



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

# **EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DEL SECTOR NORTE DEL CAMPO VOLCÁNICO MONOGENÉTICO EL NEGRILLAR, REGIÓN DE ANTOFAGASTA, CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

RUBÉN AGUSTÍN CARTAGENA COVARRUBIAS

**PROFESORA GUÍA:**  
PATRICIA LARREA MÁRQUEZ

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:**  
LAURA BECERRIL CARRETERO  
BENIGNO GODOY NEIRA  
SERGIO SALINAS SÁNCHEZ

SANTIAGO DE CHILE  
2022

## **EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DEL SECTOR NORTE DEL CAMPO VOLCÁNICO MONOGENÉTICO EL NEGRILLAR, REGIÓN DE ANTOFAGASTA, CHILE**

El Negrillar es el campo volcánico monogenético más voluminoso de la Zona Volcánica Central (ZVC). Se ubica en el límite SO del Complejo Volcánico Altiplano-Puna (CVAP) y puede ser dividido, según la distribución del depósito de avalancha de detritos del volcán Socompa, en tres sectores: Norte, Central y Sur. El sector Norte (objeto de este estudio), de  $\sim 2,48 \text{ km}^3$ , está constituido por 15 centros eruptivos que comprenden 36 flujos de lava y 9 conos. Estos centros pueden ser agrupados, considerando una cronoestratigrafía, en tres subzonas: occidental (Vinagrillo, Aguilucho y Lloica), oriental-Sur (Romerillo, Chachacoma, Algarrobo y Tamarugo) y oriental-Norte (Añañuca, Llaretta, Las Ortigas, Brava, Luchecillo, Pata De Guanaco, Toconao y Pacul). Las lavas del sector Norte presentan características morfométricas y reológicas asociadas a los magmas más evolucionados de todo el campo volcánico, es decir, mayores espesores, viscosidades y tiempos de emplazamiento. Con respecto a la composición química, el sector Norte comprende rocas calco-alcalinas de composiciones andesíticas a dacíticas, que presentan cristales de piroxeno (clinopiroxeno y ortopiroxeno), plagioclasa, anfíbol y minerales opacos, y en menor medida olivino. Además, la mayoría de las rocas exhiben xenocristales de cuarzo. Igualmente, las características físicas y químicas de este sector corresponden a las de los magmas más evolucionados de El Negrillar y de otros centros monogenéticos cercanos (e.g., Cerro Overo, La Albóndiga, El País, Cerro Tujle y el campo volcánico Tilocalar). La geoquímica de El Negrillar muestra centros eruptivos de composiciones relativamente similares entre sí, pero con grados de diferenciación levemente distintos. Para poder explicar esto, se realiza un modelo de diferenciación magmática asociado al proceso de cristalización fraccionada mediante el software Rhyolite-MELTS. El modelo que mejor se ajusta a las rocas de El Negrillar considera temperaturas de fraccionamiento de 1200–950°C, presiones de 350–225 MPa, profundidades de  $\sim 14,5\text{--}9 \text{ km}$ , fugacidades de oxígeno de  $\sim 8\text{--}11,5$  ( $\log fO_2$ , *buffer* QFM) y contenidos de H<sub>2</sub>O disuelta en el magma de  $\sim 2\text{--}5,1\%$  en peso. Sin embargo, no existe una correlación directa entre la cronoestratigrafía definida y la evolución geoquímica de las lavas, por lo que se sugieren períodos de recarga magmática a lo largo del tiempo. Además, se infieren procesos de asimilación cortical debido a la falta de ajuste del modelo para ciertos elementos mayores, y a la presencia de xenocristales de cuarzo en las lavas. Con ello, se propone que los centros eruptivos del sector Norte de El Negrillar se formaron a partir de magmas parentales que experimentaron procesos de diferenciación magmática tales como la cristalización fraccionada y asimilación cortical, junto con períodos de recarga máfica a lo largo del tiempo. Para cuantificar estos procesos, se proponen estudios geoquímicos de elementos traza e isotópicos junto con estudios termobarométricos, que permitan constreñir la historia evolutiva y pre-eruptiva de estos magmas.

*En memoria de mi abuelo paterno †,  
quien partió de este mundo a  
principios de este año.*

## AGRADECIMIENTOS

El proyecto fue financiado por la Agencia Nacional de Investigación y Desarrollo de Chile (ANID) a través de los programas de financiamiento público del FONDECYT de INICIACIÓN N°11200293 y del FONDAP N°15090013 (Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, CEGA), además por el Proyecto de Instalación Académica - FCFM, Universidad de Chile, otorgado a la Dra. Patricia Larrea.

Agradezco las labores de las y los académicas/os Patricia Larrea, Benigno Godoy, Philippe Robidouy y Santiago Maza, y a las compañeras y compañeros Camila Loaiza, Daniela Parra, Belén Muñoz, Javiera Véliz y Christian Tobar quienes fueron parte de las salidas a terreno e hicieron posible la recolección de muestras. Se agradece, también, a Pablo Grosse por facilitar el modelo de elevación digital.

Agradezco a toda mi familia (mi mamá, mis herman@s y mi papá) por entender el poco tiempo que he estado con ell@s durante todo mi trabajo de título, las salidas familiares a las que no pude asistir. Agradezco, también, su apoyo incondicional en estos tiempos difíciles de pandemia que, lamentablemente, no entregan las mejores condiciones para la concentración y el buen estado de ánimo durante este trabajo. El último miembro de la familia (y no menos importante) me acompañó más que nadie: mi perro Woody. En los tiempos difíciles, mi perro era capaz de sacarme una sonrisa en todo momento.

Agradezco a tod@s mis amig@s por hacer de la pandemia una instancia más amena, de estar ahí, en las buenas y las malas.

Agradezco a mis profesor@s Patri y Sergio quienes estuvieron siempre ahí enseñándome, no solo en el ámbito de la geología sino que también en el humano, agradezco la paciencia y preocupación de cada día con el fin de tener un trabajo de excelencia de parte de su “hijo académico”. De los más de 40 profesor@s que he tenido en mi estadía en la universidad, sin dudas mi profe Patri es la mejor que he tenido, ella fue mi puente de la vida estudiantil a la vida profesional y me hizo crecer no solo como estudiante, insisto, sino también como persona.

Agradezco a mi equipo (y amigas) como la Dani, quien siempre estuvo ahí para resolver dudas y preocupada de mi estado anímico, y la Cami, con quién literalmente fue la amiga que compartí más durante la pandemia, nos apoyamos tanto académica como emocionalmente, compartimos de manera contemporánea la mayoría de las metodologías de este trabajo, sobre todo en la ida a los microscopios. Básicamente, la mejor amiga (o mejor dicho *bestie*) que conocí en pandemia. Mención a mi amiga Vanne quien me redirigió por el camino correcto puesto que con la llegada de la pandemia había perdido un poco el rumbo y la motivación del estudio, y fue prácticamente quien me hizo llegar a conocer a mi profe Patri para que, en consecuencia, realizara este trabajo de investigación.



# TABLA DE CONTENIDO

<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
1.1 ANTEDECENTES GEOLÓGICOS .....	1
1.2 ESTUDIOS PREVIOS .....	3
1.3 OBJETIVOS.....	3
1.3.1 OBJETIVO GENERAL .....	3
1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	3
1.4 HIPÓTESIS .....	4
<b>2. MARCO GEOLÓGICO</b> .....	<b>5</b>
2.1 MAGMATISMO EN LA ZONA VOLCÁNICA CENTRAL .....	5
2.1.1 COMPLEJO VOLCÁNICO ALTIPLANO-PUNA (CVAP).....	5
2.1.2 VOLCANISMO MÁFICO EN EL CVAP Y CENTROS MONOGENÉTICOS DE LA REGIÓN DEL SALAR DE ATACAMA.....	6
2.2 CONFIGURACIÓN TECTÓNICA .....	7
2.2.1 CUENCA DEL SALAR DE ATACAMA .....	8
<b>3. METODOLOGÍA</b> .....	<b>11</b>
3.1 CAMPAÑA PRE-TERRENO, TERRENO Y POST-TERRENO .....	11
3.2 CÁLCULO DE VOLUMEN DE CONOS Y FLUJOS DE LAVA .....	11
3.3 CÁLCULO DE PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS Y REOLÓGICOS .....	14
3.4 DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE MUESTRAS .....	16
3.5 GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL.....	16
3.6 MODELACIÓN DE DIFERENCIACIÓN MAGMÁTICA .....	17
<b>4. RESULTADOS</b> .....	<b>18</b>
4.1 CONOS Y FLUJOS DE LAVA DEL SECTOR NORTE DE EL NEGRILLAR.....	18
4.2 VOLUMEN Y PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS Y REOLÓGICOS.....	20
4.3 PETROGRAFÍA.....	24
4.3.1 PETROGRAFÍA GENERAL.....	24
4.3.2 PETROGRAFÍA DE CENTROS ERUPTIVOS .....	25
4.4 GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL: ELEMENTOS MAYORES .....	39
<b>5. DISCUSIONES</b> .....	<b>42</b>
5.1 EVOLUCIÓN DE LA PARTE OCCIDENTAL, ORIENTAL-SUR Y ORIENTAL-NORTE .....	42
5.1.1 PARTE OCCIDENTAL.....	42
5.1.2 PARTE ORIENTAL-SUR .....	43
5.1.3 PARTE ORIENTAL-NORTE.....	45

5.2 CONTRASTES CON LOS SECTORES CENTRAL Y SUR DE EL NEGRILLAR Y OTROS CENTROS MONOGENÉTICOS .....	47
5.3 MODELACIÓN DE DIFERENCIACIÓN MAGMÁTICA PARA EL NEGRILLAR Y CONSIDERACIONES FINALES .....	51
<b>6. CONCLUSIONES .....</b>	<b>56</b>
<b>7. BIBLIOGRAFÍA .....</b>	<b>57</b>
<b>ANEXOS .....</b>	<b>63</b>
ANEXO A .....	64
ANEXO B .....	73

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla A.1. Listado de los conos y flujos de lava de la zona de estudio con las muestras recolectadas y el tipo de roca. La ubicación de las muestras está expresada en coordenadas geográficas (grados, minutos y segundos). Se indican las muestras que tienen sección delgada, análisis petrográfico y geoquímico de elementos mayores de roca total. n.i.: no identificado. n.m.: no muestreado.....	64
Tabla A.2. Volumen, orientación y pendiente de conos y flujos de lava presentes en la zona de estudio.....	66
Tabla A.3. Parámetros morfométricos de conos y flujos de lava presentes en la zona de estudio. El cálculo del espesor y ancho promedio no considera a los conos.....	67
Tabla A.4. Parámetros reológicos de los flujos de lava presentes en la zona de estudio .....	68
Tabla A.5. Porcentaje de masa fundamental (% mf), macrocristales (% mc) y vesículas (% ves) con respecto al volumen total de la roca (% vol.), y porcentaje de la fase mineral de los macrocristales, con respecto al total de ellos (% tot.). pl: plagioclasa, cpx: clinopiroxeno, opx: ortopiroxeno, amp: anfíbol, ol: olivino, qz: cuarzo, op: minerales opacos. Las abreviaturas mineralógicas (excepto op) se utilizaron de acuerdo con Whitney y Evans (2010). El cuarzo (qz) corresponde a xenocristal	69
Tabla A.6. Tamaño relativo (en mm) de cristales (micro y macrocristales) y vesículas presentes en las muestras recolectadas de la zona de estudio. El olivino no es considerado en esta tabla debido a que su presencia es escasa. A su vez, cristales de anfíbol y opacos, que son parte de la familia de microcristales (masa fundamental), no son considerados en esta tabla debido a que su presencia en esta subdivisión de la roca es casi despreciable en cantidad, es decir, se está considerando únicamente los minerales opacos como macrocristales en esta caracterización. pl: plagioclasa, cpx: clinopiroxeno, opx: ortopiroxeno, amp: anfíbol, qz: cuarzo, op: minerales opacos. Las abreviaturas mineralógicas (excepto op) se utilizaron de acuerdo con Whitney y Evans (2010).....	70
Tabla A.7. Composición de elementos mayores (% en peso) y pérdida al fuego por calcinación (LOI) de las muestras utilizadas en este estudio.....	71
Tabla A.8. Condiciones de temperatura, presión, profundidad, fugacidad de oxígeno, contenidos de H <sub>2</sub> O disuelta (% en peso) y fases fraccionadas con sus respectivas temperaturas inicial y final de la modelación de cristalización fraccionada del magma parental (NEG-19). El modelo considera un <i>buffer</i> REDOX de QFM. Las fases fraccionadas se presentan por orden de apareamiento en el modelo .....	72

# ÍNDICE DE FIGURAS

- Fig. 1.1. A: Imagen satelital que muestra las Zonas Volcánicas de Los Andes. B: Mapa que muestra la extensión del área del Complejo Volcánico Altiplano Puna (línea negra continua) y del Cuerpo de Magma Altiplano Puna (línea roja segmentada). Se puede observar que el campo volcánico monogenético El Negrillar y el volcán Socompa se encuentran en el límite Suroeste del CVAP. Extraído de Larrea (2020)..... 1
- Fig. 1.2. Mapa que indica la ubicación del campo volcánico monogenético El Negrillar, con sus tres sectores (Norte, verde; Central, rojo; Sur, azul), y el volcán Socompa (estrella amarilla) junto con el depósito de avalancha de detritos (DAD) asociado, al centro del mapa..... 2
- Fig. 2.1. (A) Mapa de la zona de subducción occidental de Sudamérica y Los Andes con la ubicación del campo monogenético El Negrillar (estrella amarilla). El plateau Altiplano-Puna está resaltado en rojo, y los triángulos indican volcanes compuestos de las Zonas Volcánicas Central (ZVC; negro) y Sur (ZVS, azul) la imagen de fondo es el modelo de elevación digital (DEM) SRTM 1-arc. (B) Modelo de elevación digital SRTM de El Negrillar, centros monogenéticos y estratovolcanes de la CVZ cercanos a El Negrillar. Se muestra la subdivisión de El Negrillar (EN) en tres grupos: *Northern EN* (El Negrillar sector Norte; área verde), *Central EN* (El Negrillar sector Central; área roja) y *Southern EN* (El Negrillar sector Sur; área azul). La línea discontinua morada muestra el límite sur del Complejo Volcánico Altiplano-Puna (CVAP). Extraído de Parra-Encalada et al. (2022)..... 6
- Fig. 2.2. Mapa de sombras basado en un modelo de elevación digital (DEM) SRTM de 90 m que muestra parte de la cuenca del Salar de Atacama, con las principales características estructurales y edificios volcánicos. Modificado de González et al. (2009) ..... 9
- Fig. 3.1. Ejemplo de cálculo de volumen mediante superficies TIN de un cono. (a) Imagen satelital de la zona del ejemplo. (b) Identificación del cono a calcular (negro) junto con sus flujos de lava (blanco). (c) Imagen que muestra la superficie recreada por medio del TIN a partir de las curvas de nivel de 10 m. (d) Superficie TIN con las curvas de nivel sin considerar el volumen del cono a calcular. (e) Imagen que muestra la aplicación de la herramienta *Surface difference* a las superficies anteriores (c) y (d), el polígono azul muestra la zona expuesta por encima del terreno de referencia (d) con el cual se calcula el volumen. (f) Superposición de la imagen (e) con el cono y fases eruptivas presentes en la zona reconocidas en (b)..... 13
- Fig. 4.1. Mapa ilustrativo de los conos y flujos de lava del sector Norte de El Negrillar y las muestras recolectadas en la zona. Los polígonos negros representan los conos monogenéticos presentes en el área. Los polígonos de colores representan los flujos de lava de cada centro eruptivo, que a mayor número dentro del polígono y más intenso sea el tono del color, más reciente es el flujo de lava y viceversa. Los colores utilizados para diferenciar cada centro eruptivo son únicos para efectos de esta figura. DAD: Depósito de avalancha de detritos. CEN: El Negrillar sector Central ..... 19
- Fig. 4.2. Gráficos de barras del volumen (a) y parámetros morfométricos tales como el espesor (b), ancho (c) y largo (d) de los flujos de lava promedio de cada centro eruptivo. El volumen corresponde a la suma del volumen de cada cono y flujo de lava del centro eruptivo (revisar sección 3.2 de metodología). Los centros eruptivos, en los gráficos, están distribuidos de forma tal que siguen un orden decreciente del volumen calculado (izquierda a derecha). Es relevante recalcar que el parámetro espesor está en unidad de metros (m), a diferencia del ancho y largo (km). La gama

de colores utilizada para cada centro eruptivo se utilizará, a partir de ahora, en las siguientes figuras .....	22
Fig. 4.3. Gráficos de los parámetros reológicos tales como la viscosidad (a), tiempo de emplazamiento (b) y tasa eruptiva (c) promedio de los flujos de lava de los centros eruptivos. Los valores corresponden al promedio por centro eruptivo y no son representantes de cada fase. Los centros están distribuidos en los gráficos de forma tal que siguen un orden decreciente del volumen calculado (izquierda a derecha) .....	23
Fig. 4.4. Microfotografías del centro eruptivo Aguilucho. (a) NEG-10: Cristal de anfíbol con presencia de reabsorción interna y borde de reacción opacítico. Imagen en luz polarizada plana, 10x. (b) NEG-9: Cristal de anfíbol con embahiamiento y reemplazo casi total por minerales opacos. Imagen en luz polarizada plana, 5x. (c) NEG-75: Xenocristal de cuarzo con un gran borde de reacción compuesto por cristales de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. (d) NEG-76: Xenocristales de cuarzo. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. amp: anfíbol. op: minerales opacos. cpx: clinopiroxeno. qz: cuarzo.....	27
Fig. 4.5. Microfotografías del centro eruptivo Algarrobo. (a) NEG-59: Cristal anhedral de plagioclasa que presenta reabsorción externa e interna (textura sieve). Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. (b) NEG-49: Clot de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. (c) NEG-49: Cristal de ortopiroxeno junto con un clot de clinopiroxeno de menor tamaño. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. (d) NEG-107: Clot de gran tamaño de clinopiroxeno y ortopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. (e) NEG-49: Clot de ortopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. (f) NEG-108: Cristal de anfíbol con evidencia de reabsorción externa e interna, y borde de reacción opacítico. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. pl: plagioclasa. cpx: clinopiroxeno. opx: ortopiroxeno .....	28
Fig. 4.6. Microfotografías del centro eruptivo Chachacoma. (a) NEG-81: Clot de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. (b) NEG-81: Clot de clinopiroxeno y ortopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. cpx: clinopiroxeno. opx: ortopiroxeno.....	29
Fig. 4.7. Microfotografías del centro eruptivo Lloica. (a) NEG-74: Clot de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. (b) NEG-74: Gran cúmulo cristalino de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. (c) NEG-73: Xenocristal de cuarzo de gran tamaño con un borde de reacción de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. (d) Otra zona del xenocristal de cuarzo en (c). (e) NEG-73: Clot de plagioclasa y cuarzo, con inclusiones de minerales opacos. Imagen en luz polarizada plana (mitad izquierda) y cruzada (mitad derecha), 5x. (f) NEG-74: Cristales de anfíbol con reabsorción (embahiamiento) y borde de reacción opacítico. Imagen en luz polarizada plana, 5x. pl: plagioclasa. qz: cuarzo. op: minerales opacos. cpx: clinopiroxeno .....	31
Fig. 4.8. Microfotografía del centro eruptivo Luchecillo. NEG-111: Xenocristal de cuarzo con borde de mineral (no identificado). Imagen en luz polarizada cruzada, 5x.....	32
Fig. 4.9. Microfotografías del centro eruptivo Tamarugo. (a) NEG-79: Cristal de plagioclasa que presenta reabsorción (textura sieve). Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. (b) NEG-79: Clot de clinopiroxeno de gran tamaño. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. (c) NEG-80: Clot de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. (d) NEG-80: Cristal de anfíbol con reabsorción (embahiamiento) y borde de reacción opacítico, Imagen en luz polarizada plana, 10x. (e) NEG-80: Minerales opacos pseudomorfos en anfíbol orientados. Imagen en luz polarizada plana, 5x. (f) NEG-80: Xenocristal de cuarzo con un gran borde de reacción de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. pl: plagioclasa. cpx: clinopiroxeno. qz: cuarzo.....	33
Fig. 4.10. Microfotografías del centro eruptivo Vinagrillo. (a) NEG-8: Clot alargado de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. (b) NEG-12: Cristal de anfíbol con presencia	

de borde de reacción opacítico y reabsorción interna. Imagen en luz polarizada plana, 10x. (c) NEG-11: Cristales pseudomorfos de minerales opacos en anfíbol. Imagen en luz polarizada plana, 5x. (d) NEG-11: Xenocristal de cuarzo. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. cpx: clinopiroxeno. amp: anfíbol. op: minerales opacos. qz: cuarzo.....	35
Fig. 4.11. Microfotografías del centro eruptivo Añañuca (NEG-113). (a) Clot de clinopiroxeno de gran tamaño. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. (b) Clot de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x .....	35
Fig. 4.12. Microfotografías del centro eruptivo Pacul (NEG-112). (a) Clot de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. (b) Clot de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. (c) Clot de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. cpx: clinopiroxeno .....	36
Fig. 4.13. Microfotografías del centro eruptivo Pata De Guanaco (NEG-78). (a) y (b) Pseudomorfos (o reemplazos casi completos) de minerales opacos en anfíbol. Imágenes en luz polarizada plana, 5x .....	37
Fig. 4.14. Microfotografías del centro eruptivo Toconao (NEG-48). (a) Clot de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. (b) Xenocristal de cuarzo con presencia de borde de reacción de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. (c) Clot de olivino. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. ol: olivino. cpx: clinopiroxeno. qz: cuarzo .....	38
Fig. 4.15. Diagrama TAS (Total Alkali vs. Silica) de las muestras analizadas en este estudio (Modificado de Le Bas et al. (1986)), asociadas a su respectivo centro eruptivo. La línea segmentada corresponde a la divisoria de los campos de las rocas alcalinas y subalcalinas, según Irvine y Baragar (1971) .....	39
Fig. 4.16. Diagramas Harker de elementos mayores versus SiO <sub>2</sub> de las muestras de este estudio. FeO <sup>T</sup> corresponde al FeO total .....	41
Fig. 5.1. Diagramas volumen vs. cronología de las fases eruptivas de cada centro presentes en la zona de estudio. (a) Parte occidental. (b) Parte oriental-Sur. (c) Parte oriental-Norte. Los números señalan el orden de la fase emitida (a mayor número, más reciente es el flujo de lava). Es útil recordar que la cronoestratigrafía propuesta de los centros eruptivos y la división en tres partes del sector se mencionan en la sección 4.1 .....	46
Fig. 5.2. Diagramas SiO <sub>2</sub> vs. cronología de las fases eruptivas de cada centro presentes en la zona de estudio. (a) Parte occidental. (b) Parte oriental-Sur. (c) Parte oriental-Norte. Las barras representan las fases que no han sido muestreadas; que los centros eruptivos Vinagrillo, Chachacoma, Pata De Guanaco y Pacul no tienen todos sus flujos de lava muestreados, mientras que, Romerillo, Llaretta, Las Ortigas y Brava no presentan ninguna fase muestreada. Los números representan el orden de la fase eruptiva emitida (a mayor número, más reciente es el flujo de lava). La tercera fase de Aguilucho, y la primera y cuarta de Lloica poseen dos muestras analizadas ..	47
Fig. 5.3. Gráficos de tiempo de emplazamiento promedio versus parámetros morfométricos y reológicos promedio (espesor (a), ancho (b), largo (c), pendiente (d), viscosidad (e), tasa eruptiva (f)) de los centros eruptivos del sector Norte de El Negrillar (EN) correspondiente a este estudio y sectores Central y Sur (Parra-Encalada et al., 2022; Parra-Encalada, 2022; Loaiza, 2023).....	49
Fig. 5.4. Diagrama TAS (Total Alkali vs. Silica) con las muestras utilizadas en este estudio (Modificado de Le Bas et al., 1986), de los sectores Central y Sur de El Negrillar (EN) (Parra-Encalada et al., 2022; Parra-Encalada, 2022; Loaiza, 2023), y de otros centros monogenéticos ubicados en la Cuenca del Salar de Atacama tales como Cerro Overo, La Albóndiga, Cerro Tujle, El País, Tilocálar Norte y el campo volcánico Tilocálar (Ureta et al., 2020; Torres et al., 2021;	

Ureta et al., 2021a; Ureta et al., 2021b). La línea segmentada corresponde a la divisoria de los campos de las rocas alcalinas y subalcalinas, según Irvine y Baragar (1971).....	50
Fig. 5.5. Diagramas bivariantes Harker de elementos mayores versus SiO <sub>2</sub> de las muestras de los tres sectores de El Negrillar (EN) (Parra-Encalada et al., 2022; Parra-Encalada, 2022; Loaiza, 2023) y de otros centros monogenéticos ubicados en la Cuenca del Salar de Atacama tales como Cerro Overo, La Albóndiga, Cerro Tujle, El País, Tilocálar Norte, Tilocálar Sur y El Maní (Ureta et al., 2020; Torres et al., 2021; Ureta et al., 2021a; Ureta et al., 2021b). FeO <sup>T</sup> corresponde al FeO total .....	51
Fig. 5.6. Diagramas bivariantes (vs. MgO) que contienen las muestras de este estudio, del sector Central y Sur de El Negrillar (EN) (Parra-Encalada et al., 2022; Parra-Encalada, 2022; Loaiza, 2023), de otros centros monogenéticos ubicados en la región del Salar de Atacama tales como tales como Cerro Overo, La Albóndiga, El País, Cerro Tujle y el campo volcánico Tilocálar (Ureta et al., 2020; Torres et al., 2021; Ureta et al., 2021a; Ureta et al., 2021b), y del modelo de mejor ajuste de diferenciación magmática de un magma parental que pasa por el proceso de cristalización fraccionada, mediante el software Rhyolite-MELTS 1.2.x (Gualda et al., 2012). Las condiciones del modelo son de 1200–950°C, 350–225 MPa, ~14,5–9 km, ~-8–11,5 (log <i>f</i> O <sub>2</sub> , <i>buffer</i> QFM) y ~2–5,1% en peso de H <sub>2</sub> O. Los contenidos de elementos mayores iniciales del magma parental están asociados a la muestra NEG-19 (Parra-Encalada et al., 2022; Parra-Encalada, 2022). FeO <sup>T</sup> corresponde al FeO total. ol: olivino, cpx: clinopiroxeno, pl: plagioclasa, opx: ortopiroxeno, spl: espinela. Las abreviaturas mineralógicas se utilizaron de acuerdo con Whitney y Evans (2010). Los términos <i>in</i> y <i>out</i> corresponden al comienzo y término del fraccionamiento de la fase mineral respectivamente, en el modelo.....	54
Fig. B.1. Gráfico de barras del volumen calculado de flujos de lavas y conos pertenecientes a cada centro eruptivo. Notar que el segundo y tercer flujo emitido (L2 y L3) por el centro Algarrobo fue calculado como uno solo. Las escalas de los ejes verticales no son iguales en todas las gráficas, con el fin de poder observar de manera clara las variaciones del volumen de un mismo centro eruptivo cuando éste es bajo. El orden de los gráficos expuestos en esta figura es decreciente con respecto al volumen promedio de cada centro.....	73
Fig. B.2. Gráfico de barras del espesor (m) calculado de cada flujo de lava perteneciente a cada centro eruptivo. El orden de los gráficos expuestos en esta figura es decreciente con respecto al volumen promedio de cada centro.....	75
Fig. B.3. Gráfico de barras del ancho (km) calculado de cada flujo de lava perteneciente a cada centro eruptivo. El orden de los gráficos expuestos en esta figura es decreciente con respecto al volumen promedio de cada centro.....	77
Fig. B.4. Gráfico de barras del largo (km) calculado de cada flujo de lava perteneciente a cada centro eruptivo. El orden de los gráficos expuestos en esta figura es decreciente con respecto al volumen promedio de cada centro.....	79
Fig. B.5. Gráfico de barras de la viscosidad (10 <sup>11</sup> Pa·s) calculada de cada flujo de lava perteneciente a cada centro eruptivo. El orden de los gráficos expuestos en esta figura es decreciente con respecto al volumen promedio de cada centro.....	81
Fig. B.6. Gráfico de barras del tiempo de emplazamiento (años) calculado de cada flujo de lava perteneciente a cada centro eruptivo. El orden de los gráficos expuestos en esta figura es decreciente con respecto al volumen promedio de cada centro.....	83

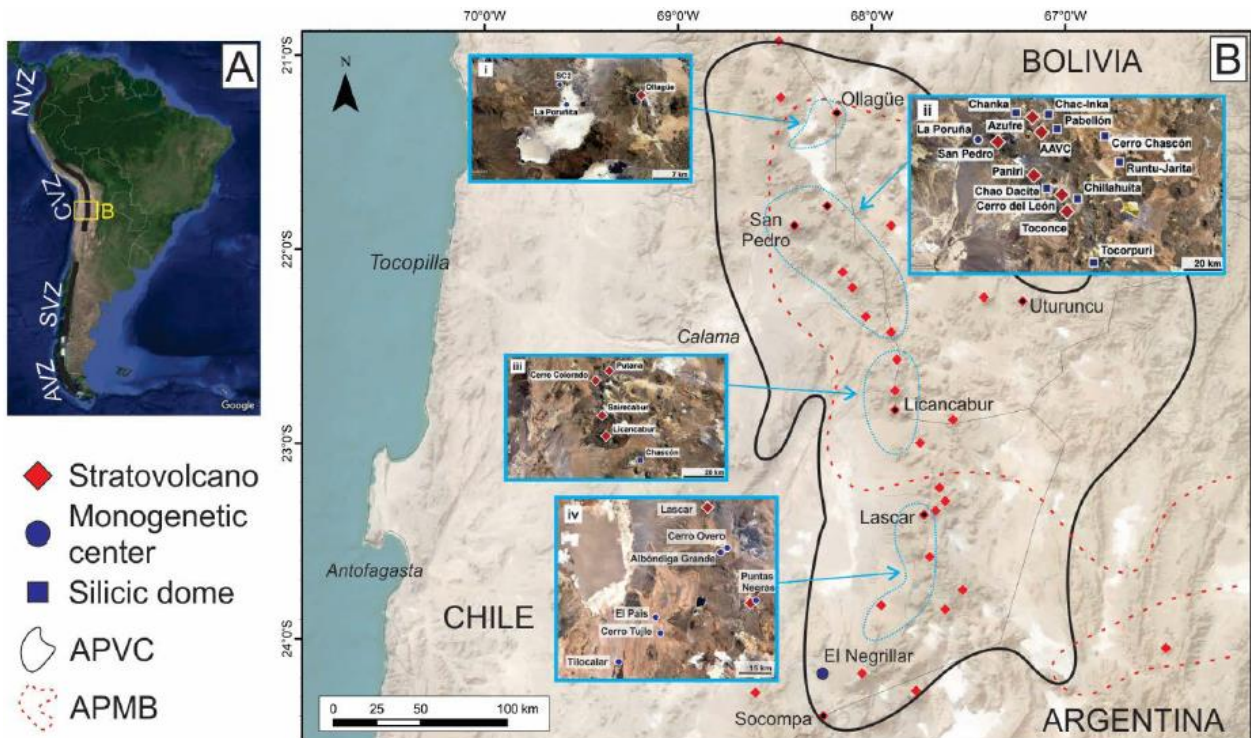
Fig. B.7. Gráfico de barras de la tasa eruptiva ( $m^3/s$ ) calculada de cada flujo de lava perteneciente a cada centro eruptivo. El orden de los gráficos expuestos en esta figura es decreciente con respecto al volumen promedio de cada centro..... 85



# 1. INTRODUCCIÓN

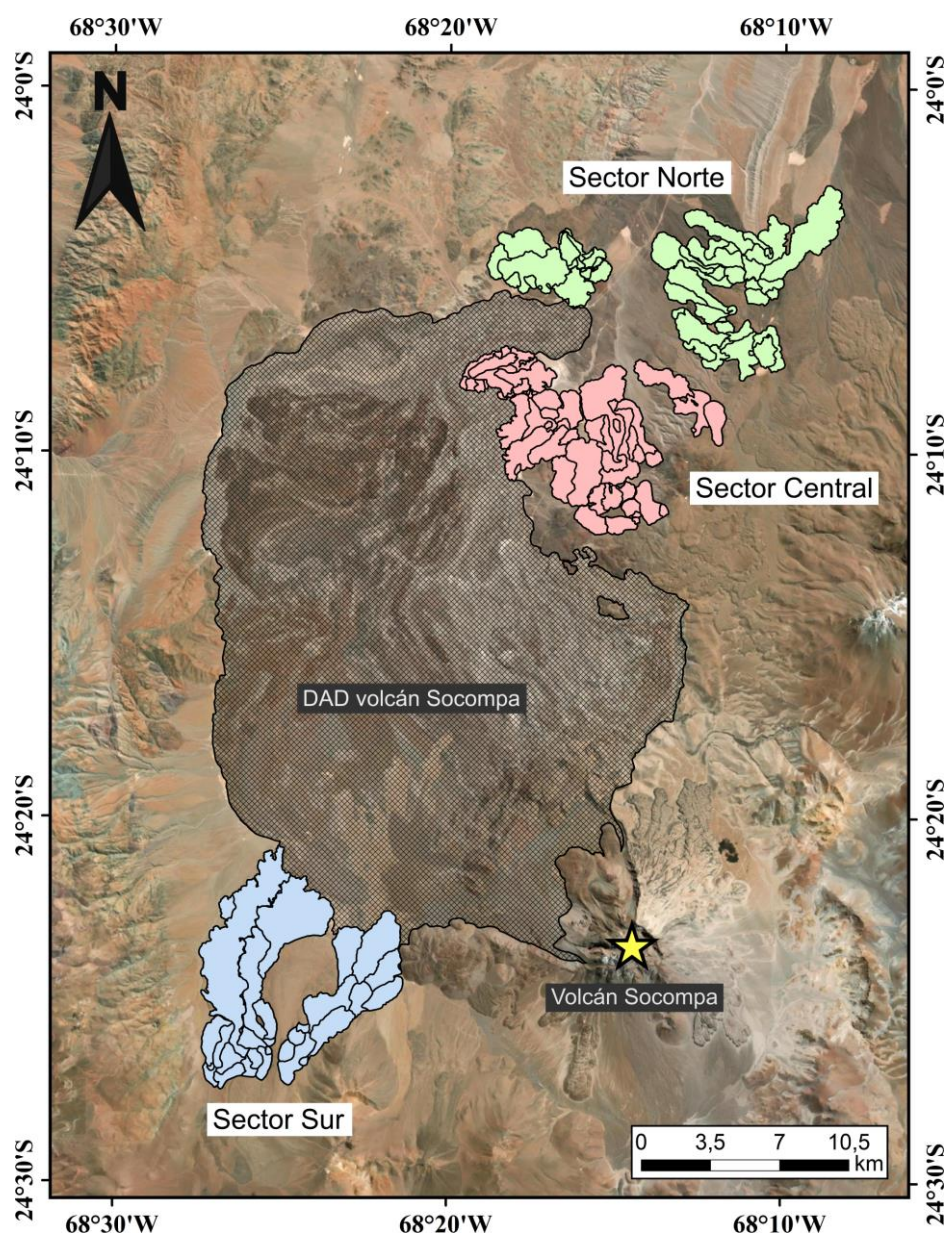
## 1.1 ANTEDECENTES GEOLÓGICOS

El volcanismo monogenético se ha definido de diversas formas, donde el término “monogenético” ha sido reemplazado con sinónimos como “volcanes de pequeño volumen” (Valentine et al. 2006; Valentine y Gregg, 2008) y “volcanes de pequeño tamaño” (White y Ross, 2011). Németh y Kereszturi (2015) mencionan que el volcanismo monogenético forma volcanes de pequeño volumen acumulativo ( $\leq 1 \text{ km}^3$ ), y que han sido construidos por una erupción continua o por varias erupciones discontinuas en un corto período ( $\leq 10$  años). Este tipo de volcanismo no es estudiado con frecuencia, sin embargo, podría proporcionar información clave sobre los procesos de generación de magma que ocurren en profundidad. Generalmente, estos magmas están “ocultos” por las composiciones más evolucionadas que son dominantes en ambientes de subducción. La Zona Volcánica Central (ZVC) (Fig. 1.1A), la cual se encuentra en este ambiente tectónico, comprende una parte importante del volcanismo monogenético existente a lo largo del mundo. Por lo tanto, el estudio de este volcanismo en la región podría ayudar a tener una idea clara sobre la etapa magmática más reciente de la ZVC (de Silva et al., 2015; Burns et al., 2015; Tierney et al., 2016; Godoy et al., 2019; Taussi et al., 2019). Uno de los campos monogenéticos más importantes y menos estudiados de la ZVC es el de El Negrillar. También llamado Negruita de Aras por otros autores, corresponde al campo volcánico monogenético más voluminoso de la ZVC,



**Fig. 1.1.** A: Imagen satelital que muestra las Zonas Volcánicas de Los Andes. B: Mapa que muestra la extensión del área del Complejo Volcánico Altiplano Puna (línea negra continua) y del Cuerpo de Magma Altiplano Puna (línea roja segmentada). Se puede observar que el campo volcánico monogenético El Negrillar y el volcán Socompa se encuentran en el límite Suroeste del CVAP. Extraído de Larrea (2020).

compuesto por numerosos centros eruptivos que dieron lugar a un gran campo y menores erupciones explosivas, y que se ubica entre las latitudes  $24^{\circ}2,7'$  y  $24^{\circ}27,5'S$ . En las inmediaciones, se localizan estravolcanes de menos de 3 millones de años de composición andesítica a dacítica, uno de ellos el volcán Socompa (Figs. 1.1B y 1.2) (Godoy et al., 2019; González-Maurel et al., 2019; Taussi et al., 2019). Este campo se encuentra en el borde Suroeste del Complejo Volcánico Altiplano Puna (Fig. 1.1) y ha sido dividido de acuerdo con la ubicación del depósito de avalancha de detritos del volcán Socompa en los sectores Norte, Centro y Sur (Fig. 1.2), siendo el primero de estos el objeto de estudio de la presente investigación.



**Fig. 1.2.** Mapa que indica la ubicación del campo volcánico monogenético El Negrillar, con sus tres sectores (Norte, verde; Central, rojo; Sur, azul), y el volcán Socompa (estrella amarilla) junto con el depósito de avalancha de detritos (DAD) asociado, al centro del mapa.

## 1.2 ESTUDIOS PREVIOS

El sector Norte de El Negrillar ( $24^{\circ}2,7' - 24^{\circ}8,0'S$  y  $68^{\circ}8,2' - 68^{\circ}14,0'O$ ; Fig. 1.2) forma parte del campo volcánico monogenético del mismo nombre, del cual existen limitados estudios previos. Harmon et al. (1984) llevaron a cabo un estudio isotópico en lavas calco-alcalinas de la Cordillera de Los Andes, que incluyó tres análisis de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , uno de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y dos análisis de  $\delta^{18}\text{O}$  de flujos de lava de El Negrillar, sin embargo, estas muestras no tienen ubicación disponible. Ramírez et al. (1991), dentro de la cartografía del volcán Socompa, realizaron dataciones radiométricas, con el método K-Ar en roca total, a cuatro fases eruptivas de El Negrillar: dos del sector Norte con edades  $<1,5$  y  $0,6 \pm 0,4$  Ma, y dos del sector Sur con edades de  $0,7 \pm 0,2$  y  $0,7 \pm 0,4$  Ma. Hoffmann et al. (2011) y Hoffmann (2011) en su proyecto de tesis de pregrado (no publicado) muestreó flujos de lava de El Negrillar (incluyen 6 flujos del sector Norte) para el análisis petrográfico y geoquímico de elementos mayores y traza en roca total. Sin embargo, cabe remarcar que su campaña de muestreo no involucró a todos los centros eruptivos de la zona, además, ninguno de estos centros fue determinada su cronoestratigrafía. Recientemente, Vilches et al. (2022) realizaron el estudio del emplazamiento de lavas asociadas a un centro eruptivo del sector Norte de El Negrillar mediante el complemento de Q-LavHA en la herramienta GIS. Finalmente, Aguilera et al. (2022) realizaron un análisis de la distribución espacial de algunos centros eruptivos del sector Norte y Central de El Negrillar.

Parte del contenido de esta Memoria de Título, junto con las investigaciones de dos estudiantes de magíster, están incluidas en la publicación de Parra-Encalada et al. (2022), publicada en la revista *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Estas investigaciones se encuentran bajo la supervisión de la Dra. Patricia Larrea, quien lidera el Proyecto de Investigación Fondecyt de Iniciación Folio #11200293.

## 1.3 OBJETIVOS

### 1.3.1 OBJETIVO GENERAL

Determinar los procesos magmáticos que controlan la diferenciación de los magmas emitidos por los centros eruptivos del sector Norte del campo volcánico monogenético El Negrillar, a través del estudio volumétrico, morfométrico, reológico, petrológico y geoquímico de sus lavas, y su cronología relativa.

### 1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Caracterización volumétrica de lavas y conos presentes en la zona de estudio.
- Caracterización morfométrica y reológica de estos productos volcánicos.

- Caracterización petrográfica de las muestras recolectadas en el sector.
- Análisis e interpretación geoquímica de elementos mayores de estas muestras.
- Construcción de un modelo de evolución magmática que explique la variación composicional del sector.

## 1.4 HIPÓTESIS

En el presente estudio se espera obtener variaciones leves en la volumetría, morfometría, reología, petrografía y geoquímica entre los centros eruptivos del sector Norte de El Negrillar. Asimismo, se esperan obtener estas variaciones leves entre los sectores Norte, Central y Sur del campo volcánico, debido a su relación genética y que involucraría similares procesos petrogenéticos asociados a una misma fuente magmática. También, se esperan obtener similitudes, pero variaciones leves, de las características geoquímicas de otros centros monogenéticos cercanos a El Negrillar, con el sector Norte. La modelación de cristalización fraccionada podría explicar que no existe necesariamente una relación entre la composición geoquímica y la edad de las fases eruptivas del campo volcánico. Esto sería esperable si se consideraran posibles procesos de *input* o recarga magmática a lo largo del tiempo. Se espera, además, obtener un correcto ajuste de la modelación con las composiciones de los otros centros monogenéticos aledaños a la zona de estudio.



