* unit, suggesting an input and mixing of a more mafic magma prior the eruption. The biggest phenocrysts (e.g. Rd1), with variable An content and strong disequilibrium textures (Fig. 4.6), are interpreted to have been swept from a deep region affected by constant inputs of temperature and water. The smallest phenocrysts (e. g. Rd4 and Rd5), which show a general decrease in An content, could have been crystallized during differentiation of magma prior to eruptions, while the most anorthitic crystals (e. g. Rd3) crystallized during differentiation after mixing of magmas.

Magmatic reservoir and its evolution

The existence of large volumes of crystal-poor evolved magma (dacitic-to-rhyolitic) in the upper crust has been explained by several authors as arising via extraction from a kilometric thick crystal-rich mush zone emplaced in lower levels in the crust (e.g. Bachmann and Bergantz, 2004; Hildreth, 2004; Hildreth and Wilson, 2007; Bachmann and Bergantz, 2008). The composition of these mush zones is commonly intermediate (Bachmann and Bergantz, 2008) and their interstitial

melt has a more evolved composition, forming large volumes of crystal-poor magma extracted by a combination of different processes, the most important of which hindered settling and compaction (Bachmann and Bergantz, 2004; Bégué et al., 2014). Current studies have shown that an efficient melt extraction occurs when mush zones contain ~50-70% crystals, and a quasi-rigid crystalline skeleton forms, hindering convection currents (Bachmann and Bergantz, 2008; Dufek and Bachmann, 2010). Mush systems are thermally maintained in time by episodic heat and mass inputs from recharge of intermediate magma into the mush zone, avoiding a complete solidification (Bégué et al., 2014 and references therein). Estimated time scales for the formation of large volume crystal-poor rhyolite reservoirs (>500 km³) range between 10⁴-10⁵ years, with residence times of more than 10⁵ years (Bachmann and Bergantz, 2004). In the case of the LdMVF, different authors (e.g. Hildreth et al., 2010; Singer et al., 2014) have proposed that rhyolitic units surrounding the lake came from a large high-silica shallow magma region that could arise from an intermediate mush zone. At the same time, current inflation has been attributed to a magma region of these characteristics at 5 km depth (Feigl et al., 2014). The phenocrysts-poor LdMVF studied lavas (Fig. 4.4), coupled with the presence of amphibole and plagioclase antecrysts, indicate a possible provenance from a crystal-poor reservoir, supporting this hypothesis.

The increasing-SiO₂ trend at nearly constant pressure and slightly decreasing temperature conditions (Figs. 4.13a-b) constrained in the less evolved field (between 62-68% SiO₂) by amphiboles chemistry, can be interpreted as an intermediate (andesitic) magma region differentiating while different mineral phases are crystallizing. This magma region (first mush reservoir hereinafter) is located at pressures of about 350-450 MPa (~13-17 km depth) and temperatures of 970-1020°C. The evolution of this reservoir, which we suggest is located at depth of about 13-17 km and contains magma with 62% SiO₂, can be inferred by the lavas studied in this work as follows:

In the case of the *ars* unit, amphiboles show an initial crystallization from a magma with 63% SiO₂, until the residual melt reaches 65% SiO₂ (Figs. 4.13a-b). After this differentiation event, a heat input (50°C) occurs, giving place to skeletal olivine crystallization.

For the *dcr* unit, amphiboles show an initial crystallization from a less evolved magma, containing 62% SiO₂, until the residual melt contains 65% SiO₂ (Fig. 4.13a). We suggest an input of less evolved (at least 61% SiO₂) magma at similar temperatures, but more reducing conditions

and with less water content (Figs. 4.13c-d), which during ascent allows the further crystallization of some amphiboles.

In the case of the *rdcd* unit, at least two populations of amphiboles were formed. In our opinion, the first population of amphiboles crystallizes from a magma with 63% SiO₂ content, leaving a residual magma with 68% SiO₂ (Figs. 4.13a-b). This magma, ascending to depths of ~7.6 km (200 MPa), from a composition of ~70% SiO₂ further crystallizes, forming the second generation of amphiboles and differentiating into a ~75% SiO₂ residual magma. The crystallization events just described coupled with the phenocrysts-poor feature and the presence of antecrysts (amphiboles formed from a <75% SiO₂), allow us to infer a shallower mush zone, as it has been described in other mush systems before (e.g Bachmann and Bergantz, 2008).

Similar but more constrained in composition is the case of the *rdcn* unit, where amphiboles crystallize from a slightly more evolved magma with 64% SiO₂, differentiating the residual magma up to a 67% SiO₂ composition (Fig. 4.13a). After extracted, the magma ascends to depth ~11.3 km (300MPa) where a second population of amphiboles is formed, and stagnates for a while and reaches a ~72% SiO₂ composition, when begins to crystallize again and differentiates into a ~75% SiO₂ residual magma. This crystallization process allows us to infer a shallower mush zone using the same criteria valid for the *rdcd*. In both cases, the transition between the first and second mush zones, gives place to a differentiation (from 67% to more than 70% SiO₂ for *rdcd* and from 67% to 72% SiO₂ for *rdcn*), that can occur by crystallization of other mineral phases such as plagioclase, which is the most known phase that depletes the magma in SiO₂.

The case of the *rdsp* unit (lava dome) is similar to that of the *rdcn*, where magma differentiates from 66% to 68% SiO₂ at the mush zone, but then continue to ascend while amphiboles and plagioclases crystallize (Fig. 4.13a), leading to a further differentiation of the residual magma.

The inferred mush region appears to be unstable with respect to oxidizing conditions (not buffered; Figs. 4.10c and 4.13d), with an increase of fO₂ with differentiation, which could be attributed to continuous inputs of magma that would maintain active the mush system in time. The same increment occurs with the water content of the mush zone (Figs. 4.10c and 4.13d). Therefore, water and oxidizing conditions appear to increase with differentiation of the mush zone, until magma goes out from this zone and ascend to surface or to a shallower mush region. According to

this, we infer inputs of intermediate magma into the magmatic system, giving the thermal energy to keep the magmatic mush system of the LdMVF active during long periods of time.

