



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
GEOFÍSICA DE LA TIERRA SÓLIDA – VULCANOLOGÍA**

**TIEMPOS DE EMPLAZAMIENTO EN FLUJOS DE LAVA: CASOS DE
ESTUDIO DE LOS VOLCANES RANCHO SECO (MICHOACÁN) Y
POPOCATÉPETL (PUEBLA)**

T E S I S

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

P R E S E N T A:

ISRAEL RAMÍREZ URIBE

TUTOR:

**DR. CLAUDIUS SIEBE GRABACH
INSTITUTO DE GEOFÍSICA**

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:

**DR. PETER ERNST GEORG SCHAAF
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
DR. JOSÉ LUIS ARCE SALDAÑA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA**

CIUDAD UNIVERSITARIA, CDMX, ENERO 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



Barranca de Alcalican y el Popocatépetl, 2017. Jorge Obregón

***“Un volcán es más que un embudo inverso:
Una ecuación que desafía las leyes de la gravedad;
Un reloj palpitando en años luz...***

***...Pero no es la erupción de un volcán lo que en la luz se anuncia:
Pulverizada historia del magma nocturno...
Parece más bien el sueño mismo lo que se desborda: ¡estalla una constelación
de ciudades lazadas al alba! ...”***

Volcán al Rojo-Blanco. Alberto Blanco

***Dedicada a mi familia,
especialmente a Ma. Juana Romo,
a Luciana Ramírez, a Andrés Ramírez (†), a Matilde Morales (†),
a Francisco Ramírez (†), a Apolonia Romero (†) y a mi amigo Ulises Salazar (†)***



Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, al Instituto de Geofísica y a la Coordinación del Posgrado en Ciencias de la Tierra, y personal administrativo del Posgrado que me ha apoyado durante mi permanencia en el posgrado, sobre todo a Araceli Chamán y Erika Ulloa, gracias por siempre tener la mejor disposición.

Agradezco profundamente a mi abuela Ma. Juana Romo; a mi tía Luciana Ramírez; a mi hermano Daniel, y a quienes también considero mis hermanas, Denisse, Diana y Doris; así como a mi tío Miguel González, por su amor incondicional.

Agradezco sinceramente a mi tutor el Dr. Claus Siebe por permitirme trabajar con él, por sus amables consejos, revisiones a detalle y adentrarme en el mundo de la vulcanología. Un especial agradecimiento a la Dra. Magdalena Oryaëlle (codirectora) por su valioso tiempo para responder mis correos, por las charlas vía Skype, por la revisión del trabajo, por sus valiosas correcciones y recomendaciones.

Agradezco el apoyo por parte del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) cuya beca ayudo a concluir mis estudios. Este trabajo fue financiado con recursos del proyecto DGAPA-PAPIIT número IN103618 a cargo del Dr. Claus Siebe. Un agradecimiento especial al Dr. Chris Fisher (Colorado State University, Fort Collins, Colorado) por compartir la imagen de alta resolución LiDAR de la zona del malpaís de Angamuco (Rancho Seco, Michoacán), obtenida con recursos del proyecto arqueológico "Legacies of Resilience: The Lake Pátzcuaro Archaeological" (LORE-LPB).

Al personal de la Microsonda Electrónica del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, UNAM: Dra. Noemi Salazar y a Dr. Giovanni Sosa. Un agradecimiento especial a la Dra. Noemi por su paciencia y apoyo a lo largo de las sesiones de Microsonda.

Agradezco a los miembros de mi comité tutor: Al Dr. Peter Ernst Georg Schaaf, al Dr. José Luis Arce Saldaña y a mi tutor por cada una de las evaluaciones semestrales. También quiero agradecer a los miembros de mi jurado, que incluyen a los de mi comité tutor, y al Dr. Enrique Alejandro González Torres y a la Dra. Ana María Lizeth Caballero García. A todos les agradezco sus sugerencias y acertados comentarios que ayudaron a mejorar sustancialmente este trabajo.