## 2. MARCO GEOLÓGICO

### 2.1 MAGMATISMO EN LA ZONA VOLCÁNICA CENTRAL

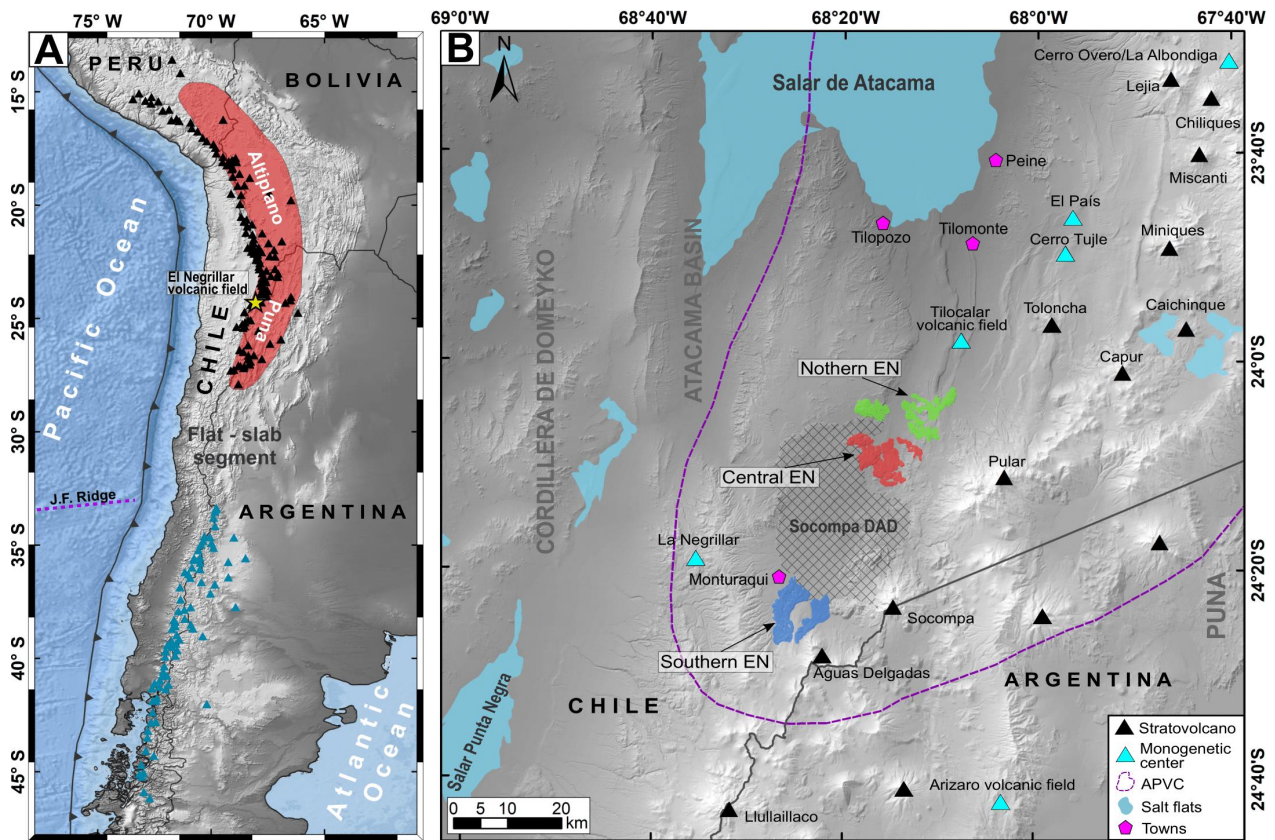
La cordillera de los Andes es un ejemplo del resultado de la subducción de la litosfera oceánica bajo un margen continental, en donde la placa de Nazca desciende por debajo del margen occidental de la placa continental Sudamericana en un ángulo de  $\sim 30^\circ$ , con la excepción de la zona de la dorsal de Juan Fernández, donde la subducción alcanza un ángulo relativamente bajo de  $\sim 10^\circ$  (Fig. 2.1A). La Zona Volcánica Central se extiende desde los  $14^\circ$  hasta los  $28^\circ$ S de latitud, en el Sur de Perú, Oeste de Bolivia, Noreste de Chile y Noroeste de Argentina. Es una de las tres principales zonas volcánicas activas reconocidas a lo largo de este margen, y contiene al menos 50 volcanes activos (Francis y de Silva, 1989). Esta zona volcánica se encuentra sobre una corteza gruesa de aproximadamente 70 km de espesor (James, 1971) que resulta del acortamiento tectónico de unos 12–10 Ma (Isacks, 1988).

#### 2.1.1 COMPLEJO VOLCÁNICO ALTIPLANO-PUNA (CVAP)

La Zona Volcánica Central (ZVC) contiene al *plateau* Altiplano-Puna (Fig. 2.1B) de  $\sim 2.000$  km de largo y  $\sim 300$  km de ancho entre los  $15$ – $28^\circ$ S en el cual está emplazado el Complejo Volcánico Altiplano-Puna (CVAP). Este complejo volcánico está ubicado entre los  $21$ – $24^\circ$ S, se desarrolla en los Andes Centrales, extendiéndose entre Chile, Bolivia y Argentina, cubriendo un área de más de  $50.000 \text{ km}^2$  (de Silva, 1989). Corresponde a una provincia tectónica-magmática relacionada con volúmenes de  $15.000 \text{ km}^3$  de ignimbritas ricas en sílice ( $>65\%$  en peso) (de Silva, 1989; de Silva y Kay, 2018), que corresponden con las tasas de producción de magma más altas dentro de los pulsos cíclicos y episódicos de los arcos magmáticos continentales (Ducea, 2001; DeCelles et al., 2009; Salisbury et al., 2011). Estas ignimbritas entraron en erupción en cuatro pulsos principales de erupciones de  $\sim 10$ , 8, 6 y 4 Ma, con una intensidad creciente seguida de una fuerte disminución después de los 4 Ma (de Silva y Gosnold, 2007; Salisbury et al., 2011). Estos pulsos son comúnmente denominados eventos de “*flare-up*” (de Silva, 1989; de Silva y Gosnold, 2007; Ducea y Barton, 2007), y están directamente relacionados con una alta afluencia de magmas derivados del manto (de Silva y Gosnold, 2007; de Silva, 2008). Después y entre cada pulso eruptivo, el Complejo Volcánico Altiplano-Puna (CVAP) experimentó una disminución en las erupciones ignimbríticas (Salisbury et al., 2011; Kern et al., 2016), que corresponden a etapas de estado estacionario del magmatismo de arco cuando el pulso magmático de la corteza disminuye a través de una disminución de input de flujo mantélico (de Silva y Gosnold, 2007). Las tasas de producción de magma de los *flare-ups* (hasta  $6 \cdot 10^{-3} \text{ km}^3/\text{año}$ ; de Silva y Gosnold, 2007), son 3 o 4 veces mayores que las del estado estacionario, que conducen a magmas principalmente andesíticos y al desarrollo de ignimbritas (de Silva y Gosnold, 2007; de Silva, 2008; Salisbury et al., 2011; Burns et al., 2015; Taussi et al., 2019).

La construcción del CVAP se inició alrededor de 26 Ma (de Silva, 1989; Salisbury et al., 2011; Kern et al., 2016). Su actividad eruptiva está asociada a diferentes fases eruptivas (Etapas Magmáticas del Arco) que duraron de 2–3 Ma durante los cuales erupcionaron voluminosos magmas dacíticos a riolíticos (Salisbury et al., 2011). Entre cada fase eruptiva, se ha reconocido

un período menguante o estacionario (Salisbury et al., 2011; Kern et al., 2016). El último gran pulso de volcanismo en el Complejo Volcánico Altiplano-Puna ocurrió alrededor de 4 Ma, con uno menor a 1 Ma (Salisbury et al., 2011; Burns et al., 2015; de Silva et al., 2015; Taussi et al., 2019) relacionado con la erupción de las ignimbritas Puricó (Burns et al., 2015), Tatio (Barquero-Molina, 2003) y Aguilucho (Sellés y Gardeweg, 2017; Taussi et al., 2019).



**Fig. 2.1.** (A) Mapa de la zona de subducción occidental de Sudamérica y Los Andes con la ubicación del campo monogenético El Negrillar (estrella amarilla). El plateau Altiplano-Puna está resaltado en rojo, y los triángulos indican volcanes compuestos de las Zonas Volcánicas Central (ZVC; negro) y Sur (ZVS, azul) la imagen de fondo es el modelo de elevación digital (DEM) SRTM 1-arc. (B) Modelo de elevación digital SRTM de El Negrillar, centros monogenéticos y estratovolcanes de la CVZ cercanos a El Negrillar. Se muestra la subdivisión de El Negrillar (EN) en tres grupos: *Northern EN* (El Negrillar sector Norte; área verde), *Central EN* (El Negrillar sector Central; área roja) y *Southern EN* (El Negrillar sector Sur; área azul). La línea discontinua morada muestra el límite sur del Complejo Volcánico Altiplano-Puna (CVAP). Extraído de Parra-Encalada et al. (2022).

## 2.1.2 VOLCANISMO MÁFICO EN EL CVAP Y CENTROS MONOGENÉTICOS DE LA REGIÓN DEL SALAR DE ATACAMA

Se emitieron productos volcánicos calco-alcalinos bajos a intermedios en sílice (<59% en peso de SiO<sub>2</sub>, comúnmente denominados máficos) luego del último ciclo de flare-up en la evolución del CVAP. Este volcanismo máfico consta principalmente de centros monogenéticos, flujos aislados o como parte de complejos de estratovolcanes más diferenciados como el San Pedro, Sairecabur, Licancabur y Lascar (Godoy et al., 2019). A lo largo de la parte Sur y regiones del arco posterior de la Zona Volcánica Central (ZVC), se encuentra una gran variedad de pequeños centros

eruptivos. La mayoría de estos centros se encuentra en el segmento Puna (23°S–28°S), donde se presentan como centros aislados o agrupados, con una o más fases eruptivas asociadas, cuyas composiciones varían de basáltica a riolítica (Haag et al., 2019; Ureta et al., 2020; Ureta et al., 2021a; Ureta et al., 2021b; Torres et al., 2021). En la zona del Salar de Atacama existe una variedad de centros eruptivos monogenéticos, los cuales corresponden principalmente a maares (Cerro Overo, La Albóndiga, Cerro Tujle y Tilocálar Sur; Fig. 2.1B; Ureta et al., 2020; Ureta et al., 2021a; Ureta et al., 2021b), coladas de lava aisladas (El País; Torres et al., 2021) o pequeños campos de lava (campo volcánico Tilocálar; Ureta et al., 2021b).

Ureta et al. (2020), Torres et al. (2021), Ureta et al. (2021a) y Ureta et al. (2021b) indican que estos centros monogenéticos emitieron un rango de  $\sim 3,89 \cdot 10^{-5} - 0,18 \text{ km}^3$ , presentan mineralogía de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa, espinela y óxidos de Fe-Ti, con presencia de xenocristales de cuarzo. Las rocas tienen composiciones que van de andesitas basálticas a dacitas, con la excepción del domo El Maní (campo volcánico Tilocálar), el cual muestra partes de composiciones riolíticas (Ureta et al. 2020; Torres et al., 2021, Ureta et al., 2021a; Ureta et al., 2021b).

## 2.2 CONFIGURACIÓN TECTÓNICA

Los Andes Centrales se encuentra en el margen convergente oblicuo de las placas Nazca y Sudamericana, lo que representa el segmento más alto y ancho de la cordillera de Los Andes (González et al., 2009). Esta sección del cordón montañoso, en la zona de charnela del oroclino boliviano, acomodó un máximo de  $\sim 500 \text{ km}$  de acortamiento durante el Cenozoico (McQuarrie, 2002). A escala regional, la deformación del Neógeno se ha acomodado heterogéneamente a lo largo y ancho de los Andes Centrales. El antearco ha actuado en gran medida como un bloque rígido, que ha empujado contra el arco y las regiones de antepaís que, a su vez, han absorbido la mayor parte de la deformación resultante de la convergencia de placas (Arriagada et al., 2008). La estructura y topografía del límite entre el antearco y el arco magmático a lo largo del Norte de Chile varía fuertemente. Entre los 18° y 22°S un monoclinal a gran escala separa la región baja de la Depresión Central del arco. A lo largo del monoclinal, las capas de ignimbritas cubren la mayor parte de los pliegues y cabalgamientos del Cretácico superior al Neógeno hacia el oeste (Muñoz y Charrier, 1996; Farías et al., 2005; García y Herail, 2005; Victor et al., 2004). En contraste, el límite entre el antearco y el arco a lo largo de los 22° y 26°S consiste en un conjunto de grandes depresiones con tendencia N-S. Jolley et al. (1990) han reportado fallas de compresión como los principales límites estructurales de estas depresiones. En particular, la cuenca del Salar de Atacama es la depresión más extensa del área y muestra una expresión morfológica bien definida de fallas inversas con desplazamiento del Cuaternario (Wilkes y Görler, 1994; Kuhn, 2002; Jordan et al., 2002).

## 2.2.1 CUENCA DEL SALAR DE ATACAMA

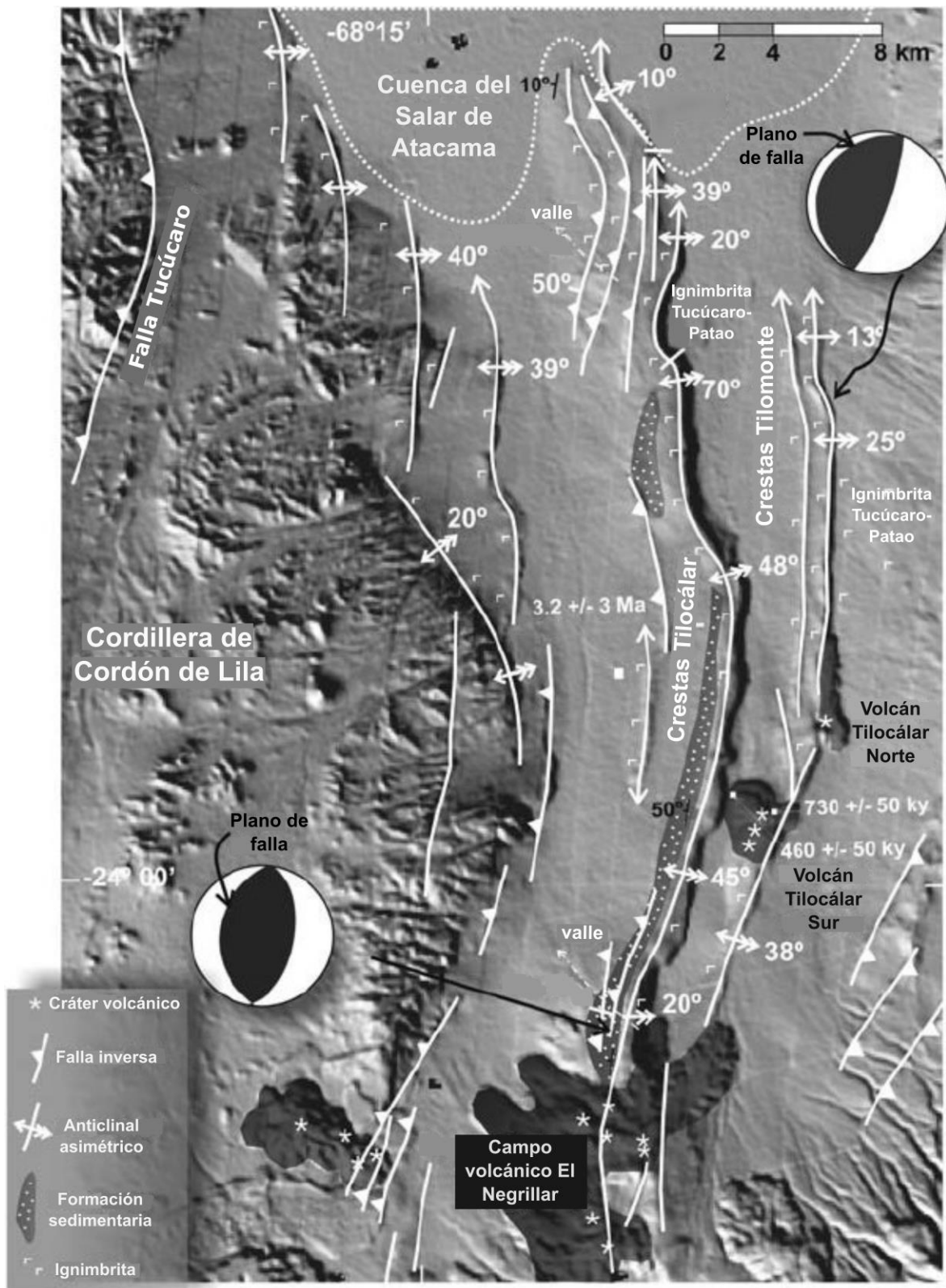
La Cuenca del Salar de Atacama es una depresión compresiva ubicada en el borde occidental del actual arco magmático, separada de la Depresión Central por la cordillera de Domeyko (González et al., 2009). Las estructuras neógenas que chocan paralelas al lado Este de la Cordillera de Domeyko limitan la cuenca al Oeste (Mpodozis et al., 2005). El límite morfológico entre la Cuenca del Salar de Atacama y la Cordillera de Domeyko corresponde al Escarpe Bordo de 800 m. El borde oriental de la cuenca del Salar de Atacama consiste en una superficie de manto de 4° a 5° Oeste de 20 km de ancho, que se extiende desde el borde hacia el arco magmático actual, denominado "Ladera Occidental" (o *Western Slope* en inglés; González et al., 2009). La Ladera Occidental está constituida por varios flujos de ignimbritas (ignimbrita Pujsa, ignimbrita Atana-Toconao-La Pacana, ignimbrita Tucúcaro-Patao, ignimbrita Talabre e ignimbrita Puricó-Cajón (Gardeweg y Ramírez, 1987; de Silva, 1989). A lo largo de la Ladera Occidental del arco volcánico actual y la parte Sureste de la Cuenca del Salar de Atacama, varias estructuras compresionales deforman los flujos ignimbríticos del Plioceno-Pleistoceno, formando crestas visibles con rumbo N-S y son el sustrato sobre el cual ha tenido lugar el vulcanismo del Plio-Pleistoceno (González et al., 2009). Las crestas son descritas por Kuhn (2002) como parte de una faja plegada y corrida de piel delgada.

El área de Lomas de Tilocálar, ubicado al Sur de la Cuenca del Salar de Atacama y corresponde a una depresión de dirección N-S ubicada al Este de la cordillera de Cordón de Lila (Fig. 2.2). Esta depresión muestra varias crestas subparalelas con orientación N-S (González et al., 2009). Las crestas que dominan el paisaje de las Lomas de Tilocálar son de perfil asimétrico: muestran un limbo frontal más inclinado hacia el este. Resultaron del plegamiento de la ignimbrita Tucúcaro-Patao (Fig. 2.2) (González et al., 2009). La expresión superficial de las crestas está marcada por escarpes de pliegues que se pueden dividir en dos grupos: crestas de Tilomonte (al Este) y crestas de Tilocálar (al Oeste) (Fig. 2.2). Ambos grupos convergen hacia el sur en un campo volcánico (Fig. 2.1B) denominado en este trabajo campo volcánico El Negrillar (o Negro de Aras; González et al., 2009).

### *Crestas Tilomonte*

Consisten dos escarpes formados por el plegamiento asimétrico de la ignimbrita Tucúcaro-Patao. El escarpe del pliegue al Este está marcado topográficamente por un pliegue anticlinal con un limbo posterior bajo (~5°O) y un limbo frontal más inclinado (13°-25°) (González et al., 2009). González et al. (2009) describen que el extremo sur de las crestas de Tilomonte está cubierto por el campo volcánico El Negrillar, en particular el sector Norte (Fig. 2.2), en el que la cresta más oriental presenta escarpes de casi 30 m de altura en unos de los flujos. Esto indica que la cresta estuvo activa durante al menos la primera etapa de la evolución de este campo volcánico. La cresta más oriental también muestra una estrecha asociación espacial con dos pequeños centros eruptivos monogenéticos, Tilocálar Norte y Tilocálar Sur. El primero se encuentra en la extremidad frontal de la cresta más oriental de Tilomonte, mientras que el segundo se encuentra en la parte superior de la zona de la charnela de la cresta. A su lado, los tres cráteres del centro eruptivo Tilocálar Sur, están alineados a lo largo de una estructura de graben de dirección NE-SO desarrollada en la zona de la charnela de la cresta (González et al., 2009).





**Fig. 2.2.** Mapa de sombras basado en un modelo de elevación digital (DEM) SRTM de 90 m que muestra parte de la cuenca del Salar de Atacama, con las principales características estructurales y edificios volcánicos. Modificado de González et al. (2009).

### *Crestas Tilocálar*

Están ubicadas inmediatamente al occidente de las crestas de Tilomonte e incluye una cresta mayor y tres menores orientadas al Este (Fig. 2.2). De manera similar a las crestas de Tilomonte, las de Tilocálar producen el plegamiento de la ignimbrita Tucúcaro-Patao (Fig. 2.2) (González et al., 2009). La cresta mayor es un pliegue anticlinal asimétrico que se extiende desde el extremo Sur de la cuenca del Salar de Atacama hasta el campo volcánico monogenético El Negrillar (35 km de largo). La separación vertical de la ignimbrita Tucúcaro-Patao de 3,2–3,1 Ma a través del escarpe del pliegue alcanza un máximo de 250 m. El ángulo de buzamiento del limbo frontal más empinado aumenta con la altura del escarpe, alcanzando los 70° en la parte central de la cresta (Fig. 2.2). A su vez, el limbo posterior es menor y muestra al menos dos fallas inversas que mantean hacia el Oeste. Las estrías de falla paralelas al buzamiento expuestas en estas fallas muestran que la componente de deslizamiento estuvo dominada por un acortamiento puro (González et al., 2009). El análisis de deformación, a partir del método de Marret y Allmendinger (1990), indica que la dirección de acortamiento fue casi perpendicular a la dirección de la cresta. Esto sugiere que el desarrollo de la cresta ocurrió bajo una compresión dominada por un acortamiento Este-Oeste (González et al., 2009). Prominentes crestas curvilíneas marcan el borde oriental de la Cordillera de Cordón de Lila. En la parte más al sur, estas crestas convergen en una cresta N-S. La continuación Norte de estas crestas está alineada con el sistema de fallas de Salar. Las crestas forman pliegues anticlinales en la ignimbrita Tucúcaro-Patao (Fig. 2.2) (González et al., 2009).

### 3. METODOLOGÍA

#### 3.1 CAMPAÑA PRE-TERRENO, TERRENO Y POST-TERRENO

La presente metodología consta del trabajo pre-terreno, durante y el post-terreno. El trabajo en terreno incluyó de tres salidas al sector Norte de El Negrillar en las cuales se organiza, de manera previa, la metodología de trabajo diario en la recolección de muestras. Para ello, se realizó un estudio geomorfológico detallado de la zona de estudio, a partir de imágenes satelitales, un modelo de elevación digital (DEM por sus siglas en inglés), la extracción de curvas de nivel, mapas de pendientes y secciones topográficas, todo ello con ayuda de los insumos adquiridos con Google Earth Pro y ArcGIS. El estudio tuvo como fin identificar todas las fases eruptivas (o flujos de lava) con sus respectivos focos emisores, si morfológicamente fue posible reconocerlos, para así conformar mapas de corroboración durante las salidas al campo. En ellos se localizaron puntos de muestreo y relaciones de sobreposición estratigráfica y morfológica. Según la disponibilidad de tiempo y recursos, junto con la dificultad física de acceder a ciertos sectores del campo, el trabajo de muestreo no contempló todo el sector Norte de El Negrillar, por lo que durante el plan estratégico se consideró este detalle. Los puntos de recolección de muestras se localizaron en coordenadas GPS de latitud y longitud, y cada muestra fue rotulada con el código NEG-N donde N corresponde al número de muestra recolectada. Además, se realizó un estudio cronoestratigráfico de los flujos de lava, indicando la secuencia eruptiva de estas fases, asociados a cada centro eruptivo. Finalmente, se construyó un mapa que muestra todos los flujos de lava asociados con sus focos emisores y discriminados cronoestratigráficamente, junto con el muestreo total que se realizó en el campo.

Con el fin de definir una terminología en este trabajo de investigación, a partir de ahora, se utilizará el término “centro eruptivo” al conjunto de flujos de lava emitidos, junto con su foco emisor (cono o fisura).

#### 3.2 CÁLCULO DE VOLUMEN DE CONOS Y FLUJOS DE LAVA

El cálculo de volumen emitido se realizó a través de cuatro técnicas. Las metodologías fueron realizadas en un Sistema de Información Geográfica (GIS), en este caso ArcGIS y para ellas, se utilizó un modelo de elevación digital (DEM) del tipo TanDEM-X de 12 m de resolución por pixel. Del mismo se extrajeron las curvas de nivel interpoladas con una equidistancia de 10 m de cota, y con eso se realizó un mapa de sombras en donde se digitalizaron los conos y flujos de lava. La metodología utilizada tiene como base lo descrito por Larrea et al. (2017) y Larrea et al. (2019).

A continuación, se explican dos métodos de cálculo de volumen, poniendo como ejemplo el último flujo de lava emitido de un centro eruptivo, es decir, que no se encuentra cubierto por otros.

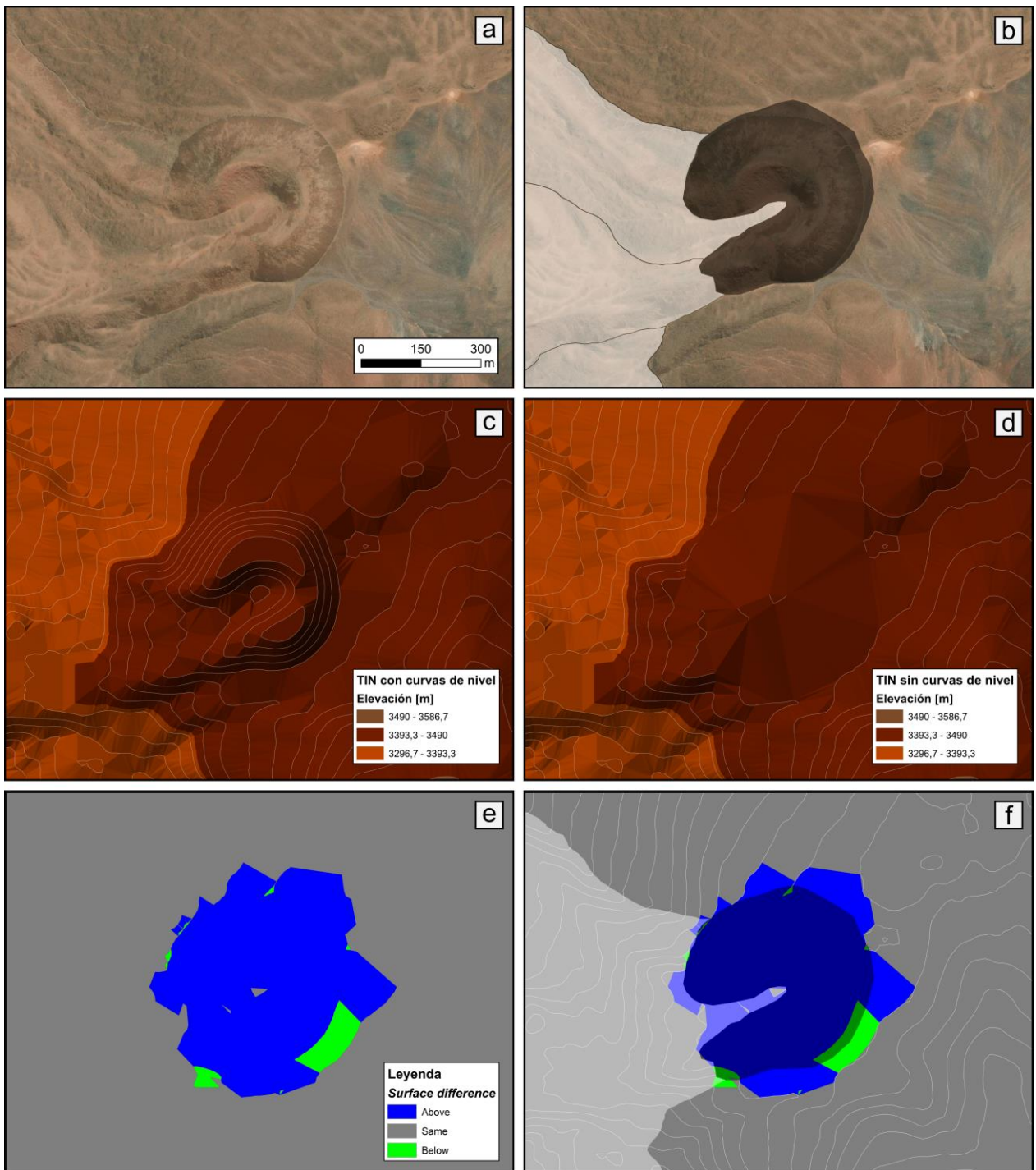
- A partir de las curvas de nivel (para este estudio de 10 m de cota), se crea una superficie compuesta por una red de triángulos irregulares o TIN (*Triangular Irregular Network* en inglés) mediante la herramienta *Create TIN* proporcionada por ArcGIS (Fig. 3.1c). Se remueven las curvas de nivel del flujo que se quiere calcular y, mediante el mismo proceso,

se obtiene esta superficie que simula un paleorelieve hipotético de corte o ligeramente inclinado (Fig. 3.1d), es decir, la superficie previa al emplazamiento del cono o flujo de lava. Con esto se obtienen dos superficies topográficas, una que considera al cono o flujo de lava y otra que no (Fig. 3.1c y d). En consecuencia, lo que se busca obtener es una diferencia volumétrica entre ambas topografías. Esta resta se obtiene con la herramienta *Surface difference*, la cual entrega el volumen y el área reconstruida (Fig. 3.1e y f). Esta metodología es útil para el cálculo de volumen de conos y flujos de lava con espesores relativamente bajos (<15 m). La Fig. 3.1 muestra, de manera gráfica, esta metodología.

- Para el caso de flujos de lava relativamente espesos (>15 m), se utiliza parte del cálculo anterior. Primero, se obtiene una superficie TIN creada a partir de las curvas de nivel (con el flujo). Posteriormente, se estima el espesor promedio del flujo de lava, trazando perfiles perpendiculares a las caras frontal y laterales. Se remueven las curvas de nivel del flujo de lava y, a partir del valor calculado, se crean puntos de control sobre esta lava en zonas donde el espesor sea igual o mayor al valor calculado, el frente y cuerpo del flujo de lava. Es importante mencionar que estos puntos se le resta a la altitud el valor de dicho espesor, por lo que, se crea una superficie TIN que “excava” el flujo de lava gracias a estos puntos de control colocados estratégicamente. Una vez obtenidas las dos superficies TIN, se realiza el cálculo del volumen mediante la herramienta *Surface difference*.

Para flujos de lava que subyacen a otros, primero se debe realizar una reconstrucción de la fase eruptiva en la zona donde no aflora, es importante ser conservador a la hora de reconstruir este flujo para no sobreestimar el cálculo de volumen emitido. Para el cálculo se usa, de la misma forma, el espesor promedio de la lava mediante el mismo método y se crean puntos de control en las zonas donde el flujo de lava aflora. Esto último procurando que dichos puntos se coloquen en sectores adecuados o específicos, es decir, que posean una altitud igual o mayor al espesor del flujo. La primera superficie TIN creada considera las curvas de nivel de la parte expuesta del flujo, y los puntos de control de la fase sobreyacente sin las curvas, es decir, se trabaja con el paleorelieve creado a partir de la lava “joven” o anteriormente emitida, que ya se ha calculado anteriormente y que se encuentra sobre ésta. Mientras que la segunda superficie TIN está compuesta por los puntos de control que se han colocado a partir del espesor de la fase eruptiva y, además, se mantienen los puntos de control del flujo sobreyacente que se encuentran dentro de la reconstrucción del flujo de lava, pero se le resta el espesor calculado de la lava actual. Esto permite formar un paleorelieve que considera una superficie previa al emplazamiento de estos dos flujos de lava.

Finalmente, el volumen calculado se obtiene por cono y flujo de lava, por lo que el volumen total por centro eruptivo corresponde a la suma de ellos. Ahora bien, se puede obtener el volumen *bulk* por centro eruptivo, es decir, considerando tanto fases eruptivas como conos, si es que los presenta. Esto se obtiene generando superficies TIN a partir de puntos de control que consideren los espesores de todas las fases eruptivas. Es relevante mencionar que, si uno de los flujos de lava del centro se encuentra cubierto parcialmente por una fase de otro, se debe sumar, al punto de control, el espesor de este flujo sobreyacente. Lo que se obtiene es un paleorelieve previo a la formación del centro eruptivo y, mediante la utilización de la herramienta *Surface difference*, se obtiene el volumen *bulk*. Esta metodología puede ser interpretada como una combinación de las mencionadas anteriormente, pues considera tanto las fases eruptivas que son últimas en emitirse como también aquellas que están subyacidas por otras, además del cálculo de volumen de conos y flujos de espesor relativamente bajo.



**Fig. 3.1.** Ejemplo de cálculo de volumen mediante superficies TIN de un cono. (a) Imagen satelital de la zona del ejemplo. (b) Identificación del cono a calcular (negro) junto con sus flujos de lava (blanco). (c) Imagen que muestra la superficie recreada por medio del TIN a partir de las curvas de nivel de 10 m. (d) Superficie TIN con las curvas de nivel sin considerar el volumen del cono a calcular. (e) Imagen que muestra la aplicación de la herramienta *Surface difference* a las superficies anteriores (c) y (d), el polígono azul muestra la zona expuesta por encima del terreno de referencia (d) con el cual se calcula el volumen. (f) Superposición de la imagen (e) con el cono y fases eruptivas presentes en la zona reconocidas en (b).

Es importante mencionar que el cálculo de volumen emitido debe ser cronoestratigráfico, es decir, se debe comenzar a calcular el volumen los flujos más jóvenes y, progresivamente, los más antiguos, debido a la superposición de los flujos de lavas. Por esta razón, es muy importante el trabajo de mapeo previo (ver sección 3.1).

### 3.3 CÁLCULO DE PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS Y REOLÓGICOS

Para conos y flujos de lava, se calcularon sus parámetros morfométricos tales como la pendiente sobre la topografía, el espesor (altura en el caso de los conos), ancho y largo. Mientras que los parámetros reológicos calculados fueron la viscosidad, tiempo de emplazamiento y tasa eruptiva. A continuación, se detalla el procedimiento del cálculo de cada parámetro.

- Para calcular la pendiente de la topografía en la cual se encuentra emplazado un flujo de lava, se trazaron perfiles longitudinales por el centro del flujo, sin considerar zonas que puedan alterar la pendiente dominante de la fase eruptiva, como lo son las paredes laterales, frontales y *levées*. A partir del perfil se obtuvieron estimaciones de la pendiente mediante trigonometría, esto con un promedio que refleje la mejor aproximación del parámetro. La pendiente promedio por centro eruptivo es el resultado del promedio de las pendientes de las fases de un centro.
- El espesor de un flujo de lava se obtiene en el procedimiento de cálculo de volumen, explicado anteriormente.
- Para determinar el ancho de un flujo, se trazaron perfiles perpendiculares a lo largo del flujo de lava y, a partir de ellos, se midieron los anchos considerando la distancia entre la base de ambos *levées* (Chevrel et al., 2016), y el valor final se promedió. Los perfiles se realizaron en zonas donde el flujo de lava es relativamente homogéneo, y se evitaron zonas de desborde de pobre control topográfico en la lava. En el caso de los conos, se considera como ancho su diámetro basal.
- El largo de un flujo de lava se midió desde el foco emisor, hasta el punto más distal del flujo. Si el flujo se divide en más de una colada, se considera para el cálculo, el de mayor longitud.
- La viscosidad  $\mu$  de un flujo de lava emitido por un centro eruptivo fue obtenida a partir de despejar la ecuación de Jeffreys (1925) para estimar la velocidad de un fluido newtoniano, y modificada por Pinkerton y Wilson (1994). Esta ecuación queda expresada por

$$\mu = \frac{\rho g H^4 \sin \alpha}{n \kappa L G z} \quad (1)$$

donde  $\rho$  corresponde a la densidad del flujo de lava ( $2.500 \text{ kg/m}^3$  para flujos de esta zona y de acuerdo con lo expuesto por Castruccio et al., 2013),  $g$  la gravedad terrestre,  $H$  y  $L$  al espesor y largo (estimado desde el foco emisor) de la fase respectivamente,  $\alpha$  la pendiente promedio del terreno en la cual se encuentran emplazadas las fases eruptivas del centro,  $n$

un factor de Jeffreys (igual a 3 para flujos con ancho mayor al espesor; Chevrel et al., 2016),  $\kappa$  el coeficiente de difusividad térmica de los flujos de lava (igual a  $4,2 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$  para lavas en bloque; Kilburn y Lopes, 1991), y  $Gz$  al número de Grätz, representando la transferencia de calor controlada por conducción, que considera un valor crítico igual a 300 para flujos basálticos (Chevrel et al., 2016). Para el cálculo de la viscosidad representativa por centro eruptivo  $\mu_m$ , la ecuación queda de la siguiente forma:

$$\mu_m = \frac{\rho g H_m^4 \sin \alpha_m}{n \kappa L_m Gz} \quad (2)$$

En ella se consideran los valores promedio por centro eruptivo  $\alpha_m$ ,  $H_m$  y  $L_m$  en lugar de  $\alpha$ ,  $H$  y  $L$  de la ecuación (1).

- El tiempo de emplazamiento  $t_{\text{emp}}$  de una fase eruptiva emitida por un centro fue calculado por medio de la ecuación (3) basada de Kilburn y Lopes (1991)

$$t_{\text{emp}} = \frac{WH^2 \sin \alpha}{n \kappa L}, \quad (3)$$

donde  $W$  corresponde al ancho característico del flujo de lava del centro eruptivo. Para el cálculo del tiempo de emplazamiento representativo del producto emitido por un centro eruptivo  $t_{\text{emp}_m}$ , al igual que la ecuación (2), se consideran los valores promedio por centro de  $\alpha_m$ ,  $H_m$ ,  $W_m$  y  $L_m$ . La ecuación queda expresada de la siguiente forma:

$$t_{\text{emp}_m} = \frac{W_m H_m^2 \sin \alpha_m}{n \kappa L_m}. \quad (4)$$

- La tasa eruptiva  $\tau$  de un flujo de lava emitido por un centro eruptivo se calculó a partir del enfoque de Pinkerton y Sparks (1976) y Pinkerton y Wilson (1994):

$$\tau = \frac{\kappa L Gz}{HW}. \quad (5)$$

Para la tasa eruptiva representativa por centro eruptivo  $\tau_m$  se utilizan los valores promedio por centro de  $H_m$ ,  $W_m$  y  $L_m$  quedando de la siguiente forma:

$$\tau_m = \frac{\kappa L_m Gz}{H_m W_m}. \quad (6)$$

### **3.4 DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE MUESTRAS**

A partir de las 30 muestras recolectadas en la campaña de terreno (Tabla A.1, Anexo A), se realizó una previa descripción de muestras de mano. Se propuso la mineralogía aparente, el tamaño relativo de cristales, cristalinidad, porcentaje y tamaño de vesículas, presencia de bordes de reacción en los cristales, magnetismo y posible alteración de la roca. Se seleccionaron las más representativas de los conos y flujos de lava para realizar secciones delgadas pulidas.

Se realizó una descripción petrográfica general y particular por cada centro eruptivo, que incluyó la caracterización de la masa fundamental, macrocristales (>1 mm de longitud máxima) y vesículas. En la primera se definió mineralogía, tamaño relativo de microlitos y texturas asociadas. En la segunda, mineralogía y porcentaje de cada fase mineral, tamaño relativo de macrocristales y texturas asociadas presentes. En la tercera, se caracterizaron las vesículas tanto en forma, tamaño relativo y posible relleno mineral. Esta descripción se realizó por medio de microscopios petrográficos de luz transmitida modelo Olympus CX31PX. Además, se tomaron microfotografías de zonas representativas para cada muestra, tanto en luz polarizada plana (nícoles paralelos) como con luz polarizada o cruzada (nícoles cruzados). Las microfotografías se tomaron con una cámara modelo Olympus U-TV0.5XC-3 SN 1A48778 la cual está incluida en un microscopio de modelo Olympus BX51. Estas microfotografías fueron editadas, mediante las herramientas Adobe Photoshop CS6 y Inskape v1.0.2-2, con el fin de adicionar escalas de medida y los nombres de las fases minerales a aquellas imágenes que lo requieran. Finalmente, las secciones delgadas fueron escaneadas, en luz polarizada plana y cruzada, con un equipo de escáner modelo Epson Perfection V330 para luego trabajar, de manera digital, con las imágenes procesadas por este equipo. Los escaneos fueron utilizados para realizar un cálculo porcentual de volumen de masa fundamental, macrocristales y vesículas, esto mediante un conteo modal de 500 puntos aleatorios en toda la sección delgada, utilizando el software JMicroVision v1.3.3.

Tanto los microscopios como el escáner pertenecen al Departamento de Geología (DGL) de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.

### **3.5 GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL**

De las 30 muestras recolectadas se seleccionaron para análisis geoquímico de roca total de elementos mayores, aquellas que estuvieran libres o tuvieran una menor cantidad de xenocristales de cuarzo y/o que no presentaran pátinas de oxidación o precipitado mineral. Es decir, muestras que tuvieran la menor perturbación de la masa fundamental de la roca, evitando así, posibles cambios en la composición química de roca total.

Los análisis geoquímicos de roca total se realizaron mediante un espectrómetro de fluorescencia de rayos X (XRF) secuencial ThermoARL Advant'XP, en el Laboratorio Geoanalítico de Washington State University, Washington D.C., EE.UU. (para detalles técnicos visitar <https://environment.wsu.edu/facilities/geoanalytical-lab/>). Para elementos mayores, la precisión a largo plazo para el análisis de XRF se calcula en <3% de desviación estándar relativa (RSD) (Kelly, 2017).



Las muestras se clasificaron de acuerdo con el diagrama TAS (Le Bas et al., 1986), además, se diseñaron diagramas bivariantes para elementos mayores versus sílice, por medio del software Grapher 12.

### **3.6 MODELACIÓN DE DIFERENCIACIÓN MAGMÁTICA**

Para modelar procesos magmáticos asociados a la cristalización fraccionada se ha utilizado el software Rhyolite-MELTS v1.2.x (Gualda et al., 2012). Para más información, ya sea detallada del programa o interpretativa, ver sección 5.3 de discusiones.

## 4. RESULTADOS

### 4.1 CONOS Y FLUJOS DE LAVA DEL SECTOR NORTE DE EL NEGRILLAR

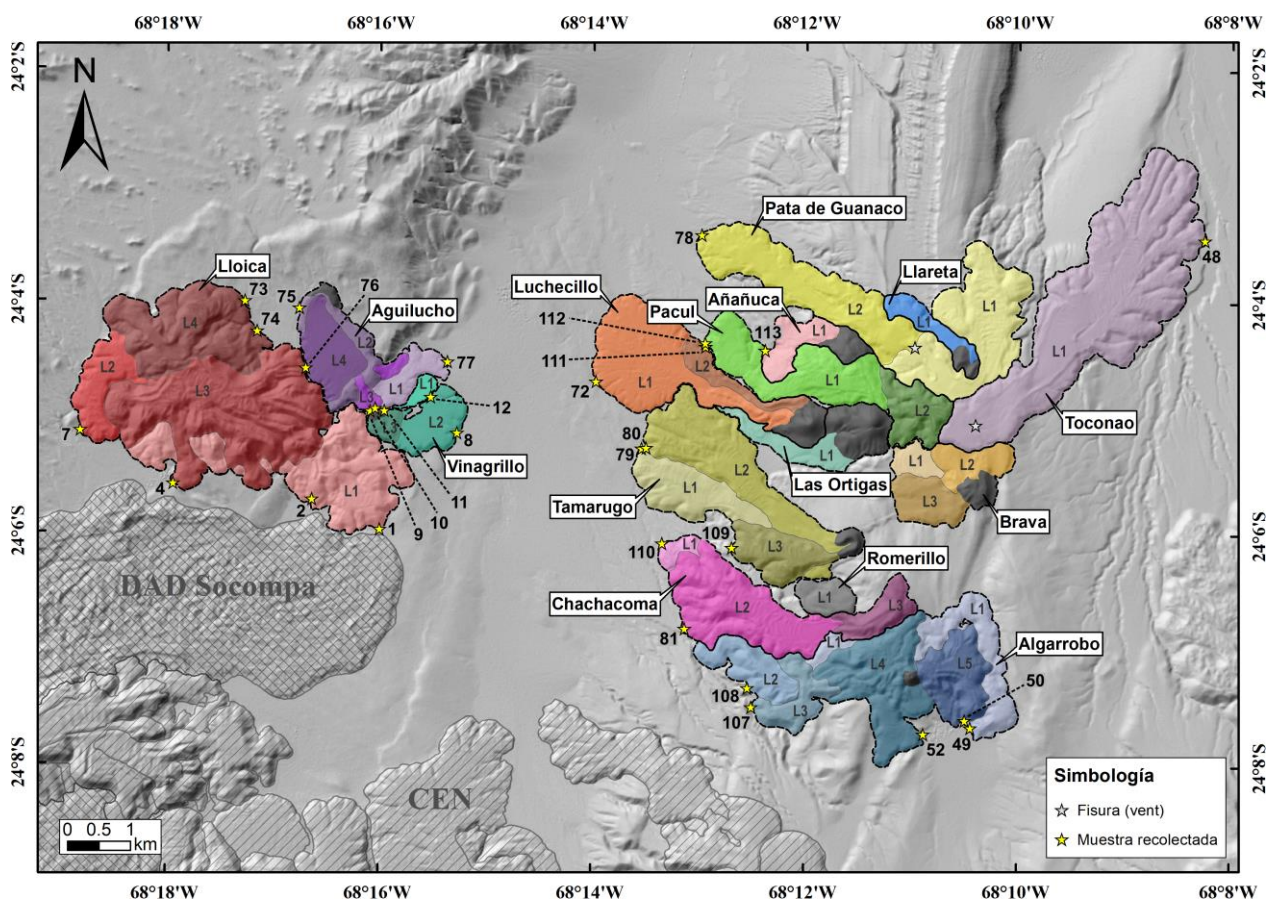
El sector Norte de El Negrillar presenta un total de 15 centros eruptivos, los cuales son nombrados de acuerdo con la flora y fauna de la zona de estudio y sus alrededores, debido a que no se encontró registro de nombres individuales en mapas y trabajos precedentes. Sus nombres son: Aguilucho, Algarrobo, Añañuca, Brava, Chachacoma, Las Ortigas, Llaretta, Lloica, Luchecillo, Pacul, Pata De Guanaco, Romerillo, Tamarugo, Toconao, Vinagrillo (Tabla A.1, Anexo A; Fig. 4.1). De estos focos emisores, 9 corresponden a conos (Aguilucho, Algarrobo, Añañuca, Brava, Las Ortigas, Llaretta, Luchecillo, Tamarugo y Vinagrillo), 2 a fisuras (Pata De Guanaco y Toconao), 1 a un domo tipo *coulée* (Romerillo), mientras que 3 han sido cubiertos completamente por sus flujos de lava (Chachacoma, Lloica y Pacul). La zona de estudio puede dividirse en dos subzonas: occidental, comprendida por Aguilucho, Lloica y Vinagrillo; oriental, definida por los centros eruptivos restantes (Fig. 4.1).