4.9.2 Architecture and construction of the Volcanic Field in its western part

Integrating the data obtained by this study, it is possible to trace the evolution in time of the magmatic system that generated the post-glacial western lavas. We have identified for this evolution four main stages.

Stage 1 corresponds to an accumulation of intermediate magma in a deep region (13-17 km depth). At this depth, magma starts to crystallize and differentiate the residual melt. The assumed oldest studied lava flow (*ars*) and other non-studied post-glacial intermediate lava flows (e.g. *apj* unit; Hildreth et al., 2010) emplaced nearer the lake, allow us to infer an extension of this accumulation region from beneath the *ars* unit to near the *rdcd* unit towards the east.

Stage 2 represents a higher grade of crystallization and differentiation of melt (compared to the whole system), which generates a mush-like reservoir. The residual melt is extracted and accumulated in a shallower zone of this region, by constant recharge of differentiated magma. The crystal-rich mush reservoir is affected by constant intrusions of more primitive magma, as well as its crystal-poor zone of extracted material. This injections form mingled material (given by mafic inclusions found) which erupts as dacitic lava flow and generate by direct ascent a mixing, which in turns is the origin of the andesitic lava flow. Meanwhile magma continues to crystallize and be extracted, eventually ascending to form a shallower region of accumulation of differentiated magma beneath *rdcd* and *rdcn* units. This secondary and shallower magma region keeps accumulating by constantly recharge of differentiated magma from a deeper mush reservoir.

In stage 3, the shallower magma body starts crystallizing to form a crystal-rich mush reservoir, which continues receiving inputs of magma from the deeper mush. The interstitial melt is extracted to form a crystal-poor zone of rhyolitic magma. New inputs of more primitive magma reach this region causing a mingled magma that erupts to form one of the rhyodacitic (*rdcd*) units. At the same time, evolved magma ascends and stalls in a third new region of crystal-poor rhyolitic magma (Fig. 4.14), where it accumulates similarly to the second region.

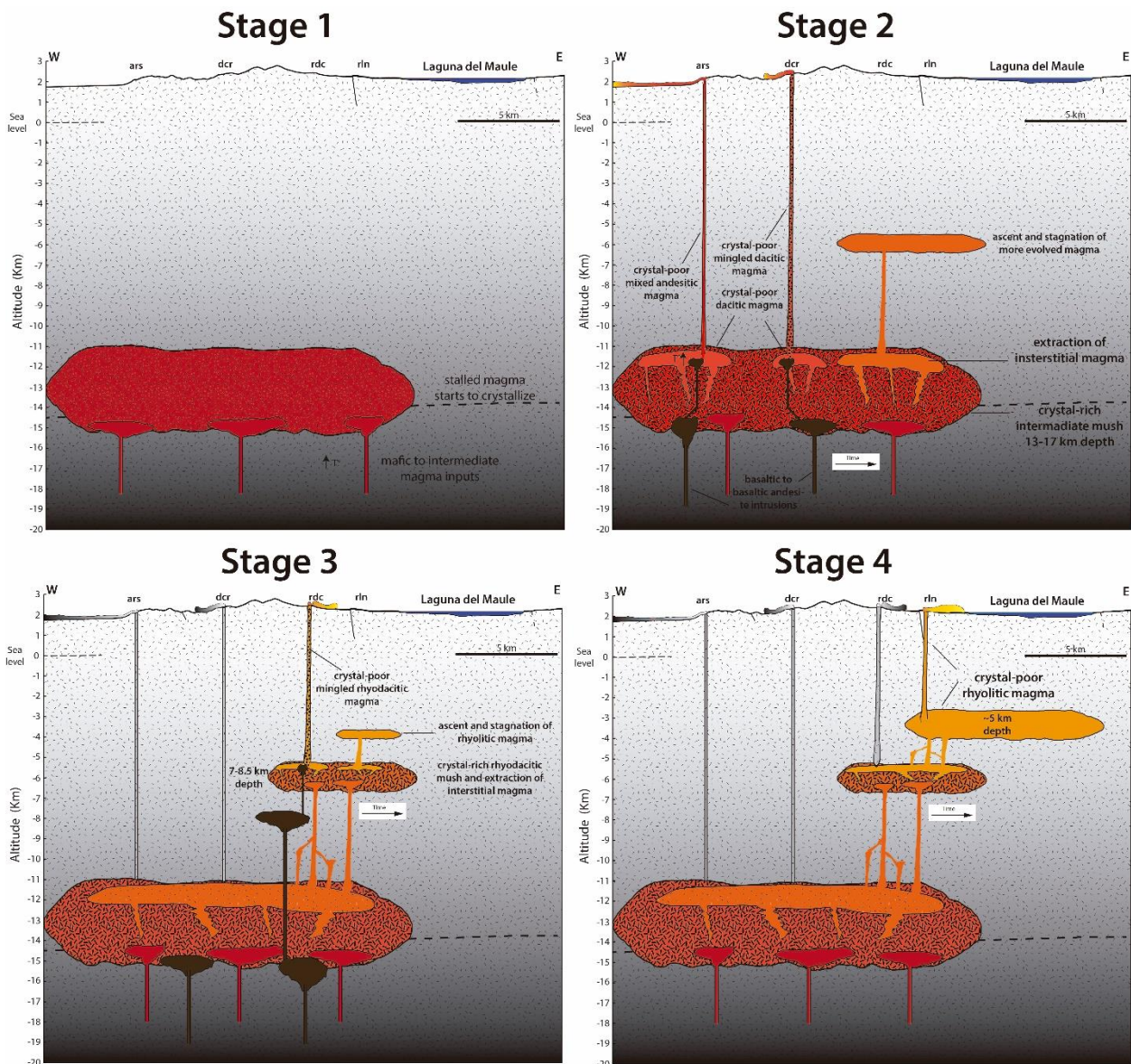


Fig. 4. 14. Model of the evolution and architecture of the post-glacial period at the LdMVF. Two crystal-rich mush reservoirs can be identified where interstitial and extracted magma of the shallower mush starts to accumulate to form a region of crystal-poor rhyolitic magma under lake. Dashed line represents an inferred detachment fault following Rojas et al. (2014).