Muchas gracias a mis amistades entrañables de la vocacional, de la universidad y del posgrado; por todas las locuras, tristezas y alegrías que hemos compartido, y principalmente por hacer de este mundo un lugar más agradable.

Y en general, mi más profundo y sincero agradecimiento a todas aquellas personas que directa o indirectamente me apoyaron en la realización del presente trabajo, sobre todo al equipo de trabajo del Dr. Claus Siebe.

A todos ellos, mil gracias.



Índice General

	Pág.
RESUMEN	6
Abstract	8
1. INTRODUCCIÓN	10
1.1. Antecedentes.....	15
1.2. Objetivos.....	18
1.3. Localización de las zonas de estudio.....	19
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	21
2.1. Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).....	21
2.2. Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG).....	24
2.3. Volcán Popocatepetl.....	25
2.4. Tectónica.....	27
3. METODOLOGÍA	31
3.1. Cartografía y muestreo.....	31
3.2. Estimaciones de volúmenes de lavas.....	35
3.3. Métodos analíticos (petrografía y análisis químicos).....	35
4. PETROGRAFÍA	39
4.1. Volcán Rancho Seco.....	39
4.2. Volcán Popocatepetl (lava Nealtican).....	43
5. GEOQUÍMICA	49
5.1. Elementos mayores.....	49
5.2. Elementos traza.....	52
6. CARACTERIZACIÓN DE FLUJOS DE LAVA	56
6.1. Morfologías de flujos de lava.....	56
6.2. Termobarometría e higrometría.....	62
6.2.1. Flujos de lava del volcán Rancho Seco.....	63
6.2.2. Flujo de lava Nealtican.....	64
6.3. Reología de lavas.....	67
6.3.1. Viscosidad de lava (enfoque petrológico).....	67
6.3.2. Parámetros geométricos de flujos, viscosidad y tiempos de emplazamiento.....	69



7. DISCUSIÓN	73
7.1. Fuente y evolución magmática.....	73
7.2. Modelo y dinámica eruptiva.....	79
7.3. Viscosidad, emplazamiento de las lavas y duración de las erupciones.....	86
7.4. Erupciones volcánicas, sus implicaciones arqueológicas y el riesgo volcánico.....	92
8. CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS	96
REFERENCIAS	99
ANEXO 1	112
ANEXO 2	127
ANEXO 3	144
ANEXO 4	152



Resumen

El volcán Rancho Seco es un cono de escoria monogenético ubicado en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) y datado por radiocarbono en ~27,845 años AP cuya erupción emitió al menos 7 flujos de lava de composición andesítica. Por su parte, el volcán Popocatepetl es un estratovolcán de composición andesítico-dacítica que ha producido diversos flujos de lava asociados a distintas erupciones a lo largo de su historia. Estudios preliminares en este último, indican que la erupción pliniana “Pómez Lorenzo”, ocurrida hace ~2,150 años AP, tuvo diferentes fases eruptivas. Las relaciones estratigráficas de los depósitos asociados sugieren el inicio de esta erupción con una fase explosiva que al finalizar dio paso a una fase efusiva emitiendo el campo de lava Nealtican. De forma similar, el volcán Rancho Seco inició su erupción también con una fase explosiva de actividad estromboliana violenta, que luego se tornó efusiva, lo cual refleja cambios en la dinámica eruptiva.