Cada centro eruptivo presenta diversos episodios de emisión de flujos de lava, donde Algarrobo presenta la mayor cantidad de flujos emitidos (5), mientras que los centros Añañuca, Las Ortigas, Llaretta y Toconao solo emitieron un flujo de lava a lo largo de su historia eruptiva. Es importante recalcar que, si bien Romerillo es catalogado como un solo flujo de lava, éste corresponde a un *coulée* y su identificación como tal, ha sido únicamente mediante imágenes satelitales y modelos de relieve sombreado. A su vez, debido al trabajo en terreno, se reconoce que las fases eruptivas visitadas corresponden a flujos de lava en bloque, sin embargo, centros eruptivos como Brava, Las Ortigas, Llaretta y Romerillo no fueron alcanzados directamente en terreno, por lo que se asume, mediante imágenes satelitales, que corresponden al mismo tipo de lava. En la Fig. 4.1 se muestra la propuesta de cronoestratigrafía de lavas por centro eruptivo en donde, a modo de ejemplo, Tamarugo presenta 3 flujos de lava, en los cuales L1 corresponde al primer flujo emitido por este centro (más antiguo), mientras que L3 al último (más reciente). Se puede establecer, además, un orden cronológico en la actividad eruptiva de los centros, por subzona:

- En la parte occidental, el orden del más antiguo al más reciente está dado por **Vinagrillo** → **Aguilucho** → **Lloica**. En este caso, la sobreposición de flujos de lava permitió su reconocimiento.
- La parte oriental se puede dividir en dos sectores para efectos de explicar esta cronología, de la más antigua a la más reciente:
  - En la parte oriental-Sur, el orden está dado por **Romerillo** → **Chachacoma** → **Algarrobo** → **Tamarugo**. Aquí, la sobreposición de Algarrobo sobre Chachacoma, así como la de este con Romerillo permite su reconocimiento, pero no existe tal con Tamarugo por lo que solo es posible interpretar la adecuación del flujo L3 con el contacto de Romerillo, lo que permite postular a Tamarugo como más reciente que Romerillo. De acuerdo con lo anterior, Tamarugo puede ser contemporáneo a Algarrobo, aunque es posible que sea más reciente.

- En la parte oriental-Norte, el orden se define por **Añañuca** → **Llareta** → **Las Ortigas** → **Brava** → **Luchecillo** → **Pata De Guanaco** → **Toconao** → **Pacul**. En este sector, Añañuca y Llareta son las estructuras más sepultadas ya que solo aparecen como islas parcialmente cubiertas por los productos emitidos por Pata De Guanaco y Pacul. Los productos de Brava están parcialmente sepultados por Luchecillo y Pacul, mientras que Las Ortigas está por debajo de Toconao. Luchecillo está cubierto parcialmente por Pacul. Por último, tanto Toconao como Pacul sepultan parcialmente a Pata De Guanaco, pero no es posible reconocer si alguno de estos dos es más reciente.

Es relevante mencionar que, debido a la morfología que presenta el emplazamiento del flujo L1 de Luchecillo frente al L2 de Tamarugo, este último centro es más antiguo que Luchecillo, por lo tanto, todos los centros eruptivos más jóvenes que éste, en la parte oriental-Norte, son más recientes que Tamarugo.



**Fig. 4.1.** Mapa ilustrativo de los conos y flujos de lava del sector Norte de El Negrillar y las muestras recolectadas en la zona. Los polígonos negros representan los conos monogenéticos presentes en el área. Los polígonos de colores representan los flujos de lava de cada centro eruptivo, que a mayor número dentro del polígono y más intenso sea el tono del color, más reciente es el flujo de lava y viceversa. Los colores utilizados para diferenciar cada centro eruptivo son únicos para efectos de esta figura. DAD: Depósito de avalancha de detritos. CEN: El Negrillar sector Central.

La mayoría de los conos y flujos de lava de la zona de estudio se encuentran muestreadas (Tabla A.1, Anexo A), sin embargo, hay centros eruptivos en los cuales ningún cono ni fase eruptiva se encuentra muestreado: Brava, Las Ortigas, Llareta y Romerillo. En los centros Algarrobo, Aguilucho, Añañuca, Lloica, Tamarugo, Toconao y Vinagrillo, se recolectaron muestras en todos sus flujos de lava, siendo este último el único en que su cono ha sido muestreado. Es importante referirse a estas observaciones pues existirán algunas limitaciones en cuanto al estudio petrográfico y geoquímico para algunos centros eruptivos.

## 4.2 VOLUMEN Y PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS Y REOLÓGICOS

Las Tablas A.2–A.4 (Anexo A) muestran los datos de volumen y parámetros morfométricos y reológicos para los productos emitidos en el sector Norte de El Negrillar. Este sector emitió un total de 2,48 km<sup>3</sup> (2,61 km<sup>3</sup> *bulk*; Tabla A.2, Anexo A) de magma, donde el 40% de volumen total corresponde a lo que emitió el centro eruptivo Lloica, con aproximadamente 1 km<sup>3</sup> del total (Fig. 4.2a; Tabla A.2, Anexo A). Este centro destaca por la alta cantidad de material volcánico emitido con respecto a los demás, ya que Algarrobo, Toconao, Chachacoma, Tamarugo y Pata De Guanaco son los que le siguen con 0,28, 0,28, 0,22, 0,22 y 0,15 km<sup>3</sup>, respectivamente (Fig. 4.2a; Tabla A.2, Anexo A). El resto de los centros eruptivos no sobrepasan los 0,1 km<sup>3</sup> (Fig. 4.2a; Tabla A.2, Anexo A). Es de destacar algunos centros por sus características; Toconao, emitió un único flujo de lava a través de una fisura y es el tercer centro de mayor volumen emitido (Fig. 4.2a; Tabla A.2, Anexo A). Además, los 4 centros eruptivos con menor volumen total emitido, sin contar a Vinagrillo, poseen un único flujo de lava (Tabla A.2, Anexo A). La Fig. 4.2a muestran los detalles expuestos anteriormente, ordenados a partir de su volumen. En la Tabla A.2 (Anexo A) se observa que el volumen promedio y *bulk* no presentan una variación significativa en cada centro eruptivo, por lo tanto, se utilizarán los valores de volumen promedio para temas de análisis y discusiones. Para ver variaciones volumétricas de conos y flujos de lavas de un mismo centro eruptivo, consultar Fig. B.1 (Anexo B).

La parte occidental del sector Norte, compuesto por los centros Aguilucho, Lloica y Vinagrillo, muestran que todas sus fases eruptivas (excepto L2 de Lloica) se emplazaron hacia el Este (Fig. 4.1; Tabla A.2, Anexo A). En la parte oriental del sector, se observa una tendencia de dirección hacia el Oeste, salvo excepciones como L1 de Pata De Guanaco y Toconao (Fig. 4.1; Tabla A.2, Anexo A). Cabe mencionar que la determinación de la orientación de los flujos de lava considera detalles como la zona que se encuentra cubierta por otras fases y que dificulta su observación. Por ello, se considera, para estos efectos, el cuerpo principal visible de cada flujo asumiendo, a su vez, que las partes cubiertas por otros flujos de lava corresponden a zonas laterales y no afectan la directa determinación de su orientación. Ahora bien, existen fases que únicamente afloran en sus zonas distales o frentes de lava, por lo que su orientación tuvo que ser inferida con los otros flujos emitidos por el mismo centro eruptivo (e.g., L2 y L3 de Algarrobo, y L1 de Chachacoma).

La pendiente promedio, por centro eruptivo, del terreno que sobreyacen las fases del campo oscila entre 2 y 11 grados (Tabla A.2, Anexo A), siendo los centros Añañuca y Romerillo los que presentan mayor inclinación en el emplazamiento de los flujos de lava con 11 y 8 grados respectivamente (Tabla A.2, Anexo A), mientras que Aguilucho, Vinagrillo y Toconao poseen las pendientes más menores del sector con 2 y 3 grados (últimos dos) respectivamente. El centro

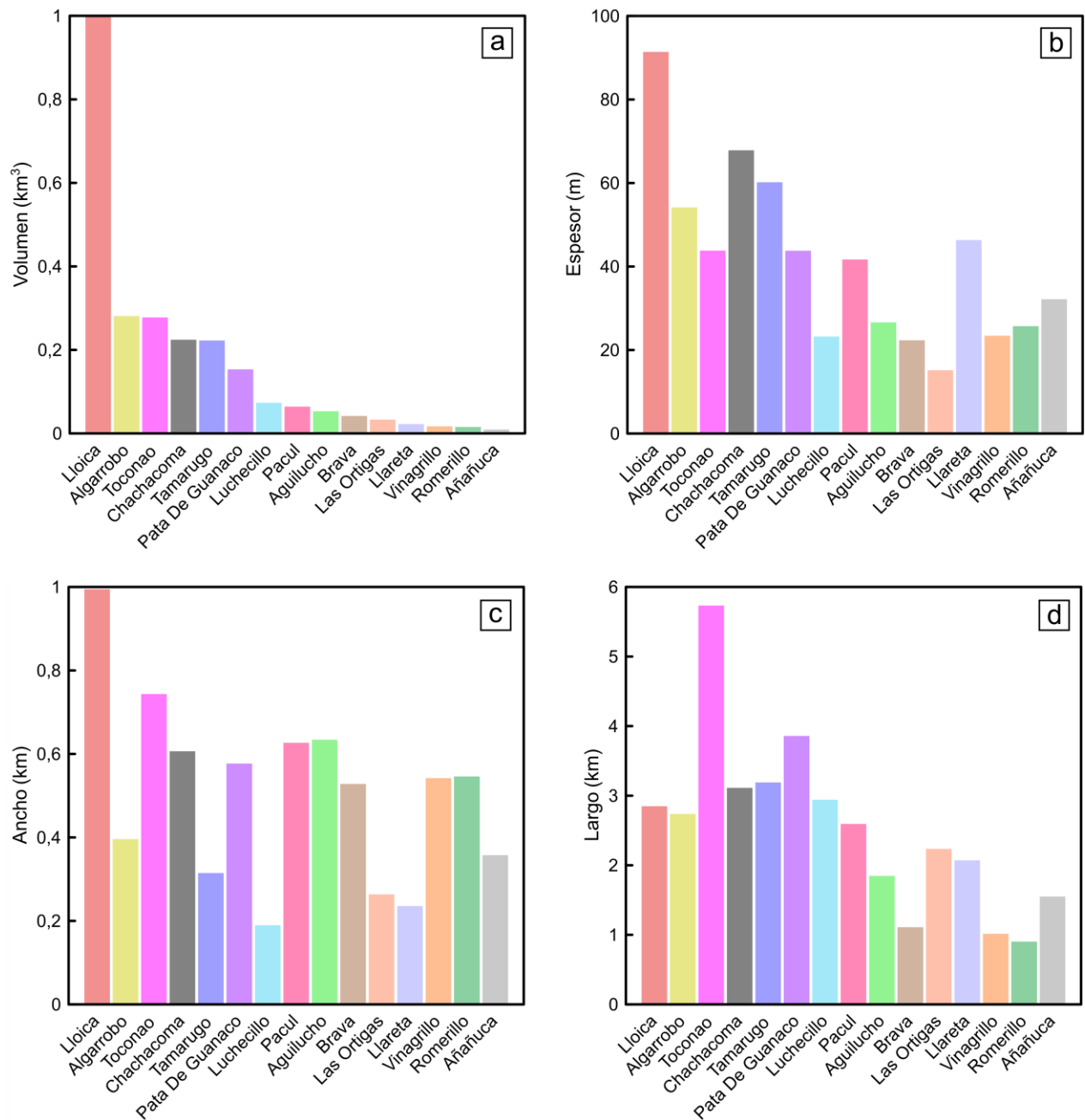
Chachacoma presenta dos de las fases con menor inclinación en el terreno, 2 y 3 grados en L2 y L3 respectivamente, sin embargo, el flujo L1 tiene una pendiente de 10 grados, siendo esta la fase menos expuesta del centro, por lo que el cálculo puede ser menos preciso que las otras dos (Tabla A.2, Anexo A). Es importante mencionar que, en general, las pendientes de los flujos de lava de un mismo centro eruptivo varían, y eso se puede deber a que, en algunos casos, se emplazan en diferentes direcciones e incluso en diferentes sentidos (e.g., fases L1 y L2 de Pata De Guanaco; Tabla A.2, Anexo A).

En cuanto a la morfología de las fases eruptivas, se obtuvieron espesores promedios variados entre los centros eruptivos de la zona, que van de 15 a 91 m (Fig. 4.2b; Tabla A.3, Anexo A). Lloica es el centro que presenta fases eruptivas con mayor espesor promedio, ocupa el máximo valor del rango, mientras que Las Ortigas y Luchecillo presentan fases con menores espesores, con ~15 y ~23 m respectivamente (Fig. 4.2b; Tabla A.3, Anexo A). El ancho promedio de los flujos de lava por centro eruptivo presenta variaciones con respecto al parámetro anterior. Si bien Lloica, al igual que para el espesor, tiene en promedio el mayor ancho de sus fases eruptivas con ~0,99 km, los centros Aguilucho y Vinagrillo también tienen flujos de lava con altos valores de amplitud si se comparan con el resto del sector, con valores de ~0,63 y ~0,54 km respectivamente (Fig. 4.2c; Tabla A.3, Anexo A). Los tres centros eruptivos con menor ancho promedio en sus fases eruptivas son Luchecillo, Llaretta y Las Ortigas con ~0,19, ~0,24 y ~0,26 km respectivamente (Fig. 4.2c; Tabla A.3, Anexo A). En cuanto al largo de los flujos, son dos los centros eruptivos que presentan en promedio las fases de mayor alcance o largo: Pata De Guanaco y Toconao con ~5,73 y ~3,86 km respectivamente (Fig. 4.2d; Tabla A.3, Anexo A); ambos son centros que emitieron flujos de lava mediante fisuras. Mientras que Romerillo, Vinagrillo y Brava corresponden a los que presentan menores largos promedio en sus fases eruptivas con ~0,9, ~1,02 y ~1,11 km respectivamente (Fig. 4.2d; Tabla A.3, Anexo A). Es importante observar que los centros Lloica, Algarrobo, Chachacoma, Tamarugo y Pacul muestran, de forma clara, que los primeros flujos recorren una mayor distancia comparada con sus últimos (Fig. B.4, Anexo B). Para ver variaciones morfométricas de flujos de lava de un mismo centro eruptivo, consultar Figs. B.2–B.4 (Anexo B).

La reología de las lavas presentes en el sector Norte exhibe un rango de viscosidades promedio por centro eruptivo que oscilan hasta en dos órdenes de magnitud ( $\sim 1,4 \cdot 10^8$ – $7,7 \cdot 10^{10}$ ; Fig. 4.3a; Tabla A.4, Anexo A). En cuanto a la viscosidad de flujos de lavas, el sector exhibe un rango de hasta cuatro órdenes de magnitud de  $\sim 3,9 \cdot 10^7$ – $2,1 \cdot 10^{11}$  (Tabla A.4, Anexo A; Fig. B.5, Anexo B). Las fases eruptivas más viscosas están repartidas entre los centros Lloica, Chachacoma, Algarrobo y Tamarugo (L1 de  $\sim 4,8 \cdot 10^{10}$  Pa·s, L3 de  $\sim 1,8 \cdot 10^{11}$  y L4 de  $\sim 2,1 \cdot 10^{11}$ ; L1 de  $\sim 3 \cdot 10^{10}$  y L3 de  $\sim 1,4 \cdot 10^{11}$ ; L3 de  $\sim 3,9 \cdot 10^{10}$  y L4 de  $\sim 3,3 \cdot 10^{10}$ ; L1 de  $\sim 2,4 \cdot 10^{10}$  y L3 de  $\sim 7,8 \cdot 10^{10}$ ; Tabla A.4, Anexo A; Fig. B.5, Anexo B), es decir, son lavas que tienen viscosidades en el orden de los  $10^{10}$ – $10^{11}$  Pa·s. Por otro lado, el flujo de lava de Las Ortigas tiene una viscosidad de  $\sim 3,9 \cdot 10^7$  Pa·s siendo el flujo de lava menos viscoso del sector (Fig. 4.3a; Tabla A.4, Anexo A; Fig. B.5, Anexo B).

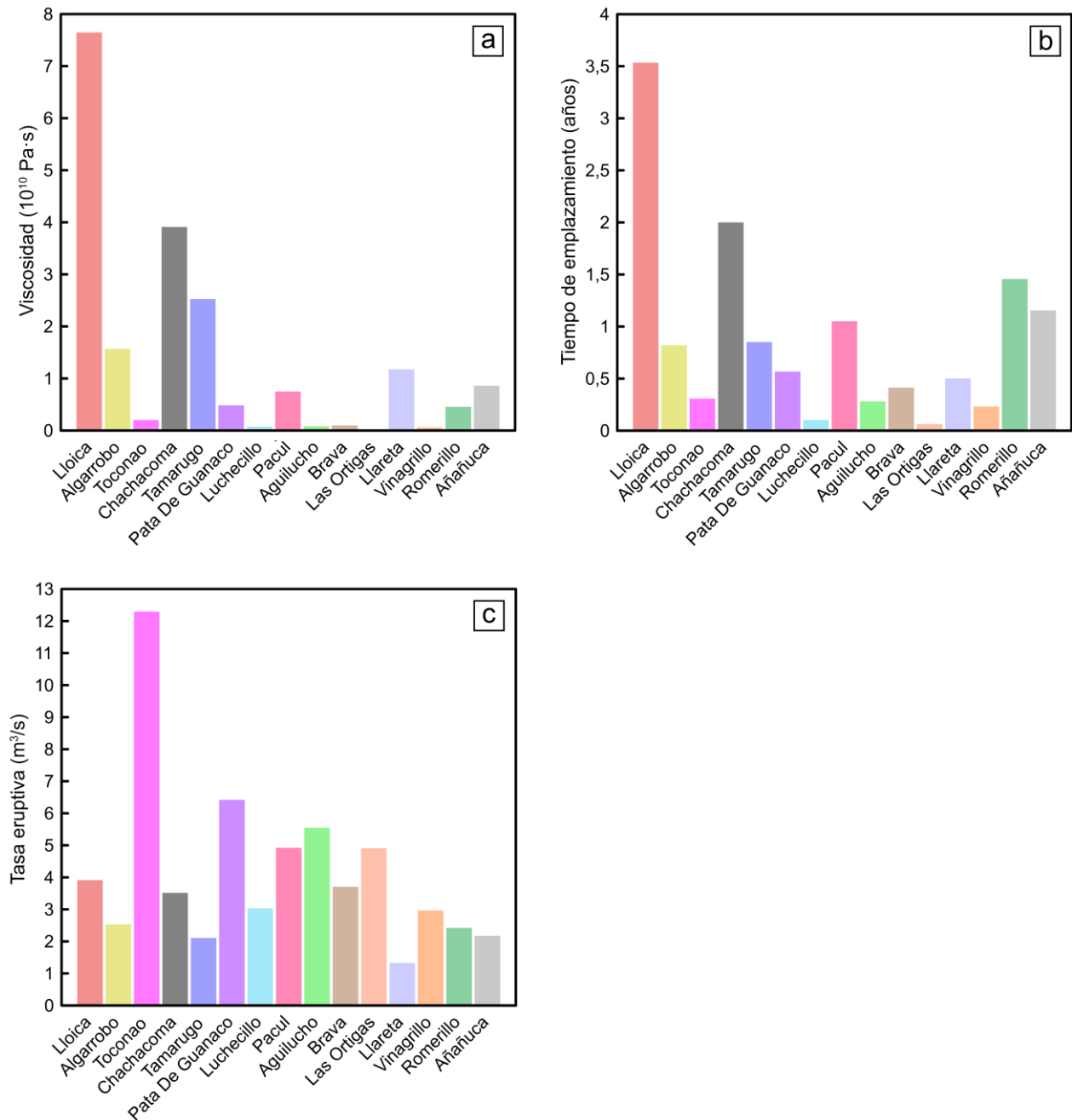
Los centros eruptivos del sector Norte produjeron entre una y cinco fases eruptivas, y cada centro los emitió en diferentes tiempos. Esto se puede deber a diversos factores que controlan el tiempo de emplazamiento total de los flujos como, por ejemplo, el espesor promedio de las fases eruptivas en un centro. Mientras mayor sea el valor de su espesor, mayor será el tiempo de emplazamiento total por centro (Ecuación (4), ver sección 3.3). En particular, la zona de estudio presenta un amplio rango de tiempos de emplazamientos que van de 23 días a 3,5 años aproximadamente (Fig. 4.3b; Tabla A.4, Anexo A). Lloica destaca con el mayor tiempo de emplazamiento promedio, con un total de 3 años, 6 meses y 14 días (Fig. 4.3b; Tabla A.4, Anexo A). Este valor está directamente relacionado con factores como el espesor y ancho promedio de sus

fases eruptivas, los cuales corresponden a los de mayor valor de todos los centros de este estudio. Por otra parte, Las Ortigas se estima que solo tomó 23 días para emplazar su único flujo de lava, ello se explica por su bajo espesor (Figs. 4.2b y 4.3b; Tablas A.3 y A.4, Anexo A). Caso parecido se presenta para el centro Luchecillo, en el cual sus dos fases eruptivas tardaron aproximadamente 1 mes en emplazarse (Fig. 4.3b; Tabla A.4, Anexo A).



**Fig. 4.2.** Gráficos de barras del volumen (a) y parámetros morfométricos tales como el espesor (b), ancho (c) y largo (d) de los flujos de lava promedio de cada centro eruptivo. El volumen corresponde a la suma del volumen de cada cono y flujo de lava del centro eruptivo (revisar sección 3.2 de metodología). Los centros eruptivos, en los gráficos, están distribuidos de forma tal que siguen un orden decreciente del volumen calculado (izquierda a derecha). Es relevante recalcar que el parámetro espesor está en unidad de metros (m), a diferencia del ancho y largo (km). La gama de colores utilizada para cada centro eruptivo se utilizará, a partir de ahora, en las siguientes figuras.

Finalmente, se tiene que la tasa eruptiva promedio de los centros del sector Norte oscila entre 1,3–6,4 m<sup>3</sup>/s aproximadamente (Fig. 4.3c; Tabla A.4, Anexo A), con la excepción de Toconao, que exhibe una tasa eruptiva de 12,3 m<sup>3</sup>/s (Fig. 4.3c; Tabla A.4, Anexo A), y que concuerda con el bajo tiempo de emplazamiento y el volumen total que emitió. Pata De Guanaco es el segundo centro de mayor tasa eruptiva en la emisión de sus flujos de lava con 6,4 m<sup>3</sup>/s (Fig. 4.3c; Tabla A.4, Anexo A) y también es producto de erupción en fisura (Tabla A.1, Anexo A).



**Fig. 4.3.** Gráficos de los parámetros reológicos tales como la viscosidad (a), tiempo de emplazamiento (b) y tasa eruptiva (c) promedio de los flujos de lava de los centros eruptivos. Los valores corresponden al promedio por centro eruptivo y no son representantes de cada fase. Los centros están distribuidos en los gráficos de forma tal que siguen un orden decreciente del volumen calculado (izquierda a derecha).

Para ver variaciones de la viscosidad, tiempo de emplazamiento y tasa eruptiva de flujos de lava de un mismo centro eruptivo, consultar Figs. B.5–B.7 (Anexo B).

## 4.3 PETROGRAFÍA

En esta sección se presentará la petrografía de las 30 muestras tomadas en los conos y flujos de lava de los centros eruptivos del sector Norte de El Negrillar, tanto de forma general como detallada (por centro eruptivo). Es importante recordar que no todos los centros eruptivos fueron muestreados, los centros Brava, Las Ortigas, Llaretta y Romerillo no tienen, al menos, una muestra analizada, por lo que esta sección contemplará únicamente a los 11 centros restantes de esta zona.

### 4.3.1 PETROGRAFÍA GENERAL

Las rocas analizadas se caracterizan por presentar micro y macrocristales (fenocristales y xenocristales), vidrio y vesículas. La mineralogía de las rocas observadas está compuesta por **plagioclasa**, **piroxeno** (clinopiroxeno y ortopiroxeno), **anfíbol**, **minerales opacos** y, en menor medida, **olivino** (Tabla A.5, Anexo A), y con presencia de **xenocristales de cuarzo**. Para esta investigación se define "microlito" a aquellos cristales de plagioclasa que no superan los 0,3 mm de largo. Por otra parte, se cataloga como "microcristal" a aquellos minerales distintos a la plagioclasa que no superan los 0,1 mm de tamaño, mientras que los "macrocristales" son aquellos que presentan longitudes máximas superiores o iguales a 0,1 mm. Para el caso de la plagioclasa, se establece una caracterización distinta al resto de los minerales, puesto que se evidencian microlitos de hasta 0,3 mm de largo en algunos centros eruptivos (Tabla A.6, Anexo A). Por lo tanto, se considera parte de la masa fundamental a todo microlito de plagioclasa y microcristales, que cumplan con lo expuesto anteriormente, junto con el vidrio.

La masa fundamental presenta microlitos de plagioclasa de menos de 0,3 mm de largo que, en algunos casos, se encuentran orientados en una dirección preferente, los microcristales de clinopiroxeno de no más de 0,1 mm de tamaño, junto con microcristales de anfíbol muy escasos, minerales opacos menores a 0,1 mm en longitud y vidrio que, en la mayoría de las muestras analizadas, está presente en mayor proporción que los cristales. Las vesículas varían en forma y tamaño, se presentan de formas irregulares a regulares y equidimensionales a alargadas, el tamaño de ellas varía de 0,02 a 4 mm, algunas de ellas exhiben rellenos parciales de minerales, aparentemente arcillas. Ahora bien, dado la variedad mineralógica que existe en las rocas muestreadas, se describirá a continuación, las características petrográficas de cada fase mineral (en calidad de macrocristal).

Los macrocristales (fenocristales y xenocristales) exhiben diversos tamaños, que van de 0,1 a 7 mm en longitud máxima y que, en algunos casos, presentan texturas petrográficas. La **plagioclasa** está presente como cristales que van de los 0,3–1,8 mm de tamaño de formas subhedrales a anhedrales. Algunos cristales presentan maclas polisintéticas y en otros casos textura sieve. Únicamente los centros eruptivos Añañuca, Chachacoma y Vinagrillo no muestran este mineral como macrocristal. El **clinopiroxeno** se encuentra en conos y flujos de lava con formas



anhedrales a subhedrales de 0,1–1,2 mm de longitud máxima y está presente en casi todas las muestras del sector, a excepción de dos (NEG-10 y NEG-111), las cuales poseen, además, una baja cantidad de macrocristales. Caso similar, pero en menor proporción, lo presenta el **ortopiroxeno**, el cual está presente tanto en calidad de cristales aislados, como también en clots o cúmulos cristalinos mono y poliminerale (texturas glómero- y cúmulo-porfírica respectivamente), este último en particular con clinopiroxeno. Los cristales de ortopiroxeno oscilan en tamaño, en 0,1–2 mm de longitud como cristales anhedrales a euhedrales. Este mineral está presente en los centros Algarrobo, Chachacoma, Lloica y en muy baja cantidad, Tamarugo. Los cristales de **anfíbol** tienen formas irregulares y alargadas, anhedrales a subhedrales, de tamaños que van de 0,1 a 3 mm de longitud y se pueden encontrar como cristales aislados a lo largo de las rocas. Algunos presentan texturas de reabsorción en el núcleo y/o parte de sus bordes externos (embahiamiento). En general, esta fase mineral posee bordes de reacción opacíticos, en donde para algunos, el reemplazo del mineral es total, tratándose de pseudomorfos. Los **minerales opacos** exhiben tamaños que van de 0,1 a 3,6 mm de longitud y están presentes de cuatro formas distintas: (i) distribuidos en la masa fundamental de las rocas como cristales aislados, (ii) como chadacristales dentro de macrocristales de mayor tamaño, (iii) como bordes de reacción opacíticos, (iv) así como pseudomorfos. Estos dos últimos casos, como se menciona anteriormente, ocurren con algunos minerales hidratados como el anfíbol, en los cuales sus bordes externos son reemplazados por minerales opacos, siendo incluso reemplazados totalmente (pseudomorfismo). El **cuarzo** está presente como xenocristales aislados de 0,1 a 7 mm de longitud y muestran, en casi su totalidad, bordes de reacción de clinopiroxeno. Los centros eruptivos Algarrobo, Chachacoma, Pacul y Pata De Guanaco no presentan xenocristales de cuarzo.

#### 4.3.2 PETROGRAFÍA DE CENTROS ERUPTIVOS

Los 11 centros eruptivos muestreados exhiben características petrográficas que se pueden diferenciar unos con otros, por lo que es necesario tener una descripción detallada de cada uno. Ahora bien, son cuatro los centros que únicamente tienen una muestra recolectada, por lo que la petrografía puede no ser representativa respecto con aquellos que presentan más de una fase eruptiva; estos son: Añañuca, Pacul, Pata De Guanaco y Toconao. Sin embargo, el segundo y el tercero presentan más de un flujo de lava, detalle que se tendrá en consideración más adelante. Las Tablas A.5 y A.6 (Anexo A) muestran la mineralogía y tamaño relativo de cristales de cada muestra, asociado a cada cono y flujo de lava.

##### *Aguilucho*

La masa fundamental de las muestras de este centro eruptivo varía entre sí. Muestran texturas pilotaxítica (L1), hialopilítica (L2 y L3) e intergranular (L4), con presencia de microlitos de plagioclasa y microcristales de clinopiroxeno, junto con minerales opacos. La vesicularidad es relativamente alta (40% vol. en L1 y L2, 30 y 10% en L3, 30% en L4) con vesículas de 0,02–2 mm de longitud, de formas equidimensionales y alargadas, algunas de estas últimas presentan relleno mineral (no identificado) en sus paredes.

En cuanto a los macrocristales, la cantidad varía en las distintas fases eruptivas, con 15% vol. en L1, 5% en L2, 30 y 10% en L3 (NEG-9 y NEG-10) y 5% en L4. La mineralogía del centro

corresponde a **plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol, olivino y minerales opacos**, con presencia xenocristales de cuarzo. La plagioclasa está presente únicamente en L1 (NEG-77) y L3 (NEG-9 y NEG-10), de forma anhedral de 0,6–1,6 mm de longitud, con presencia, en algunos, de macla polisintética y alteración grisácea (probablemente caolinita). El clinopiroxeno, de forma anhedral a subhedral y de 0,1–0,7 mm en tamaño, está presente como clots monominerales o textura glómero-porfírica en L1. Los cristales de anfíbol son anhedrales a subhedrales de 0,1–2 mm de longitud y presentan bordes de reacción opacíticos y evidencias de reabsorción (Fig. 4.4a y b), tanto interna (núcleo) como externa (embahiamiento). Es importante mencionar que la fase L4 (NEG-76), a diferencia de los demás flujos de lava de este centro, posee cristales de anfíbol, pero se encuentran reemplazados completamente por minerales opacos. Caso similar ocurre en el flujo L1 (NEG-77) en que los cristales de anfíbol están reemplazados casi en su totalidad, por estos minerales. El olivino está presente como un único cristal en la muestra NEG-77 correspondiente a L1, por lo que la presencia de este mineral en el centro es casi despreciable, con 5% tot., es decir, el 5% de todos los macrocristales de la muestra corresponden a olivino (a partir de aquí, se usará la nomenclatura “% tot.” para referirse a porcentajes minerales dentro del grupo de macrocristales). Los minerales opacos están distribuidos de manera homogénea en las muestras del centro eruptivo como cristales equidimensionales aislados, así como también en calidad de pseudomorfo en anfíbol.

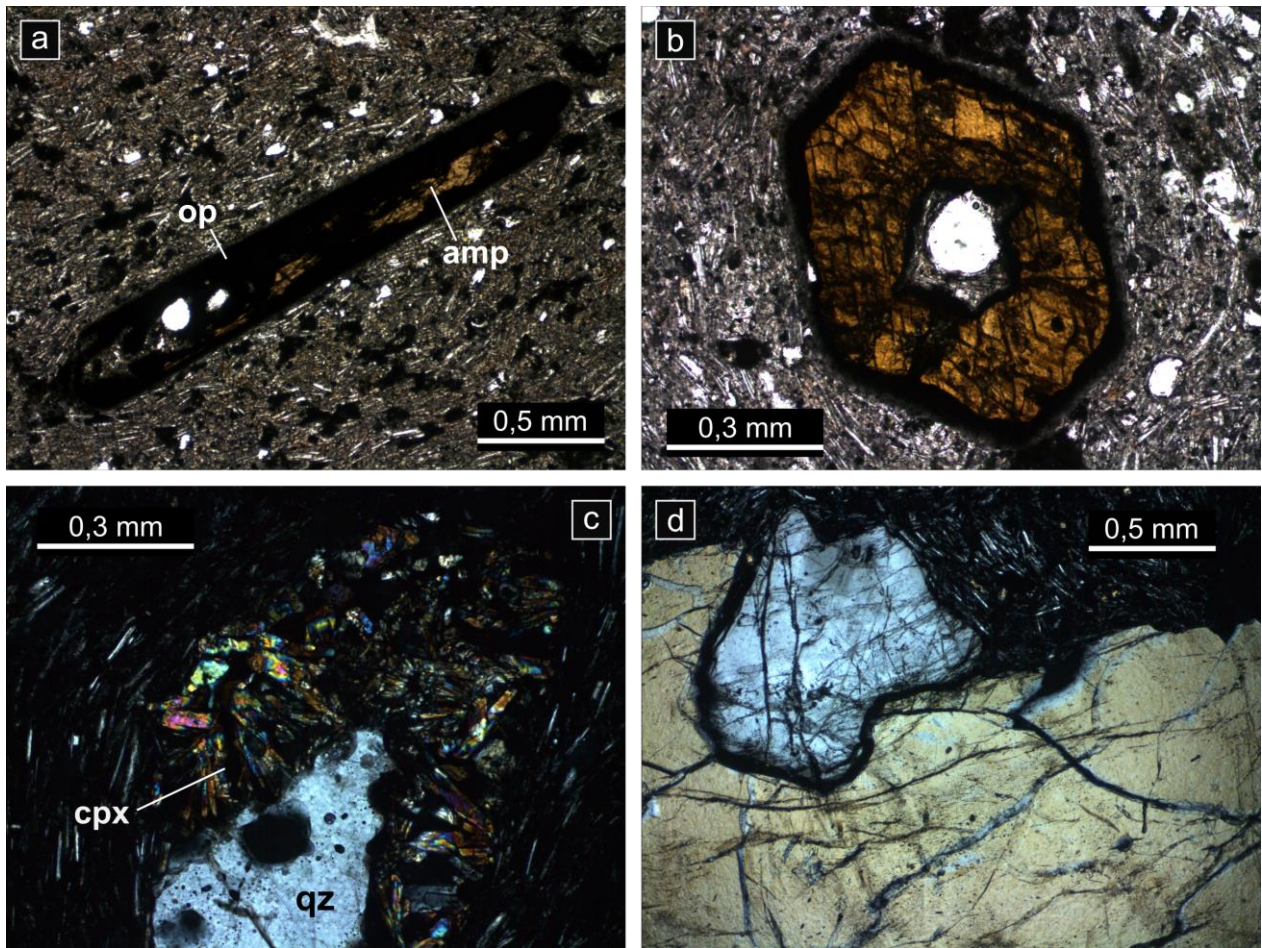
Los xenocristales de cuarzo, presentes en todas las fases eruptivas de este centro, son escasos pero de gran tamaño, con formas anhedrales de 0,3–3,6 mm de tamaño (Fig. 4.4c y d), en donde L4 presenta un clot monomineral. En su mayoría presentan bordes de reacción de clinopiroxeno.

### *Algarrobo*

La masa fundamental de las muestras del centro eruptivo tiene, en general, textura hialopilítica, mientras que L1 (NEG-49) posee textura intersertal. Todas las muestras presentan baja cantidad de microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos. La vesicularidad en el centro es baja (2% vol. en L1 y L2, 0% en L3, y 10% en L4 y L5), comparado con otros centros eruptivos del sector Norte, y el tamaño de sus vesículas es de 0,02–4 mm de longitud.

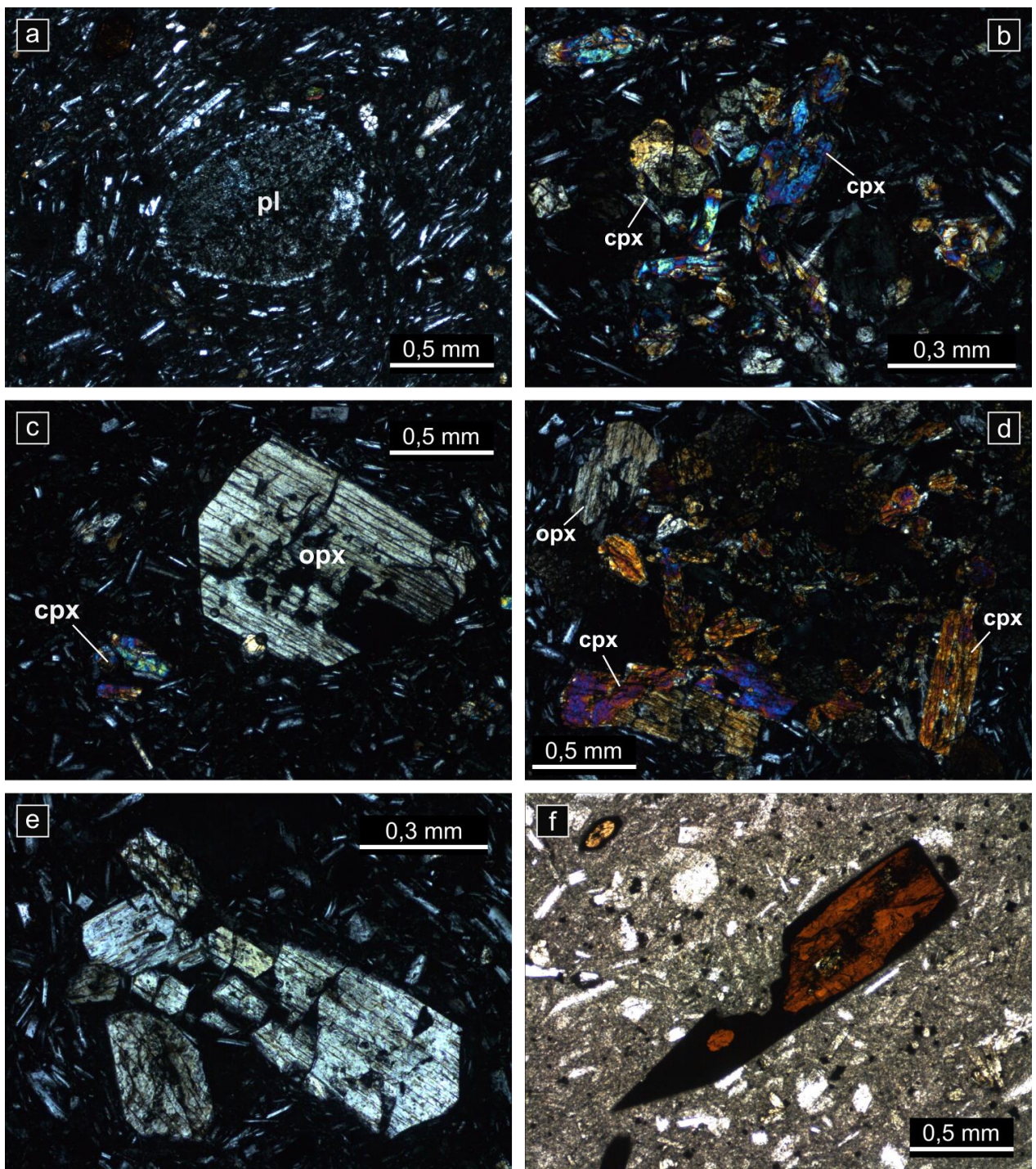
La cantidad de macrocristales presentes en las fases eruptivas es relativamente alta, de 23–40% vol. en las muestras (Tabla A.5, Anexo A). La mineralogía del centro está compuesta por **plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol y minerales opacos**. Los macrocristales de plagioclasa, presentes únicamente en L1 y L5, tienen tamaños que varían de 0,3–1,8 mm, de formas subhedrales a euhedrales, en su mayoría como clots del mismo mineral (textura glómero-porfírica), esto en ambos flujos de lava. Algunos presentan reabsorción externa e interna (textura sieve) (Fig. 4.5a) Los macrocristales de clinopiroxeno son anhedrales a euhedrales de 0,1–1 mm de tamaño con alta presencia de pequeños clots de este mineral (textura glómero-porfírica) (Fig. 4.5b y c) y, en menor medida, clots con ortopiroxeno como textura cúmulo-porfírica (NEG-107) (Fig. 4.5d). El ortopiroxeno, presente en todas las muestras y de 0,1–0,8 mm en longitud, destaca al estar en calidad de cristal aislado (Fig. 4.5c), clots con clinopiroxeno (Fig. 4.5d), y clots monominerales (Fig. 4.5e). Al igual que este último, el anfíbol se encuentra en todas las muestras de los flujos de lava, de forma anhedral a subhedral y de 0,1–2 mm en tamaño, con presencia de bordes de reacción opacíticos y algunos cristales, con reabsorción interna y externa (embahiamiento) y esqueletales (Fig. 4.5f). La muestra NEG-52, correspondiente a L4, exhibe clots de anfíbol (textura glómero-porfírica) que no presenta bordes opacíticos. Los minerales opacos están distribuidos homogéneamente a lo largo de las muestras de las fases eruptivas, algunos como pseudomorfo en

anfíbol. En general, este centro destaca por la alta cantidad de clots compuestos por clinopiroxeno y ortopiroxeno tanto mono como poliminerales.



**Fig. 4.4.** Microfotografías del centro eruptivo Aguilucho. (a) NEG-10: Cristal de anfíbol con presencia de reabsorción interna y borde de reacción opacítico. Imagen en luz polarizada plana, 10x. (b) NEG-9: Cristal de anfíbol con embahiamiento y reemplazo casi total por minerales opacos. Imagen en luz polarizada plana, 5x. (c) NEG-75: Xenocrystal de cuarzo con un gran borde de reacción compuesto por cristales de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. (d) NEG-76: Xenocrystalos de cuarzo. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. amp: anfíbol. op: minerales opacos. cpx: clinopiroxeno. qz: cuarzo.