In stage 4, the new crystal-poor magma level grows by constant inputs of rhyolitic magma, and erupts rhyolites (e. g. *rln*), while continuing accumulating. This process generates a high-volume crystal-poor magma reservoir, corresponding to a sill at ~5 km depth, as also proposed by Feigl et al. (2014). Such reservoir has probably received constant inputs of evolved magma, which allowed this level to remain active in time. The current uplift events (Feigl et al., 2014) could be related to this process, but no reliable barometric estimations have been possible, due to the lack of useful mineral phases in rhyolitic units such as amphibole or pyroxene.

Distribution of the reservoir

Integrating previous discussed results from this study with data available in literature on non-studied units of the LdMVF, it is possible to make a model of the architecture of the volcanic field that produced the post-glacial western lavas. Despite the andesitic unit is quite distant from the lake, an earlier magma reservoir seems to have spread eastward to the nearby lake before differentiating, as suggested also by the distribution of other units of the same composition (*apj*, *apv*, *asm*, *asd*, and *acn* units for example). The same process occurred with the distribution of the evolved units, which surround the lake covering the northern, southwester and eastern parts. The western part is only covered by one rhyolitic unit (*ram*), suggesting that rhyolitic magma has spread eastward beneath the lake. Rhyodacitic units cover mostly the western part, between the lake and the line of hills bordering the basin of the lake. It is worth noting the general eastward differentiation trend shown by post-glacial units as well as the overlap between units of different compositions at the same or nearby vents such as *asp* and *rdsp*, *mnp* and *rdnp*, *asd* and *rdam* (andesites and rhyodacites) or *aam* and *ram* (andesite and rhyolite) units. This supports the dynamical model of emplacement, accumulation, evolution, movement and recharging cycles of the magmatic system as well as the overlap of different regions of magma at different levels. The overall magmatic system seems to have spread by an extended area beneath the studied lavas of at least 20 km N-S and 20 km E-W including all inferred levels.

Table 8

Calculated volumes for isolated magma chambers. Volumes were obtained using Blake's (1981) equation with the effusively erupted volume as injected magma into the chamber and P-T conditions (Fig. 4.10) to get bulk modulus values following Huppert and Woods (2002).

Unit	Chamber volume (km ³)		Equivalent radius (km)	
	Min	Max	Min	Max
<i>rln</i>	232.2	1161.0	3.8	6.5
<i>rle</i>	163.5	817.6	3.4	5.8
<i>rdcd</i>	37.0	184.8	2.1	3.5
<i>rdcn</i>	49.6	248.0	2.3	3.9
<i>dcr</i>	9.2	45.9	1.3	2.2
<i>ars</i>	22.3	111.6	1.7	3.0

We evaluated each eruption as coming from isolated magma chambers, estimating the volume of magma chamber that led each lava extrusion. Magma chambers' volume is calculated following Blake (1981): $V_c = \Delta V \sigma / b$. We use the effusively erupted volume as injected magma (ΔV) into the chamber, strengths (σ) of 10-50 MPa (Blake, 1981), and P-T conditions to get bulk (b) modulus values according to Huppert and Woods (2002). Assuming a spherical chamber, the

diameter of each one is listed in Table 8. We also assumed that each chamber is located directly below the vent. Our results indicate that for each studied unit, the minimum magma chamber volume (Table 8) overlaps with the volume of the units found close by. The assumed vertical or horizontal volumetric compensation therefore does not allow the presence isolated chambers, which is not recorded either by the thermodynamic conditions or the occurrence of other units with similar composition. Thus we suggest that all studied units are generated from a single reservoir.

Direct ascent or intermediate magma chambers?

Despite having several different pressure conditions, which reflect different crystallization depths, there are reasons to think that exists a direct ascent of magma from the reservoir, especially for lava flows assumed to have erupted from deeper levels. Our study show magma differentiation trends while minerals crystallize (Fig. 4.13a) at the same depth and absence of any significant crystallization of new minerals during ascent, evidenced by the low abundance of micro-phenocrysts. For instance, the skeletal texture of the olivines in the *ars* unit and their almost constant temperatures indicate a direct and rapid ascent from the mush reservoir, which inhibits magma cooling and solidification within the conduit. In order to evaluate whether is possible for lavas to reach the surface without solidify in the conduit, we can calculate the magma ascent time from ascent velocities and lengths of the conduit, as well as the distance of the front of solidification from walls to core of the conduit as $d(t) = \sqrt{\kappa t}$. Evaluating the feasibility of direct ascent from reservoir to surface by comparing the time needed for magmas to reach the surface and the time needed for magmas to solidify within the conduit (Table 9), it is possible for magmas to be erupted directly maintaining fluid conditions.

Ascent rates obtained from amphibole reaction rims are one order of magnitude slower than those obtained by Equation 4.5. These values might be representative only of the last portion of the ascent in the conduit because amphibole become stable at pressures greater than 100 MPa and they do not develop reaction rims caused by decompression (Browne and Gardner, 2006; Rutherford, 2008). Thus we can assume that the ascent rates calculated from amphiboles are not representative of the whole conduit, but only of the last 4 km. Therefore, since the development of reaction rims in LdMVF are not only driven by decompression, they are not useful to infer ascent rates prior to eruption, which can be underestimated. In the particular case of the *ars* unit, the thick reaction rims are likely due to heating (e. g. De Angelis et al., 2015 and references therein), which could be due

to the same mechanism that drives the crystallization of phenocrysts of olivine smaller than amphiboles. In particular, the temperature increase obtained by the difference between olivine and amphibole temperatures (Fig. 4.10a), can likely drive the formation of thick reaction rims. On the other hand, the increasing oxidizing conditions of the other amphiboles while magma cools and crystallizes (Figs. 4.10b and 4.13d), can be causing the development of the thinner reaction rims (Rutherford and Hill, 1993) along with decompression and probably heating.