Este trabajo busca aprovechar los datos de elevación topográfica de alta resolución vertidos en imágenes LiDAR con el fin de estimar las viscosidades y tiempos de emplazamiento de lavas por un método de análisis morfológico y cotejarlos con resultados obtenidos por un método petrológico basado en las características químicas y mineralógicas de las lavas y estimaciones de sus temperaturas, contenidos de agua disuelta, porcentaje de cristales, etc. Las viscosidades obtenidas mediante parámetros morfológicos indican valores de 10^7 - 10^9 Pa·s y tasas de efusión de 5-13 m^3/s para el campo de flujos del volcán Rancho Seco, que corresponden a tiempos de emplazamiento de entre 58 y 209 días para cada uno de sus flujos, mientras que para el campo de flujos de lava Nealtican las viscosidades estimadas son de 10^9 - 10^{10} Pa·s y tasas de efusión de 17-19 m^3/s con tiempos de emplazamiento de entre 337 y 574 días para flujos individuales. A su vez, las viscosidades estimadas mediante parámetros petrológicos indican viscosidades de lavas del volcán Rancho Seco de 10^8 - 10^9 Pa·s, mientras que para los flujos de la lava Nealtican se obtuvieron valores de 10^9 - 10^{12} Pa·s.

En ambos casos, los eventos efusivos parecen haber estado condicionados a disminuciones en la tasa de ascenso del magma y a su eficiente desgasificación en



un sistema abierto. Además, las evidencias texturales y mineralógicas de los productos volcánicos del volcán Popocatepetl demuestran la existencia de mezcla de magmas e interacción magmática con las rocas del basamento somero (calizas y skarns) encontradas en forma de xenolitos en las lavas. En cambio, las rocas del volcán Rancho Seco pudieron haber sido originadas principalmente por cristalización fraccionada aunada a asimilación menor de rocas plutónicas de composición granítica (presencia de xenocristales de cuarzo) por efecto de un fundido basáltico-andesítico a andesítico derivado de la fusión parcial de la cuña del manto.

En el caso del CVMG, la recurrencia y formación de volcanes monogenéticos como el Rancho Seco resulta de gran interés, debido a que es muy probable que en un futuro próximo se genere un nuevo volcán en esa región. De manera similar, la actividad actual del volcán Popocatepetl implica un peligro latente para la población de las cercanías. Por esta razón resulta importante reconstruir las historias eruptivas de estas partes de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y tener estimaciones de los tiempos de emplazamiento y las propiedades reológicas de lavas, ya que estos conocimientos forman la base para poder definir escenarios eruptivos futuros y evaluar potenciales riesgos volcánicos.



Abstract

The Rancho Seco monogenetic scoria cone, located in the Michoacán-Guanajuato volcanic field (MGVF), was radiocarbon-dated at ~27,845 years BP. Besides initial Strombolian tephra fallout, its eruption produced at least 7 associated lava flows, mainly andesitic in composition. On the other hand, Popocatepetl volcano is a large stratovolcano that emitted numerous andesitic to dacitic lava flows associated to different eruptions throughout its history. Stratigraphic studies of the ~2,150 years BP Plinian Lorenzo Pumice sequence indicate that this eruption started with a highly explosive phase and ended with the effusive emplacement of the Nealtican lava flow field toward the east of the main cone. Both eruptions, Rancho Seco and Popocatepetl, evolved from a violent pyroclastic phase to an effusive lava flow emplacement phase, reflecting drastic changes in the eruptive dynamics.

The objective of this work consisted in taking advantage of high-resolution LiDAR images in order to estimate viscosities and lava flow emplacement times by a morphological method and compare these values with results obtained by a petrological method based on the chemical and mineralogical composition of the lavas and which includes determination of magma temperatures, dissolved water contents, percentages of crystals in the lavas, etc. For the Rancho Seco volcano, the morphological method yielded viscosities of 10^7 - 10^9 Pa-s, with effusion rates between 5 and 13 m^3/s , and individual lava flow emplacement times from 58 to 209 days, while for the Nealtican lava flows viscosities of 10^9 - 10^{10} Pa-s and effusion rates of 17-19 m^3/s with emplacement times of 337-574 days were obtained for individual flows. In turn, the petrological method yielded viscosities of 10^8 - 10^9 Pa-s for the Rancho Seco and of 10^9 - 10^{12} Pa-s for the Nealtican lava flows, respectively.