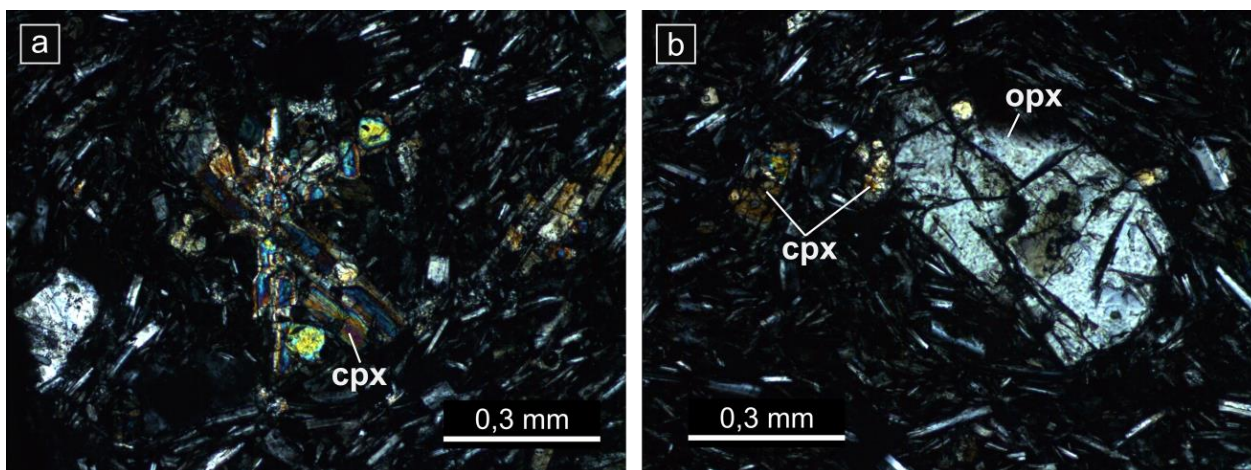
**Fig. 4.5.** Microfotografías del centro eruptivo Algarrobo. (a) NEG-59: Cristal anhedral de plagioclasa que presenta reabsorción externa e interna (textura sieve). Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. (b) NEG-49: Clot de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. (c) NEG-49: Cristal de ortopiroxeno junto con un clot de clinopiroxeno de menor tamaño. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. (d) NEG-107: Clot de gran tamaño de clinopiroxeno y ortopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. (e) NEG-49: Clot de ortopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. (f) NEG-108: Cristal de anfíbol con evidencia de reabsorción externa e interna, y borde de reacción opácitico. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. pl: plagioclasa. cpx: clinopiroxeno. opx: ortopiroxeno.



## Chachacoma

La masa fundamental de las muestras de este centro está compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos, con textura intergranular. La vesicularidad varía en los flujos L1 y L2, con 10 y 25% vol. respectivamente, el tamaño de las vesículas oscila entre 0,06–1 mm de tamaño.

La mineralogía de los flujos de lava es de **plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol** y **minerales opacos**. La cantidad de macrocristales es relativamente alta (30 y 25% vol. en L1 y L2 respectivamente), en su mayoría, corresponden a cristales de clinopiroxeno anhedrales a subhedrales de 0,1–1,2 mm en tamaño, con la existencia de un gran cúmulo cristalino de este mineral en la segunda fase emitida por el centro. Está presente como clots del mismo mineral (textura glómero-porfírica) (Fig. 4.6a) y con ortopiroxeno (textura cúmulo-porfírica) (Fig. 4.6b). Además, en menor medida, está presente el anfíbol y ortopiroxeno únicamente en L2 (NEG-81). El primero tiene formas subhedrales de 0,2–0,9 mm de longitud con presencia de bordes de reacción opacíticos, mientras que el segundo de forma anhedral a subhedral, de 0,1–0,6 mm de tamaño, como cristales aislados en la muestra, así como también en clots monominerales y poliminerales con clinopiroxeno (Fig. 4.6b). Los minerales opacos están presentes y distribuidos de manera homogénea en la muestra, así como también en inclusiones en macrocristales. Además, se observan pseudomorfos de opacos reemplazando a cristales de anfíbol tanto en L1 como en L2.



**Fig. 4.6.** Microfotografías del centro eruptivo Chachacoma. (a) NEG-81: Clot de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. (b) NEG-81: Clot de clinopiroxeno y ortopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. cpx: clinopiroxeno. opx: ortopiroxeno.

## Lloica

Las fases eruptivas de este centro presentan diferencias en cuanto a la masa fundamental de las rocas, que llegan a presentar texturas hialopilitica (L1, L2, L4) e intersertal (L3 y L4), compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos. La vesicularidad es variable, los dos primeros flujos de lava en emitirse presentan un alto volumen de vesículas relativo (~30% vol. L1 y L2), mientras las dos últimas fases eruptivas tienen menor vesicularidad (~15% vol. L3 y L4).

Al igual que la vesicularidad, la cantidad de macrocristales varía en los lujos de lava, los dos primeros reflejan un relativo bajo número de ellos (~10% vol. L1 y L2), mientras que en los últimos dos es mayor (~35% vol. L3 y L4). La mineralogía está compuesta por **plagioclasa**, **clinopiroxeno**, **ortopiroxeno**, **anfíbol** y **minerales opacos**, con presencia de xenocristales de cuarzo. El clinopiroxeno es anhedral a euhedral de 0,1–1,2 mm en tamaño, en clots con cristales del mismo mineral (textura glómero-porfírica) (Fig. 4.7a) así como en cristales inmersos en la masa fundamental. La muestra NEG-74 (L4) exhibe un gran "cúmulo" de cristales clinopiroxeno que, a diferencia de los clots mencionados de otros centros eruptivos, no están en contacto entre sí (Fig. 4.7b). Los cristales de ortopiroxeno de formas anhedrales a subhedrales de 0,2–2 mm de longitud están presentes como clots de este mismo mineral en textura glómero-porfírica (L3, NEG-4) y como cristales aislados. El anfíbol, presente en L2, L3 y L4, va de 0,1–3 mm en tamaño de forma subhedral, y poseen bordes de reacción opacíticos y, en algunos, embahiamiento (Fig. 4.7c). Es importante mencionar que los cristales de anfíbol, en su mayoría, se encuentran reemplazadas completamente por minerales opacos. La plagioclasa es anhedral de 0,3–1,4 mm de longitud y está presente, en baja cantidad, como clots del mismo mineral y en otros con cuarzo (textura glómero-y cúmulo-porfírica) (Fig. 4.7d). Los minerales opacos están presentes reemplazando a anfíboles de forma parcial y/o total. El clot de plagioclasa y cuarzo presenta un alto contenido de cristales opacos (Fig. 4.7d).

Los xenocristales de cuarzo están en todas las fases eruptivas a excepción de L3, éstos corresponden a cristales de gran tamaño de 0,6–7 mm de longitud, algunos de ellos con bordes de reacción de clinopiroxeno (Fig. 4.7e y f) y otros como clots con plagioclasa (Fig. 4.7d). El centro eruptivo tiene un contenido relativamente alto de cuarzo, con escasos xenocristales, pero de gran tamaño. (Tablas A.5 y A.6, Anexo A).

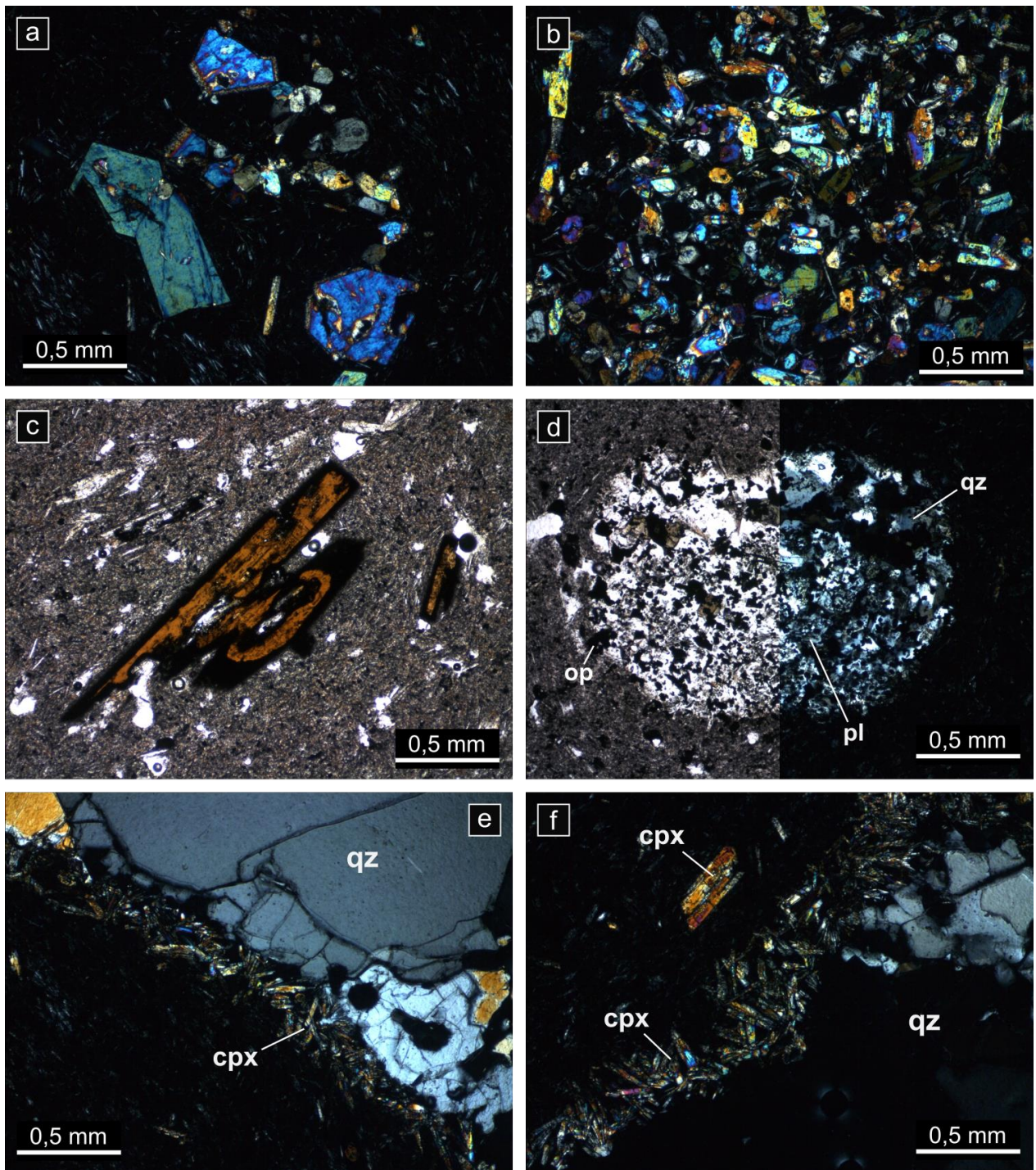
### *Luchecillo*

El centro eruptivo, de igual forma que Chachacoma, presenta masa fundamental de textura intergranular, con microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos. La vesicularidad de los flujos de lava es relativamente alta (20 y 40% vol. en L1 y L2 respectivamente) con vesículas de 0,02–1,6 mm dispuestas homogéneamente en las fases eruptivas.

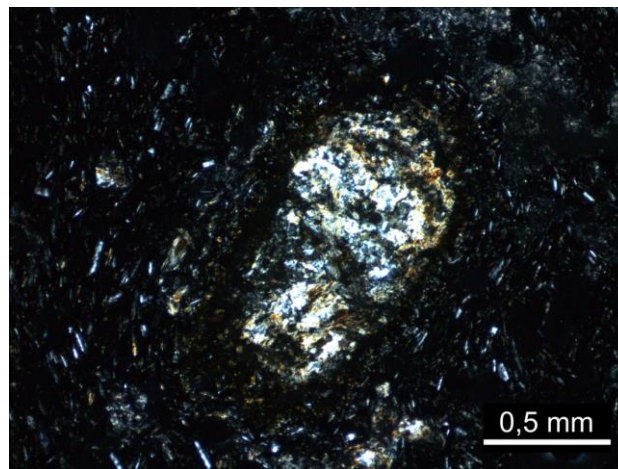
Las muestras de este centro presentan una mineralogía de **plagioclasa**, **clinopiroxeno** y **minerales opacos**, con xenocristales de cuarzo. El volumen de los macrocristales es bajo (5% vol. cada muestra), con cristales de clinopiroxeno subhedrales a euhedrales de 0,1–0,3 mm de longitud. La plagioclasa (10% tot., solo L1) es subhedral de 0,3 mm de longitud y poseen textura sieve. Es importante mencionar que el clinopiroxeno no está presente como macrocristal en el segundo flujo de lava emitido por el cono (L2, NEG-111), solo aparece como macrocristal.

Los xenocristales de cuarzo (en L1 y L2) son de tamaños variables de 0,3–1,4 mm de longitud y algunos de ellos, presentan bordes de reacción de clinopiroxeno y otros bordes de mineral no identificado, posiblemente arcillas (Fig. 4.8).





**Fig. 4.7.** Microfotografías del centro eruptivo Lloica. (a) NEG-74: Clot de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. (b) NEG-74: Gran cúmulo cristalino de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. (c) NEG-73: Xenocrystal de cuarzo de gran tamaño con un borde de reacción de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. (d) Otra zona del xenocrystal de cuarzo en (c). (e) NEG-73: Clot de plagioclasa y cuarzo, con inclusiones de minerales opacos. Imagen en luz polarizada plana (mitad izquierda) y cruzada (mitad derecha), 5x. (f) NEG-74: Cristales de anfíbol con reabsorción (embahiamiento) y borde de reacción opacítico. Imagen en luz polarizada plana, 5x. pl: plagioclasa. qz: cuarzo. op: minerales opacos. cpx: clinopiroxeno.



**Fig. 4.8.** Microfotografía del centro eruptivo Luchecillo. NEG-111: Xenocrystal de cuarzo con borde de mineral (no identificado). Imagen en luz polarizada cruzada, 5x.

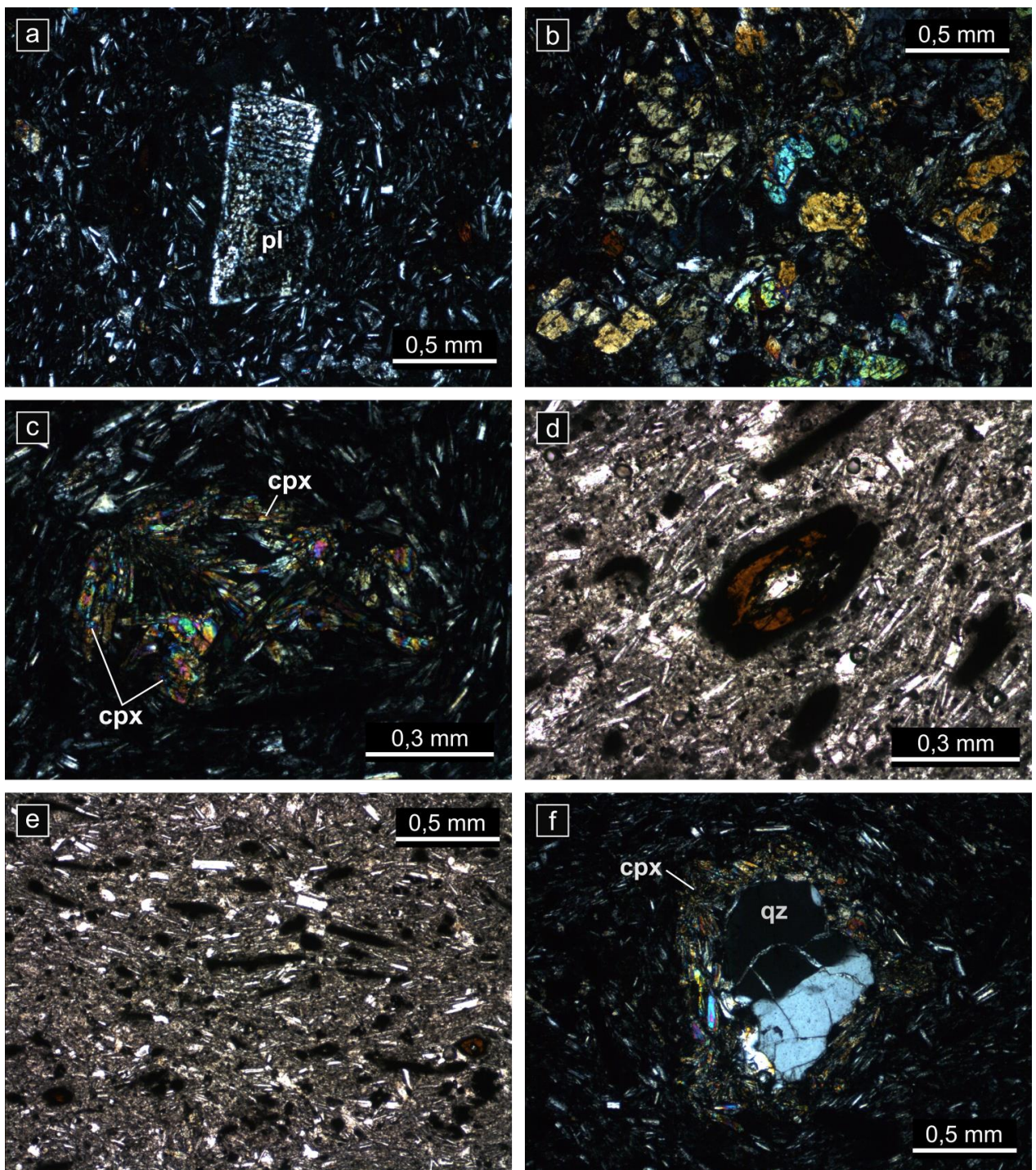
### *Tamarugo*

El centro eruptivo está caracterizado por presentar masa fundamental de textura intersertal (L1 y L3) e hialopilitica (L2), compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol y minerales opacos. La vesicularidad es alta en el primer flujo de lava emitido (30% vol.), mientras que en L2 y L3 es baja, con 5 y 2% vol. respectivamente. Los macrocristales de este centro son abundantes en las rocas con 20, 30 y 33% vol. en L1, L2 y L3 respectivamente.

La mineralogía del centro está compuesta por **plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol y minerales opacos**, con presencia de xenocristales de cuarzo. La plagioclasa es subhedral a euhedral y 0,3–0,7 mm de longitud, con evidencias de reabsorción (textura sieve), mayoritariamente, en los núcleos de sus cristales (Fig. 4.9a). El clinopiroxeno tiene formas anhedral a euhedral y 0,1–0,8 mm en tamaño, en su mayoría como clots monominerales (Fig. 4.9b y c) y clots con ortopiroxeno (textura glómero- y cúmulo-porfírica respectivamente) y, en menor medida, como cristales aislados. El ortopiroxeno, presente únicamente en L3, es subhedral de ~0,1 mm de longitud, como cristales aislados, así como también en clots con clinopiroxeno (textura cúmulo-porfírica). Los macrocristales de anfíbol son subhedral de 0,1 a 1,2 mm en tamaño, en una mayor cantidad en L1 (NEG-79), con grandes bordes de reacción opacíticos (algunos casi pseudomorfo de opacos), algunos de ellos con embahamiento (Fig. 4.9d). En particular, este centro presenta una mayor cantidad de minerales opacos que otros macrocristales, en su mayoría corresponden a pseudomorfos de anfíboles y que se encuentran orientados en la misma dirección que los microlitos de plagioclasa (Fig. 4.9e).

Los xenocristales de cuarzo son anhedral de ~0,1 mm de longitud, a excepción de uno (Fig. 4.9f) el cual tiene un tamaño de 1 mm y presenta un gran borde de reacción de clinopiroxeno.





**Fig. 4.9.** Microfotografías del centro eruptivo Tamarugo. (a) NEG-79: Cristal de plagioclasa que presenta reabsorción (textura sieve). Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. (b) NEG-79: Clot de clinopiroxeno de gran tamaño. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. (c) NEG-80: Clot de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. (d) NEG-80: Cristal de anfíbol con reabsorción (embahiamiento) y borde de reacción opacítico, Imagen en luz polarizada plana, 10x. (e) NEG-80: Minerales opacos pseudomorfos en anfíbol orientados. Imagen en luz polarizada plana, 5x. (f) NEG-80: Xenocristal de cuarzo con un gran borde de reacción de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. pl: plagioclasa. cpx: clinopiroxeno. qz: cuarzo.

## *Vinagrillo*

La masa fundamental de las muestras de este centro exhibe características variables, con texturas intergranular, hialopilitica e intersertal, con microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos, mientras que la vesicularidad es relativamente alta (30% vol. en cono y 20% en L1 y L2), de tamaños equidimensionales que van de 0,02–1,6 mm.

La mineralogía del centro está compuesta por **plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol y minerales opacos**, con presencia de xenocristales de cuarzo. La cantidad de macrocristales en las muestras de los conos y flujos de lava del centro es variable, donde el cono y el segundo flujo emitido por él presentan baja cantidad de ellos (5% vol. ambos), mientras que L1 (NEG-12) evidencia una cantidad relativamente alta con 30% vol. Los macrocristales de clinopiroxeno son subhedrales a euhedrales de 0,1–0,4 mm en tamaño, en calidad de cristales aislados e inmersos en la masa fundamental, como también en pequeños clots (textura glómero-porfírica) (Fig. 4.10a). Los macrocristales de anfíbol, de formas subhedrales y de 0,1–0,6 mm en tamaño, presentan bordes de reacción opacíticos y en algunos, reabsorción (Fig. 4.10b). Es importante mencionar que este mineral está únicamente presente en L1 y, además, contiene al 50% de macrocristales de esa fase. Los minerales opacos están distribuidos en toda la muestra, en algunos casos como pseudomorfo en anfíboles (Fig. 4.10c).

La presencia de cuarzo es casi despreciable en Vinagrillo, pues se evidencia un único gran xenocristal de 1 mm de longitud (Fig. 4.10d) en el cono de este centro eruptivo.

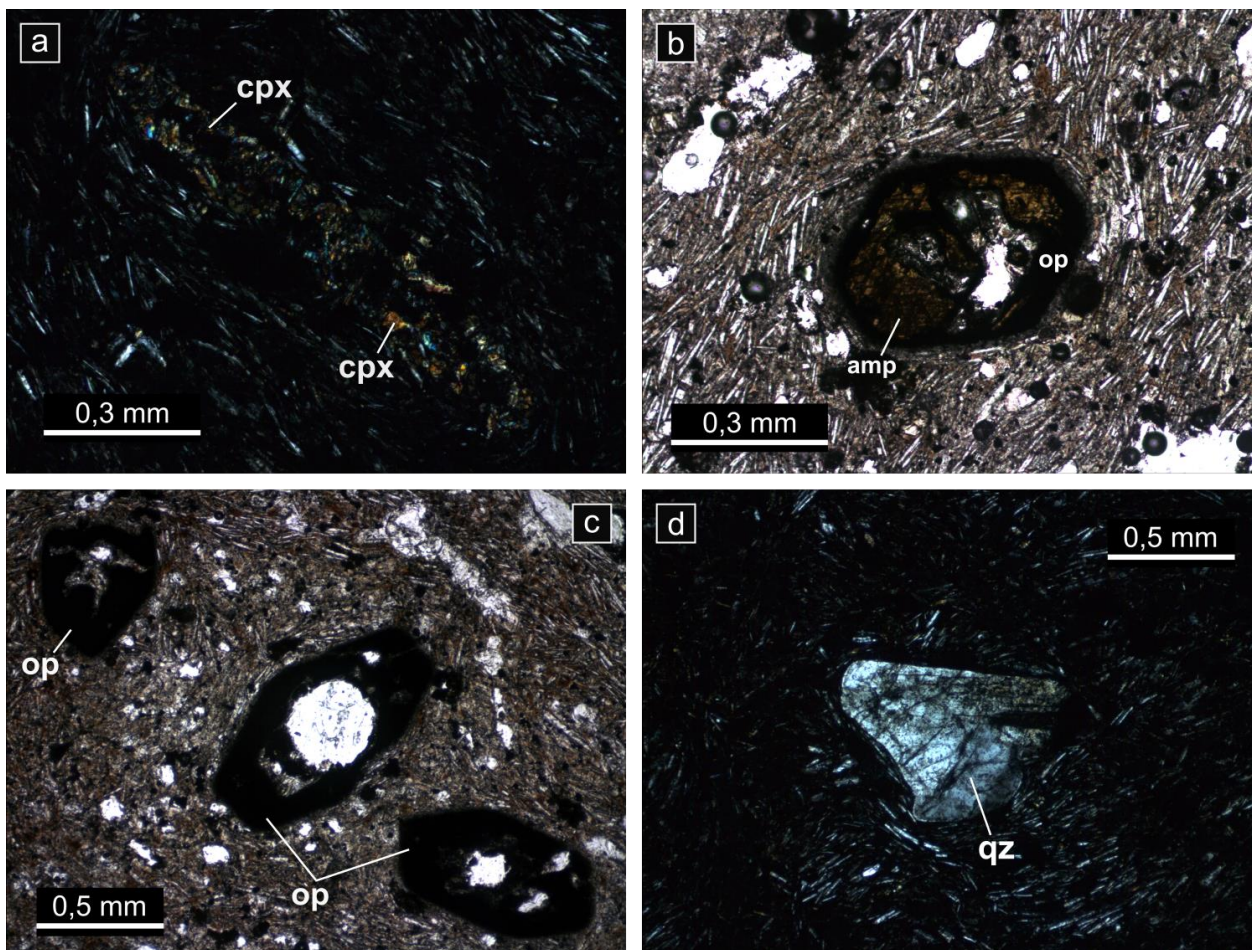
## *Añañuca (NEG-113)*

Esta muestra se caracteriza por una masa fundamental intergranular, con microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos, mientras que la vesicularidad es relativamente alta (30% vol.), con vesículas irregulares de 0,1–0,6 mm de longitud.

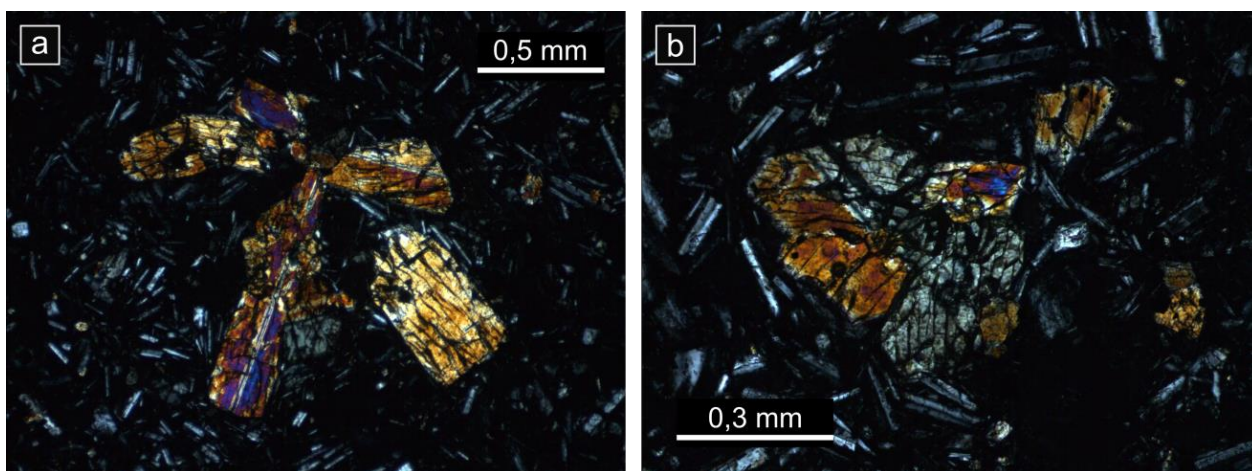
La mineralogía está compuesta por **plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos**, con presencia de xenocristales de cuarzo. El centro posee una cantidad media macrocristales (20% vol.), donde el clinopiroxeno está presente en gran cantidad (85% tot.; Tabla A.5, Anexo A), con cristales anhedrales a subhedrales de 0,1–1 mm en tamaño, como cristales inmersos en la masa fundamental, así como también en clots monominerales (Fig. 4.11a y b). Los minerales opacos están distribuidos en toda la muestra, de tamaños que van de 0,1–0,2 mm en longitud.

Los xenocristales de cuarzo se exhiben en ciertas zonas de la muestra, insertos en la masa fundamental, de ~0,2 mm en tamaño.





**Fig. 4.10.** Microfotografías del centro eruptivo Vinagrillo. (a) NEG-8: Clot alargado de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. (b) NEG-12: Cristal de anfíbol con presencia de borde de reacción opacítico y reabsorción interna. Imagen en luz polarizada plana, 10x. (c) NEG-11: Cristales pseudomorfos de minerales opacos en anfíbol. Imagen en luz polarizada plana, 5x. (d) NEG-11: Xenocristal de cuarzo. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. cpx: clinopiroxeno. amp: anfíbol. op: minerales opacos. qz: cuarzo.



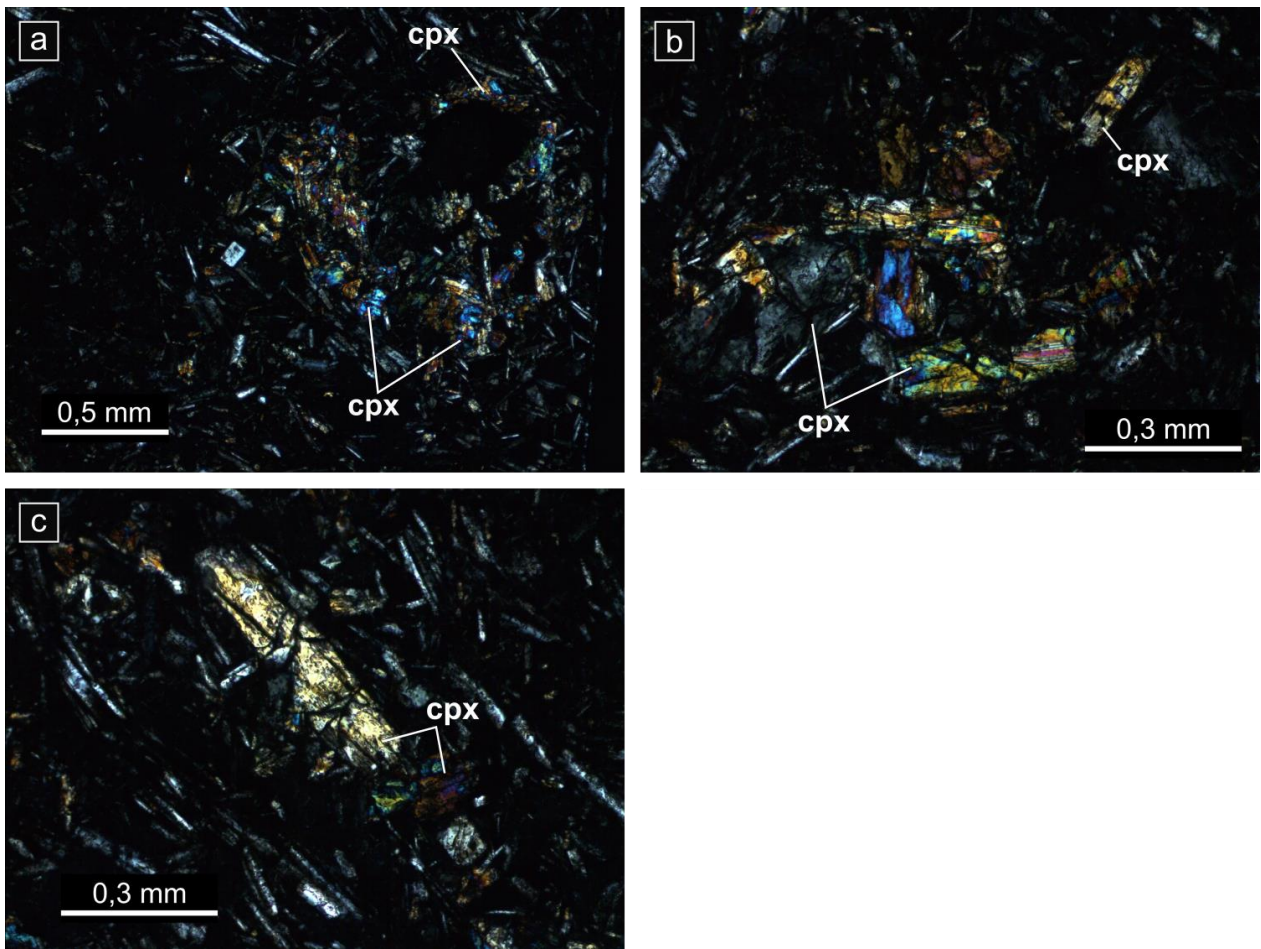
**Fig. 4.11.** Microfotografías del centro eruptivo Añañuca (NEG-113). (a) Clot de clinopiroxeno de gran tamaño. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. (b) Clot de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x.



*Pacul (NEG-112)*

La muestra representativa a la única fase eruptiva de este centro presenta masa fundamental de textura intergranular de microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos. Al igual que Añañuca, posee una vesicularidad relativamente alta (35% vol.) con vesículas equidimensionales y alargadas de 0,1–2,4 mm en tamaño.

La mineralogía de la muestra es de **plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos**. La mayor parte de los macrocristales (25% vol.) están compuestos por cristales de clinopiroxeno (85% tot.) los cuales tienen formas subhedrales a anhedrales de 0,1–1 mm de tamaño y están presentes, en su mayoría, como clots monominerales (textura glómero-porfírica) (Fig. 4.12a–c). En menor proporción (8% tot.), la plagioclasa subhedral de ~0,3 mm en tamaño, con presencia de reabsorción en sus bordes. Los minerales opacos son equidimensionales de 0,1–0,2 mm de tamaño, distribuidos en toda la muestra.

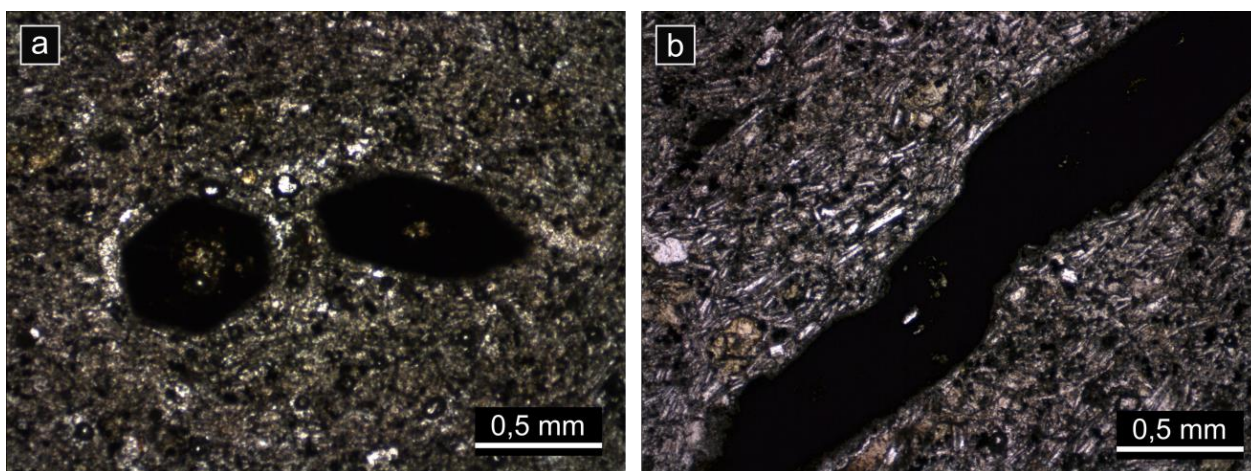


**Fig. 4.12.** Microfotografías del centro eruptivo Pacul (NEG-112). (a) Clot de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 5x. (b) Clot de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. (c) Clot de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. cpx: clinopiroxeno.

### *Pata De Guanaco (NEG-78)*

La muestra está caracterizada por una masa fundamental de textura pilotaxítica con microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos. La vesicularidad es baja (10% vol.) con vesículas de 0,02–2 mm de longitud y repartidas de manera heterogénea (localizada) en la muestra.

La mineralogía es de **plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos**. El volumen de macrocristales es relativamente alto (35% vol.) con una alta cantidad de clinopiroxeno (40% tot.) de formas subhedrales de 0,1–1,2 mm en tamaño, tanto como cristales aislados, así como también en clots monominerales (textura glómero-porfírica). La plagioclasa es escasa, con cristales subhedrales de ~0,3 mm de largo que presentan textura sieve y algunos evidencian alteración de arcillas. Los minerales opacos son abundantes (50% tot.) y están presentes de dos formas, como cristales equidimensionales y también como pseudomorfos en anfíbol de 0,1 a 3,4 mm en tamaño. Estos pseudomorfos tienen una gran abundancia en la muestra (Fig. 4.13a y b), algunos de ellos muestran embahiamiento, característica que tienen algunos cristales de anfíbol en otros centros eruptivos.



**Fig. 4.13.** Microfotografías del centro eruptivo Pata De Guanaco (NEG-78). (a) y (b) Pseudomorfos (o reemplazos casi completos) de minerales opacos en anfíbol. Imágenes en luz polarizada plana, 5x.

### *Toconao (NEG-48)*

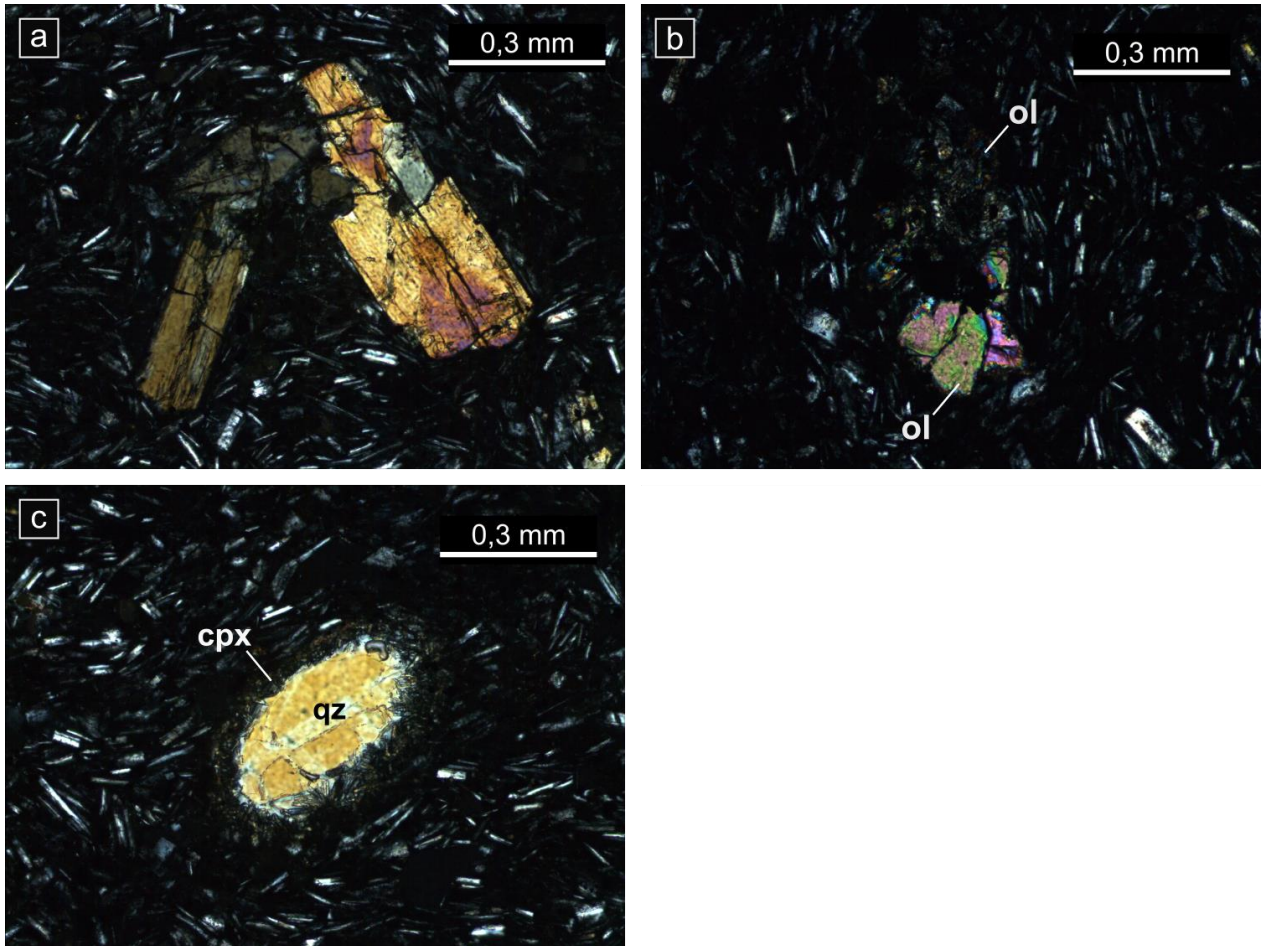
La muestra presenta masa fundamental de textura hialopilítica, compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol y minerales opacos. Con una vesicularidad relativamente alta (25% vol.) de formas irregulares de 0,06–0,6 mm de longitud, algunas presentan relleno (sin identificar) parcial en sus paredes.

La mineralogía de la muestra está determinada por **plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol y minerales opacos** con presencia de xenocristales de cuarzo. En cuanto a los macrocristales, la muestra presenta baja cantidad (10% vol.), con cristales de plagioclasa (25% tot.) anhedrales a subhedrales de 0,4–0,7 mm de longitud que presentan, en algunos casos, macla polisintética y, en otros, textura sieve en el núcleo. El clinopiroxeno (20% tot.) es subhedral de 0,1–0,7 mm en



tamaño, en clots monominerales (Fig. 4.14a) así como también como cristales aislados. En menor medida, se tiene anfíbol (5% tot.) subhedral de 0,1–0,6 mm de tamaño con presencia de bordes de reacción opacíticos, y pequeños clots de olivino (5% tot.) distribuidos en una zona localizada de la muestra (Fig. 4.14b). Los minerales opacos están presentes como pseudomorfos y bordes de reacción en anfíboles, así como también como cristales aislados distribuidos homogéneamente en la muestra.

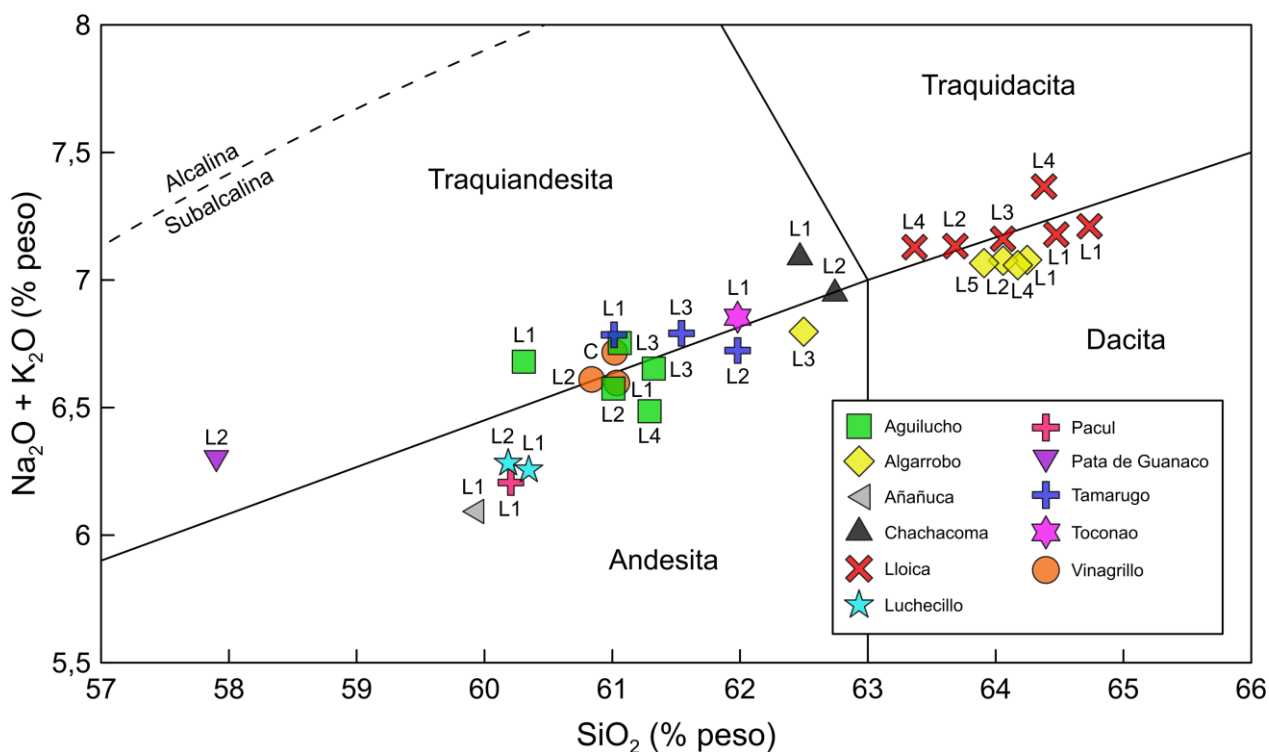
Los xenocristales de cuarzo son anhedrales de 0,15–0,4 mm de longitud, con bordes de reacción de clinopiroxeno (Fig. 4.14c).