Table 9

Magma ascent time and magma solidification time in the conduits. Differences in time of the processes are at least an order of magnitude between solidification and ascent, thus direct ascent might be possible.

Unit	Ascent time (yr)	Solidification time (yr)	$\Delta t = t_{sol} - t_{asc}$ (yr)
<i>ars</i>	0.0096	1.8338	1.8242
<i>dcr</i>	0.0196	36.0549	36.0353
<i>rdcn</i>	0.0108	98.1527	98.1419
<i>rln</i>	0.6240	287.2203	286.5963

Eruption triggering mechanisms in the mush-like reservoir

There are evidences of magma inputs before eruptions. Despite having individual variations from core to rim, the difference of more than 25 An points in some cases (Fig. 4.6) among plagioclase phenocrysts is utterly noticeable. Something similar occurs comparing the mafic minerals in the andesite, where there are amphibole phenocrysts with thick reaction rims coexisting with smaller skeletal olivines. These relationships between size and composition of plagioclase, on the one hand, and between sizes of different mafic minerals, on the other hand, suggest that the triggering mechanism were similar among each individual eruption. Adding to this the presence of mafic enclaves within lavas, we suggest that the mechanism is dominated by an increase of temperature due to an input of hotter magma.

4.10 CONCLUSIONS

The LdMVF corresponds to a complex magmatic system consisting in at least three magma reservoirs. These reservoirs evolved by in-situ crystallization, forming a series of two very crystalline mushes. The residual magmas were extracted from each mush and accumulated in shallower zones, which allowed magma ascent from the deepest magma body to the surface or ponding into a shallower level, with further stages of differentiation by crystallization.

The extension of the magmatic system spread by a large area beneath the studied lavas, at least 12 km N-S, 22 km E-W and 18 km in depth. Meanwhile, the magmatic system appears to have migrated toward the east, allowing the ring of young rhyolites surrounding the lake and the current uplift process in the southwestern part of LdMVF.

The multi-stage magma system is in agreement with the two phases for the post-glacial period reported. The rhyolitic shallower region intruded constantly by silicic magma suggested in this work fits well with the absence of mafic inclusions and the reheating process suggested by Singer et al. (2014) for rhyolitic lava eruption during post-glacial period.

Capítulo 5

Conclusiones y observaciones finales

Este trabajo ha presentado un estudio volcanológico físico y petrológico acerca del Campo Volcánico Laguna del Maule, con importantes resultados en cuanto al entendimiento del origen del magma y las causas de la distribución espacial y química de este campo volcánico, así como también respecto a la dinámica de avance de sus flujos de lava, que presentan principalmente morfología de bloques.

Respecto a los análisis mineralógicos y químicos, se dedujeron diferentes etapas de formación y evolución del sistema magmático. Primero, cabe destacar que el campo volcánico corresponde a un sistema magmático complejo que abarca varios kilómetros N-S y W-E, consistente en al menos tres reservorios magmáticos a diferentes niveles de profundidad, donde los más someros se formaron por acumulación del magma residual proveniente de su antecesor más profundo. Este magma residual evolucionó y se formó por una alta cristalización del reservorio más profundo, formando un *mush* cristalino, diferenciando el líquido residual. Este líquido residual es extraído desde el reservorio para ser erupcionado o acumularse en un nivel más somero formando un nuevo reservorio repitiendo el proceso, pero ya a partir de un magma más evolucionado. El último proceso habría formado un reservorio de magma riolítico más somero, que correspondería a la zona de acumulación de magma inferida y localizada, mediante estudios geofísicos recientes, como un sill a unos ~5 km de profundidad. Este reservorio habría originado el llamativo anillo de lavas principalmente riolíticas que envuelve el lago, y donde constantes intrusiones de magma diferenciado le permitirían permanecer activo en el tiempo hasta la actualidad.

Por otra parte, el ascenso de magma que generó las erupciones de las coladas estudiadas, ocurre a partir de diques cuyo espesor, medido respecto a un diámetro equivalente representando el área de su sección transversal, se relaciona directamente al grado de diferenciación del magma en ascenso. Al contrario, las velocidades de ascenso de magma se relacionan inversamente al grado de diferenciación. A su vez, las velocidades de ascenso son significativamente mayores a la tasa enfriamiento del magma en el dique, lo que permitiría un ascenso directo desde el reservorio

magmático, sin requerir estacionamientos en profundidades intermedias por medio de cámaras magmáticas, a pesar de provenir desde reservorios de profundidad considerable en la corteza.

El proceso de diferenciación y ascenso magmático también ocurre desde Oeste a Este, donde los nuevos reservorios de traslapan en planta con los antiguos, pero se encuentran separados verticalmente con estos, permitiendo la conjunción desde centros eruptivos muy cercanos de material evolucionado con material intermedio y que se da mayormente en la región inmediatamente al oeste del lago, siendo así consistente con el modelo propuesto.

Finalmente, este estudio cubre un periodo de tiempo acotado dentro de la totalidad de la historia eruptiva del campo volcánico, además de estudiar solo una porción de las unidades volcánicas presentes, lo que da pie a trabajos futuros respecto a varios temas. Primero, la inclusión de información termobarométrica de las otras lavas presentes en la región Oeste del lago, principalmente de las unidades desde riodacitas a basaltos, para refinar la extensión del reservorio magmático de norte a sur. Segundo, la realización experimentos de petrología experimental de las lavas riolíticas, fundiendo muestras de roca para luego cristalizarlas a condiciones de presión y temperatura controlada, utilizando temperaturas calculadas a partir de geotermómetros de óxidos de Fe-Ti, lo que permitiría tener indicios de las presiones a las que fueron cristalizados los minerales presentes en dichas lavas, y así corroborar y/o determinar la procedencia del magma riolítico. Tercero, estudios de la química de inclusiones fundidas en plagioclasas de las lavas presentes en el campo volcánico, a partir del cual se podría determinar la química del magma en equilibrio con los cristales de plagioclasa, minerales más abundantes y que registran un espectro más amplio de procesos magmáticos que los otros minerales presentes. Adicionalmente, realizar dataciones en aquellas lavas en que no existe registro de edad, para la determinación más precisa de la historia eruptiva, lo que permitiría refinar el modelo evolutivo de los magmas en el tiempo.