In both case studies, effusive lava flow emplacement seems to have been conditioned to decreases in the magma ascent and discharge rates linked to efficient degassing in an open system. Although magmas ultimately originated from partial fusion of a subduction-modified hydrated heterogenous mantle wedge, textural and mineralogical evidence in Popocatepetl's Nealtican lavas indicates magma mixing and assimilation of shallow basements rocks (carbonate and skarn xenoliths) prior to eruption, while Rancho Seco basaltic andesites and andesites seem to have evolved



largely by crystal fractionation with minor assimilation of granitic basement rocks (presence of quartz xenocrystals).

In the case of the MGVF, the birth of a new monogenetic volcano should be expected in the future, while the current activity of Popocatépetl implies a latent hazard for nearby populations. For these reasons it is important to reconstruct the eruptive histories of volcanoes in these areas of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB), including estimates of lava flow emplacement times and rheological properties, which are crucial for defining future eruptive scenarios and evaluating potential volcanic risk.



1. INTRODUCCIÓN

La mayor concentración de volcanes en México se encuentra en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), en donde se tiene una gran variedad de formas volcánicas como campos de conos monogenéticos, estratovolcanes, volcanes tipo escudo, calderas, lavas fisurales y domos (Macías, 2005).

Los volcanes poligenéticos son aquellos que han experimentado varios episodios eruptivos en su historia. Estos son considerados grandes volcanes que han sido construidos por lo menos en decenas de miles, pero usualmente cientos de miles, o incluso millones de años. En este grupo se encuentran estratovolcanes como el Popocatépetl (México), Monte Fuji (Japón) y el Monte Santa Helena (Washington, EE.UU.), volcanes escudo como el Mauna Loa (Hawái, EE.UU.) y el Fernandina (Galápagos), y calderas silícicas como Toba (Indonesia) y Yellowstone (Wyoming, EE.UU.) (De Silva y Lindsay, 2015).

El Popocatépetl es considerado como uno de los volcanes poligenéticos potencialmente más peligrosos de México (*Fig. 1*) debido a las erupciones altamente explosivas que están documentadas en su registro estratigráfico (p. ej. Siebe et al., 1996a). Dicho registro incluye al menos 6 erupciones plinianas de gran magnitud, como la erupción de la “Pómez Blanca” de 23,500 años AP (Siebe et al., 2017) y la erupción “Tutti-Frutti” de 14,100 años AP (Sosa-Ceballos et al., 2012). Las erupciones plinianas más recientes incluyen la erupción de la “Pómez Ocre” de 4,965 años AP (Arana-Salinas et al., 2010), la erupción de la “Pómez Lorenzo” de 2,150 años AP y la erupción de la “Pómez Pink” de 1,100 años AP (Siebe et al., 1996a; Panfil et al., 1999; Plunket y Uruñuela, 1998). Estas últimas tres erupciones caen dentro del tiempo de ocupación humana y especialmente las dos últimas afectaron algunos asentamientos prehispánicos de la región, como lo atestiguan la presencia de sitios arqueológicos, como el de Tetimpa (Plunket y Uruñuela, 1998). Más recientemente, después de varias décadas de inactividad, se notó un paulatino incremento en la actividad del volcán, que reinició su actividad el 21 de diciembre de 1994. En los últimos años ha tenido etapas efusivas y explosivas asociadas con el crecimiento y destrucción de domos de lava en el interior del cráter (Espinasa-Pereña, 2012; Gómez-Vázquez et al., 2016).



Por el contrario, el vulcanismo monogenético se caracteriza por la generación de volcanes que se forman durante un sólo episodio eruptivo (como el volcán Rancho Seco; Fig. 1), teniendo una actividad de corta duración (de pocas semanas a meses, o actividad casi-continua durante algunos años o décadas), sin erupciones posteriores, y normalmente agrupados dentro de campos volcánicos monogenéticos (Connor y Conway, 2000; Walker, 2000; Valentine y Gregg, 2008; De Silva y Lindsay, 2015).