**Fig. 4.14.** Microfotografías del centro eruptivo Toconao (NEG-48). (a) Clot de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. (b) Xenocristal de cuarzo con presencia de borde de reacción de clinopiroxeno. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. (c) Clot de olivino. Imagen en luz polarizada cruzada, 10x. ol: olivino. cpx: clinopiroxeno. qz: cuarzo.

## 4.4 GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL: ELEMENTOS MAYORES

Las 30 muestras recolectadas en la zona de estudio corresponden a rocas calco-alcalinas de composición andesítica a dacítica y algunas se encuentran en los campos de la traquiandesita y traquita (~58–65% en peso de SiO<sub>2</sub>, ~6,1–7,4% en peso de Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O; Fig. 4.15; Tablas A.1 y A.7, Anexo A). Estas rocas presentan variaciones (% en peso) de otros elementos tales como el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en ~16,0–16,7, CaO en ~4,4–7,6, FeO<sup>T</sup> (FeO total) en ~4,2–6,4, Na<sub>2</sub>O en ~4,1–4,6, MgO en ~2,1–3,6, K<sub>2</sub>O en ~1,9–3,0 y TiO<sub>2</sub> en ~0,7–1,2 (Fig. 4.16; Tabla A.7, Anexo A). En la parte occidental, el centro eruptivo Lloica presenta las fases eruptivas más evolucionadas (~63,4–64,7% en peso de SiO<sub>2</sub>) mientras que, la zona oriental, el centro Algarrobo contiene a los flujos de lava con mayor cantidad de sílice (~62,5–64,2% en peso). Los conos y flujos de lava de los otros dos centros de la parte occidental, Aguilucho y Vinagrillo, presentan una cantidad de SiO<sub>2</sub> muy similar, con ~60,3–61,3 y ~60,8–62,0% en peso respectivamente. El centro eruptivo Pata De Guanaco contiene a la fase más primitiva en términos de sílice (~57,9% en peso), la cual corresponde al segundo flujo en emitirse (L2), recordando que L1 no fue muestreado. En cuanto al contenido en álcalis, los centros Lloica y Algarrobo presentan las mayores cantidades de Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O con ~7,1–7,4 y ~7,06–7,08% en peso respectivamente mientras que, Luchecillo y Pata De Guanaco son los centros que presentan las fases eruptivas con menores contenidos, ~6,26 y ~6,29% en peso respectivamente.



**Fig. 4.15.** Diagrama TAS (Total Alkali vs. Silica) de las muestras analizadas en este estudio (Modificado de Le Bas et al. (1986)), asociadas a su respectivo centro eruptivo. La línea segmentada corresponde a la divisoria de los campos de las rocas alcalinas y subalcalinas, según Irvine y Baragar (1971).

Los contenidos en  $\text{FeO}^T$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  y  $\text{MnO}$  de las muestras se correlacionan negativamente con el  $\text{SiO}_2$ , mientras que el  $\text{K}_2\text{O}$  muestra una correlación positiva con el mismo elemento (Fig. 4.16). Por otro lado, tanto el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  como el  $\text{Na}_2\text{O}$  presentan comportamientos variables y no muestran tendencias observables (Fig. 4.16). Es relevante mencionar que los diagramas de la Fig. 4.16 se graficaron con  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciación pues es el elemento con el mayor rango composicional.

Las muestras de los centros Lloica, Algarrobo y Chachacoma presentan características geoquímicas similares; los tres tienen los contenidos más bajos de  $\text{FeO}^T$  (~4,1–4,6, ~4,3–4,9, y ~4,7–4,8% en peso respectivamente),  $\text{MgO}$  (~2,1–2,7, ~2,4–2,9 y ~2,7% en peso),  $\text{TiO}_2$  (~0,8–1, ~0,7–0,8 y ~0,8% en peso),  $\text{CaO}$  (~4,4–5, ~4,6–5,3 y ~5,2–5,3% en peso),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (~0,3–0,4, ~0,3 y ~0,3% en peso) y  $\text{MnO}$  (~0,06, ~0,06–0,08 y ~0,07% en peso), y los más altos de  $\text{K}_2\text{O}$  (~2,6–2,9, ~2,6–2,9 y ~3% en peso) (Fig. 4.16; Tabla A.7, Anexo A). En cambio, presentan contenidos variados de  $\text{Na}_2\text{O}$  (~4,3–4,5, ~4,1–4,3 y ~4% en peso) y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (~15,9–16,2, ~16–16,4 y ~15,9–16,1% en peso) con respecto al sector (Fig. 4.16; Tabla A.7, Anexo A).

Pata De Guanaco, tiene uno de los contenidos más altos de  $\text{MgO}$  (~3,5% en peso), los más altos de  $\text{FeO}^T$  (~6,3% en peso),  $\text{TiO}_2$  (~1,2% en peso),  $\text{CaO}$  (~7,5% en peso),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (~0,5% en peso) y  $\text{MnO}$  (~0,08% en peso), uno de los más bajos de  $\text{K}_2\text{O}$  (~1,9% en peso), mientras que contenidos intermedios, con respecto al sector, de  $\text{Na}_2\text{O}$  (~4,3% en peso) y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (~16,1% en peso) (Fig. 4.16; Tabla A.7, Anexo A).

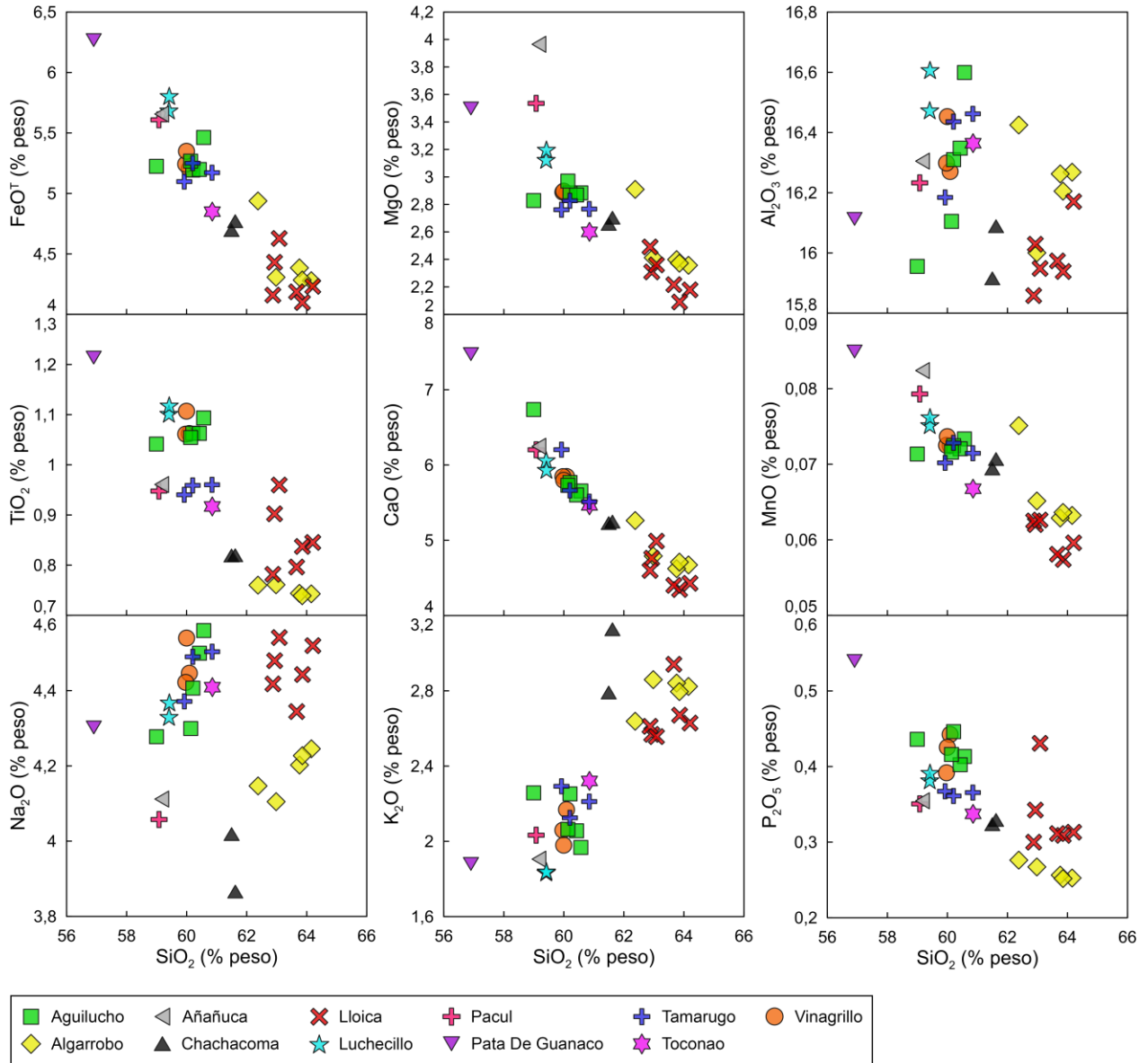
Las fases eruptivas de Añañuca y Pacul muestran, en general, contenidos similares. Presentan altos contenidos relativos de  $\text{FeO}^T$  (~5,7 y ~5,6% en peso respectivamente),  $\text{MgO}$  (~4 y ~3,5% en peso),  $\text{CaO}$  (~6,3 y ~6,2% en peso) y  $\text{MnO}$  (~0,8 y ~0,8% en peso), bajos contenidos relativos de  $\text{Na}_2\text{O}$  (~4,1 y ~4,1% en peso) y  $\text{K}_2\text{O}$  (~1,9 y ~2% en peso), y contenidos intermedios, con respecto al sector, de  $\text{TiO}_2$  (~1 y ~1% en peso),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (~16,3 y ~16,2% en peso) y  $\text{P}_2\text{O}_5$  (~0,4 y ~0,4% en peso) (Fig. 4.16; Tabla A.7, Anexo A).

Vinagrillo, Aguilucho y Tamarugo exhiben características geoquímicas similares (excepción  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). Los tres tienen contenidos relativamente altos de  $\text{Na}_2\text{O}$  (~4,4–4,5, ~4,3–4,6 y ~4,4–4,5% en peso respectivamente) y  $\text{P}_2\text{O}_5$  (~0,4, ~0,4–0,5 y ~0,4% en peso), contenidos relativamente bajos de  $\text{K}_2\text{O}$  (~2–2,2, ~2–2,3 y ~2,1–2,3% en peso), e intermedios, con respecto al sector, de  $\text{FeO}^T$  (~5,2–5,4, ~5,2–5,5 y ~5,1–5,3% en peso),  $\text{MgO}$  (~2,9, ~2,8–3 y ~2,8% en peso),  $\text{CaO}$  (~5,8–5,9, ~5,6–6,7 y ~5,5–6,2% en peso) y  $\text{MnO}$  (~0,07, ~0,07 y ~0,07% en peso) (Fig. 4.16; Tabla A.7, Anexo A). En cuanto al  $\text{TiO}_2$ , los dos primeros presentan contenidos similares entre sí y relativamente altos (~1,1 y ~1–1,1% en peso respectivamente), mientras que Tamarugo exhibe contenidos intermedios con respecto a la geoquímica del sector (~0,9–1% en peso) (Fig. 4.16; Tabla A.7, Anexo A). Por otro lado, los contenidos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en Vinagrillo y Tamarugo son intermedios con respecto a la geoquímica total del sector (~16,3–16,5 y ~16,2–16,5% en peso respectivamente), mientras que Aguilucho exhibe un amplio rango de este elemento (~16–16,6% en peso) (Fig. 4.16; Tabla A.7, Anexo A).

Luchecillo tiene contenidos relativamente altos de  $\text{FeO}^T$  (~5,7–5,8% en peso),  $\text{MgO}$  (~3,1–3,2% en peso),  $\text{TiO}_2$  (~1,1% en peso),  $\text{CaO}$  (~5,9–6,1% en peso),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (~16,5–16,6% en peso) y  $\text{MnO}$  (~0,08% en peso), relativamente bajos de  $\text{K}_2\text{O}$  (~1,8% en peso), e intermedios, con respecto al sector, de  $\text{Na}_2\text{O}$  (~4,3–4,4% en peso) y  $\text{P}_2\text{O}_5$  (~0,4% en peso) (Fig. 4.16; Tabla A.7, Anexo A). Este centro tiene contenidos de  $\text{FeO}^T$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$  muy similares a Añañuca y Pacul, y similares a Vinagrillo y Aguilucho de  $\text{TiO}_2$  (Fig. 4.16; Tabla A.7, Anexo A).



El flujo de lava de Toconao exhibe, en general, contenidos intermedios con respecto a la geoquímica del sector, de  $\text{FeO}^T$  (~4,9% en peso),  $\text{MgO}$  (~2,6% en peso),  $\text{TiO}_2$  (~0,9% en peso),  $\text{CaO}$  (~5,5% en peso),  $\text{Na}_2\text{O}$  (~4,4% en peso),  $\text{K}_2\text{O}$  (~2,3% en peso),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (~16,4% en peso),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (~0,3% en peso) y  $\text{MnO}$  (~0,07% en peso) (Fig. 4.16; Tabla A.7, Anexo A).



**Fig. 4.16.** Diagramas Harker de elementos mayores versus  $\text{SiO}_2$  de las muestras de este estudio.  $\text{FeO}^T$  corresponde al  $\text{FeO}$  total.

## 5. DISCUSIONES

### 5.1 EVOLUCIÓN DE LA PARTE OCCIDENTAL, ORIENTAL-SUR Y ORIENTAL-NORTE

Las características cronoestratigráficas, volumétricas, morfométricas, reológicas, petrográficas y geoquímicas que se muestran en el sector Norte de El Negrillar dan cuenta de tendencias marcadas en ciertos centros eruptivos, que dan información sobre la evolución del sector.

La cronoestratigrafía (definida en la sección 4.1 de resultados) de la zona de estudio, se subdividió en tres partes: occidental (Aguilucho, Lloica y Vinagrillo), oriental-Sur (Algarrobo, Chachacoma, Romerillo y Tamarugo) y oriental-Norte (Añañuca, Brava, Las Ortigas, Llaretta, Luchecillo, Pacul, Pata De Guanaco y Toconao). Esta subdivisión es realizada con fines de facilitar la comprensión de la evolución volumétrica y geoquímica (magmática) del sector, y va de la mano con la temporalidad, que se propone, en que ocurrieron las actividades eruptivas. La cronoestratigrafía de la primera parte, ordenada de la más antigua a la más reciente se tiene a Vinagrillo–Aguilucho–Lloica. La parte oriental-Sur está definida con Romerillo–Chachacoma–Algarrobo–Tamarugo, mientras que la parte oriental-Norte por Añañuca–Llaretta–Las Ortigas–Brava–Luchecillo–Pata De Guanaco–Toconao–Pacul. Es relevante mencionar que la cronoestratigrafía definida es realizada por imágenes satelitales y modelos de elevación digital (DEM), además de las observaciones efectuadas en terreno.

#### 5.1.1 PARTE OCCIDENTAL

Esta zona, compuesta por los centros eruptivos Vinagrillo, Aguilucho y Lloica presentan una evolución volumétrica ascendente de acuerdo con la temporalidad de ocurrencia de ellos, donde el centro Vinagrillo, el cual fue el primero en emitirse, exhibe las fases de menor volumen emitido y el menor volumen total, mientras que el centro Aguilucho presenta fases con volúmenes levemente mayores al primero. Lloica, en tanto, emitió los flujos de lava notoriamente más volumétricos de la zona (Fig. 5.1a) y un volumen total de casi veinte veces al de Aguilucho y casi sesenta veces al de Vinagrillo. Es relevante destacar que, si bien Lloica emite flujos de lava de volumen variado, los de menor volumen (L2 y L4; 0,11 y 0,16 km<sup>3</sup>; Tabla A.2, Anexo A) siguen siendo altos con respecto a las fases de los otros dos centros eruptivos, de hecho, presentan mayor volumen que Aguilucho y Vinagrillo (0,02 y 0,05 km<sup>3</sup>; Tabla A.2, Anexo A).

A su vez, Lloica presenta las fases, en promedio, de mayor espesor, mayor ancho, más extensas, más viscosas y de mayor tiempo en emplazarse. Sin embargo, Aguilucho es el que presenta una mayor tasa eruptiva promedio, característica de los magmas menos evolucionados. Las diferencias de Lloica con los centros Aguilucho y Vinagrillo son de grandes proporciones cuando se trata de la viscosidad y tiempo de emplazamiento de lavas, con  $1,18 \cdot 10^{11}$  Pa·s vs.  $8,07 \cdot 10^8$  y  $6,06 \cdot 10^8$  Pa·s, y 5,47 años vs. 0,28 y 0,23 años respectivamente (Tabla A.4; Anexo A). Es importante recalcar que, si bien Lloica muestra los flujos de lava más anchos y largos de la zona, característica de magmas menos viscosos, la diferencia con los otros dos centros eruptivos no es

tan marcada como ocurre con el volumen y el espesor, por lo que las características que se le atribuye probablemente sean debido al alto volumen de producto volcánico emitido.

Petrologicamente se pueden observar mayores porcentajes de cristales de anfíbol en Lloica y Aguilucho, mientras que Vinagrillo presenta una muy baja cantidad de macrocristales que, en su mayoría, son minerales opacos (Tabla A.5; Anexo A). Además, Lloica, presenta una mayor cantidad de macrocristales (xenocristales) de cuarzo (40, 45 y 60% del total de macrocristales en L1, L2 y L4 respectivamente; Tabla A.5, Anexo A) y de mayor tamaño (0,6–7 mm; Tabla A.6, Anexo A) que Aguilucho y Vinagrillo, que éste último solo presenta macrocristales de cuarzo en el cono (10% del total de macrocristales; Tabla A.5, Anexo A). En general, Lloica tiene los cristales de mayor tamaño en esta zona (Tabla A.6; Anexo A), lo que indica menores tasas de enfriamiento.

En la zona se observa una evolución composicional con el tiempo. Vinagrillo, centro eruptivo más antiguo de la parte occidental, tiene lavas relativamente poco evolucionadas (~60% en peso de SiO<sub>2</sub> en L1 y L2 (L3 sin muestrear); Fig. 5.2a; Tabla A.7, Anexo A), Aguilucho, en general, es levemente más evolucionado que Vinagrillo, exceptuando el primer flujo emitido (59% en peso; Fig. 5.2a; Tabla A.7, Anexo A) por lo que esto sugiere que Aguilucho se formó a partir de un magma más primitivo que Vinagrillo. Ahora bien, Lloica presenta las fases eruptivas notoriamente más evolucionadas de la zona, definiendo así un aumento del contenido de sílice de acuerdo con la temporalidad de los centros eruptivos (Fig. 5.2a). Además, Lloica presenta los contenidos más bajos de FeO<sup>T</sup>, MgO, TiO<sub>2</sub>, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y MnO, y los más altos de K<sub>2</sub>O y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de la zona (Fig. 4.16; Tabla A.7, Anexo A), lo que infiere que este centro es el más evolucionado composicionalmente de los tres. Por otro lado, Vinagrillo y Aguilucho presentan composiciones geoquímicas similares; ambos tienen contenidos más altos de FeO<sup>T</sup>, MgO, TiO<sub>2</sub>, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y MnO que Lloica, y más bajos de K<sub>2</sub>O (Fig. 4.16; Tabla A.7, Anexo A), que confirma que estos dos centros son los menos evolucionados de la parte occidental.

Con ello, se puede establecer que Vinagrillo y Aguilucho presentan características similares asociadas a magmas poco evolucionados, mientras que Lloica exhibe claramente un comportamiento más evolucionado que dichos centros eruptivos. Esto sugiere una evolución en la diferenciación magmática con el tiempo en esta zona.

### 5.1.2 PARTE ORIENTAL-SUR

La zona, comprendida por Romerillo, Chachacoma, Algarrobo y Tamarugo, muestra en general, un ascenso en el volumen de magma emitido con el tiempo, luego emisiones de volúmenes en rangos similares entre los centros eruptivos. Esto se refleja con el bajo volumen emitido por el único flujo (*coulée*) de Romerillo (~0,02 km<sup>3</sup>), posteriormente la emisión de volúmenes de magma en un amplio rango (~0,1 km<sup>3</sup>) el cual es reflejado en la formación de Chachacoma (L1, L2 y L3; ~0,07, ~0,13 y ~0,03 km<sup>3</sup>) (Tabla A.2, Anexo A; Fig. B.1, Anexo B). Finalmente, en esta zona, se tiene un período en que tanto Algarrobo como Tamarugo emitieron un rango similar de volumen (~0,07–0,09 y ~0,08–0,09 km<sup>3</sup> respectivamente) en que las últimas fases eruptivas presentan un menor volumen (~0,04 y 0,05 km<sup>3</sup> respectivamente) (Fig. 5.1b; Tabla A.2, Anexo A; Fig. B.1, Anexo B).

Además, se tiene que Chachacoma, Tamarugo y Algarrobo presentan altos espesores promedio en los flujos de lava (68, 60 y 54 m respectivamente), mientras que Romerillo solo 26 m (Fig. 4.2b; Tabla A.3, Anexo A). Ahora bien, las fases eruptivas de mayor ancho corresponden a Chachacoma y Romerillo (606 y 546 m respectivamente), mientras que este último presenta la fase de menor extensión (0,9 km) (Fig. 4.2b–d; Tabla A.3, Anexo A; Fig. B.1, Anexo B). Esto tiene sentido pues este centro está definido como un *coulée*, mientras que Tamarugo, Chachacoma y Algarrobo exhiben extensiones promedio similares en sus fases (~3,19, ~3,11 y ~2,74 km respectivamente), pero que contrastan de manera notoria con Romerillo (Fig. 4.2d; Tabla A.3, Anexo A). Por otra parte, Chachacoma presenta, en promedio, los flujos de lava más viscosos, de mayor tiempo de emplazamiento y con la mayor tasa eruptiva de ellos (~5,6·10<sup>10</sup> Pa·s, 2 años y 3,5 m<sup>3</sup>/s respectivamente) (Fig. 4.3a; Tabla A.4, Anexo A). Esto se puede explicar con que el último flujo (L3, ~1,4·10<sup>11</sup> Pa·s) de este centro tiene una viscosidad de un orden de magnitud mayor a L1 (~3·10<sup>10</sup> Pa·s) y dos órdenes de magnitud a L2 (~9,7·10<sup>9</sup> Pa·s) (Tabla A.4, Anexo A; Fig. B.5, Anexo B). Además, L3 presenta un mayor tiempo de emplazamiento, sin embargo, no está muestreado, pero se esperan composiciones más evolucionadas que las dos fases primeras en emitirse. Por otro lado, los flujos de lava de Algarrobo presentan viscosidades similares a las dos primeras fases eruptivas de Chachacoma. Esto puede explicar que este último centro presenta una viscosidad promedio mayor que Algarrobo, pese a que éste último tengan los flujos de lava con mayores contenidos de sílice.

Algarrobo presenta, en general, una mayor cantidad de cristales de anfíbol de la zona (2, 10, 15, 20 y 30% del total de macrocristales en L1, L2, L3, L4 y L5 respectivamente) y menor de minerales opacos (Tabla A.5; Anexo A), mientras que Tamarugo presenta una mineralogía que la mayor parte está constituida por minerales opacos y clinopiroxeno, y bajas cantidades de anfíbol. Por otra parte, Chachacoma parece tener un comportamiento parecido al de Tamarugo, reflejado en su mineralogía, donde L1 presenta 60 y 40% (con respecto al total de macrocristales) de clinopiroxeno y minerales opacos respectivamente, y en L2 65 y 5% respectivamente de estos minerales. Esto indica que Algarrobo da cuenta de minerales asociados a magmas evolucionados con respecto a los otros centros del sector.

Esta zona presenta una evolución composicional de Chachacoma a Algarrobo y un posterior descenso en el contenido de sílice en Tamarugo (Fig. 5.2b). Las fases eruptivas de Chachacoma no presentan una variación significativa en el contenido de sílice (~62% en peso), mientras que los flujos de lava de Algarrobo tienen un mayor rango composicional (~62,4–64,2% en peso) donde la primera a la tercera fase se muestra un descenso en el contenido de SiO<sub>2</sub>, y L4 refleja un aumento en el contenido de sílice, con un posterior descenso en el último flujo de lava emitido (Fig. 5.2b; Tabla A.7, Anexo A). Por otro lado, Tamarugo (~59,9–60,9% en peso de SiO<sub>2</sub>) muestra una incipiente diferenciación magmática de L1 a L2 y una posterior disminución (Fig. 5.2b; Tabla A.7, Anexo A). Además, Algarrobo tiene los contenidos más bajos de FeO<sup>T</sup>, MgO, TiO<sub>2</sub>, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y MnO de la zona, y casi más altos de K<sub>2</sub>O (Fig. 4.16; Tabla A.7, Anexo A). Por otra parte, Tamarugo tiene de los valores más altos de FeO<sup>T</sup>, MgO, TiO<sub>2</sub>, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y MnO de la zona, y más bajos de K<sub>2</sub>O (Fig. 4.16; Tabla A.7, Anexo A). A su vez, Chachacoma presenta contenidos similares de TiO<sub>2</sub> y K<sub>2</sub>O con Algarrobo, pero también exhibe valores de MgO parecidos con Tamarugo y, en general, tiene características intermedias de la zona (Fig. 4.16; Tabla A.7, Anexo A). Esto sugiere una diferenciación del magma en el período de formación de Chachacoma–Algarrobo y un posterior input de magma menos evolucionado para la formación de Tamarugo. Es importante mencionar que tanto la fase de Romerillo como el tercer flujo de Chachacoma no han sido muestreados.

### 5.1.3 PARTE ORIENTAL-NORTE

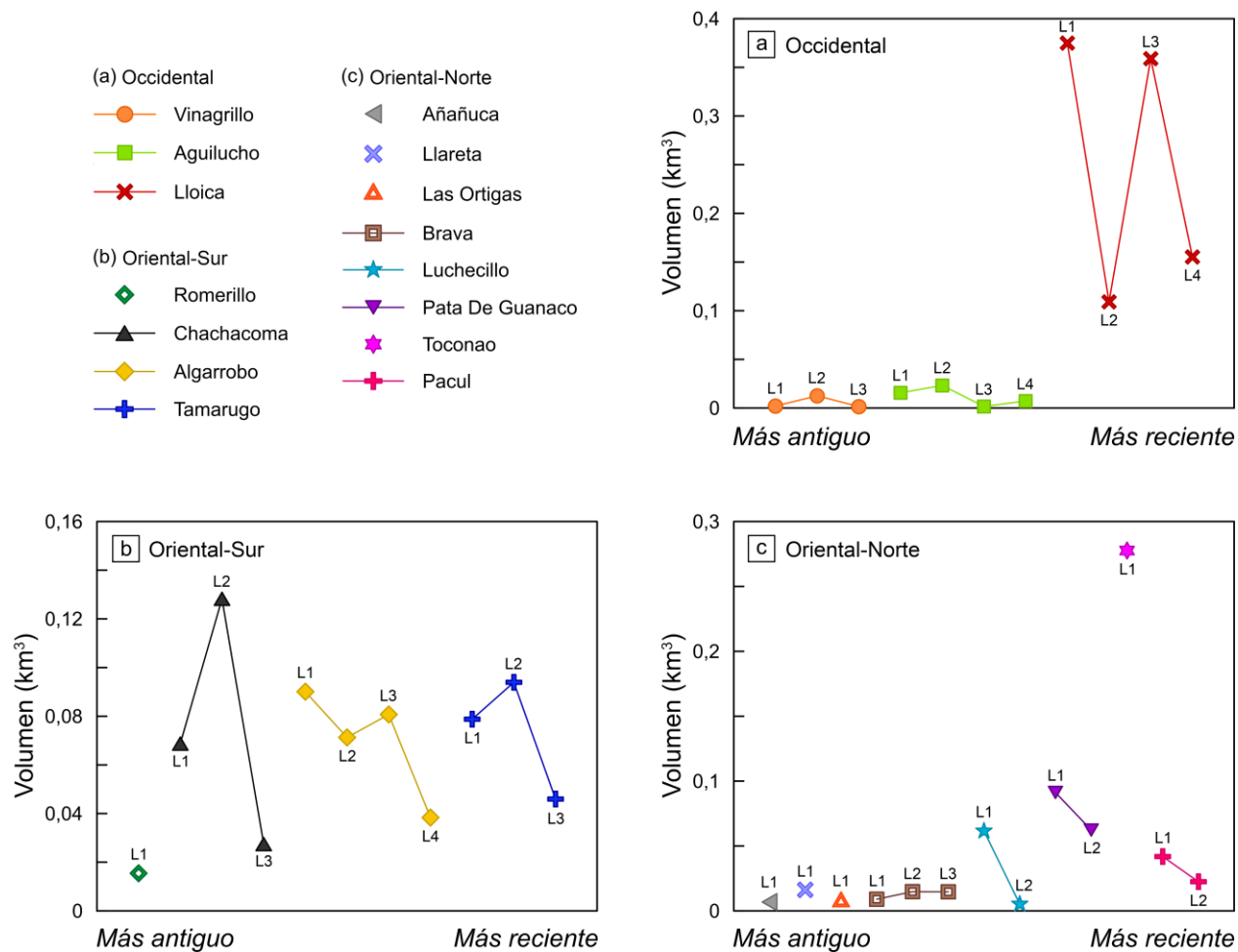
Esta última zona está compuesta por Añañuca, Llaretta, Las Ortigas, Brava, Luchecillo, Pata De Guanaco, Toconao y Pacul. Muestra una tendencia, en general, ascendente en cuanto al volumen emitido con el tiempo (Fig. 5.1c). Los cuatro primeros centros eruptivos en formarse produjeron volúmenes de flujos de lava similares ( $\sim 0,01 \text{ km}^3$  en Añañuca,  $\sim 0,02 \text{ km}^3$  en Llaretta y  $\sim 0,03 \text{ km}^3$  en Las Ortigas), mientras que Luchecillo y Pata De Guanaco (centros posteriores a los cuatro) emitieron volúmenes mayores en sus primeras fases, con tendencia a la baja en los últimos flujos (Figs. 4.2a y 5.1c; Tabla A.2, Anexo A; Fig. B.1, Anexo B). Toconao es el centro eruptivo de mayor volumen emitido ( $\sim 0,28 \text{ km}^3$ ), lo que posiblemente corrobora la tendencia de un aumento del volumen, respecto al tiempo, de los otros centros eruptivos (Figs. 4.2a y 5.1c; Tabla A.2, Anexo A; Fig. B.1, Anexo B). La excepción es el último centro eruptivo en formarse, Pacul, quien presentó comportamientos similares a Luchecillo y Pata De Guanaco.

Toconao y Pata De Guanaco presentan características morfométricas y reológicas similares, ambos tienen los mayores volúmenes emitidos ( $\sim 0,22$  y  $\sim 0,15 \text{ km}^3$  respectivamente), mayores espesores ( $\sim 44$  m ambos), mayores extensiones de sus flujos ( $\sim 5,7$  y  $\sim 3,9$  km respectivamente) y mayores tasas eruptivas ( $\sim 12,3$  y  $\sim 6,42 \text{ m}^3/\text{s}$  respectivamente) de la parte oriental-Norte (Figs. 4.2a, b-d y 4.3c; Tablas A.2–A.4, Anexo A; Figs. B.1, B.2, B.4 y B.7, Anexo B). Esto puede explicarse debido a que ambos tienen la misma naturaleza de erupción, mediante una fisura. Por otra parte, Llaretta tiene el mayor espesor de esta zona (46 m), uno de los menos anchos ( $\sim 0,24$  km), el de mayor viscosidad ( $\sim 1,2 \cdot 10^{10} \text{ Pa}\cdot\text{s}$ ) y menor tasa eruptiva ( $1,3 \text{ m}^3/\text{s}$ ) de la zona, lo que se infiere como características asociadas a magmas evolucionados (Figs. 4.2b, c y 4.3a y c; Tablas A.3 y A.4, Anexo A; Figs. B.1–B.3, B.5 y B.7, Anexo B).

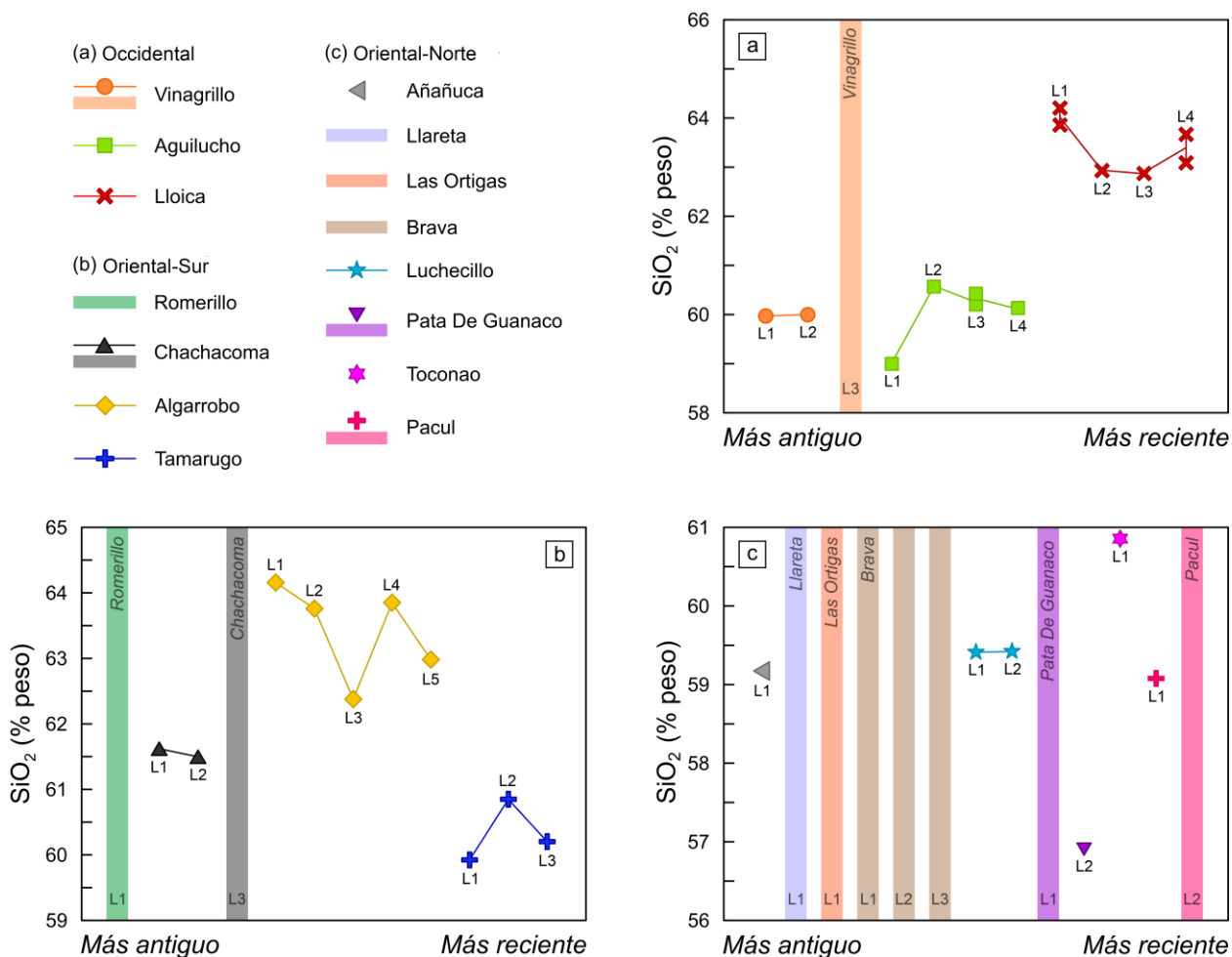
Es complejo realizar un análisis petrográfico y geoquímico de la parte oriental-Norte pues un número importante de fases eruptivas de ella no están muestreadas (Fig. 5.2c; Tablas A.1 y A.5–A.7, Anexo A), sin embargo, se pueden tener en cuenta algunos detalles. Pata De Guanaco tiene en su mayoría, cristales de clinopiroxeno y minerales opacos, lo que sugiere que corresponde a un centro eruptivo poco evolucionado, mientras que Toconao presenta altos contenidos de cuarzo (xenocristal) y bajos de minerales opacos, lo que da cuenta de un comportamiento evolucionado. Ahora bien, Luchecillo contiene abundantes cristales de clinopiroxeno y cuarzo, lo que le da un comportamiento composicionalmente intermedio. Mientras que Añañuca y Pacul presentan, en su mayoría clinopiroxeno, y bajos contenidos de minerales opacos, ambos con 85% en clinopiroxeno con respecto al total de macrocristales, y 10 y 2% de minerales opacos respectivamente (Tabla A.5; Anexo A)

Añañuca y Luchecillo presentan contenidos de sílice similares ( $\sim 59,2$  y  $\sim 59,4\%$  en peso respectivamente), posterior a Luchecillo, Pata De Guanaco representa un descenso considerable en el contenido de sílice, reflejado en la muestra más máfica de todo el sector Norte (L1 no muestreado; L2 con  $\sim 56,9\%$  en peso de  $\text{SiO}_2$ ) (Fig. 5.2c; Tabla A.7, Anexo A). Posterior a ello, se presenta una evolución geoquímica con respecto a la temporalidad de los centros, reflejado por un aumento de  $\sim 4\%$  en peso de  $\text{SiO}_2$  en la formación del centro Toconao (Fig. 5.2c). Finalmente, Pacul muestra una disminución en el contenido de sílice (L1 no muestreado, L2 con  $\sim 59,1\%$  en peso; Fig. 5.2c; Tabla A.7, Anexo A). Pata De Guanaco tiene los contenidos más altos de  $\text{FeO}^T$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  y  $\text{MnO}$ , y más bajos de  $\text{K}_2\text{O}$  (Fig. 4.16; Tabla A.7, Anexo A), por lo que este centro eruptivo podría ser el más máfico de la zona. Por otro lado, Toconao presenta los contenidos más

bajos de  $\text{FeO}^T$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  y  $\text{MnO}$ , siendo el centro más evolucionado composicionalmente de esta zona (Fig. 4.16; Tabla A.7, Anexo A).



**Fig. 5.1.** Diagramas volumen vs. cronología de las fases eruptivas de cada centro presentes en la zona de estudio. (a) Parte occidental. (b) Parte oriental-Sur. (c) Parte oriental-Norte. Los números señalan el orden de la fase emitida (a mayor número, más reciente es el flujo de lava). Es útil recordar que la cronoestratigrafía propuesta de los centros eruptivos y la división en tres partes del sector se mencionan en la sección 4.1.



**Fig. 5.2.** Diagramas SiO<sub>2</sub> vs. cronología de las fases eruptivas de cada centro presentes en la zona de estudio. (a) Parte occidental. (b) Parte oriental-Sur. (c) Parte oriental-Norte. Las barras representan las fases que no han sido muestreadas; que los centros eruptivos Vinagrillo, Chachacoma, Pata De Guanaco y Pacul no tienen todos sus flujos de lava muestreados, mientras que, Romerillo, Llareta, Las Ortigas y Brava no presentan ninguna fase muestreada. Los números representan el orden de la fase eruptiva emitida (a mayor número, más reciente es el flujo de lava). La tercera fase de Aguilucho, y la primera y cuarta de Lloica poseen dos muestras analizadas.

## 5.2 CONTRASTES CON LOS SECTORES CENTRAL Y SUR DE EL NEGRILLAR Y OTROS CENTROS MONOGENÉTICOS

Las investigaciones de Parra-Encalada et al. (2022), Parra-Encalada (2022) y Loaiza (2023) contemplan el estudio de la volumetría, morfometría, reología, petrografía y geoquímica de los flujos de lava del sector Central y Sur del campo volcánico monogenético El Negrillar, por lo que los resultados de estos autores serán fundamentales para una parte de esta sección.

El sector Central del campo volcánico presenta 11 centros eruptivos que comprenden 27 flujos de lava, mientras que el sector Sur tiene 9 centros eruptivos y 21 fases (Parra-Encalada et al., 2022; Parra-Encalada, 2022; Loaiza, 2023). La diferencia en las características de los dos sectores con respecto al Norte se ve reflejada en la volumetría, morfometría, reología y

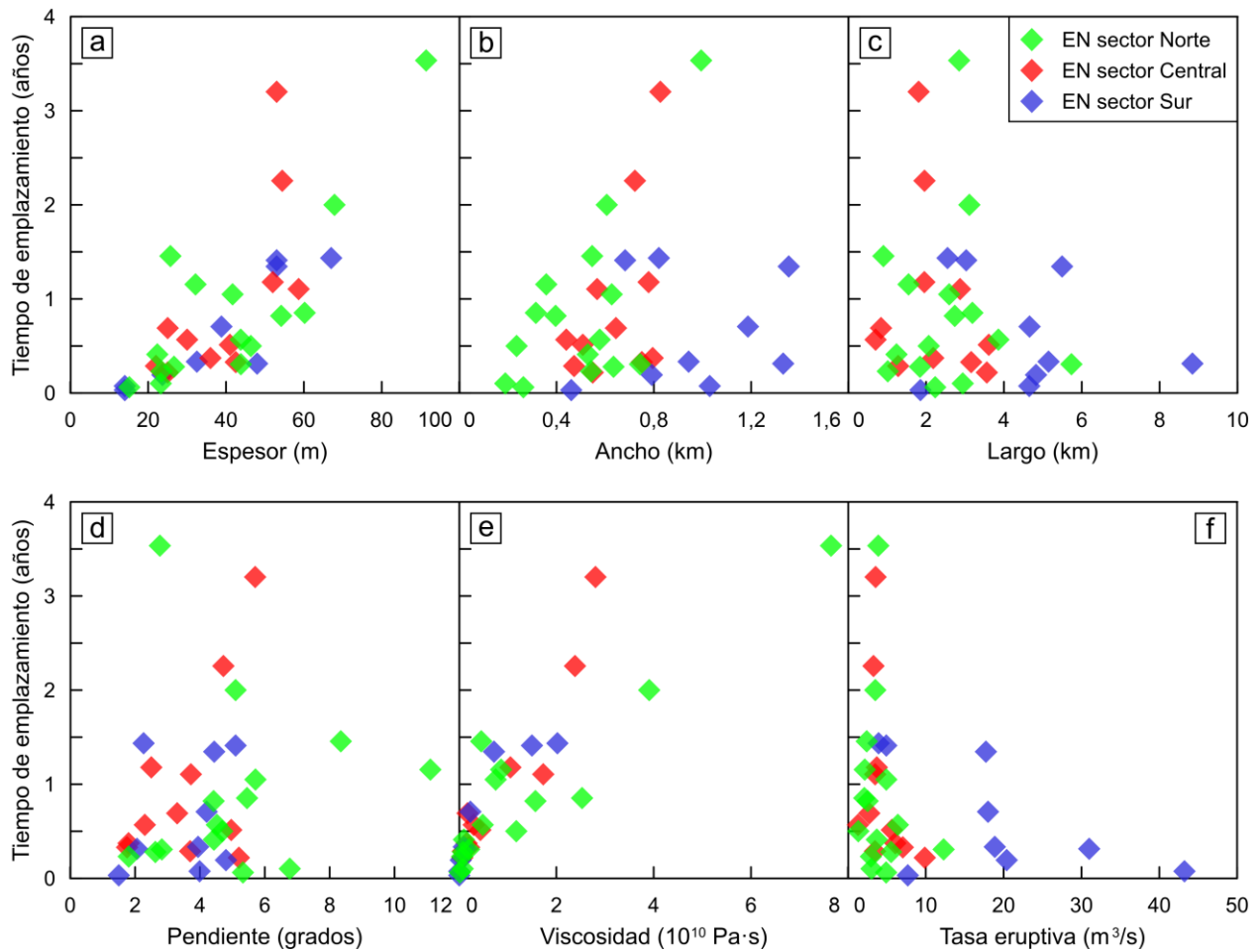
composición geoquímica de las fases eruptivas. Los sectores Central y Sur son levemente menos voluminosos que el Norte ( $\sim 2,3 \text{ km}^3$  para ambos; Parra-Encalada et al., 2022; Parra-Encalada, 2022; Loaiza, 2023). Por otro lado, los centros monogenéticos aledaños a la zona emitieron volúmenes de magma muy bajos si se compara con El Negrillar. Por ejemplo, Cerro Overo emitió un total de  $7,06 \cdot 10^{-4} \text{ km}^3$  de magma, La Albóndiga  $6,17 \cdot 10^{-4} \text{ km}^3$ , El País  $0,179 \text{ km}^3$ , Cerro Tujle  $9,9 \cdot 10^{-5} \text{ km}^3$  y el campo volcánico Tilocálar  $0,26 \text{ km}^3$  (Torres et al., 2021; Ureta et al., 2020; Ureta et al., 2021a; Ureta et al., 2021b). Esto indica que el total erupcionado por el campo volcánico El Negrillar, incluyendo Norte, Central y Sur, es aproximadamente  $10^4$  mayor en promedio que los centros monogenéticos ubicados en la parte sur de la Cuenca del Salar de Atacama, siendo así el campo volcánico monogenético más voluminoso de esta zona.