Bibliografía

Adam, J.; Oberti, R.; Camara, F.; Green, T. 2007. An electron microprobe, LA-ICP-MS and single crystal X-ray structure refinement study of the effects of pressure, melt-H₂O concentrations and fO₂ on experimentally produced amphiboles. *European Journal of Mineralogy* 19 (5), 641-655.

Al'meev, R. R.; Ariskin, A. A.; Ozerov, A. Y.; Kononkova, N. N. 2002. Problems of the stoichiometry and thermobarometry of magmatic amphiboles: An example of hornblende from the andesites of Bezymyanyi Volcano, Eastern Kamchatka. *Geochemistry International* 40 (8), 723-738.

Alfano, F.; Bonadonna, C.; Volentik, A.; Connor, C.; Watt, S.; Pyle, D.; Connor, L. 2011. Tephra stratigraphy and eruptive volume of the May, 2008, Chaitén eruption, Chile. *Bulletin of Volcanology* 73, 613-630.

Andersen, N. L.; Singer, B. S.; Jicha, B. R.; Fierstein, J.; Vazquez, J. A. 2013. The development of a restless rhyolite magma chamber at Laguna del Maule, Chile. AGU (American Geophysical Union) Fall Meeting abstract V51C-2676.

Andersen, N. L.; Costa-Rodríguez, F.; Singer, B. S. 2014. Timescales of magmatic processes preceding eruption in a large, extraordinarily restless, silicic magma system. AGU (American Geophysical Union) Fall Meeting abstract V31F-07.

Anderson, O. L. 1978. The role of magma vapors in volcanic tremors and rapid eruptions. *Bulletin of Volcanology* 41, 341-353.

Anderson, J. L.; Smith, D. R. 1995. The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* 80, 549-559.

Annen, C.; Blundy, J. D.; Sparks, R. S. J. 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology* 47, 505-539.

Bachmann, O.; Dungan, M. 2002. Temperature-induced Al-zoning in hornblendes of the Fish Canyon magma, Colorado. *American Mineralogist* 87, 1062-1076.

Bachmann, O.; Bergantz, G. 2004. On the Origin of Crystal-poor Rhyolites: Extracted from Batholithic Crystal Mushes. *Journal of Petrology* 45, 1565-1582.

Bachmann, O.; Bergantz, G. 2008. Rhyolites and their Source Mushes across Tectonic Settings. *Journal of Petrology* 49, 2277-2285.

Bacon, C. R. and Hirschmann, M. M. 1988. Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *American Mineralogist* 73, 57-61.

- Bégué, F.; Deering, C. D.; Gravley, D. M.; Kennedy, B. M.; Chambefort, I.; Gualda, G. A. R.; Bachmann, O. 2014. Extraction, Storage and Eruption of Multiple Isolated Magma Batches in the Paired Mamaku and Ohakuri Eruption, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Petrology* 55, 1653-1684. doi:10.1093/petrology/egu038
- Bernstein, M.; Pavez, A.; Varley, N.; Whelley, P.; Calder, E. 2013. Rhyolite lava dome growth styles at Chaiten volcano, Chile (2008–2009): interpretation of thermal imagery. *Andean Geology* 40, 295-309.
- Blake, S. 1981. Volcanism and the dynamics of open magma chambers. *Nature* 289, 783-785.
- Blake, S. 1990. Viscoplastic models of lava domes, in *Lava Flows and Domes: Emplacement mechanism and Hazard Implications*. IAVCEI, Proceedings in Volcanology 2, vol. 2, edited by J. Fink. 88-126, Springer-Verlag, New York.
- Blundy, J. D.; Holland, T. J. B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 208-224.
- Browne, B. L.; Gardner, J. E. 2006. The influence of magma ascent path on the texture, mineralogy, and formation of hornblende reaction rims. *Earth and Planetary Science Letters* 246, 161-176.
- Buckley, V. J. E.; Sparks, R. S. J.; Wood, B. J. 2006. Hornblende dehydration reactions during magma ascent at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151, 121-140. DOI 10.1007/s00410-005-0060-5.
- Burns, W.; Jordan, T.; Copeland, P.; Kelley, S. 2006. The case for extensional tectonics in the Oligocene-Miocene Southern Andes as recorded in the Cura Mallín basin (36°38'S). In *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén basin (35°-39° lat)*. Geological Society of America Special Paper 407, 163-184.
- Campos, J.; Hatzfeld, D.; Madariaga, R.; López, G.; Kausel, E.; Zollo, A.; Iannacone, G.; Fromm, R.; Barrientos, S.; Lyon-Caen, H. 2002. A seismological study of the 1835 seismic gap in south-central Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 132, 177-195.
- Cassidy, J.; Locke, C. A. 2010. The Auckland volcanic field, New Zealand: Geophysical evidence for structural and spatio-temporal relationships. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 195, 127-137.
- Castro, J.; Dingwell, D. 2009. Rapid ascent of rhyolitic magma at Chaiten volcano, Chile. *Nature* 461, 780-783.
- Castro, J.; Schipper, C.; Mueller, S.; Militzer, A.; Amigo, A.; Parejas, C.; Jacob, D. 2013. Storage and eruption of near-liquidus rhyolite magma at Cordón Caulle, Chile. *Bulletin of Volcanology* 75: 702.