Figura 1. A. Fotografía aérea del volcán Popocatepetl, tomada en un sobrevuelo de CENAPRED. B. Fotografía aérea del volcán Rancho Seco y su degradación debida a la operación de un enorme banco de material aledaño (proporcionada por el Dr. Claus Siebe y tomada el 30 de Nov., 2011).

Un típico campo monogenético puede contener de 10 a 100 volcanes (conos de escoria, maares, anillos de toba, volcanes escudo pequeños y domos de lava) de un volumen cercano a 10 km^3 . El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) en México es mucho más grande que el promedio, ya que contiene más de 1000 volcanes monogenéticos, lo que lo convierte en uno de los más grandes del mundo asociado a un entorno tectónico de subducción (Walker, 2000). Este campo ha presentado dos erupciones históricas, una fue la del volcán Jorullo (1759-1774) y la otra la del volcán Parícutin (1943-1952). La recurrente formación de volcanes monogenéticos en la región resulta de gran interés, debido a que es muy probable que en un futuro próximo se forme uno nuevo. Por ello, es importante caracterizar cada uno de estos edificios volcánicos, con el fin de entender en qué momento se formaron, cuál fue su estilo eruptivo, el tiempo que duró su erupción, así como



definir las características de sus diferentes productos eruptivos (como los flujos de lava), etc.

Cabe mencionar que los flujos de lava se forman cuando la roca fundida o parcialmente fundida entra en erupción en la superficie de la Tierra u otros planetas rocosos. Las erupciones son forzadas por la flotabilidad causada por las diferencias de densidad entre el fundido y la roca circundante y por las presiones generadas por la exsolución de los volátiles. La lava no es un simple líquido, sino generalmente una mezcla de silicatos en forma de fundido (fase líquida), cristales (fase sólida) y burbujas de gas (fase gaseosa), con aumentos adicionales en las fracciones de cristales y de burbujas durante la evolución del flujo (Griffiths, 2000). Un motivo para estudiar las lavas es que son el rasgo más común en las superficies de los planetas terrestres, cubriendo el 90% de la superficie de Venus, el 50% de Marte, al menos el 20% de la Luna, y alrededor del 70% de la Tierra, donde la mayoría están ocultas en el fondo oceánico (Kilburn, 2015).

Por otro lado, es conveniente definir que la reología de lavas es la ciencia de la deformación y el flujo de lavas. Generalmente involucra la propiedad de la viscosidad, la cual es la resistencia interna de un fluido a fluir (Leshner y Spera, 2015). La reología de las lavas al salir de un punto emisor depende de la composición, la temperatura, la presión, el contenido de cristales y el contenido de burbujas. Por lo tanto, depende del tiempo como resultado del enfriamiento, la cristalización y la vesiculación (Griffiths, 2000). En consecuencia, las propiedades reológicas de las lavas tienen una relación directa con la dinámica de los flujos y su tiempo de emplazamiento.

Incluso al comienzo de una erupción efusiva, las lavas más fluidas son frecuentemente un millón de veces más viscosas que el agua (10^{-3} Pa·s) y es extremadamente difícil introducir un dispositivo de medición en un flujo y, si se tiene éxito, recuperarlo de nuevo (Kilburn, 2015). En realidad, en la actualidad no se dispone de instrumentación para medir viscosidades de lavas mayores a 10^6 Pa·s (con composiciones evolucionadas como andesitas, dacitas y riolitas). En este sentido, las mediciones de viscosidad en campo plantean un gran desafío, ya que adicionalmente estos flujos tienen una superficie externa gruesa y fragmentada a la que es imposible acercarse y penetrar sin poner en riesgo al operador del equipo de