Además, el sector Norte presenta el centro eruptivo de mayor viscosidad, tiempo de emplazamiento y espesor de lavas promedio de todo el campo volcánico, representado por el centro eruptivo Lloica con  $\sim 1,2 \cdot 10^{11} \text{ Pa}\cdot\text{s}$ ,  $\sim 3$  años y 6 meses y  $\sim 91 \text{ m}$  respectivamente (Fig. 5.3a y e; Tablas A.3 y A.4, Anexo A) (Parra-Encalada et al., 2022). Por otra parte, las lavas que presentan menor viscosidad, tiempo de emplazamiento y espesor promedio están asociadas a un centro eruptivo del sector Sur de El Negrillar (Tomatillos con  $\sim 3,5 \cdot 10^7 \text{ Pa}\cdot\text{s}$ ,  $\sim 12$  días y  $\sim 14 \text{ m}$  respectivamente; Fig. 5.3a y e) (Parra-Encalada et al., 2022; Loaiza, 2023). Las características registradas en Lloica y Tomatillos son comunes en lavas de carácter evolucionado y poco evolucionado respectivamente. De manera general, se puede establecer que el sector Sur presenta, en su gran mayoría, las lavas con mayor ancho, de mayor extensión longitudinal, además de presentar las mayores tasas de emisión de lava (Fig. 5.3b, c y f) de todo el campo de lavas. En cambio, en una forma genérica, el sector Central parece mantener tendencias similares en todos sus parámetros al Norte, sin embargo, la parte Norte sigue destacando en cuanto al espesor, pendiente de lavas y viscosidad como las más altas (Fig. 5.3a, d y e), por lo que la zona Central parece tener un carácter intermedio, pero más cercano al Norte, morfológica y reológicamente hablando. De acuerdo con los valores calculados por Parra-Encalada et al. (2022), Parra-Encalada (2022), Loaiza (2023) y este estudio, la tasa eruptiva del sector Central es levemente mayor que en el Norte ( $\sim 4,57$  y  $\sim 4,12 \text{ m}^3/\text{s}$  respectivamente), por lo que este parámetro disminuye de Sur a Norte, al igual que el ancho y largo de los flujos de lava. Esto puede dar un indicio de lavas más fluidas y menos viscosas en el sector Sur, con un aumento hacia el Norte de lavas con características más evolucionadas y con dificultad de fluir. El estudio de Parra-Encalada et al. (2022) señala que, si bien el sector Norte presenta los flujos emplazados en terrenos con mayor inclinación, los flujos más extensos (largos) los posee el Sur (Fig. c y d), por lo que la pendiente no podría ser un factor determinante en el alcance de las fases eruptivas como sí lo podría ser la viscosidad.

Petrográficamente, el sector Norte está caracterizado por presentar rocas con los mayores contenidos de anfíbol, cuarzo (xenocristal), y los más bajos de ortopiroxeno, olivino (casi nulo) y minerales opacos de todo El Negrillar. Además, contiene los macrocristales de mayor tamaño y mayor en abundancia. Esto último, junto con que este sector exhibe el mayor volumen de vesículas y más irregulares, sugiere tasas lentas de enfriamiento del magma y liberaciones caóticas de gases (burbujas), típico en erupciones de magmas más viscosos ricos en sílice. Caso contrario ocurre en los otros dos sectores del campo volcánico, en particular el sector Sur, el cual está caracterizado por exhibir los mayores contenidos de cristales de olivino y los menores en anfíbol (Loaiza, 2023). Además, tanto el sector Central como el Sur presentan bajo porcentaje de fenocristales y de menor tamaño, y bajo contenido de vesículas, de menor tamaño y más regulares (Parra-Encalada, 2022; Loaiza, 2023). Todo esto indica que ambos sectores están asociados a magmas relativamente pobres en sílice y menos viscosos. Los centros monogenéticos aledaños a la zona de estudio presentan baja variedad mineralógica en sus productos con respecto al sector Norte, donde el



piroxeno y la plagioclasa son las principales fases minerales y, en algunos productos volcánicos más máficos, está también presente el olivino (e.g., Cerro Overo y La Albóndiga; Ureta et al., 2021b).

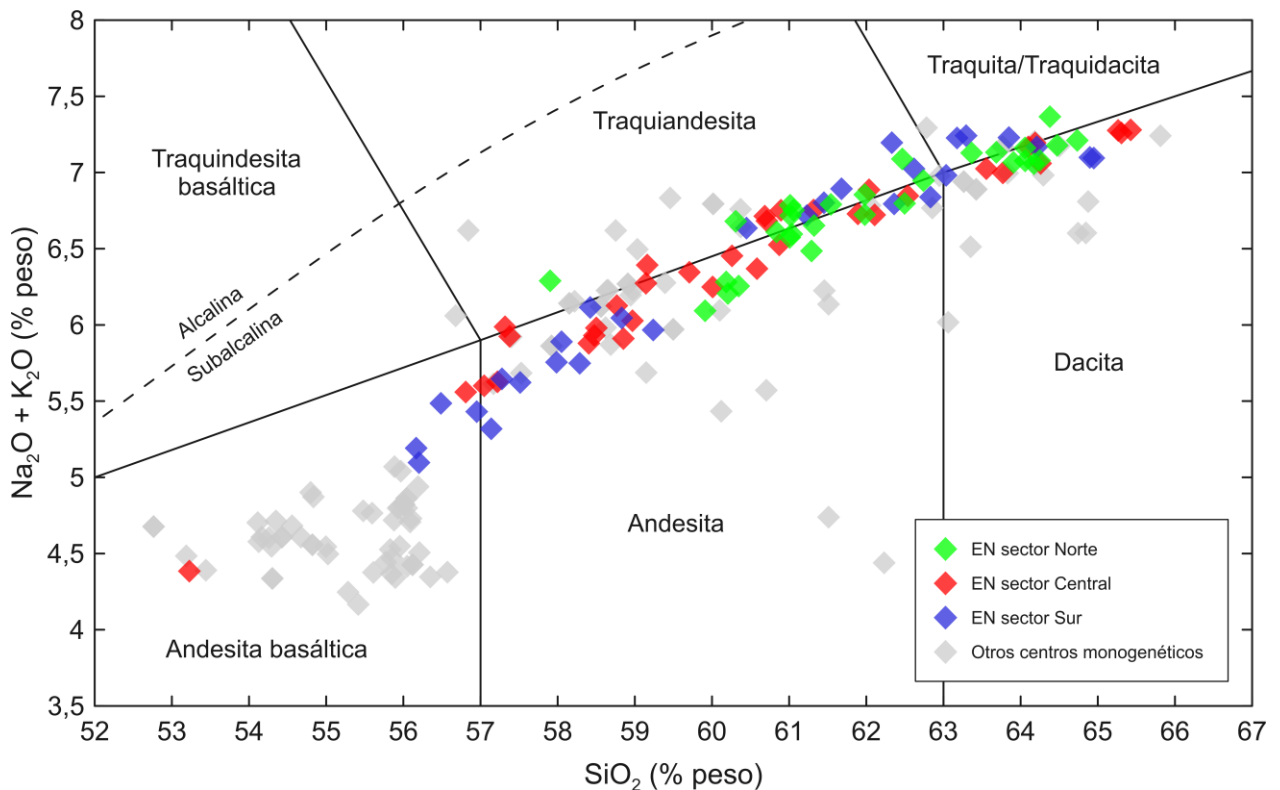


**Fig. 5.3.** Gráficos de tiempo de emplazamiento promedio versus parámetros morfométricos y reológicos promedio (espesor (a), ancho (b), largo (c), pendiente (d), viscosidad (e), tasa eruptiva (f)) de los centros eruptivos del sector Norte de El Negrillar (EN) correspondiente a este estudio y sectores Central y Sur (Parra-Encalada et al., 2022; Parra-Encalada, 2022; Loaiza, 2023).

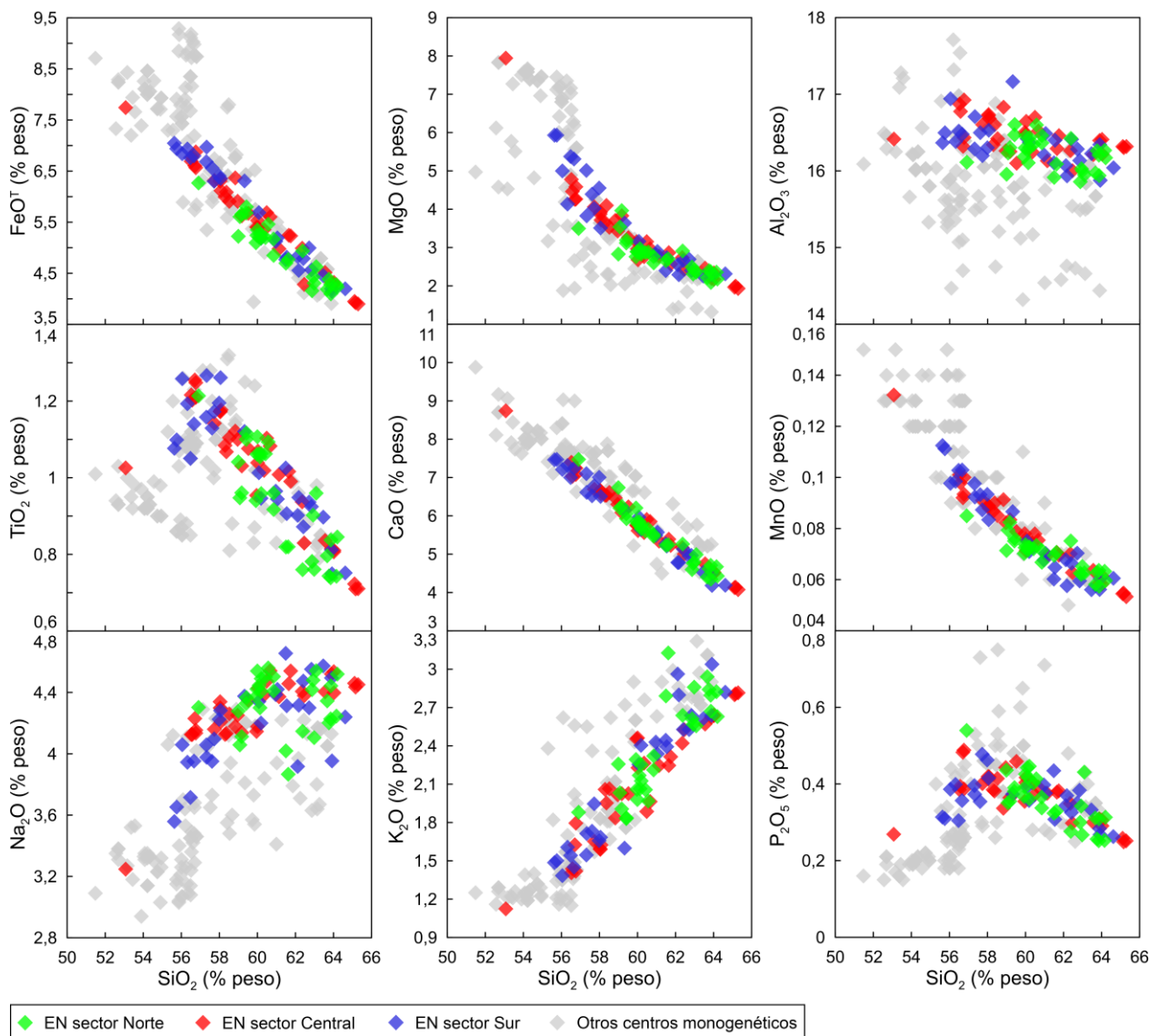
En cuanto a la geoquímica, los sectores Central y Sur exhiben rocas de composición andesita basáltica a dacítica (Fig. 5.4). Esto da cuenta de que dichos sectores presentan rangos más amplios de  $SiO_2$  que el Norte y, en su mayoría, corresponden a los contenidos más bajos de sílice y de álcalis ( $Na_2O + K_2O$ ) de todo El Negrillar (Fig. 5.4). Los centros monogenéticos cercanos al sector Norte presentan rocas de composición andesita basáltica a andesítica (excluyendo la fase félsica de centro eruptivo El Maní, correspondiente al campo volcánico Tilocálar; Fig. 5.4a; Ureta et al., 2021b). Por lo tanto, se puede decir que el rango composicional de aquellos centros, al igual que el de la zona de estudio, es acotado pero comprende composiciones más máficas. En general, el sector Norte tiene los contenidos más bajos de  $FeO^T$ ,  $MgO$ ,  $TiO_2$ ,  $CaO$  y  $MnO$ , y los más altos de  $Na_2O$  y  $K_2O$ , lo que indica que corresponden a los magmas más evolucionados del campo volcánico (Fig. 5.5). En cambio, los sectores Central y Sur se comportan de manera inversa (Fig. 5.5), dando

cuenta de flujos de lava de composiciones menos evolucionadas (levemente más el sector Sur). Ahora bien, los centros monogenéticos aledaños al sector Norte muestran los mayores contenidos de  $\text{FeO}^T$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{MnO}$  de todo el campo de El Negrillar, pero contenidos intermedios de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  (Fig. 5.5), lo que indica magmas de comportamientos menos evolucionados que el campo volcánico.

En general, los productos del sector Norte presentan las características físicas, petrográficas y geoquímicas asociadas a los magmas más evolucionados del campo volcánico. El sector Sur, en cambio, exhibe las características asociadas a los magmas menos evolucionados de El Negrillar. Por otra parte, el sector Central muestra un comportamiento intermedio, con características físicas similares al sector Norte, y petrográficas y geoquímicas similares al sector Sur. Con ello, se puede observar un aumento de S–N de las características asociadas a magmas evolucionados. Estas observaciones dan una idea de la existencia de magmas de composiciones relativamente similares, pero con grados de diferenciación levemente distintos, y que se han emitido a lo largo del tiempo en este campo volcánico.



**Fig. 5.4.** Diagrama TAS (Total Alkali vs. Silica) con las muestras utilizadas en este estudio (Modificado de Le Bas et al., 1986), de los sectores Central y Sur de El Negrillar (EN) (Parra-Encalada et al., 2022; Parra-Encalada, 2022; Loiza, 2023), y de otros centros monogenéticos ubicados en la Cuenca del Salar de Atacama tales como Cerro Overo, La Albóndiga, Cerro Tujle, El País, Tilocálar Norte y el campo volcánico Tilocálar (Ureta et al., 2020; Torres et al., 2021; Ureta et al., 2021a; Ureta et al., 2021b). La línea segmentada corresponde a la divisoria de los campos de las rocas alcalinas y subalcalinas, según Irvine y Baragar (1971).



**Fig. 5.5.** Diagramas bivalentes Harker de elementos mayores versus  $\text{SiO}_2$  de las muestras de los tres sectores de El Negrillar (EN) (Parra-Encalada et al., 2022; Parra-Encalada, 2022; Loaiza, 2023) y de otros centros monogenéticos ubicados en la Cuenca del Salar de Atacama tales como Cerro Overo, La Albóndiga, Cerro Tujle, El País, Tilocálar Norte, Tilocálar Sur y El Maní (Ureta et al., 2020; Torres et al., 2021; Ureta et al., 2021a; Ureta et al., 2021b).  $\text{FeO}^T$  corresponde al FeO total.

### 5.3 MODELACIÓN DE DIFERENCIACIÓN MAGMÁTICA PARA EL NEGRILLAR Y CONSIDERACIONES FINALES

A primera impresión, la existencia de una tendencia de S–N o viceversa podría sugerir una diferenciación del magma, donde el parental podría pertenecer a los sectores Central o Sur. De acuerdo con esta idea, la muestra menos evolucionada recolectada de El Negrillar podría representar la composición más cercana al magma parental del campo. Y, a medida que el magma se va diferenciando por procesos magmáticos como la cristalización fraccionada y asimilación

cortical, se generan magmas más evolucionados que pueden haber erupcionado en el sector Norte de El Negrillar. Sin embargo, no se puede establecer una relación temporal directa con la tendencia S–N, puesto que el campo no está datado por completo. No obstante, en esta sección se va a discutir qué procesos magmáticos podrían explicar la variabilidad composicional de los magmas que construyeron el campo volcánico, considerando que todos provienen de un mismo magma parental.

Para explicar el rango composicional de los magmas que formaron los centros eruptivos de El Negrillar y de su sector Norte, se crea un modelo de diferenciación magmática asociada al proceso de cristalización fraccionada mediante el software Rhyolite-MELTS v1.2.0 (Gualda et al., 2012). En él se trabajan datos geoquímicos y parámetros termodinámicos asociados al magma del cual se quiere modelar dicho proceso. Para estos efectos, el software considera como *inputs* una temperatura y presión inicial y final del magma que se está diferenciando. Además, considera una variación de la presión con respecto a la temperatura ( $dP/dT$ ), un *buffer* de fugacidad de oxígeno, un contenido de H<sub>2</sub>O disuelta inicial y los contenidos de elementos mayores del magma parental. El modelo se realiza mediante una iteración de temperatura y presión, por lo que esta iteración termina en la temperatura final ingresada. Cada cierto °C definido en la iteración, se obtienen como *outputs* la composición y condiciones del magma remanente, junto con las fases minerales que se han fraccionado. Con ello, se construye una curva o *trend* que representa la composición del fundido residual (en inglés se dice LLD – *liquid line of descent*) del proceso de cristalización fraccionada que se está modelando. El análisis de la curva se efectúa mediante diagramas bivariantes, con el fin de estudiar las variaciones de los elementos mayores versus un elemento como índice de diferenciación, como el MgO. Dicho análisis es complementado con la información obtenida de los minerales fraccionados, tales como la geoquímica mineral y las condiciones termodinámicas del magma donde se fraccionaron.

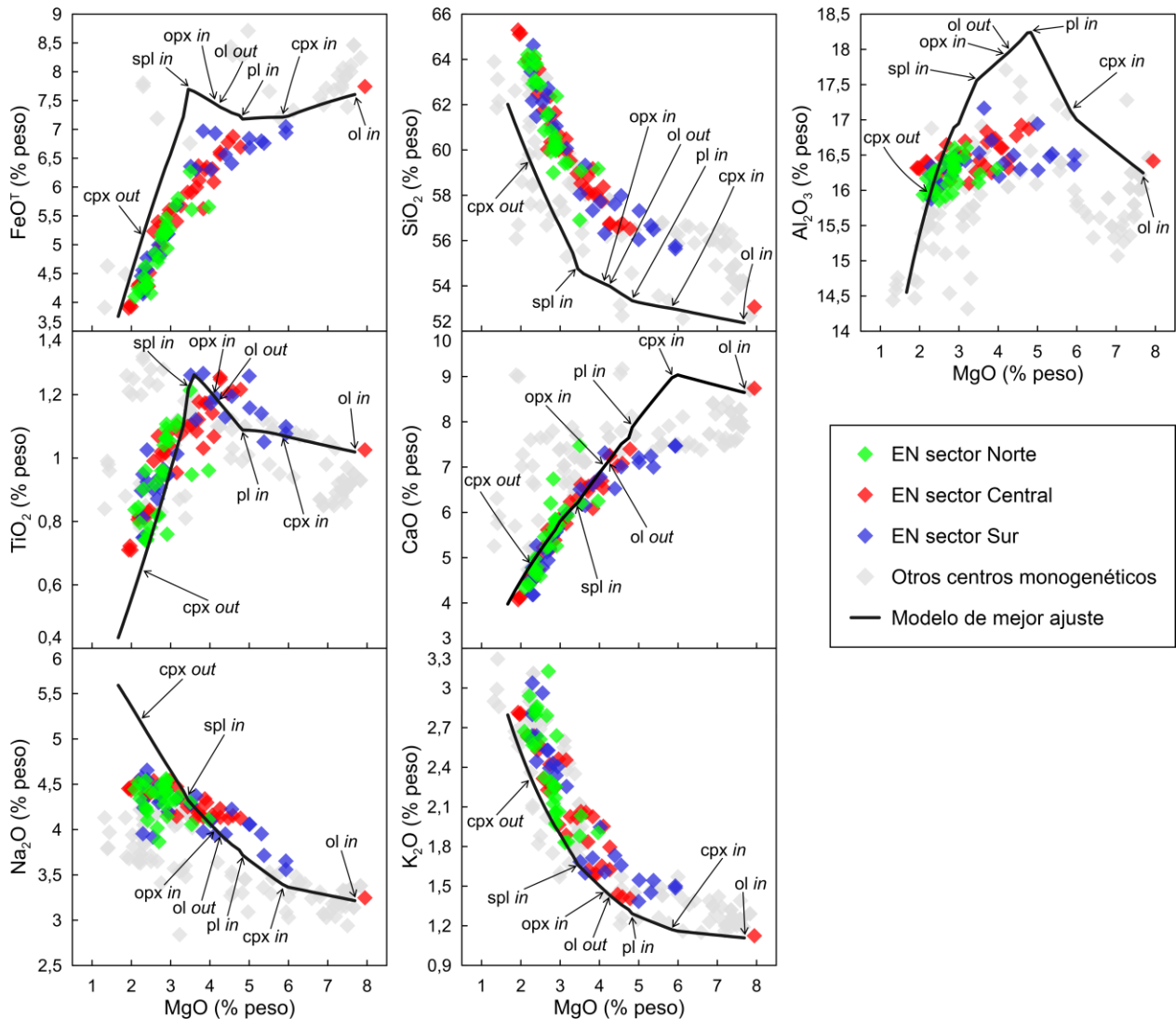
Los contenidos de elementos mayores iniciales del magma parental que se utilizan para la construcción del modelo corresponden a los de la muestra NEG-19. Dicha muestra corresponde a la fase L1 del centro eruptivo Blanca del sector Central de El Negrillar (~53,1% en peso de SiO<sub>2</sub>, ~7,9% en peso de MgO; ~1% en peso de TiO<sub>2</sub>, ~16,4% en peso de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, ~7,7% en peso de FeO<sup>T</sup>, ~8,7% en peso de CaO, ~3,3% en peso de Na<sub>2</sub>O y ~1,1% en peso de K<sub>2</sub>O; Fig. 5.6; Parra-Encalada et al., 2022; Parra-Encalada, 2022). Esta muestra es escogida con el fin de trabajar con la composición más máfica de El Negrillar y así emular la diferenciación del magma parental que representa esta muestra, comparándolo con las composiciones del campo volcánico. Se prueban rangos de temperatura de 1200–800°C, rangos de presión de 500–150 MPa, un *buffer* REDOX de QFM, contenidos de H<sub>2</sub>O disuelta en el magma de 2–6% en peso. Estos rangos fueron escogidos en base a estudios previos cercanos a El Negrillar y que se encuentran dentro del Complejo Volcánico Altiplano-Puna (CVAP) en los cuales se estimaron, mediante diversos métodos, las condiciones de presión y temperatura, junto con la fugacidad de oxígeno y contenido de H<sub>2</sub>O disuelto en el magma (e.g., Martínez, 2014; Stechern et al., 2017; Gorini et al., 2018; Burns et al., 2020).

Finalmente, el modelo de mejor ajuste, expuesto en la Fig. 5.6, considera un magma parental en el cual se fraccionaron fases minerales a un rango de temperatura de **1200–950°C**, un rango de presión de **350–225 MPa** asociado a un rango de profundidad de **~14,5–9 km** (según Cas y Simmons, 2018), un rango de fugacidad de oxígeno ( $\log f_{O_2}$ ) de **~–8––11,5**, y contenidos de H<sub>2</sub>O disuelta en el magma de **~2–5,1% en peso** (Tabla A.8; Anexo A). Las fases minerales que se fraccionaron (con su respectiva temperatura de fraccionamiento) son el **olivino** (1200–1085°C), **clinopiroxeno** (~1135–995°C), **feldespato** (1105–950°C), **ortopiroxeno** (~1080–950°C) y **espinela** (~1050–950°C) (Fig. 5.6; Tabla. A.8, Anexo A). Este modelo es el que mejor se ajusta a

las composiciones de los magmas de El Negrillar, además de que presenta las condiciones más óptimas considerando las fases que cristalizaron y sus temperaturas respectivas (Fig. 5.6; Tabla 8, Anexo A). Ahora bien, mediante los *outputs* obtenidos, junto con las curvas del modelo de mejor ajuste (Fig. 5.6), se pueden establecer las condiciones termodinámicas y geoquímicas del magma y las fases minerales que se fraccionaron, dentro del rango de MgO de los magmas del sector Norte. Estas condiciones consideran un rango de temperatura de 1075–985°C, un rango de presión de 287,5–242,5 MPa asociado a un rango de profundidad de ~12–10 km (según Cas y Simmons, 2018), un rango de fugacidad de oxígeno ( $\log fO_2$ ) de ~-9,6–-10,9, y contenidos de H<sub>2</sub>O disuelta en el magma de ~2,7–4,4% en peso. Las fases minerales que se fraccionaron (con su respectiva temperatura de fraccionamiento) son el clinopiroxeno (1075–995°C), feldespato (~1075–985°C), ortopiroxeno (~1075–985°C) y espinela (~1050–985°C). La espinela, de acuerdo con la base de datos entregada por el software, está representada por la misma, más ulvoespinela, magnetita y hercinita. Ahora bien, el *output* del clinopiroxeno fraccionado en el modelo de mejor ajuste muestra dos fases de este mineral para una misma temperatura. Además, una de las dos fases de este mineral presenta una geoquímica que no coincide con la del clinopiroxeno, independiente de su variedad, sino más bien con la del anfíbol. Sin embargo, el software presenta una base de datos termodinámica tal, que dicho mineral no puede ser reproducido por este. Por lo tanto, considerando que una gran parte de las muestras recolectadas de El Negrillar presenta este mineral, se puede decir que el modelo de mejor ajuste podría considerar un fraccionamiento de este mineral, a una temperatura de 1055°C. Esta temperatura es coherente con el % en peso de H<sub>2</sub>O disuelta que se tiene el magma al momento de aparecer el anfíbol (mediante el ajuste explicado anteriormente). Esto debido a que se tiene un aumento de este contenido con la diferenciación, en que, al momento de aparecer el anfíbol, el contenido de agua es de ~3% en peso.

En la Fig. 5.6 se observa el *trend* del modelo de cristalización fraccionada polibárico seleccionado para cada elemento mayor, donde los contenidos de SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, y en menor medida el FeO<sup>T</sup>, no muestran un correcto ajuste con las muestras. El *trend* del modelo asociado a este último elemento presenta un *peak* que tiene relación con un previo incremento de FeO<sup>T</sup> debido al fraccionamiento de feldespato (*fsp in*) y un posterior descenso asociado al fraccionamiento de minerales opacos (*spl in*), en este caso ulvoespinela, magnetita y hercinita (Fig 5.6). Por otro lado, la curva del modelo en el SiO<sub>2</sub> presenta un desplazamiento vertical con respecto a los magmas de El Negrillar (Fig 5.6). Es importante mencionar que en la *gap* composicional existente entre la muestra NEG-19 (inicial del magma parental) y las otras del mismo campo volcánico, puede no existir información petrológica en el cual se pueda comparar con lo obtenido en el modelo. En general, el modelo de mejor ajuste, no solo se correlaciona de manera correcta con las muestras de los sectores Norte, Central y Sur, sino que también con la de los centros monogenéticos aledaños a El Negrillar. De hecho, se puede observar que la curva del SiO<sub>2</sub> versus MgO del modelo se ajusta de mejor forma que las muestras de este campo volcánico. De manera específica, este modelo se puede comparar con los datos termobarométricos de Martínez (2014). En particular, se tienen condiciones pre-eruptivas a partir de anfíboles del Cerro Lavas de Chao, perteneciente al CVAP, donde muestran contenidos de H<sub>2</sub>O disuelta en el magma igual a 5,2% en peso (Martínez, 2014). Y, en la modelación realizada, los contenidos de este volátil alcanzan los 5,1% en peso, por lo que se tienen condiciones similares para el anfíbol que se encuentra presente en las muestras de El Negrillar. Además, este mismo mineral muestra presiones de 220 MPa (Martínez, 2014), mientras que la presión obtenida en la modelación, y que está asociada a los 5,1% en peso de H<sub>2</sub>O, es de 225 MPa, por lo que son valores muy cercanos. Por otro parte, el estudio de Burns et al. (2020) considera condiciones termodinámicas asociadas al estudio de olivinos del Cerro Chascón (que se ubica dentro del CVAP), que indican temperaturas de 1274–1245°C similares a las del fraccionamiento de este mineral en el modelo construido. De manera paralela, las temperaturas de

crystalización de clinopiroxenos en la misma zona, indica un rango de 1170–1110°C (Burns et al., 2020), en el cual el modelo reproduce dicho mineral dentro de ese rango de temperatura.



**Fig. 5.6.** Diagramas bivariantes (vs. MgO) que contienen las muestras de este estudio, del sector Central y Sur de El Negrillar (EN) (Parra-Encalada et al., 2022; Parra-Encalada, 2022; Loaiza, 2023), de otros centros monogenéticos ubicados en la región del Salar de Atacama tales como tales como Cerro Overo, La Albóndiga, El País, Cerro Tujle y el campo volcánico Tilocálar (Ureta et al., 2020; Torres et al., 2021; Ureta et al., 2021a; Ureta et al., 2021b), y del modelo de mejor ajuste de diferenciación magmática de un magma parental que pasa por el proceso de cristalización fraccionada, mediante el software Rhyolite-MELTS 1.2.x (Gualda et al., 2012). Las condiciones del modelo son de 1200–950°C, 350–225 MPa, ~14,5–9 km, ~8–11,5 (log  $f_{O_2}$ , *buffer* QFM) y ~2–5,1% en peso de H<sub>2</sub>O. Los contenidos de elementos mayores iniciales del magma parental están asociados a la muestra NEG-19 (Parra-Encalada et al., 2022; Parra-Encalada, 2022). FeO<sup>T</sup> corresponde al FeO total. ol: olivino, cpx: clinopiroxeno, pl: plagioclasa, opx: ortopiroxeno, spl: espinela. Las abreviaturas mineralógicas se utilizaron de acuerdo con Whitney y Evans (2010). Los términos *in* y *out* corresponden al comienzo y término del fraccionamiento de la fase mineral respectivamente, en el modelo.

Con el modelo de mejor ajuste se puede comprobar que los magmas que formaron los centros eruptivos de El Negrillar se pueden relacionar por un proceso de cristalización fraccionada a partir de varios magmas parentales similares entre sí. Con ello, se tienen magmas composicionalmente similares entre sí, pero con leves grados de diferenciación distintos. En este caso se puede decir que, a partir de magmas parentales, los cuales se estuvieron diferenciando a lo largo del tiempo, fueron alimentando a los centros eruptivos de todo el campo volcánico. Sin embargo, no existe necesariamente una correlación de la composición química de los magmas de los centros eruptivos con respecto a la cronoestratigrafía definida. Por ejemplo, Tamarugo, que corresponde al centro eruptivo más reciente del sector oriental-Sur, no es el más evolucionado de esa zona (Fig. 5.2b). A su vez, Pata De Guanaco, el cual es más reciente que Luchecillo, es menos evolucionado composicionalmente que él (Fig. 5.2c). Esto hace inferir que los magmas parentales alimentaron a posibles reservorios que formaron a los centros eruptivos de El Negrillar, junto con procesos de recarga magmática de composiciones similares a los magmas parentales a lo largo del tiempo. De hecho, esto puede ser explicado mediante varios modelos de cristalización fraccionada asociados a cada magma parental. Ahora bien, estos magmas también pasaron por procesos de asimilación cortical, y esto puede ser demostrado a partir de dos evidencias: (i) la presencia de xenocristales de cuarzo en algunos flujos de lava del sector Norte, relacionada con el espesor cortical en que el magma se fue desplazando. (ii) la falta de ajuste del modelo para el  $\text{SiO}_2$  y el  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , donde el primero muestra, de manera clara, un menor contenido de sílice con respecto a las muestras de El Negrillar. Por lo tanto, se propone que los centros eruptivos del sector Norte de El Negrillar (y de todo el campo) se formaron a partir de varios magmas parentales que experimentaron procesos de diferenciación magmática tales como la cristalización fraccionada y asimilación cortical, junto con períodos de recarga máfica a lo largo del tiempo.

Ahora bien, como este modelo es teórico, no necesariamente estaría representando las condiciones exactas del magma. No obstante, este modelo es el "primer paso" que permitirá estudiar la química mineral y así poder cuantificar de manera más precisa los parámetros termodinámicos tales como las temperaturas, presiones, contenidos de agua y fugacidades de oxígeno, mediante geotermobarómetros. Además, permitirá estudiar la geoquímica de roca total de elementos traza e isótopos, con el fin de constreñir de mejor forma la importancia de la cristalización fraccionada versus la asimilación cortical.

## 6. CONCLUSIONES

El sector Norte presenta características asociadas a los magmas más evolucionados del campo volcánico monogenético El Negrillar. En particular esta zona tiene más del 50% del volumen emitido en traquitas y dacitas, mientras que menos de la mitad del volumen en andesitas y traquiandesitas. Los flujos de lava de este sector son los más espesos, más viscosos, de mayor tiempo en emplazarse, y los menos anchos, de menores extensiones y de menores tasas eruptivas de todo el campo volcánico. Presentan los mayores porcentajes de macrocristales de anfíbol y cuarzo, y menores de ortopiroxeno, minerales opacos y casi nulos de olivino, además de poseer los mayores porcentajes en volumen de vesículas y con los mayores tamaños. El sector Norte, además, tiene los contenidos de elementos mayores asociados a los magmas más evolucionados del campo y el rango composicional más pequeño del campo. Esta característica muestra un *trend* que va de S–N asociado a un aumento de las condiciones de magmas más evolucionados. Los centros monogenéticos cercanos al sector Norte son muy poco voluminosos si se compara con éste, y presentan características petrológicas y geoquímicas asociadas a magmas menos evolucionados que El Negrillar. Los volúmenes emitidos por los centros eruptivos del sector Norte son mucho mayores que los aledaños a la zona, además que estos últimos presentan rangos composicionales más amplios y más máficos.

La modelación de cristalización fraccionada del magma parental ocurre a un rango de temperatura de 1200–950°C, un rango de presión de 350–225 MPa asociado a un rango de profundidad de ~14,5–9 km, un rango de fugacidad de oxígeno (*buffer* QFM en  $\log fO_2$ ) de ~-8–11,5, y con contenidos de H<sub>2</sub>O disuelta en el magma de ~2–5,1% en peso. Las fases minerales que fraccionan (con sus respectivos rangos de temperatura) son el olivino (1200–1085°C) clinopiroxeno (1075–995°C), feldespato (1075–950°C), ortopiroxeno (1080–950°C) y espinela (1050–950°C). Este modelo permite obtener una correcta aproximación a las composiciones de los magmas de El Negrillar. Además, demuestra que los centros eruptivos del campo volcánico corresponden a magmas provenientes de varios magmas parentales, que pasaron por procesos de diferenciación magmática tales como la cristalización fraccionada y asimilación cortical, junto con períodos de recarga magmática de composiciones similares a los parentales, a lo largo del tiempo. Los valores termodinámicos obtenidos por la modelación se pueden comparar con otros estudios termobarométricos recientes dentro del Complejo Volcánico Altiplano-Puna, mostrando congruencias con ambos datos. Esta modelación es el “primer paso” para entender la evolución magmática y, a futuro, esto puede ser complementado con estudios de geotermobarometría, y estudios geoquímicos de elementos traza e isótopos. Ello permitirá cuantificar de mejor forma los procesos involucrados en la génesis y evolución magmática, junto con las condiciones pre-eruptivas de los magmas.



## 7. BIBLIOGRAFÍA

Aguilera, M., Ureta, G., Grosse, P., Németh, K., Aguilera, F., & Vilches, M. (2022). Geomorphological, morphometric, and spatial distribution analysis of the scoria cones in the Negros de Aras monogenetic volcanic field, northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 422, 107458.

Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., & Cobbold, P. R. (2008). Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view. *Tectonics*, 27(6).

Barquero-Molina, M. (2003).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  chronology and paleomagnetism of ignimbrites and lavas from the central volcanic zone, northern Chile, and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  chronology of silicic ignimbrites from Honduras and Nicaragua. University of Wisconsin--Madison.

Burns, D. H., de Silva, S. L., Tepley III, F., Schmitt, A. K., & Loewen, M. W. (2015). Recording the transition from flare-up to steady-state arc magmatism at the Purico–Chascon volcanic complex, northern Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 422, 75-86.

Burns, D. H., de Silva, S. L., Tepley, F. J., & Schmitt, A. K. (2020). Chasing the mantle: Deciphering cryptic mantle signals through Earth's thickest continental magmatic arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 531, 115985.

Cas, R. A., & Simmons, J. M. (2018). Why deep-water eruptions are so different from subaerial eruptions. *Frontiers in Earth Science*, 6, 198.

Castruccio, A., Rust, A. C., & Sparks, R. S. J. (2013). Evolution of crust-and core-dominated lava flows using scaling analysis. *Bulletin of volcanology*, 75(1), 1-15.

Chevrel, M. O., Guilbaud, M. N., & Siebe, C. (2016). The ~AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico): magma source, crustal storage, eruptive dynamics, and lava rheology. *Bulletin of Volcanology*, 78(4), 32.

de Silva, S. L. (1989). Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*, 17(12), 1102-1106.

de Silva, S. L. (1989). Geochronology and stratigraphy of the ignimbrites from the 21 30' S to 23 30' S portion of the Central Andes of northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37(2), 93-131.

de Silva, S. L., & Gosnold, W. D. (2007). Episodic construction of batholiths: Insights from the spatiotemporal development of an ignimbrite flare-up. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167(1-4), 320-335.

de Silva, S. (2008). Arc magmatism, calderas, and supervolcanoes. *Geology*, 36(8), 671-672.

de Silva, S. L., Riggs, N. R., & Barth, A. P. (2015). Quickening the Pulse: Fractal Tempos in Continental Arc Magmatism.—*Elements* 11/2, 113–118.

de Silva, S. L., & Kay, S. M. (2018). Turning up the heat: high-flux magmatism in the Central Andes. *Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*, 14(4), 245-250.

DeCelles, P. G., Ducea, M. N., Kapp, P., & Zandt, G. (2009). Cyclicity in Cordilleran orogenic systems. *Nature Geoscience*, 2(4), 251-257.

Ducea, M. (2001). The California arc: Thick granitic batholiths, eclogitic residues, lithospheric-scale thrusting, and magmatic flare-ups. *GSA today*, 11(11), 4-10.

Ducea, M. N., & Barton, M. D. (2007). Igniting flare-up events in Cordilleran arcs. *Geology*, 35(11), 1047-1050.

Fariás, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., & Hérail, G. (2005). Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19 300S). *Tectonics*, 24(4).

Francis, P. W., & De Silva, S. L. (1989). Application of the Landsat Thematic Mapper to the identification of potentially active volcanoes in the Central Andes. *Remote Sensing of Environment*, 28, 245-255.

García, M., & Hérail, G. (2005). Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of Northern Chile. *Geomorphology*, 65(3-4), 279-300.

Gardeweg, M., & Ramírez, C. F. (1987). La Pacana caldera and the Atana ignimbrite—a major ash-flow and resurgent caldera complex in the Andes of northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 49(3), 547-566.

Godoy, B., Taussi, M., González-Maurel, O., Renzulli, A., Hernández-Prat, L., le Roux, P., Morata, D., & Menzies, A. (2019). Linking the mafic volcanism with the magmatic stages during the last 1 Ma in the main volcanic arc of the Altiplano-Puna Volcanic Complex (Central Andes). *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 102295.

González, G., Cembrano, J., Aron, F., Veloso, E. E., & Shyu, J. B. H. (2009). Coeval compressional deformation and volcanism in the central Andes, case studies from northern Chile (23 S–24 S). *Tectonics*, 28(6).

González-Maurel, O., Godoy, B., Le Roux, P., Rodríguez, I., Marín, C., Menzies, A., Bertin, D., Morata, D., & Vargas, M. (2019). Magmatic differentiation at La Poruña scoria cone, Central Andes, northern Chile: Evidence for assimilation during turbulent ascent processes, and genetic links with mafic eruptions at adjacent San Pedro volcano. *Lithos*, 338, 128-140.

Gualda, G. A., Ghiorso, M. S., Lemons, R. V., & Carley, T. L. (2012). Rhyolite-MELTS: a modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, 53(5), 875-890.

Haag, M. B., Baez, W. A., Sommer, C. A., Arnosio, J. M., & Filipovich, R. E. (2019). Geomorphology and spatial distribution of monogenetic volcanoes in the southern Puna Plateau (NW Argentina). *Geomorphology*, 342, 196-209.

Harmon, R. S., Barreiro, B. A., Moorbath, S., Hoefs, J., Francis, P. W., Thorpe, R. S., Déruelle, B., McHugh, J., & Viglino, J. A. (1984). Regional O-, Sr-, and Pb-isotope relationships in late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera. *Journal of the Geological Society*, 141(5), 803-822.

Hoffmann, C. (2011). *Petrografía y Geoquímica de los Conos del Campo de Lavas Negros de Aras (23°57' - 24°26' Lat. S. y 67°57' - 68°42' Long. O.) al Norte del Volcán Socompa, II Región de Antofagasta, Chile. Memoria de Título (Unpublished), Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra: 114 p.*

Hoffmann, C., Figueroa, O., Honthaas, C., & Déruelle, B. (2011). Las adakitas del Campo de Lavas Negros de Aras: *Petrografía y Geoquímica*.

Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.

Isacks, B. L. (1988). Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B4), 3211-3231.

James, D. E. (1971). Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 82(12), 3325-3346.

Jeffreys, H. (1925). The flow of water in an inclined channel of rectangular section. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 49(293), 793-807.

Jolley, E. J., Turner, P., Williams, G. D., Hartley, A. J., & Flint, S. (1990). Sedimentological response of an alluvial system to Neogene thrust tectonics, Atacama Desert, northern Chile. *Journal of the Geological Society*, 147(5), 769-784.

Jordan, T. E., Muñoz, N., Hein, M., Lowenstein, T., Godfrey, L., & Yu, J. (2002). Active faulting and folding without topographic expression in an evaporite basin, Chile. *GSA Bulletin*, 114(11), 1406-1421.

Kelly, D. (2017). Estimation of the maximum influence of sample preparation on long term analytical precision. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* 49 (6).

Kern, J. M., de Silva, S. L., Schmitt, A. K., Kaiser, J. F., Iriarte, A. R., & Economos, R. (2016). Geochronological imaging of an episodically constructed subvolcanic batholith: U-Pb in zircon chronochemistry of the Altiplano-Puna Volcanic Complex of the Central Andes. *Geosphere*, 12(4), 1054-1077.

Kilburn, C. R., & Lopes, R. M. (1991). General patterns of flow field growth: Aa and blocky lavas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B12), 19721-19732.

Kuhn, D. (2002). Fold and thrust belt structures and strike-slip faulting at the SE margin of the Salar de Atacama basin, Chilean Andes. *Tectonics*, 21(4), 8-1.

Larrea, P., Salinas, S., Widom, E., Siebe, C., & Abbitt, R. J. (2017). Compositional and volumetric development of a monogenetic lava flow field: The historical case of Parícutin (Michoacán, Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 348, 36-48.

Larrea, P., Siebe, C., Juárez-Arriaga, E., Salinas, S., Ibarra, H., & Böhnel, H. (2019). The AD 500–700 (Late Classic) El Astillero and El Pedregal volcanoes (Michoacán, Mexico): a new monogenetic cluster in the making?. *Bulletin of Volcanology*, 81(10), 1-19.

Larrea, P. (2020). Evolution of a mafic monogenetic volcanic field within the main arc of the Central Andes. *Concurso de Proyectos FONDECYT de Iniciación en Investigación*. Inédito.

Le Bas, M., Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., & IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.

Loaiza, C. (2023). Evolución magmática de los centros monogenéticos de El Negrillar Sur y edad del campo volcánico El Negrillar (Andes Centrales, Chile). Memoria de Título y Tesis de Magíster. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

Marrett, R., & Allmendinger, R. W. (1990). Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of structural geology*, 12(8), 973-986.