- Castruccio, A.; Rust, A.; Sparks, S. 2010. Rheology and flow of crystal-bearing lavas: Insights from analogue gravity currents. *Earth and Planetary Science Letters* 297, 471-480.
- Castruccio, A.; Rust, A.; Sparks, S. 2013. Evolution of crust- and core-dominated lava flows using scaling analysis. *Bulletin of Volcanology* 75, 681. DOI 10.1007/s00445-012-0681-2.
- Castruccio, A.; Rust, A.; Sparks, S. 2014. Assessing lava flow evolution from post-eruption field data using Herschel–Bulkley rheology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 275, 71-84.
- Chang, W. L.; Smith, R. B.; Farrell, J.; Puskas, C. M. 2010. An extraordinary episode of Yellowstone caldera uplift, 2004–2010, from GPS and InSAR observations. *Geophysical Research Letters* 37, L23302. doi: 10.1029/2010GL045451.
- Cordell, D.; Unsworth, M.; Diaz, D.; Pavez, M.; Blanco, B. 2015. Magnetotelluric Studies of the Laguna del Maule Volcanic Field, Central Chile. AGU (American Geophysical Union) Fall Meeting abstract V43B-3136.
- D’Orazio, M.; Agostini, S.; Mazzarini, F.; Innocenti, F.; Manetti, P.; Haller, M. J.; Lahsen, A. 2000. The Pali Aike Volcanic Field, Patagonia: slab-window magmatism near the tip of South America. *Tectonophysics* 321, 407-427.
- De Angelis, S. H.; Larsen, J.; Coombs, M. 2013. Pre-eruptive magmatic conditions at Augustine Volcano, Alaska, 2006: evidence from amphibole geochemistry and textures. *Journal of Petrology* 54, 1939-1961. doi:10.1093/petrology/egt037.
- De Angelis, S. H.; Larsen, J.; Coombs, M.; Dunn, A.; Hayden, L. 2015. Amphibole reaction rims as a record of pre-eruptive magmatic heating: An experimental approach. *Earth and Planetary Science Letters* 426, 235-245. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2015.06.051>
- De Silva, S.; Self, S.; Francis, P.; Drake, R.; Ramírez, C. 1994. Effusive silicic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex. *Journal of Geophysical Research* 99, 17805-17825.
- Dragoni, M.; Bonafede, M.; Boschi, E. 1986. Downslope flow models of a Bingham liquid: implications for lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 30, 305-325.
- Drake, R. 1976. Chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes-latitudes 36°30' to 36°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 1, 265-284.
- Dufek, J.; Bachmann, O. 2010. Quantum magmatism: Magmatic compositional gaps generated by melt-crystal dynamics. *Geology* 38, 687-690.
- Ernst, W. G.; Liu, J. 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist* 83, 952-969.

- Feigl, K. L.; Le Mével, H.; Ali, S. T.; Córdova, L.; Andersen, N. L.; DeMets, C.; Singer, B. S. 2014. Rapid uplift in Laguna del Maule volcanic field of the Andean Southern Volcanic Zone (Chile) 2007-2012. *Geophysical Journal International* 196, 885-901.
- Fierstein, J.; Sruoga, P.; Amigo, A.; Elissondo, M.; Rosas, M. 2014. Tephra in Argentina establishes postglacial eruptive history of Laguna del Maule Volcanic Field in Chile: 36 silicic eruptions in 14 ka. XIX Argentinian Geological Congress, Córdoba. S23-17.
- Fink, J. and Griffiths, R. 1990. Radial spreading of viscous-gravity currents with solidifying crust. *Journal of Fluid Mechanics* 221, 485-509.
- Fink, J.; Griffiths, R. 1992. A laboratory analog study of the surface morphology of lava flows extruded from point and line sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 54, 19-32.
- Fink, J. 1993. The emplacement of silicic flows and associated hazards. In: *Active Lavas: Modelling and monitoring* (Kilburn, C. & Luongo, G. Editors), UCL Press, London. 5-24.
- Fournier, T. J.; Pritchard, M. E.; Riddick, S. N. 2010. Duration, magnitude, and frequency of subaerial volcano deformation events: New results from Latin America using InSAR and global synthesis. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 11 (1), Q01003, doi: 10.1029/2009GC002558.
- Frey, F.A.; Gerlach, D.C.; Hickey, R.L.; López-Escobar, L.; Munizaga, F. 1984. Petrogenesis of the Laguna del Maule volcanic complex, Chile (36°S). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 88, 133-149.
- Gelman, S. E.; Gutiérrez, F. J.; Bachmann, O. 2013. On the longevity of large upper crustal silicic magma reservoirs. *Geology* 41, 759-762. doi: 10.1130/G34241.1.
- Ghiorso, M. S.; Evans, B. W. 2008. Thermodynamics of Rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe-Ti two-oxide geothermometer and oxygen-barometer. *American Journal of Science* 308, 957-1039. DOI 10.2475/09.2008.01.
- Gilbert, H.; Beck, S.; Zandt, G. 2006. Lithospheric and upper mantle structure of central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International* 165, 383-398.
- Giordano, D.; Russell, J. K.; Dingwell, D. B. 2008. Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters* 271, 123-134.
- González-Ferrán, O.; Vergara, M. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicaciones, 24. 121p.
- Hawthorne, F. C.; Oberti, R. 2007. Classification of the Amphiboles. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 67, 55-88.

- Heit, B.; Yuan, X.; Bianchi, M.; Sodoudi, F.; Kind, R. 2008. Crustal thickness estimation beneath the southern central Andes at 30°S and 36°S from S wave receiver function analysis. *Geophysical Journal International* 174, 249-254.
- Herschel, W. H.; Bulkley, R. 1926. Konsistenzmessungen von Gummi-Benzol-Lösungen. *Kolloid-Zeitschrift* 39, 291-300.
- Hildreth, W. 2004. Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 136, 169-198.
- Hildreth, W.; Wilson, C. J. 2007. Compositional Zoning of the Bishop Tuff. *Journal of Petrology* 48, 951-999. doi:10.1093/petrology/egm007.
- Hildreth, W.; Godoy, E.; Fierstein, J.; Singer, B. 2010. Laguna del Maule Volcanic Field: Eruptive history of a Quaternary basalt-to-rhyolite distributed volcanic field on the Andean rangecrest in central Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín* 63, 145p. Santiago, Chile.
- Holland, T. J. B.; Blundy, J. D. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116, 433-447.
- Holtz, F.; Johannes, W.; Tamic, N.; Behrens, H. 2001. Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications. *Lithos* 56, 1-14.
- Honores, C. 2013. Estudio de la deformación de la caldera Laguna del Maule. (MSc thesis) (*non-published*) Universidad de Chile, Departamento de Geofísica. Santiago, Chile, 96 p.
- Hulme, G. 1974. The interpretation of Lava Flow Morphology. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 39, 361-383.
- Huppert, H.; Woods, A. 2002. The role of volatiles in magma chamber dynamics. *Nature* 420, 493-495.
- Jellinek, A. M.; DePaolo, D. J. 2003. A model for the origin of large silicic magma chambers: precursors of caldera-forming eruptions. *Bulletin of volcanology* 65, 363-381. DOI 10.1007/s00445-003-0277-y.
- Jhonson, M. C.; Rutherford, M. J. 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17, 837-841.
- Jordan, T.; Burns, W.; Veiga, R.; Pangaro, F.; Copeland, P.; Kelley, S.; Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics* 20, 308-324.
- Kereszturi, G.; Németh, K.; Cronin, S. J.; Agustín-Flores, J.; Smith, I. E. M.; Lindsay, J. 2013. A model for calculating eruptive volumes for monogenetic volcanoes - Implication for the Quaternary

Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 266, 16-33.

Kilburn, C. 2004. Fracturing as a quantitative indicator of lava flow dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 132, 209-224.

Kiss, B.; Harangi, S.; Ntaflou, T.; Mason, P. R. D.; Pál-Molnár, E. 2014. Amphibole perspective to unravel pre-eruptive processes and conditions in volcanic plumbing systems beneath intermediate arc volcanoes: a case study from Ciomadul volcano (SE Carpathians). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 167, 986. DOI 10.1007/s00410-014-0986-6.

Krawczynski, M. J.; Grove, T. L.; Behrens, H. 2012. Amphibole stability in primitive arc magmas: effects of temperature, H₂O content, and oxygen fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 164, 317-339. DOI 10.1007/s00410-012-0740-x.

Lange, R.; Frey, H.; Hector, J. 2009. A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer. *American Mineralogist* 94, 494-506.

Le Corvec, N.; Spörl, K. B.; Rowland, J.; Lindsay, J. 2013. Spatial distribution and alignments of volcanic centers: Clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth-Science Reviews* 124, 96-114.

Le Mével, H.; Feigl, K.; Córdova, L.; DeMets, C.; Lundgren, P. 2015. Evolution of unrest at Laguna del Maule volcanic field (Chile) from InSAR and GPS measurements, 2003 to 2014. *Geophysical Research Letters* 42, 6590-6598. doi:10.1002/2015GL064665.

Leake, B. E.; Woolley, A. R.; Arps, C. E.; Birch, W. D.; Gilbert, M. C.; Grice, J. D.; Hawthorne, F. C.; Kato, A.; Kisch, H. J.; Krivovichev, V. G.; Linthout, K.; Laird, J.; Mandarino, J. A.; Maresch, W. V.; Nickel, E. H.; Rock, N. M.; Schumacher, J. C.; Smith, D. C.; Stephenson, N. C.; Ungaretti, L.; Whittaker, E. J.; Guo, Y. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Can. Mineral.* 35, 219-246.

Leake, F. C.; Woolley, A. R.; Birch, W. D.; Burke, E. A.; Ferraris, G.; Grice, J. D.; Hawthorne, F. C.; Kisch, H. J.; Krivovichev, V. G.; Schumacher, J. C.; Stephenson, N. C.; Whittaker, E. J. 2003. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *Can. Mineral.* 41, 1355-1370.

Lockwood, J.; Hazlett, R. 2010. *Volcanoes: global perspectives*. Wiley-Blackwell, Oxford. p. 539.

López-Escobar, L.; Munizaga, F. 1983. Características Geoquímicas y Petrogénesis del Complejo Volcánico Laguna del Maule, Andes del Sur, 36°00'S. *Revista Geológica de Chile* 19-20, 3-24.

Mader, H.M.; Llewellyn, E.W.; Mueller, S.P. 2013. The rheology of two phase magmas: A review and analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 257, 135-158.

Miller, C.; Williams-Jones, G.; Currenti, G.; Le Mével, H.; Tikoff, B. 2015. Modelling Temporal and Spatial Variations in Gravimetric Data at Laguna del Maule, Chile. AGU (American Geophysical Union) Fall Meeting abstract G41A-1020.

Munizaga, F. 1978. Geología del complejo volcánico Laguna del Maule. (BSc dissertation) (*non-published*). Universidad de Chile, Departamento de Geología. Santiago, Chile, 157 p.

Muñoz, B.; Niemeyer, H. 1984. Hoja laguna del Maule. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta geológica de Chile, 64. 98 p. 1 mapa escala 1:250.000.

Needham, A.J.; Lindsay, J.M.; Smith, I.E.M.; Augustinus, P.; Shane, P.A. 2011. Sequential eruption of alkaline and sub-alkaline magmas from a small monogenetic volcano in the Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201, 126-142.

Negrete-Aranda, R.; Cañón-Tapia, E.; Brandle, J. L.; Ortega-Rivera, M. A.; Lee, J. K. W.; Spelz, R.; Hinojosa-Corona, A. 2010. Regional orientation of tectonic stress and the stress expressed by post-subduction high-magnesium volcanism in northern Baja California, Mexico: Tectonics and volcanism of San Borja volcanic field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 192, 97-115.

Németh, K. 2010. Monogenetic volcanic fields: Origin. Sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. *The Geological Society of America, Special Paper* 470-04, 43-66.

Newman, A. V.; Stiros, S.; Feng, L. J.; Psimoulis, P.; Moschas, F.; Saltogianni, V.; Jiang, Y.; Papazchos, C.; Panagiotopoulos, D.; Karagianni, E.; Vamcakaris, D. 2012. Recent geodetic unrest at Santorini Caldera, Greece. *Geophysical Research Letters* 39. doi: 10.1029/2012GL051286.

Pallister, J.; Diefenbach, A.; Burton, W.; Munoz, J.; Griswold, J.; Lara, L.; Lowenstern, J.; Valenzuela, C. 2013. The Chaitén rhyolite lava dome-eruption sequence, lava dome volumes, rapid effusion rates and source of the rhyolite magma. *Andean Geology* 40, 277-294.