medición (Chevrel et al., 2019). Como resultado, hay pocos datos disponibles de mediciones directas en interiores de lavas activas (Tabla 1), y las que existen básicamente corresponden a composiciones basálticas (Pinkerton et al., 1995; Belousov y Belousova, 2018; Chevrel et al., 2018, por mencionar algunos). Debido a lo anterior, las investigaciones suelen basarse en estudios teóricos o en evidencia indirecta de interiores de lava solidificada (expuestos por colapso natural o por excavaciones como las de cortes carreteros). Por lo tanto, hasta que se disponga de datos más confiables en interiores de flujos activos, los vínculos entre las características preservadas en las lavas solidificadas y la dinámica de flujo ofrecen el mejor panorama para poder cuantificar el comportamiento de un flujo.

Asimismo, los peligros asociados a flujos de lava dependen de factores tales como la reología de las lavas, su tasa de efusión, la topografía del terreno existente, la pendiente y la distancia a la que avanza el frente de flujo antes de que éste solidifique. Otro punto para entender la dinámica de los flujos es la interpretación de observaciones de flujos antiguos o remotos, en los que la forma del flujo, la estructura y las características de la superficie (morfología) pueden contener pistas sobre las tasas de erupción y la reología de las lavas (Hulme, 1974; Griffiths, 2000). Es por ello que en base a esta información podemos establecer los protocolos adecuados de acción ante este tipo de fenómenos volcánicos. Como ejemplos de flujos de lava históricos podemos nombrar los asociados a los volcanes Kilauea y Mauna Loa, en Hawái; Etna y Vesubio, en Italia; Lanzarote y Tenerife, en las Islas Canarias; El Arenal, en Costa Rica; y Paricutin, en México (Kilburn, 2015).

Del mismo modo, la reconstrucción de la historia eruptiva de un volcán es útil para definir una secuencia de eventos y la mecánica de las erupciones involucradas, para que de este modo se puedan tomar las medidas necesarias para mitigar los efectos que una futura erupción podría producir sobre el entorno y la población.



Tabla 1. Estimaciones de viscosidad en lavas con diferentes composiciones, y con una gama de temperaturas y cristalinidades*

Localización	Viscosidad (Pa·s)	Aproximación/criterio	Referencias
Basaltos			
0-30% de cristales, T≈1130-1150 °C			
Kilauea, EE.UU. (Makaopuhi)	650-750	Viscosímetro	Shaw et al. (1968)
Kilauea, EE.UU. (Pu'u 'Ō'ō)	60-2000	Método de Jeffreys	Fink y Zimbleman (1990)
Mauna Loa, EE.UU. (1984)	100-2000	Método de Jeffreys modificado	Moore (1987)
13-21% de cristales, T≈1144 °C			
Kilauea, EE.UU. (Pu'u 'Ō'ō) (2016)	3.8x10 ²	Viscosímetro	Chevrel et al. (2018)
30-45% de cristales, T≈1070-1090 °C			
Etna, Italia (1966)	3-38x10 ³	Método de Jeffreys	Walker (1967)
Etna, Italia (1966)	5-74x10 ³	Método de Jeffreys	Tanguy (1973)
Etna, Italia (1971)	10 ³ -10 ⁵	Viscosímetro	Gauthier (1973)
Etna, Italia (1975)	9400±1500	Viscosímetro	Pinkerton y Sparks (1978)
Etna, Italia (1983)	1385-1630	Viscosímetro	Pinkerton y Norton (1995)
Etna, Italia (1991-93)	8-19x10 ³	Método de Jeffreys	Calvari et al. (1994)
25-50% de cristales, T≈1000 °C			
Stromboli, Italia (2003)	10 ⁵ -10 ⁶	Método de Jeffreys	Harris et al. (2005)
25-43% de cristales, T≈1082 °C			
Traquiandesitas basálticas			
Tolbachik, Russia (2013)	5x10 ³ - 5x10 ⁴ (interior) 6x10 ⁴ -4x10 ⁵ (sec. superior y basal)	Penetrómetro simple	Belousov y Belousova (2018)
Andesitas			
Mount Hood, EE.UU. (60-61 wt% SiO ₂)	10 ⁵ -10 ⁷	Basado en laboratorio (900-1000 °C)	Murase y McBirney (1973)
Colima, México (59 wt% SiO ₂)	10 ⁹ -10 ¹⁰	Método de Jeffreys	Navarro-Ochoa et al. (2002)
Traquitas y dacitas			
Karisimbi, Ruanda (61 wt% SiO ₂)	7.5x10 ¹⁰ -5.2x10 ¹¹	Pliegues superficiales	McKay et al. (1998)
Santiaguito, Guatemala (62.5 wt% SiO ₂)	4x10 ⁹ -6.9x10 ¹⁰	Método de Jeffreys	Harris et al. (2004)
Chao, Chile (67-69 wt% SiO ₂)	4x10 ⁹ (interior) 10 ¹⁵ -10 ²⁴ (superficie)	Pliegues superficiales	Fink (1980)
Medicine Lake, EE.UU. (68.2 wt% SiO ₂)	10 ⁷ -10 ⁹ (interior) 10 ⁹ -10 ¹¹ (corteza)	Pliegues superficiales	Lescinsky et al. (2007)
Riolitas			
Newberry, EE.UU. (72-74 wt% SiO ₂)	10 ⁷ -10 ¹³	Basado en laboratorio (600-1000 °C)	Murase y McBirney (1973)
Badlands, EE.UU. (75-77 wt% SiO ₂)	3.5x10 ⁹ -1.2x10 ¹⁰	Basado en laboratorio	Manley (1996)