Martínez, P. (2014). Petrología y geoquímica de lavas recientes, al noroeste del Campo Geotermal del Tatio. (Dissertation, Bachelor's Degree Thesis). Universidad de Chile, Santiago, Chile.

McQuarrie, N. (2002). Initial plate geometry, shortening variations, and evolution of the Bolivian orocline. *Geology*, 30(10), 867-870.

Mpodosis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P., & Reich, M. (2005). Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics*, 399(1-4), 125-154.

Muñoz, N., & Charrier, R. (1996). Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(3-4), 171-181.

Parra-Encalada, D., Larrea, P., Loaiza, C., Cartagena, R., Salinas, S., Godoy, B., Grosse, P., & Le Roux, P. (2022). Physical and chemical evolution of the largest monogenetic lava field in the Central Andes: El Negrillar Volcanic Field, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107541.

Parra-Encalada, D. (2022). Magmatic evolution of the Central Sector of El Negrillar monogenetic volcanic field, Central Andes, Chile. Memoria de Título y Tesis de Magíster. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

Pinkerton, H., & Sparks, R. S. J. (1976). The 1975 sub-terminal lavas, Mount Etna: a case history of the formation of a compound lava field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1(2), 167-182.

Pinkerton, H., & Wilson, L. (1994). Factors controlling the lengths of channel-fed lava flows. *Bulletin of Volcanology*, 56(2), 108-120.

Ramírez, C., Gardeweg, M., Davidson, J., & Pino, H. (1991). Mapa geológico del área de los volcanes Socompa y Pular (1:100.000), Región de Antofagasta.

Salisbury, M. J., Jicha, B. R., de Silva, S. L., Singer, B. S., Jiménez, N. C., & Ort, M. H. (2011).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  chronostratigraphy of Altiplano-Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major magmatic province. *GSA Bulletin*, 123(5-6), 821-840.

Sellés, D., & Gardeweg, M. (2017). Geología del área Ascotán-Cerro Inacaliri, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 190, 73.

Stechern, A., Just, T., Holtz, F., Blume-Oeste, M., & Namur, O. (2017). Decoding magma plumbing and geochemical evolution beneath the Lastarria volcanic complex (Northern Chile)—Evidence for multiple magma storage regions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 338, 25-45.

Taussi, M., Godoy, B., Piscaglia, F., Morata, D., Agostini, S., Le Roux, P., González-Maurel, O., Gallmeyer, G., Menzies, A., & Renzulli, A. (2019). The upper crustal magma plumbing system of the Pleistocene Apacheta-Aguilucho Volcanic Complex area (Altiplano-Puna, northern Chile) as inferred from the erupted lavas and their enclaves. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 373, 179-198.

Tierney, C. R., Schmitt, A. K., Lovera, O. M., & de Silva, S. L. (2016). Voluminous plutonism during volcanic quiescence revealed by thermochemical modeling of zircon. *Geology*, 44(8), 683-686.

Torres, I., Németh, K., Ureta, G., & Aguilera, F. (2021). Characterization, origin, and evolution of one of the most eroded mafic monogenetic fields within the central Andes: The case of El País lava flow field, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 105, 102942.

Ureta, G., Aguilera, F., Németh, K., Inostroza, M., González, C., Zimmer, M., & Menzies, A. (2020). Transition from small-volume ephemeral lava emission to explosive hydrovolcanism: The case of Cerro Tujle maar, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102885.

Ureta, G., Németh, K., Aguilera, F., Kósik, S., González, R., Menzies, A., González, C., & James, D. (2021a). Evolution of a magmatic to a phreatomagmatic volcanic system: The birth of a monogenetic volcanic field, Tilocálar volcanoes, northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 414, 107243.

Ureta, G., Németh, K., Aguilera, F., Zimmer, M., & Menzies, A. (2021b). A window on mantle-derived magmas within the Central Andes: eruption style transitions at Cerro Overo maar and La Albóndiga lava dome, northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 83(4), 1-22.

Valentine, G. A., Perry, F. V., Krier, D., Keating, G. N., Kelley, R. E., & Cogbill, A. H. (2006). Small-volume basaltic volcanoes: Eruptive products and processes, and post-eruptive geomorphic evolution in Crater Flat (Pleistocene), southern Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 118(11-12), 1313-1330.

Valentine, G. A., & Gregg, T. K. P. (2008). Continental basaltic volcanoes—processes and problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(4), 857-873.

Victor, P., Oncken, O., & Glodny, J. (2004). Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20 and 21 S (northern Chile). *Tectonics*, 23(4).

Vilches, M., Ureta, G., Grosse, P., Németh, K., Aguilera, F., & Aguilera, M. (2022). Effusion rate estimation based on solidified lava flows: Implications for volcanic hazard assessment in the Negros de Aras monogenetic volcanic field, northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 422, 107454.

Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185-187.

Wilkes, E., & Görler, K. (1994). Sedimentary and structural evolution of the Salar de Atacama depression. In *Tectonics of the southern Central Andes* (pp. 171-188). Springer, Berlin, Heidelberg.



# ANEXOS

## ANEXO A

**Tabla A.1.** Listado de los conos y flujos de lava de la zona de estudio con las muestras recolectadas y el tipo de roca. La ubicación de las muestras está en expresada en coordenadas geográficas (grados, minutos y segundos). Se indican las muestras que tienen sección delgada, análisis petrográfico y geoquímico de elementos mayores de roca total. n.i.: no identificado. n.m.: no muestreado.

Centro eruptivo	Foco emisor	Cono/flujo de lava	Muestra	Latitud	Longitud	Roca <sup>c</sup>
Aguilucho	Cono	Cono	n.m.			
		L1	NEG-77	24° 4' 31,490" S	68° 15' 21,884" O	traquiandesita
		L2	NEG-75	24° 4' 3,835" S	68° 16' 45,552" O	andesita
		L3 <sup>a</sup>	NEG-9	24° 4' 57,130" S	68° 16' 5,347" O	traquiandesita
		L4	NEG-10	24° 4' 55,657" S	68° 16' 2,629" O	andesita
Algarrobo	Cono	L4	NEG-76	24° 4' 34,914" S	68° 16' 41,794" O	andesita
		Cono	n.m.			
		L1	NEG-49	24° 7' 39,835" S	68° 10' 26,299" O	dacita
		L2	NEG-108	24° 7' 19,64" S	68° 12' 32,16" O	dacita
		L3	NEG-107	24° 7' 29,49" S	68° 12' 30,05" O	andesita
Añañuca	Cono	L4	NEG-52	24° 7' 43,226" S	68° 10' 52,824" O	dacita
		L5	NEG-50	24° 7' 36,095" S	68° 10' 29,474" O	dacita
Brava	Cono	Cono	n.m.			
		L1	n.m.			
		L2	n.m.			
		L3	n.m.			
Chachacoma	n.i.	L1	NEG-110	24° 6' 5,05" S	68° 13' 20,60" O	traquiandesita
		L2	NEG-81	24° 6' 49,111" S	68° 13' 7,727" O	andesita
		L3	n.m.			
Las Ortigas	Cono	Cono	n.m.			
		L1	n.m.			
Llareta	Cono	Cono	n.m.			
		L1	n.m.			
Lloica	n.i.	L1 <sup>a</sup>	NEG-1	24° 5' 58,150" S	68° 15' 59,897" O	dacita
			NEG-2	24° 5' 42,677" S	68° 16' 38,190" O	dacita
		L2	NEG-7	24° 5' 7,260" S	68° 18' 48,856" O	traquita
		L3	NEG-4	24° 5' 34,793" S	68° 17' 56,386" O	dacita
		L4 <sup>a</sup>	NEG-73	24° 4' 0,224" S	68° 17' 16,202" O	traquita
Luchecillo	Cono	L4 <sup>a</sup>	NEG-74	24° 4' 15,899" S	68° 17' 9,305" O	traquita
		Cono	n.m.			
Pacul	n.i.	L1	NEG-72	24° 4' 41,326" S	68° 13' 58,267" O	andesita
		L2	NEG-111	24° 4' 23,18" S	68° 12' 56,54" O	andesita
Pata De Guanaco	Fisura	L1	NEG-112	24° 4' 21,30" S	68° 12' 56,69" O	andesita
		L2	n.m.			
Pata De Guanaco	Fisura	L1	n.m.			
		L2	NEG-78	24° 3' 25,261" S	68° 12' 58,738" O	traquiandesita

Romerillo	<i>Coulée</i> <sup>b</sup>	L1	n.m.			
		Cono	n.m.			
Tamarugo	Cono	L1	NEG-79	24° 5' 16,004" S	68° 13' 32,307" O	traquiandesita
		L2	NEG-80	24° 5' 15,641" S	68° 13' 29,734" O	traquiandesita
		L3	NEG-109	24° 6' 7,19" S	68° 12' 41,21" O	andesita
Toconao	Fisura	L1	NEG-48	24° 3' 27,162" S	68° 8' 15,187" O	traquiandesita
		Cono	NEG-11	24° 4' 56,932" S	68° 15' 57,506" O	traquiandesita
Vinagrillo	Cono	L1	NEG-12	24° 4' 49,768" S	68° 15' 31,374" O	andesita
		L2	NEG-8	24° 5' 8,261" S	68° 15' 16,412" O	traquiandesita
		L3	n.m.			

<sup>a</sup> Flujo de lava que presenta dos muestras recolectadas.

<sup>b</sup> Corresponde a un *coulée* que, a su vez, es considerado un flujo de lava.

<sup>c</sup> Clasificación con base en Le Bas et al. (1986).

**Tabla A.2.** Volumen, orientación y pendiente de conos y flujos de lava presentes en la zona de estudio.

Centro eruptivo	Cono/flujo de lava	Volumen (km <sup>3</sup> )	Volumen total por centro (km <sup>3</sup> )	Volumen <i>bulk</i> por centro (km <sup>3</sup> )	Orientación	Pendiente (grados)	Pendiente promedio (grados)
Aguilucho	Cono	0,0055			-	-	
	L1	0,0157			NE	4	
	L2	0,0232	0,0531	0,0540	SE	1	3
	L3	0,0015			SE	5	
	L4	0,0071			SE	2	
Algarrobo	Cono	0,0006			-	-	
	L1	0,0901			SE	5	
	L2	0,0713 <sup>a</sup>	0,2810	0,3277	NO	5	4
	L3				O	4	
	L4	0,0807			SO	7	
Añañuca	Cono	0,0027	0,0095	0,0098	-	-	11
	L1	0,0069			SO	11	
	Cono	0,0035			-	-	
	L1	0,0090	0,0420	0,0657	NO	3	4
	L2	0,0148			O	5	
Brava	L3	0,0147			O	6	
	L1	0,0687			NO	10	
	L2	0,1282	0,2244	0,2556	NO	2	5
	L3	0,0274			SO	3	
Chachacoma	Cono	0,0261	0,0331	0,0344	-	-	5
	L1	0,0070			NO	5	
Las Ortigas	Cono	0,0010	0,0172	0,0226	-	-	5
	L1	0,0162			NO	5	
Llaretta	L1	0,3750			SE	3	
	L2	0,1091	0,9983	0,9960	S	3	3
	L3	0,3589			SE	2	
	L4	0,1553			SE	3	
Lloica	Cono	0,0067			-	-	
	L1	0,0615	0,0734	0,0815	NO	6	7
	L2	0,0052			NO	8	
Luchecillo	L1	0,0418	0,0644	0,0670	NO	9	6
	L2	0,0225			O	3	
Pacul	L1	0,0913	0,1535	0,1535	NO	2	5
	L2	0,0622			NO	7	
Pata De Guanaco	L1	0,0154	0,0154	0,0154	O	8	8
Romerillo	Cono	0,0040			-	-	
	L1	0,0787	0,2226	0,2317	NO	5	5
	L2	0,0939			NO	6	
	L3	0,0460			O	5	
Tamarugo	L1	0,2776	0,2776	0,2776	NE	3	3
Toconao	Cono	0,0010			-	-	
	L1	0,0021	0,0171	0,0169	NE	2	2
	L2	0,0126			NE	1	
	L3	0,0015			SE	2	
Vinagrillo	Total		2,4826	2,6092			

<sup>a</sup> El volumen de las fases L2 y L3 del centro eruptivo Algarrobo fueron calculados como un único flujo de lava compuesto por ambos.

**Tabla A.3.** Parámetros morfométricos de conos y flujos de lava presentes en la zona de estudio. El cálculo del espesor y ancho promedio no considera a los conos.

Centro eruptivo	Cono/flujo de lava	Espesor (m)	Espesor promedio (m)	Ancho (m)	Ancho promedio (m)	Largo (m)	Largo promedio (m)	
Aguilucho	Cono	27		473		-		
	L1	29		526		3103		
	L2	43	27	902	634	1857	1846	
	L3	20		223		642		
	L4	14		885		1781		
Algarrobo	Cono	65		240		-		
	L1	49		334		3833		
	L2	45	54	257	396	3860	2738	
	L3	72		320		2789		
	L4	51		560		1530		
Añañuca	L5	54		509		1679		
	Cono	101	32	499	358	-	1549	
	L1	32		358		1549		
	Brava	Cono	50		604		-	
		L1	18	22	429	528	1169	1109
L2		18		431		923		
L3		31		723		1235		
Chachacoma	L1	58		733		4258		
	L2	66	68	650	606	3972	3112	
	L3	80		437		1107		
Las Ortigas	Cono	146	15	968	263	-	2236	
	L1	15		263		2236		
Llareta	Cono	34	46	494	236	-	2070	
	L1	46		236		2070		
Lloica	L1	89		1207		4744		
	L2	61	91	807	995	2479	2849	
	L3	117		1069		2600		
	L4	98		895		1571		
Luchecillo	Cono	84		656		-		
	L1	26	23	243	189	3578	2942	
	L2	21		136		2307		
Pacul	L1	34	42	290	627	4067	2594	
	L2	50		964		1122		
Pata De Guanaco	L1	57	44	495	577	3814	3858	
	L2	30		659		3902		
Romerillo	L1	26	26	546	546	903	903	
Tamarugo	Cono	46		460		-		
	L1	63	60	379	315	3822	3191	
	L2	48		413		3935		
	L3	70		152		1815		
Toconao	L1	44	44	744	744	5733	5733	
Vinagrillo	Cono	16		318		-		
	L1	18	23	356	542	1007	1016	
	L2	32		749		1514		
	L3	20		521		527		

**Tabla A.4.** Parámetros reológicos de los flujos de lava presentes en la zona de estudio.

Centro eruptivo	Flujo de lava	Viscosidad flujo de lava (Pa·s)	Viscosidad por centro (Pa·s)	Tiempo de emplazamiento (a m d) <sup>a</sup>	Tiempo de emplazamiento por centro (a m d) <sup>a</sup>	Tasa eruptiva (m <sup>3</sup> /s)	Tasa eruptiva por centro (m <sup>3</sup> /s)			
Aguilucho	L1	$9,25 \cdot 10^8$		2m 21d		7,07				
	L2	$1,77 \cdot 10^9$	$8,07 \cdot 10^8$	4m 1d	3m 13d	4,88	5,55			
	L3	$1,29 \cdot 10^9$		3m 12d		0,9				
	L4	$3,85 \cdot 10^7$		25d	14,22					
Algarrobo	L1	$8,74 \cdot 10^9$			5m 20d			3,28		
	L2	$6,8 \cdot 10^9$		4m		2,76				
	L3	$3,93 \cdot 10^{10}$	$1,57 \cdot 10^{10}$	11m 15d	10m	1,57	2,53			
	L4	$3,29 \cdot 10^{10}$		2a 9m 25d		2,14				
	L5	$6,16 \cdot 10^9$		5m 4d		2,01				
Añañuca	L1	$8,62 \cdot 10^9$		$8,62 \cdot 10^9$		1a 1m 27d		1a 1m 27d	2,17	2,17
	Brava	L1		$3,13 \cdot 10^8$				1m 27d		3,46
L2		$4,26 \cdot 10^8$	$9,02 \cdot 10^9$	2m 20d	5m	3,99	3,71			
L3		$4,63 \cdot 10^9$		1a 4m 20d		3,68				
Chachacoma	L1	$2,98 \cdot 10^{10}$				2a 6m 17d			6,82	
	L2	$9,71 \cdot 10^9$	$5,63 \cdot 10^{10}$	6m 26d	2a	4,95	3,51			
	L3	$1,38 \cdot 10^{11}$		3a 7m 10d		0,76				
Las Ortigas	L1	$1,41 \cdot 10^8$		$1,41 \cdot 10^8$		23d		23d	4,91	4,91
	Llaretta	L1	$1,18 \cdot 10^{10}$	$1,18 \cdot 10^{10}$	6m 3d	6m 3d	1,33	1,33		
Lloica	L1	$4,78 \cdot 10^{10}$		2a 9m 26d		8,1				
	L2	$1,69 \cdot 10^{10}$	$7,65 \cdot 10^{11}$	1a 4m 29d	3a 6m 14d	4,13	3,91			
	L3	$1,75 \cdot 10^{11}$		5a 4m 8d		3,01				
	L4	$2,08 \cdot 10^{11}$		7a 5m 17d		1,8				
Luchecillo	L1	$7,63 \cdot 10^8$		$7,53 \cdot 10^8$		1m 10d		1m 8d	4,28	3,03
	L2	$7,27 \cdot 10^8$	1m 2d		1,91					
Pacul	L1	$3,13 \cdot 10^9$	$7,5 \cdot 10^9$	3m 23d	1a 18d	4,42	4,93			
	L2	$1,62 \cdot 10^{10}$		2a 5m 17d		2,75				
Pata De Guanaco	L1	$7,46 \cdot 10^9$	$4,86 \cdot 10^9$	5m 10d	6m 27d	4,17	6,42			
	L2	$1,64 \cdot 10^9$		5m 16d		10,7				
Romerillo	L1	$4,54 \cdot 10^9$	$4,54 \cdot 10^9$	1a 5m 17d	1a 5m 17d	2,42	2,42			
Tamarugo	L1	$2,42 \cdot 10^{10}$		11m 1d		2,92				
	L2	$8,75 \cdot 10^9$	$2,53 \cdot 10^{10}$	7m 13d	10m 11d	4,28	2,11			
	L3	$7,79 \cdot 10^{10}$		11m 13d		0,5				
Toconao	L1	$2,05 \cdot 10^9$		$2,05 \cdot 10^9$		3m 22d		3m 22d	12,29	12,29
	Vinagrillo	L1	$2,91 \cdot 10^8$		1m 14d		2,47			
L2		$9,97 \cdot 10^8$	$6,06 \cdot 10^8$	3m 13d	2m 25d	4,48	2,97			
L3		$6,33 \cdot 10^8$		3m 27d		1,73				

<sup>a</sup> Formato de tiempo (años meses días).



**Tabla A.5.** Porcentaje de masa fundamental (% mf), macrocristales (% mc) y vesículas (% ves) con respecto al volumen total de la roca (% vol.), y porcentaje de la fase mineral de los macrocristales, con respecto al total de ellos (% tot.). pl: plagioclasa, cpx: clinopiroxeno, opx: ortopiroxeno, amp: anfíbol, ol: olivino, qz: cuarzo, op: minerales opacos. Las abreviaturas mineralógicas (excepto op) se utilizaron de acuerdo con Whitney y Evans (2010). El cuarzo (qz) corresponde a xenocristal.

Centro eruptivo	Cono/ flujo de lava	Muestra	% mf	% mc	% ves	Mineralogía de macrocristales (% tot.)						
						pl	cpx	opx	amp	ol	op	qz
Aguilucho	L1	NEG-77	45	15	40	45	8		2	5	30	10
	L2	NEG-75	55	5	40		10		55		25	10
	L3 <sup>a</sup>	NEG-9	60	30	10	15	5		20		60	
		NEG-10	60	10	30	25			20		35	20
	L4	NEG-76	65	5	30		5				20	75
Algarrobo	L1	NEG-49	60	38	2	13	30	40	2		15	
	L2	NEG-108	75	23	2		55	5	10		30	
	L3	NEG-107	70	30	0		35	25	15		25	
	L4	NEG-52	50	40	10		70	5	20		5	
	L5	NEG-50	55	35	10	10	40	10	30		10	
Añañuca	L1	NEG-113	50	20	30		85	5			10	
Chachacoma	L1	NEG-110	60	30	10		60				40	
	L2	NEG-81	50	25	25		65	15	15		5	
Lloica	L1 <sup>a</sup>	NEG-1	60	10	30	30	20				10	40
		NEG-2	60	15	25		40	5			25	30
	L2	NEG-7	60	10	30		35		10		10	45
	L3	NEG-4	50	35	15		15	55	5		25	
	L4 <sup>a</sup>	NEG-73	50	35	15	2	15		8		15	60
NEG-74		70	20	10		60	10	5		10	15	
Luchecillo	L1	NEG-72	75	5	20	10	75					15
	L2	NEG-111	55	5	40							100
Pacul	L1	NEG-112	40	25	35	8	85				2	
Pata De Guanaco	L2	NEG-78	55	35	10	10	40				50	
Tamarugo	L1	NEG-79	50	20	30	10	30		35		20	5
	L2	NEG-80	65	30	5		20		5		55	20
	L3	NEG-109	65	33	2	5	30	5	5		55	
Toconao	L1	NEG-48	65	10	25	25	20		5	5	15	30
Vinagrillo	Cono	NEG-11	65	5	30		20				70	10
	L1	NEG-12	50	30	20		15		50		35	
	L2	NEG-8	75	5	20		5				95	

<sup>a</sup> Flujo de lava que presenta dos muestras analizadas petrográficamente.

**Tabla A.6.** Tamaño relativo (en mm) de cristales (micro y macrocristales) y vesículas presentes en las muestras recolectadas de la zona de estudio. El olivino no es considerado en esta tabla debido a que su presencia es escasa. A su vez, cristales de anfíbol y opacos, que son parte de la familia de microcristales (masa fundamental), no son considerados en esta tabla debido a que su presencia en esta subdivisión de la roca es casi despreciable en cantidad, es decir, se está considerando únicamente los minerales opacos como macrocristales en esta caracterización. pl: plagioclasa, cpx: clinopiroxeno, opx: ortopiroxeno, amp: anfíbol, qz: cuarzo, op: minerales opacos. Las abreviaturas mineralógicas (excepto op) se utilizaron de acuerdo con Whitney y Evans (2010).

Centro eruptivo	Cono/flujo de lava	Muestra	Masa fundamental		Macrocristales						Vesículas
			pl	cpx	pl	cpx	opx	amp	qz	op	ves
Aguilucho	L1	NEG-77	<0,2	<0,1	0,6-1,6	0,1-0,6		<sup>b</sup>	0,8	0,1-3,6	0,06-3,4
	L2	NEG-75	<0,2	<0,1		0,1-0,4		0,2-1,8	0,4-0,8	0,1-2	0,08-4
	L3 <sup>a</sup>	NEG-9	<0,2	<0,1	0,3-0,9	0,1-0,3		0,2-2	0,3-0,8	0,1-0,9	0,1-2
		NEG-10	<0,2	<0,1	0,4-0,7			0,1-1,4		0,1-0,9	0,04-1
	L4	NEG-76	<0,1	<0,1		0,1-0,7			1-3,6	0,2-0,5	0,02-1,4
Algarrobo	L1	NEG-49	<0,3	<0,1	1,8	0,1-0,6	0,1-0,8	0,3		0,1-0,6	0,2-0,8
	L2	NEG-108	<0,2	<0,1		0,1-1	0,2-0,8	0,1-2		0,1-1	0,1-1,2
	L3	NEG-107	<0,3	<0,1		0,1-1	0,2-0,6	0,1-1,4		0,1-0,9	
	L4	NEG-52	<0,2	<0,1		0,1-0,6	0,2-0,8	0,1-0,7		0,1-0,4	0,1-0,8
	L5	NEG-50	<0,1	<0,1	0,3-0,6	0,1-0,6	0,1-0,8	0,1-0,9		0,1-0,2	0,1-1,2
Añañuca	L1	NEG-113	<0,3	<0,1		0,1-1			0,2	0,1-0,2	0,1-0,6
Chachacoma	L1	NEG-110	<0,2	<0,1		0,1-1,2				0,1-0,8	0,06-0,4
	L2	NEG-81	<0,1	<0,1		0,1-0,4	0,1-0,6	0,2-0,9		0,1-1	0,06-1
Lloica	L1 <sup>a</sup>	NEG-1	<0,2		1-1,4	0,2-0,8			4	0,1-1,4	0,1-1,8
		NEG-2	<0,3	<0,1		0,1-0,8	0,4		0,8-1,8	0,1-1	0,06-0,4
	L2	NEG-7	<0,2	<0,06		0,1-0,6		0,1-0,9	1,4	0,1-1	0,06-1,6
	L3	NEG-4	<0,15	<0,1		0,1-0,8	0,2-2	0,3		0,1-0,7	0,04-1,4
	L4 <sup>a</sup>	NEG-73	<0,2	<0,1	0,3	0,1-0,4		0,2-0,5	0,6-7	0,1-0,9	0,06-0,2
NEG-74		<0,2	<0,1		0,1-1,2	0,2-0,8	0,5-3	4	0,1-0,8	0,06-0,3	
Luchecillo	L1	NEG-72	<0,3	<0,1	0,4	0,1-0,3			0,3		0,02-0,3
	L2	NEG-111	<0,2	<0,1					0,7-1,4		0,06-1,6
Pacul	L1	NEG-112	<0,3	<0,1	0,3	0,1-1				0,1-0,2	0,1-2,4
Pata De Guanaco	L2	NEG-78	<0,2	<0,1	0,3	0,1-1,2				0,1-3,4	0,02-3
Tamarugo	L1	NEG-79	<0,2	<0,1	0,3-0,7	0,1		0,1-1,2	0,1	0,1-0,3	0,06-2
	L2	NEG-80	<0,3	<0,1		0,1-0,4		0,1-0,4	1	0,1-0,9	0,02-0,6
	L3	NEG-109	<0,2	<0,1	0,3	0,1-0,8	0,1	0,2		0,1-1,2	0,1-0,3
Toconao	L1	NEG-48	<0,2	<0,1	0,4-0,7	0,1-0,7		0,1-0,6	0,15-0,4	0,1-0,8	0,06-0,6
Vinagrillo	Cono	NEG-11	<0,2	<0,1		0,1-0,3			1	0,1-1,2	0,06-1,2
	L1	NEG-12	<0,2	<0,1		0,1-0,4		0,1-0,6		0,1	0,04-1,6
	L2	NEG-8	<0,1	<0,1		0,1-0,4				0,1-1	0,02-1,4

<sup>a</sup> Flujo de lava que presenta dos muestras analizadas petrográficamente.

<sup>b</sup> Cristales de anfíbol reemplazados casi completamente por minerales opacos.

**Tabla A.7.** Composición de elementos mayores (% en peso) y pérdida al fuego por calcinación (LOI) de las muestras utilizadas en este estudio.

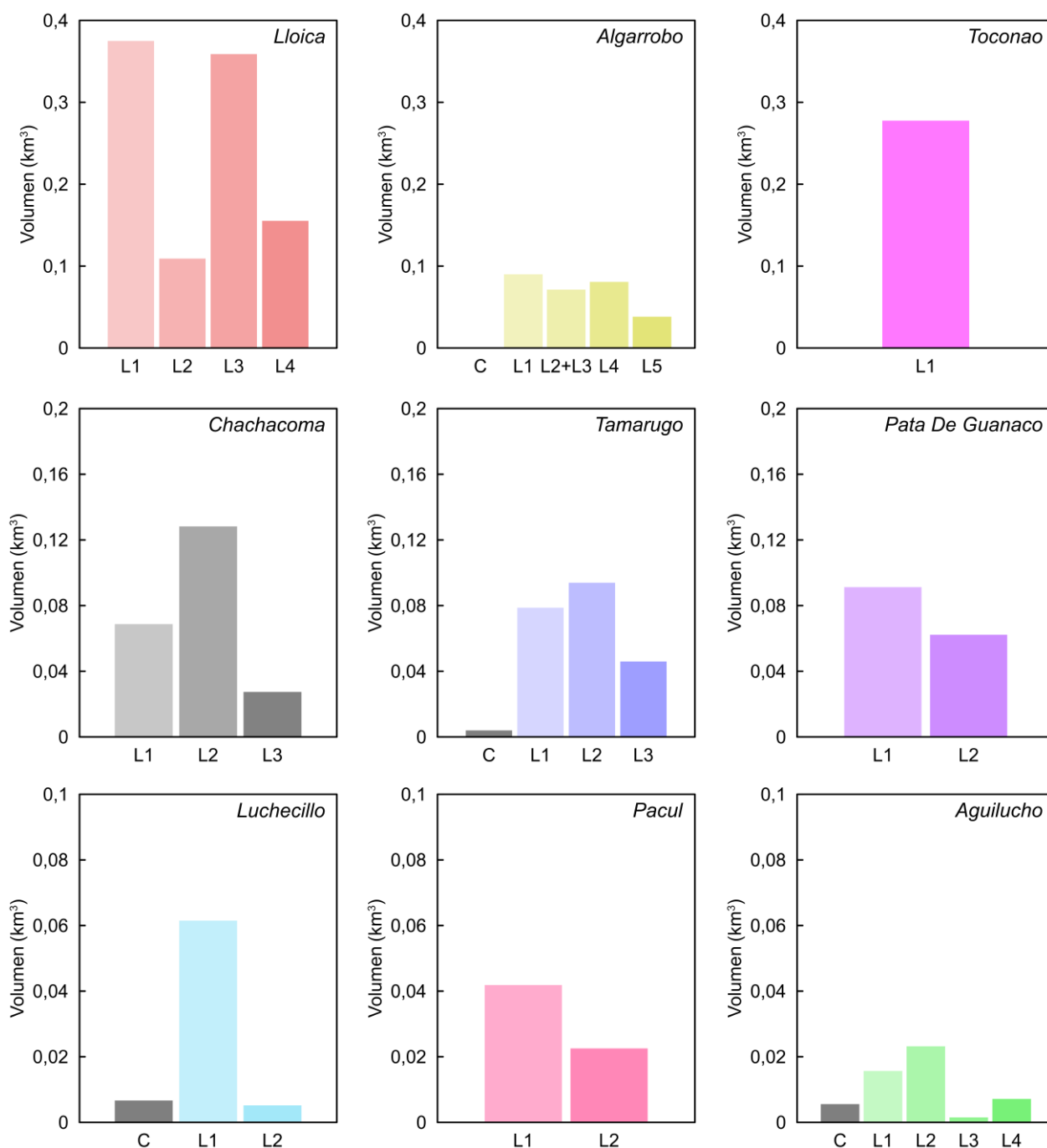
Centro eruptivo	Cono/flujo de lava	Muestra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sup>T</sup>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total	LOI
Aguilucho	L1	NEG-77	59,00	1,04	15,96	5,22	0,071	2,83	6,74	4,28	2,26	0,44	97,83	1,91
	L2	NEG-75	60,57	1,09	16,60	5,46	0,073	2,88	5,65	4,56	1,97	0,41	99,28	0,42
	L3 <sup>a</sup>	NEG-9	60,21	1,06	16,31	5,19	0,072	2,88	5,77	4,41	2,25	0,45	98,60	1,13
		NEG-10	60,43	1,06	16,35	5,20	0,072	2,87	5,60	4,50	2,06	0,40	98,53	1,05
	L4	NEG-76	60,13	1,05	16,10	5,27	0,072	2,97	5,73	4,30	2,06	0,42	98,11	1,33
Algarrobo	L1	NEG-49	64,16	0,74	16,27	4,28	0,063	2,36	4,67	4,25	2,82	0,25	99,86	0,01
	L2	NEG-108	63,76	0,74	16,26	4,38	0,063	2,40	4,62	4,20	2,84	0,26	99,53	-0,03
	L3	NEG-107	62,38	0,76	16,43	4,94	0,075	2,91	5,26	4,15	2,64	0,28	99,81	-0,01
	L4	NEG-52	63,85	0,74	16,21	4,28	0,064	2,37	4,71	4,23	2,80	0,25	99,50	0,03
	L5	NEG-50	62,98	0,76	16,00	4,31	0,065	2,41	4,79	4,10	2,86	0,27	98,55	1,27
Añañuca	L1	NEG-113	59,17	0,96	16,31	5,66	0,082	3,97	6,25	4,11	1,91	0,35	98,76	1,00
Chachacoma	L1	NEG-110	61,62	0,82	16,09	4,77	0,071	2,70	5,25	3,87	3,13	0,33	98,64	1,19
	L2	NEG-81	61,50	0,82	15,92	4,70	0,069	2,66	5,23	4,02	2,79	0,32	98,02	1,58
Lloica	L1 <sup>a</sup>	NEG-1	64,20	0,85	16,17	4,23	0,060	2,18	4,43	4,52	2,63	0,31	99,58	0,04
		NEG-2	63,86	0,84	15,94	4,10	0,057	2,09	4,35	4,44	2,67	0,31	98,65	1,11
	L2	NEG-7	62,93	0,90	16,03	4,43	0,062	2,31	4,76	4,48	2,57	0,34	98,81	0,69
	L3	NEG-4	62,87	0,78	15,86	4,16	0,063	2,49	4,60	4,42	2,61	0,30	98,15	1,30
	L4 <sup>a</sup>	NEG-73	63,67	0,80	15,97	4,19	0,058	2,22	4,40	4,34	2,94	0,31	98,89	0,93
		NEG-74	63,09	0,96	15,95	4,63	0,063	2,36	4,99	4,54	2,56	0,43	99,56	0,00
Luchecillo	L1	NEG-72	59,41	1,10	16,47	5,68	0,075	3,12	6,05	4,33	1,83	0,38	98,45	1,45
	L2	NEG-111	59,42	1,12	16,60	5,80	0,076	3,19	5,93	4,37	1,84	0,39	98,73	0,84
Pacul	L1	NEG-112	59,08	0,95	16,23	5,61	0,079	3,54	6,20	4,06	2,03	0,35	98,12	1,52
Pata De Guanaco	L2	NEG-78	56,91	1,21	16,11	6,27	0,085	3,50	7,47	4,30	1,88	0,54	98,28	1,53
Tamarugo	L1	NEG-79	59,92	0,94	16,18	5,10	0,070	2,76	6,20	4,37	2,29	0,37	98,21	1,44
	L2	NEG-80	60,85	0,96	16,46	5,17	0,071	2,77	5,51	4,50	2,21	0,37	98,87	0,91
	L3	NEG-109	60,20	0,96	16,44	5,25	0,073	2,83	5,66	4,49	2,13	0,36	98,38	1,11
Toconao	L1	NEG-48	60,86	0,92	16,36	4,85	0,067	2,60	5,46	4,41	2,32	0,34	98,18	1,68
Vinagrillo	Cono	NEG-11	60,09	1,06	16,27	5,20	0,072	2,88	5,85	4,45	2,17	0,44	98,48	1,07
	L1	NEG-12	59,97	1,06	16,30	5,24	0,073	2,89	5,85	4,42	2,06	0,39	98,25	1,40
	L2	NEG-8	60,00	1,11	16,45	5,35	0,074	2,90	5,80	4,54	1,98	0,43	98,62	0,89

<sup>a</sup> Flujo de lava que presenta dos muestras analizadas en geoquímica de elementos mayores.

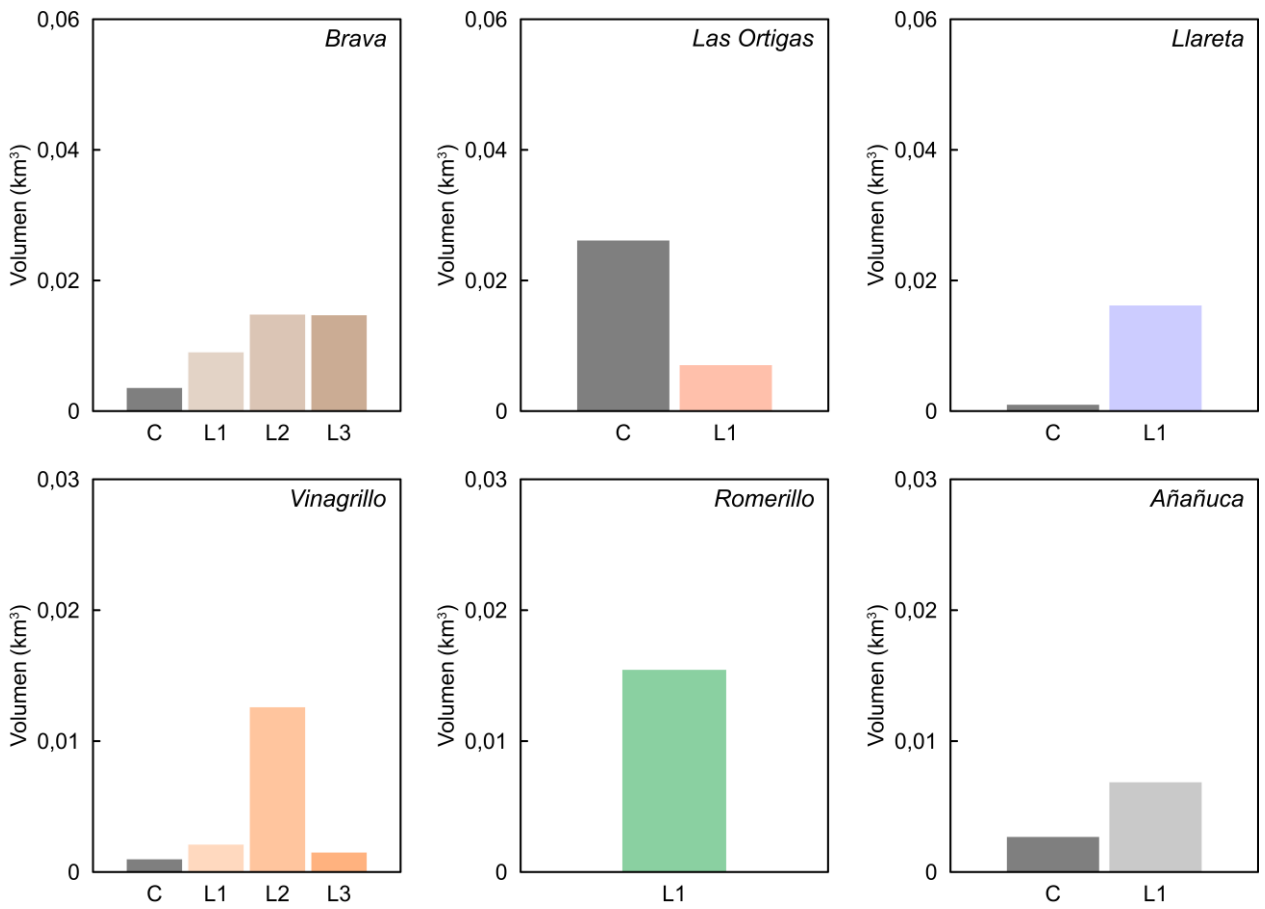
**Tabla A.8.** Condiciones de temperatura, presión, profundidad, fugacidad de oxígeno, contenidos de H<sub>2</sub>O disuelta (% en peso) y fases fraccionadas con sus respectivas temperaturas inicial y final de la modelación de cristalización fraccionada del magma parental (NEG-19). El modelo considera un *buffer* REDOX de QFM. Las fases fraccionadas se presentan por orden de apareamiento en el modelo. ol: olivino, cpx: clinopiroxeno, fsp: feldespato, opx: ortopiroxeno, spl: espinela. Las abreviaturas mineralógicas se utilizaron de acuerdo con Whitney y Evans (2010). La fila achurada de color gris corresponde al modelo de mejor ajuste.

T inicial (°C)	T final (°C)	dT (°C)	P inicial (MPa)	P final (MPa)	dP (MPa)	dP/dT (MPa/°C)	Prof. inicial (km)	Prof. final (km)	log f O <sub>2</sub> inicial	log f O <sub>2</sub> final	H <sub>2</sub> O inicial (% en peso)	H <sub>2</sub> O final (% en peso)	Fase fraccionada (T inicial –T final) (°C)
1195	950	5	300	100	4,05	0,81	12,3	4	-8,1	-11,6	2	4,1	ol (1195–985), cpx (1115–985), fsp (1105–950), spl (1040–950), opx (980–950), H <sub>2</sub> O (965–950)
1195	950	5	300	125	3,55	0,71	12,3	5	-8,1	-11,6	2	4,7	ol (1195–1010), cpx (1120–985), fsp (1105–950), spl (1045–950), opx (1005–950), H <sub>2</sub> O (950)
1195	950	5	300	200	2,05	0,41	12,3	8	-8,1	-11,5	2	5	ol (1195–1050), cpx (1125–975), fsp (1105–950), spl (1050–950), opx (1045–950)
1195	950	5	300	250	1	0,2	12,3	10,2	-8,1	-11,5	2	5,1	ol (1195–1075), cpx (1125–985), fsp (1105–950), opx (1070–950), spl (1050–950)
1200	950	5	350	125	4,5	0,9	14,5	5	-8	-11,6	2	4,7	ol (1200–1025), cpx (1125–965), fsp (1105–950), spl (1045–950), opx (1020–950), H <sub>2</sub> O (950)
1200	950	5	350	150	4	0,8	14,5	6	-8	-11,6	2	4,9	ol (1200–1030), cpx (1130–975), fsp (1105–950), spl (1045–950), opx (1025–950)
1200	950	5	350	175	3,5	0,7	14,5	7	-8	-11,5	2	5	ol (1200–1050), cpx (1130–985), fsp (1105–950), opx (1050–950), spl (1045–950)
1200	950	5	350	225	2,5	0,5	14,5	9	-8	-11,5	2	5,1	ol (1200–1085), cpx (1135–995), fsp (1105–950), opx (1080–950), spl (1050–950)
1200	950	5	350	275	1,5	0,3	14,5	11	-8	-11,4	2	5,3	ol (1200–1140), cpx (1135–1005), fsp (1100–950), opx (1095–950), spl (1050–950)

## ANEXO B

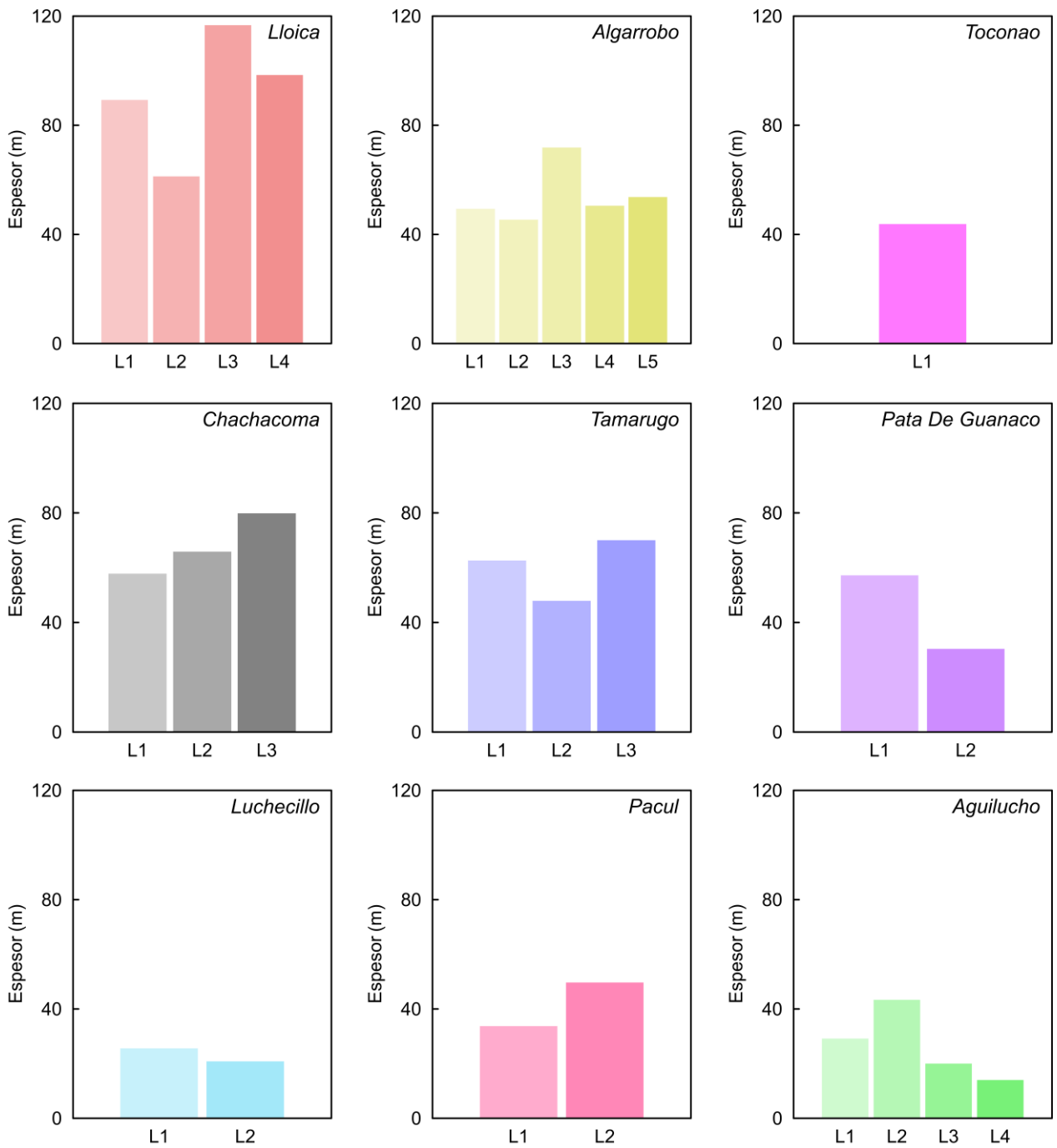


**Fig. B.1.** Gráfico de barras del volumen calculado de flujos de lavas y conos pertenecientes a cada centro eruptivo. Notar que el segundo y tercer flujo emitido (L2 y L3) por el centro Algarrobo fue calculado como uno solo. Las escalas de los ejes verticales no son iguales en todas las gráficas, con el fin de poder observar de manera clara las variaciones del volumen de un mismo centro eruptivo cuando éste es bajo. El orden de los gráficos expuestos en esta figura es decreciente con respecto al volumen promedio de cada centro.