Peterson, D.; Keranen, K.; Cardona, C.; Thurber, C.; Singer, B. 2015. Focal Mechanisms for Local Earthquakes within a Rapidly Deforming Rhyolitic Magma System, Laguna del Maule, Chile. AGU (American Geophysical Union) Fall Meeting abstract V43B-3141.

Ridolfi, F.; Renzulli, A.; Puerini, M. 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 45-66. DOI 10.1007/s00410-009-0465-7.

Ridolfi, F.; Renzulli, A. 2012. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 163, 877-895. DOI 10.1007/s00410-011-0704-6.

Robson, G. 1967. Thickness of Etnean lavas. *Nature* 216, 251-252.

Rodríguez, S. R.; Morales-Barrera, W.; Layer, P.; González-Mercado, E. 2010. A quaternary monogenetic volcanic field in the Xalapa region, eastern Trans-Mexican volcanic belt: Geology, distribution and morphology of the volcanic vents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197, 149-166.

Rojas, E.; Folguera, A.; Zamora, G.; Bottesi, G.; Ramos, V. 2014. Structure and development of the Andean system between 36° and 39°S. *Journal of Geodynamics* 73, 34-52. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2013.09.001>

Rutherford, M. J.; Hill, P. M. 1993. Magma Ascent Rates From Amphibole Breakdown: An Experimental Study Applied to the 1980-1986 Mount St. Helens Eruption. *Journal of Geophysical Research* 98, 19667-19685.

Rutherford, M. J.; Devine, J. 2003. Magmatic conditions and magma ascent as indicated by Hornblende phase equilibria and reactions in the 1995-2002 Soufrière Hills magma. *Journal of Petrology* 44, 1433-1454.

Rutherford, M. J. 2008. Magma Ascent Rates. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69, 241-271.

Scandone, R. 1979. Eruption rate and energy balance of Parícutin eruption (1943-1952) Michoacan, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 6, 49-56.

Shane, P.; Smith, V. C. 2013. Using amphibole crystals to reconstruct magma storage temperatures and pressures for the post-caldera collapse volcanism at Okataina volcano. *Lithos* 156-159, 159-170.

Shaw, H. 1969. Geology of basalt in the melting range. *Journal of Petrology* 10, 510-535.

Shaw, K. 1972. Viscosities of magmatic silicate liquids: An empirical method of prediction. *American Journal of Science* 272, 870-893.

Shejwalkar, A.; Coogan, L. 2013. Experimental calibration of the roles of temperature and composition in the Ca-in-olivine geothermometer at 0.1 MPa. *Lithos* 177, 54-60.

Singer, B.S.; Hildreth, W.; Vincze, Y. 2000. ⁴⁰Ar/³⁹Ar evidence for early deglaciation of the central Chilean Andes. *Geophysical Research Letters* 27, 1663-1666.

Singer, B. S.; Andersen, N. L.; Le Mével, H.; Feigl, K.; DeMets, C.; Tikoff, B.; Thurber, C. H.; Jicha, B. R.; Cardona, C.; Córdoba, L.; Gil, F.; Unsworth, M. J.; Williams-Jones, G.; Miller, C.; Fierstein, J.; Hildreth, W.; Vazquez, J. 2014. Dynamics of a large, restless, rhyolitic magma system at Laguna del Maule, southern Andes, Chile. *GSA Today* 24 (12), 4-10.

Sparks, R.; Murphy, M.; Lejeune, A.; Watts, R.; Barday, J.; Young, S. 2000. Control on the emplacement of the andesite lava dome of the Soufriere Hills volcano, Montserrat by degassing-induced crystallization. *Terra Nova* 12, 14-20.

- Stasiuk, M. V.; Jaupart, C. 1997. Lava flow shapes and dimensions as reflections of magma system conditions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 78, 31-50.
- Thorarinsson, S. 1968. On the rate of lava and tephra production and the upward migration of magma in four Icelandic eruptions. *Geologische Rundschau* 57 (Issue 3), 705-718.
- Tuffen, H.; James, M.; Castro, J.; Schipper, C. 2013. Exceptional mobility of a rhyolitic obsidian flow: observations from Cordón Caulle, Chile, 2011-2013. *Nature Communications* 4:2709. DOI: 10.1038/ncomms3709
- Ustunisik, G.; Kilinc, A.; Nielsen, R. 2014. New insights into the processes controlling compositional zoning in plagioclase. *Lithos* 200-201, 80-93.
- Valentine, G.A.; Gregg, T.K.P. 2008. Continental basaltic volcanoes-Processes and problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177, 857-873.
- Vergara, M.; Muñoz, J. 1982. La Formación Cola de Zorro en la Alta Cordillera Andina Chilena (36°-39° Lat. S), sus características petrográficas y petrológicas: Una revisión. *Revista Geológica de Chile (now Andean Geology)* 17, 31-46.
- Vyhnal, C.R.; McSween, H. Y.; Speer, J. A. 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist* 76, 176-188.
- Wadge, G. 1981. The variations of magma discharge during basaltic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 11, 139-168.
- Walker, G. 1973. Lengths of lava flows. *Philosophical Transactions of The Royal Society of London* 274, 107-118.
- Wespestad, C.; Thurber, C.; Bennington, N.; Zeng, X.; Cardona, C.; Keranen, K.; Singer, B. 2015. Preliminary Ambient Noise and Seismic Interferometry Analysis of the Laguna del Maule Volcanic Field, Chile. AGU (American Geophysical Union) Fall Meeting abstract S51D-2713.
- Williams, H. 1931. The dacites of Lassen Peak and vicinity, California, and their basic inclusions. *American Journal of Science* 22, 385-403.
- Yuan, X.; Asch, G.; Bataille, K.; Bock, G.; Bohm, M.; Echtler, H.; Kind, R.; Oncken, O.; Wölbern, I. 2006. Deep seismic images of the Southern Andes. In *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén basin (35°-39°S)* (Kay, S. M; Ramos, V.A.; editors). Geological Society of America Special Paper 407, 61-72.