*Modificada de Harris y Rowland (2015).



1.1. Antecedentes

Después de la reactivación del volcán Popocatepetl en 1994 se han realizado grandes avances en el conocimiento de sus erupciones pasadas y los diversos procesos asociados al volcán (Robin, 1984; Robin y Boudal, 1987; Siebe et al., 1995a, 1995b, 1996a, 1996b, 1997, 1999, 2017; Plunket y Uruñuela, 1998; Capra et al., 2003; Conte et al., 2004; Macías y Siebe, 2005; Schaaf et al., 2005; Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo, 2006; Arana-Salinas et al., 2010; Espinasa-Pereña, 2012; Alatorre-Ibargüengoitia et al., 2012; Sosa-Ceballos et al., 2012; 2014, 2015; Mangler et al., 2019). Muchos de estos estudios han servido para la elaboración de mapas de peligros volcánicos como el de Macías et al. (1995) y su versión más actualizada, con una memoria técnica elaborada por un gran equipo de trabajo, cuyos frutos se publicaron recientemente (Martin Del Pozzo et al., 2017).

Estudios recientes en diferentes volcanes han aprovechado el avance de las técnicas geocronológicas, geofísicas y geoquímicas para describir las tasas de actividad, longevidad y configuración tectónica de los mismos. Muchos de estos estudios se han centrado en la distribución y patrones de recurrencia del vulcanismo para comprender mejor los procesos que gobiernan el suministro y ascenso del magma (Connor y Conway, 2000).

Uno de los estudios más completos realizado hasta la fecha en el CVMG es el trabajo doctoral de Toshiaki Hasenaka de la Universidad de Berkeley, EUA, (Hasenaka, 1986) y las publicaciones formales que de él se derivaron (Hasenaka y Carmichael, 1985; Hasenaka y Carmichael, 1987; Hasenaka, 1994). Hasenaka compiló un inventario de prácticamente todos los centros eruptivos del CVMG y realizó un análisis exhaustivo de la morfología, edad relativa, petrografía y composición química de más de 200 muestras de roca (Gómez-Tuena et al., 2005).