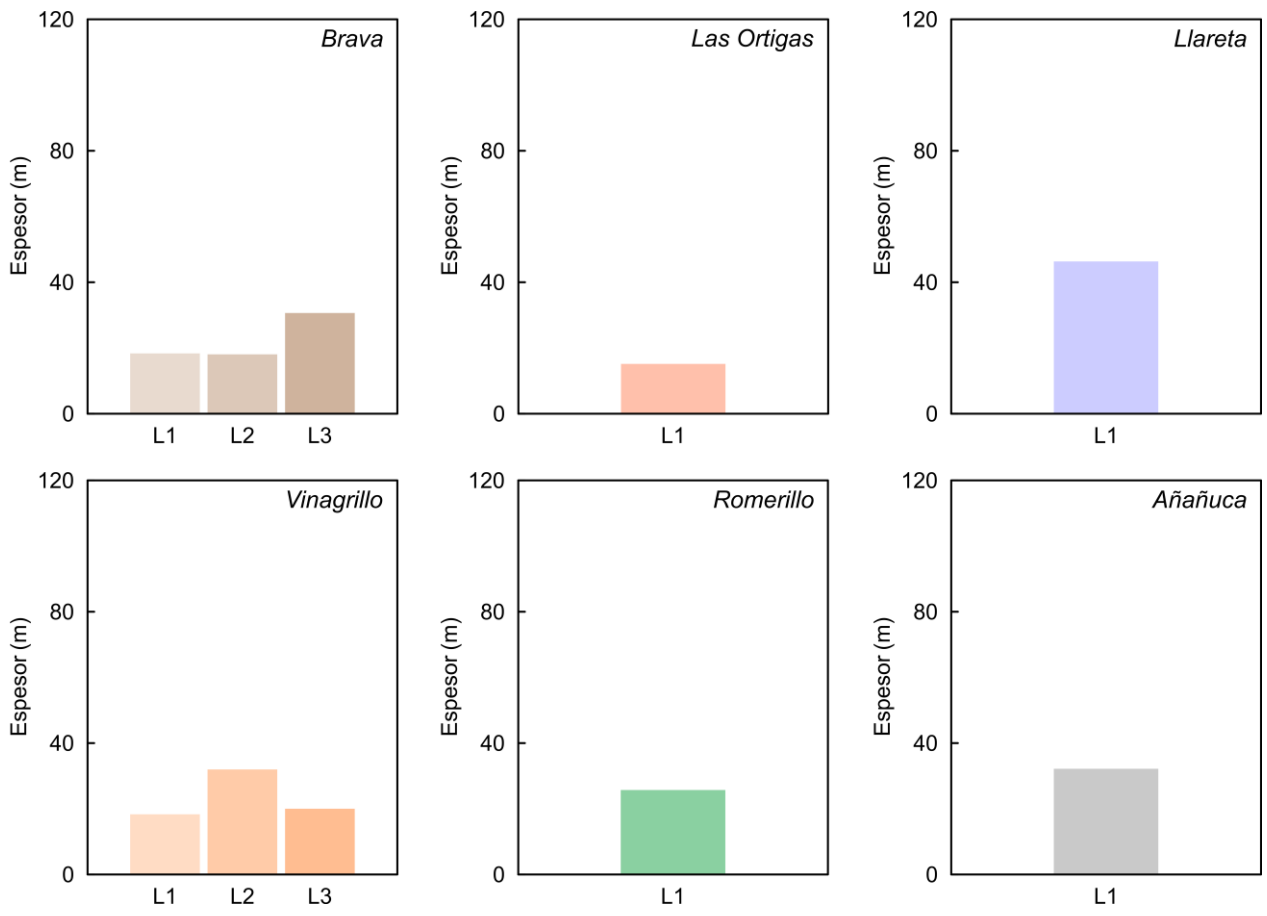


**Fig. B.1.** Continuación.

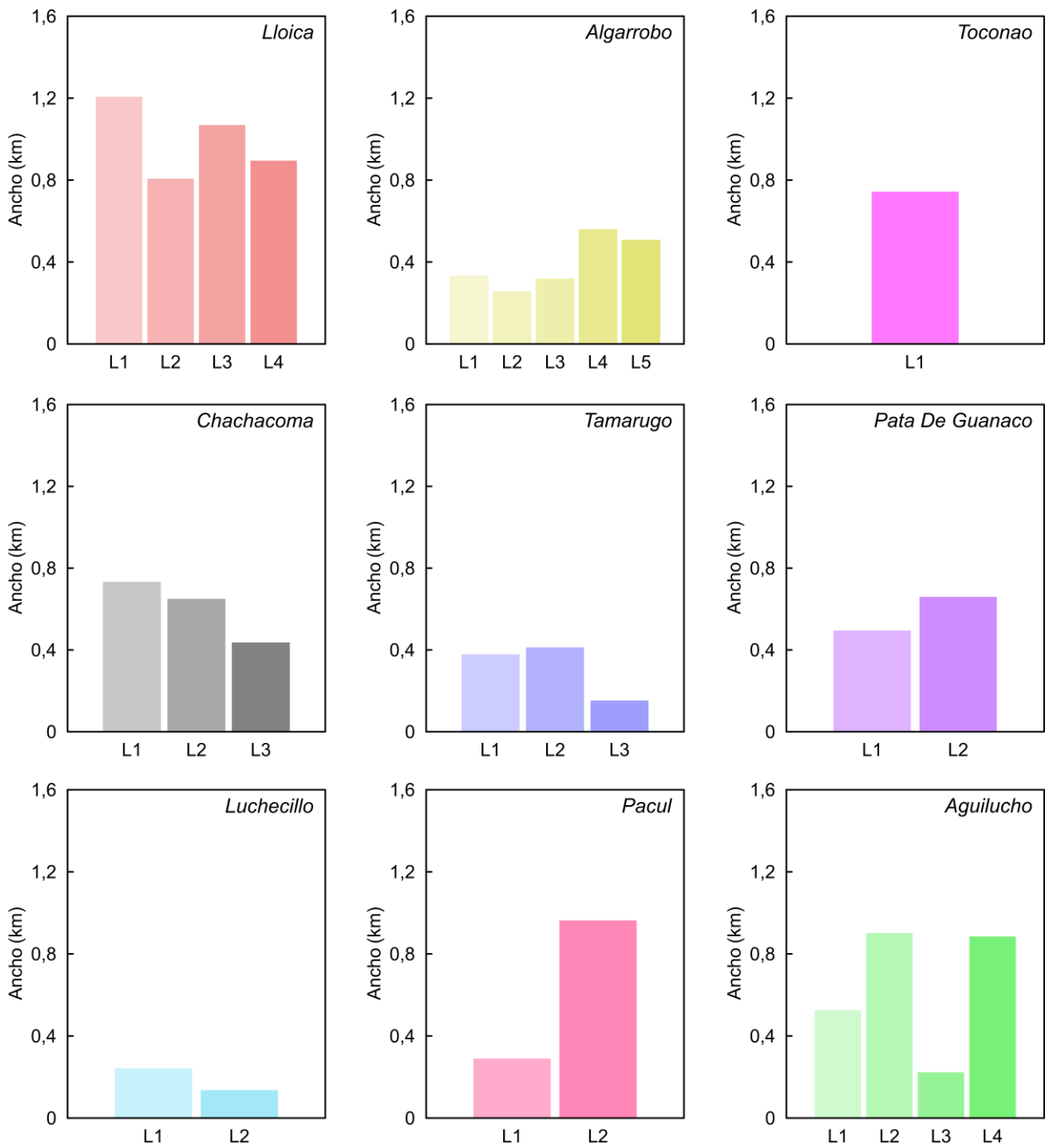




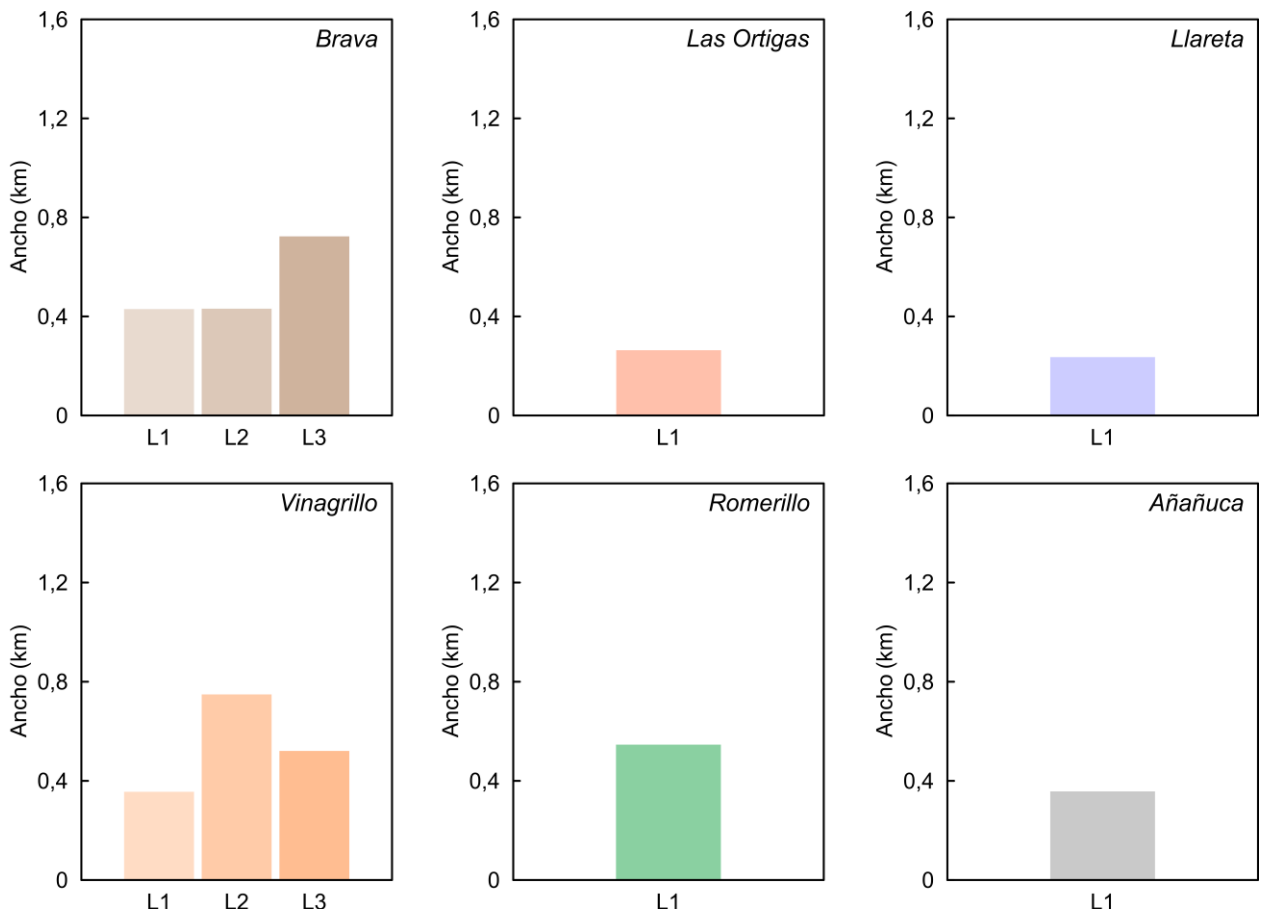
**Fig. B.2.** Gráfico de barras del espesor (m) calculado de cada flujo de lava perteneciente a cada centro eruptivo. El orden de los gráficos expuestos en esta figura es decreciente con respecto al volumen promedio de cada centro.



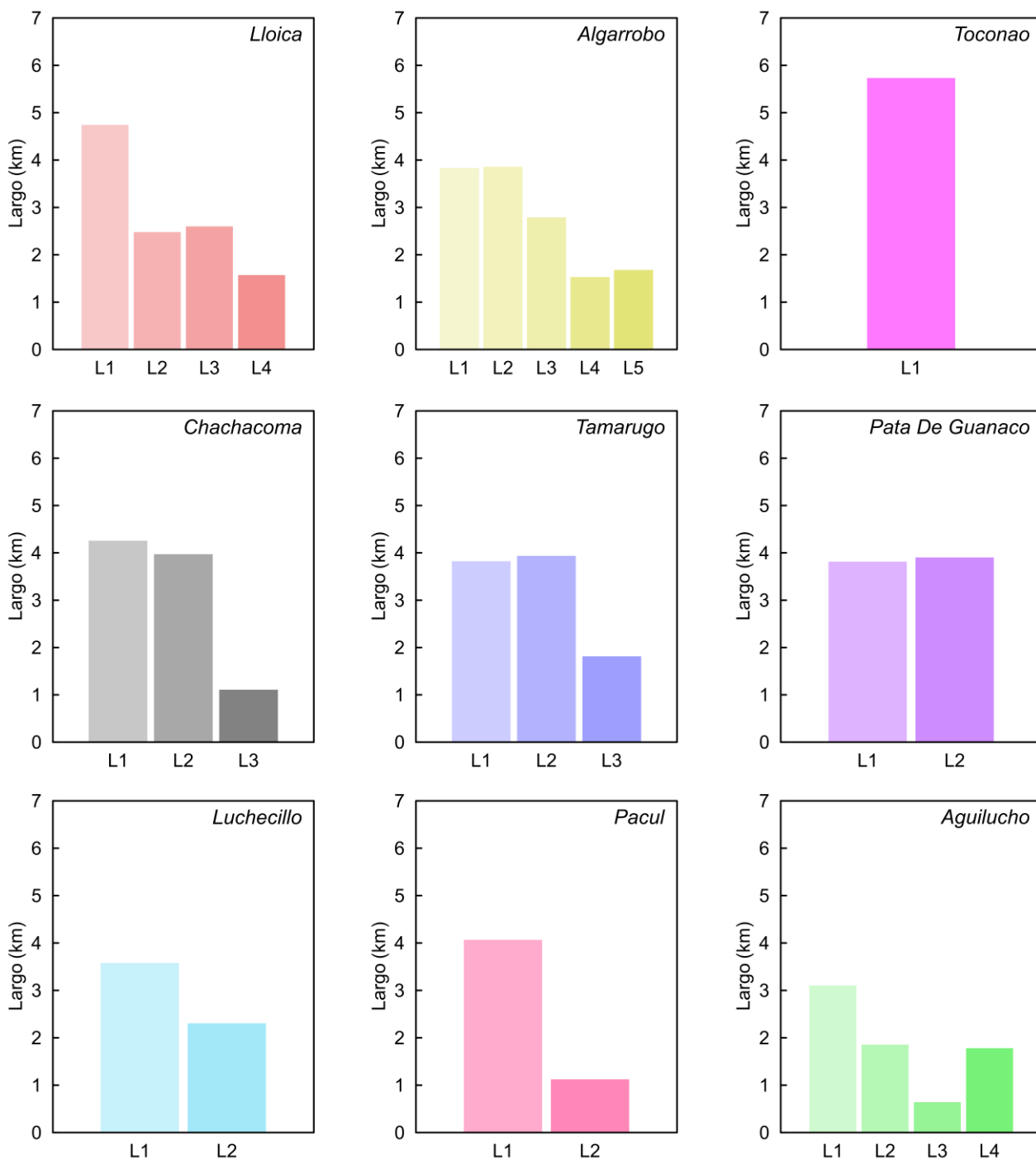
**Fig. B.2.** Continuación.



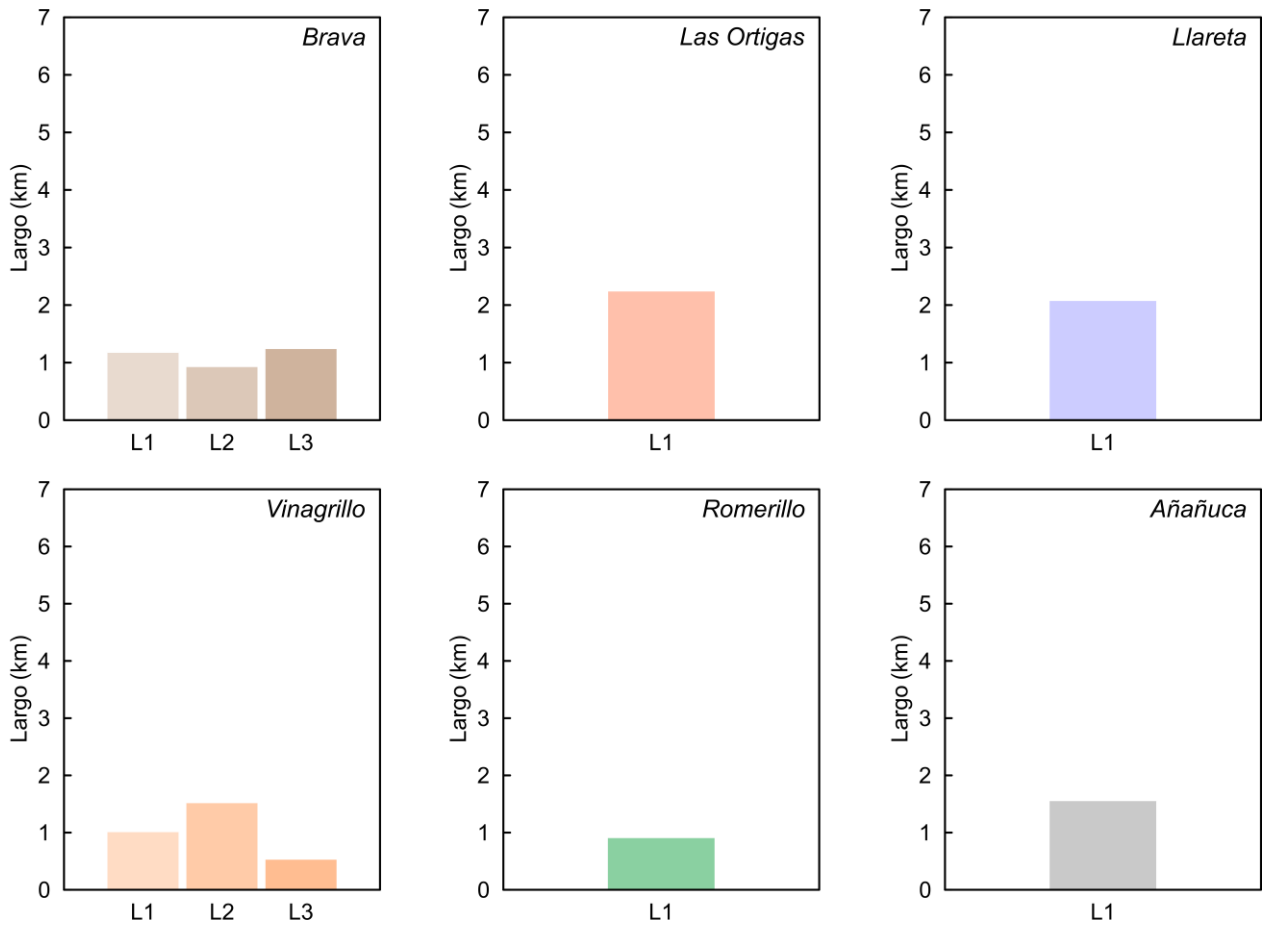
**Fig. B.3.** Gráfico de barras del ancho (km) calculado de cada flujo de lava perteneciente a cada centro eruptivo. El orden de los gráficos expuestos en esta figura es decreciente con respecto al volumen promedio de cada centro.



**Fig. B.3.** Continuación.

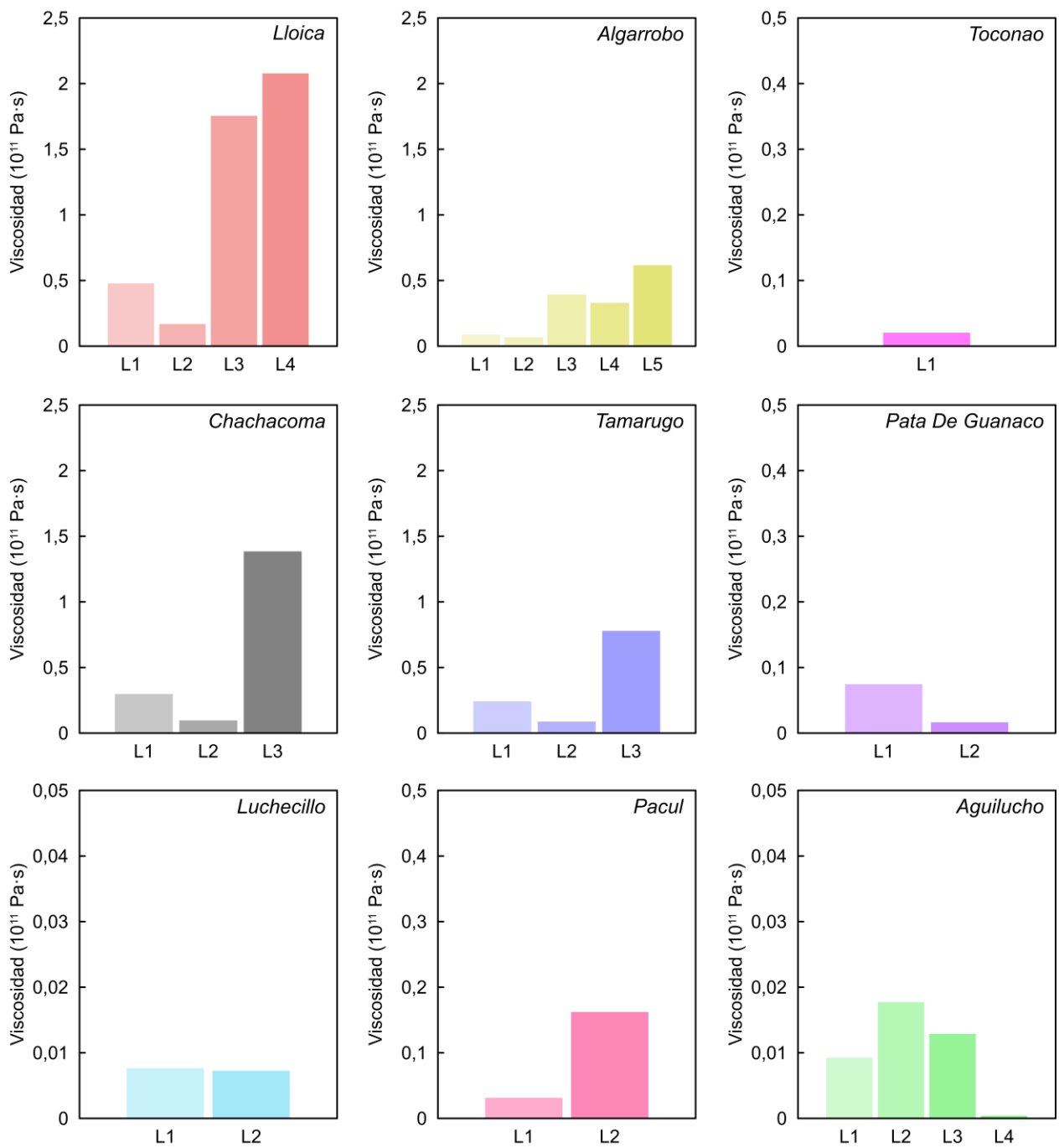


**Fig. B.4.** Gráfico de barras del largo (km) calculado de cada flujo de lava perteneciente a cada centro eruptivo. El orden de los gráficos expuestos en esta figura es decreciente con respecto al volumen promedio de cada centro.

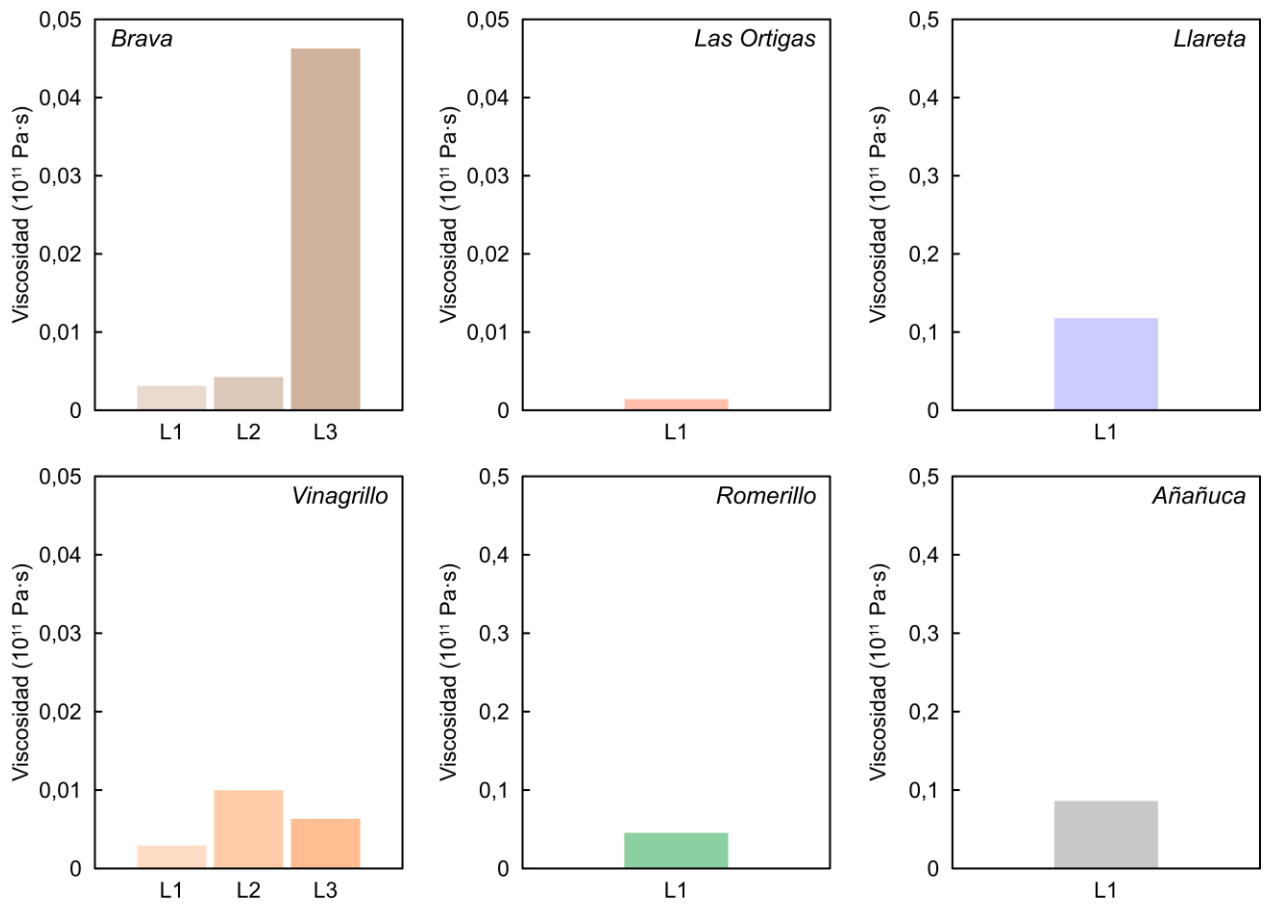


**Fig. B.4.** Continuación.

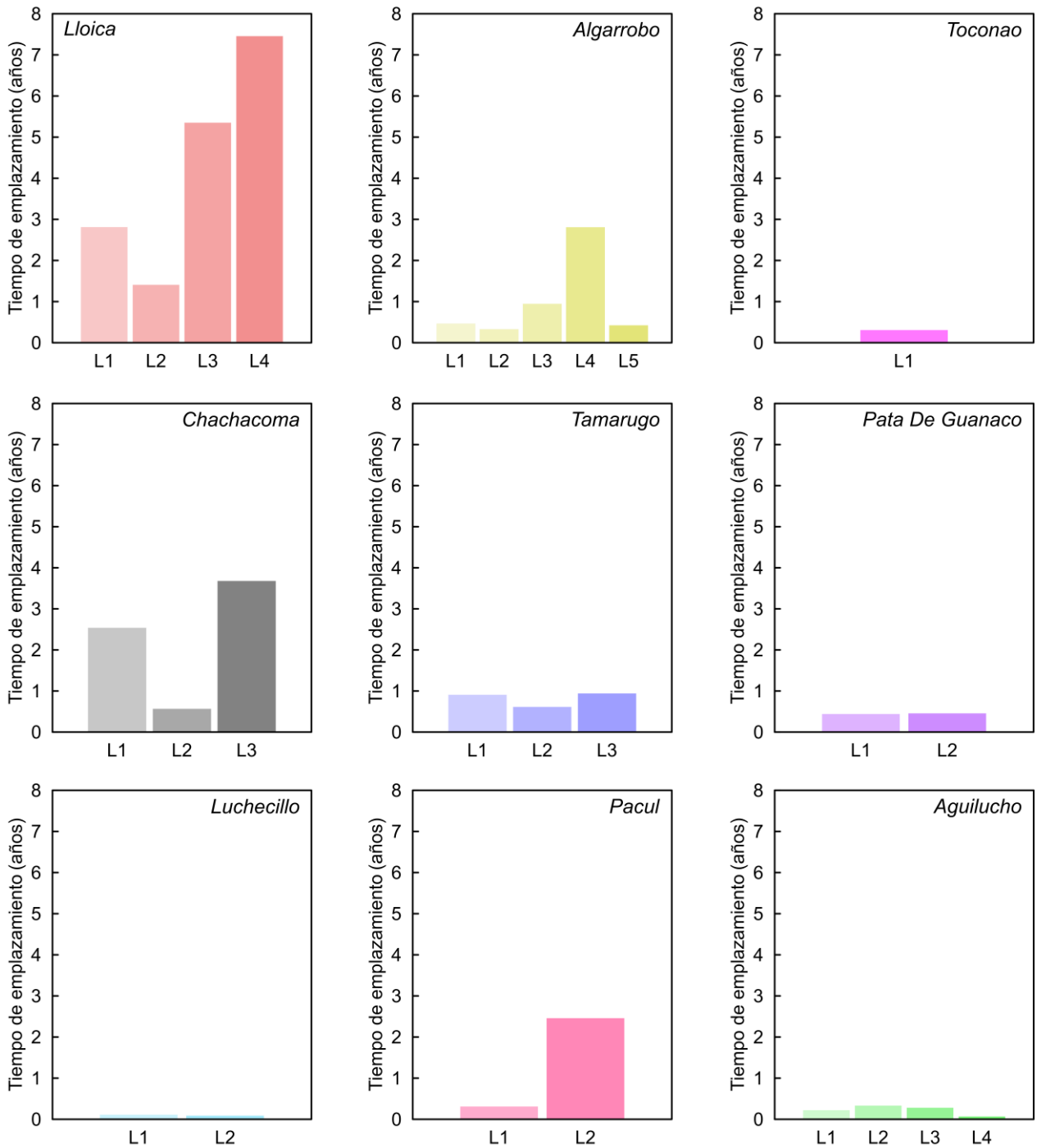




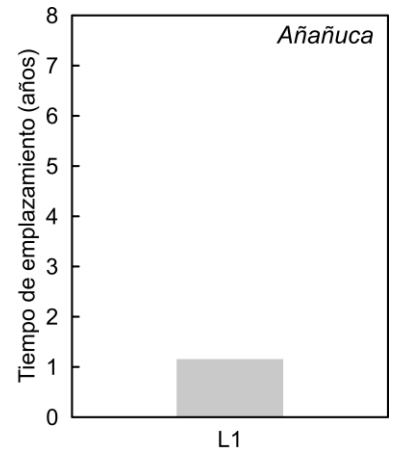
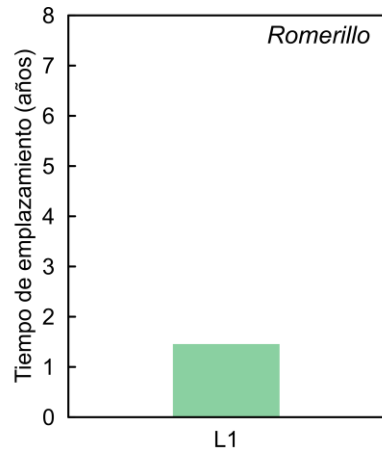
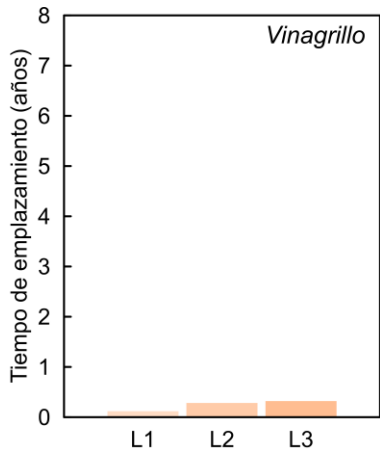
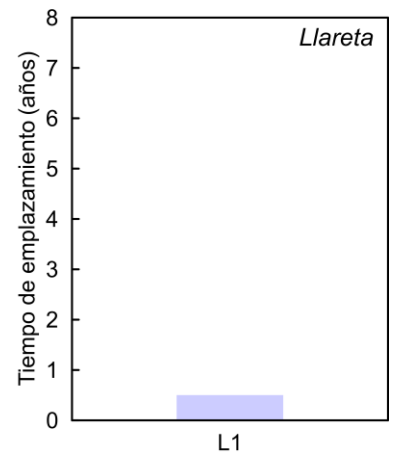
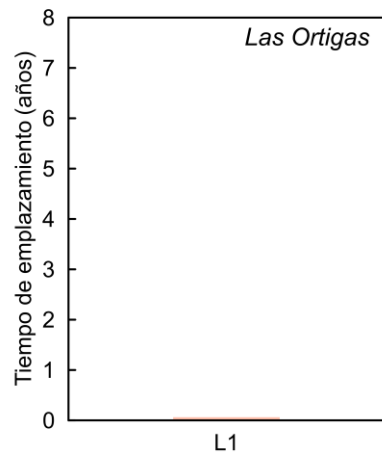
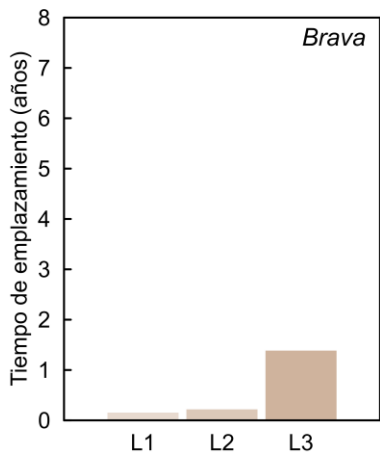
**Fig. B.5.** Gráfico de barras de la viscosidad ( $10^{11}$  Pa·s) calculada de cada flujo de lava perteneciente a cada centro eruptivo. El orden de los gráficos expuestos en esta figura es decreciente con respecto al volumen promedio de cada centro.



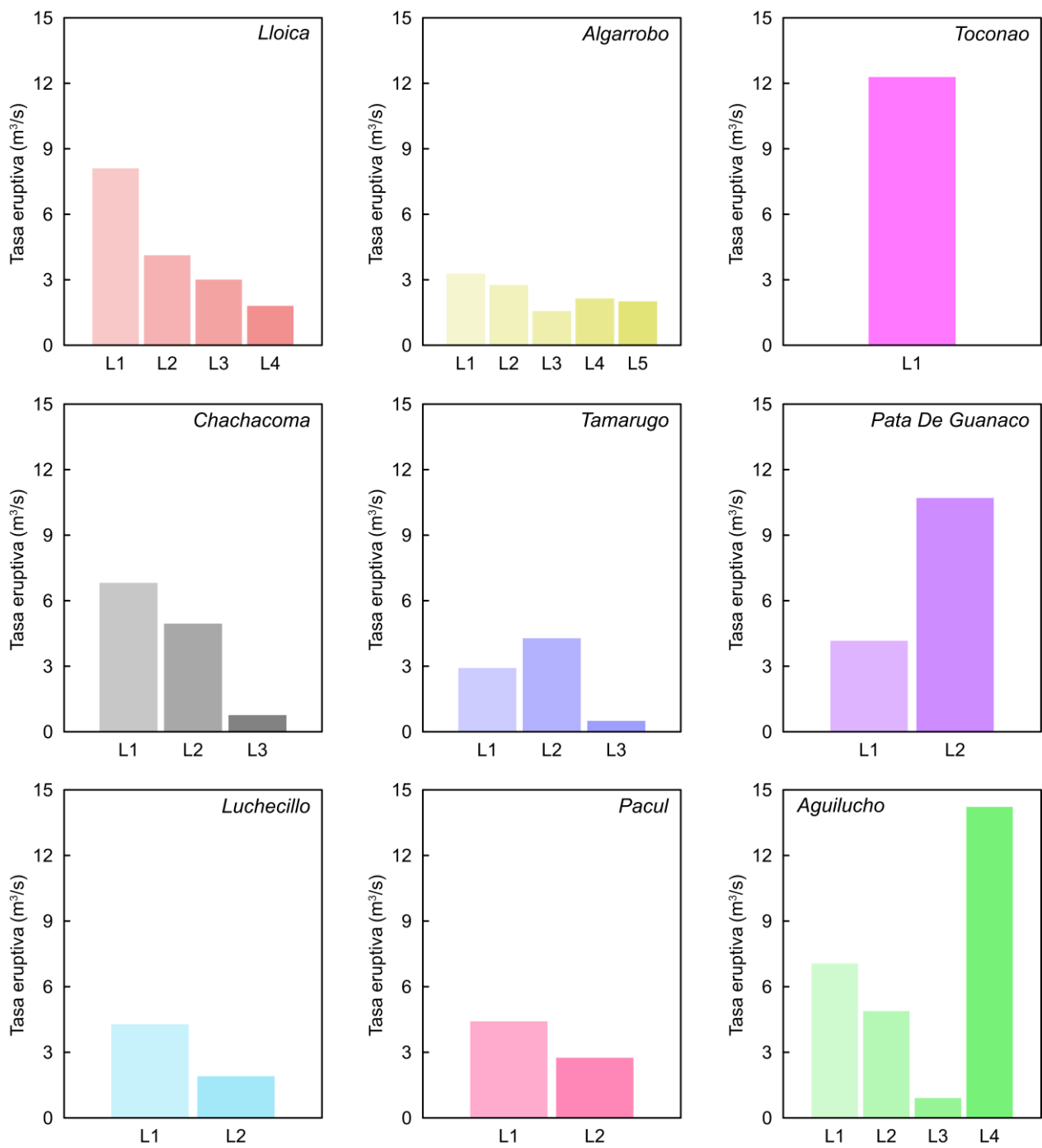
**Fig. B.5.** Continuación.



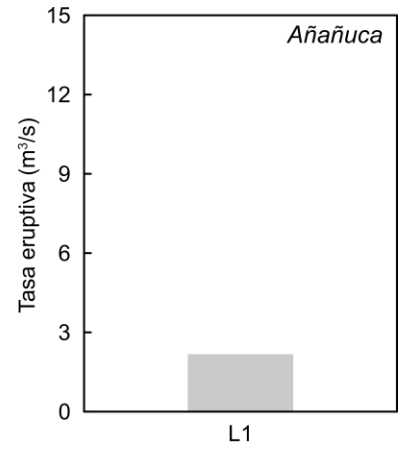
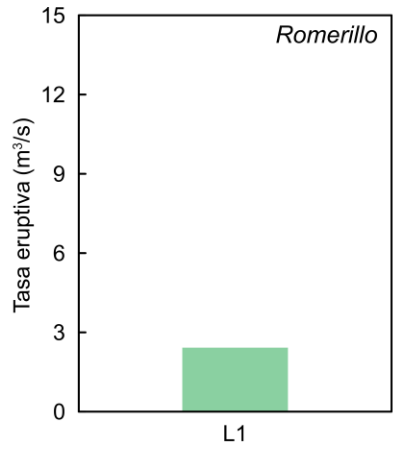
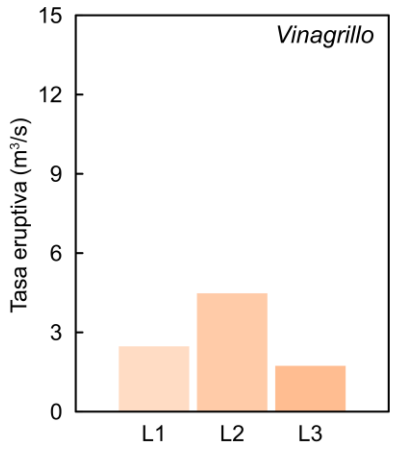
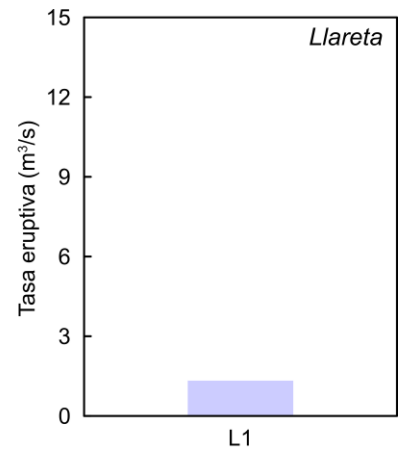
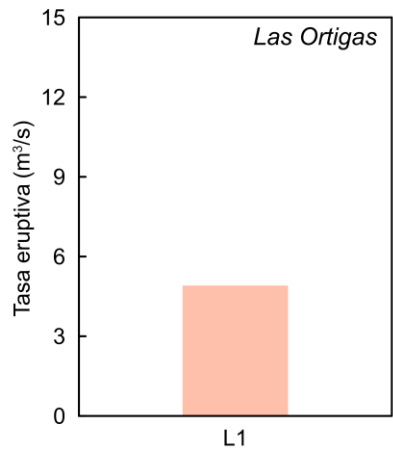
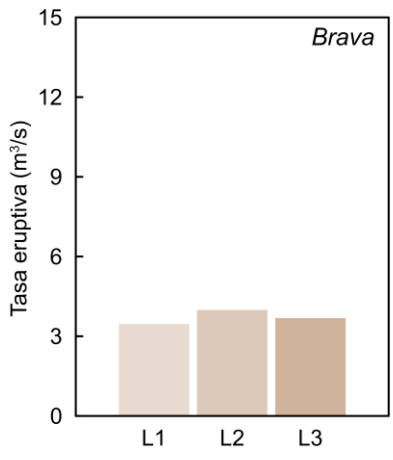
**Fig. B.6.** Gráfico de barras del tiempo de emplazamiento (años) calculado de cada flujo de lava perteneciente a cada centro eruptivo. El orden de los gráficos expuestos en esta figura es decreciente con respecto al volumen promedio de cada centro.



**Fig. B.6.** Continuación.



**Fig. B.7.** Gráfico de barras de la tasa eruptiva ( $m^3/s$ ) calculada de cada flujo de lava perteneciente a cada centro eruptivo. El orden de los gráficos expuestos en esta figura es decreciente con respecto al volumen promedio de cada centro.



**Fig. B.7.** Continuación.