De igual manera, en los últimos años se han hecho varios esfuerzos respecto al estudio del CVMG que permiten reconstruir el historial eruptivo de diversas regiones de dicho campo volcánico (p. ej. Guilbaud et al., 2011, 2012; Siebe et al., 2012, 2014; Kshirsagar et al., 2015; 2016; Chevrel et al., 2016a, 2016b; Larrea et al., 2017; 2019; Ramírez-Urbe, 2017; Reyes-Guzmán et al., 2018; Osorio-Ocampo et al., 2018; Pérez-Orozco et al., 2018; Ramírez-Urbe et al., 2019).



Cabe mencionar que el estudio realizado en el volcán monogenético tipo escudo El Metate por Chevrel et al. (2016b) es uno de los pocos trabajos asociados al CVMG que aporta datos sobre aspectos a detalle de la reología de lavas en México. Su trabajo, al igual que éste, se basa en estimaciones obtenidas a partir de características petrográficas, datos geoquímicos y parámetros morfológicos de los flujos. Este volcán se formó en ~1250 d.C., presentando una erupción puramente efusiva y produciendo grandes volúmenes de lava andesítica (~9 km³) emitidos en al menos 13 coladas diferentes que se formaron en un periodo aproximado de 35 años, siendo la mayor erupción efusiva andesítica Holocénica de la que se tenga registro en México (Chevrel et al., 2016a; 2016b).

Asimismo, el tema de la reología de lavas también se ha abordado en otros artículos como Griffiths (2000), Miyamoto y Papp (2004), Takeuchi (2011), Chevrel et al. (2013; 2015), Dietterich et al. (2018), en algunos casos incluso han utilizado una combinación de experimentos controlados y modelado numérico (p. ej. Castruccio et al., 2010; Del Gaudio et al., 2013) e incluso análisis de imágenes de video (Lev et al., 2012). Aunque las mediciones de laboratorio están bien controladas, no son representativas de las condiciones de campo debido a las diferencias en el contenido de volátiles (disueltos y en forma de burbujas de gas), la fugacidad de oxígeno y los cambios de cristalinidad durante los episodios de calentamiento en el laboratorio (Chevrel et al., 2019).

El presente trabajo busca aprovechar los datos de elevación de alta resolución referentes a imágenes LiDAR, que afortunadamente abarcan las áreas de estudio, ya que éstas son de gran utilidad para resaltar detalles de la morfología de las lavas, que muchas veces no se alcanzan a distinguir en los modelos de elevación digital (DEM, por sus siglas en inglés) convencionales (*Fig. 2*), siendo éste uno de los primeros estudios que se auxilia de esta tecnología para estimar los valores de las viscosidades y tiempos de emplazamiento de las lavas en México. Además, al tratarse de flujos de lava jóvenes, conservan mejor sus características morfológicas (*Fig. 2 A,C*). La tecnología LiDAR también se ha utilizado con fines vulcanológicos en otras partes del mundo y como ejemplos podemos mencionar los trabajos de Deardorff y Cashman (2012), Cashman et al. (2013), Dietterich y Cashman (2014), Deligne et al. (2016), Dietterich et al. (2018), Hunt et al. (2019) y



Younger et al. (2019). Algunas imágenes LiDAR se han obtenido con fines arqueológicos, como es el caso de nuestra zona de estudio asociada al volcán Rancho Seco donde se puede observar el yacimiento arqueológico de Angamuco con gran detalle a pesar de la cobertura vegetal por un bosque de encinos. Estas imágenes también revelan las características topográficas del paisaje derivadas de la actividad antropogénica (Chase et al., 2012), lo cual ha sido sumamente útil para el estudio de antiguos centros poblacionales asociados a la cultura tarasca en Michoacán (Fisher et al., 2013; 2017; Forest et al., 2018), así como en otros asentamientos humanos de la época prehispánica, algunos de ellos relacionados a la civilización maya (Chase et al., 2012; Fisher et al., 2017).

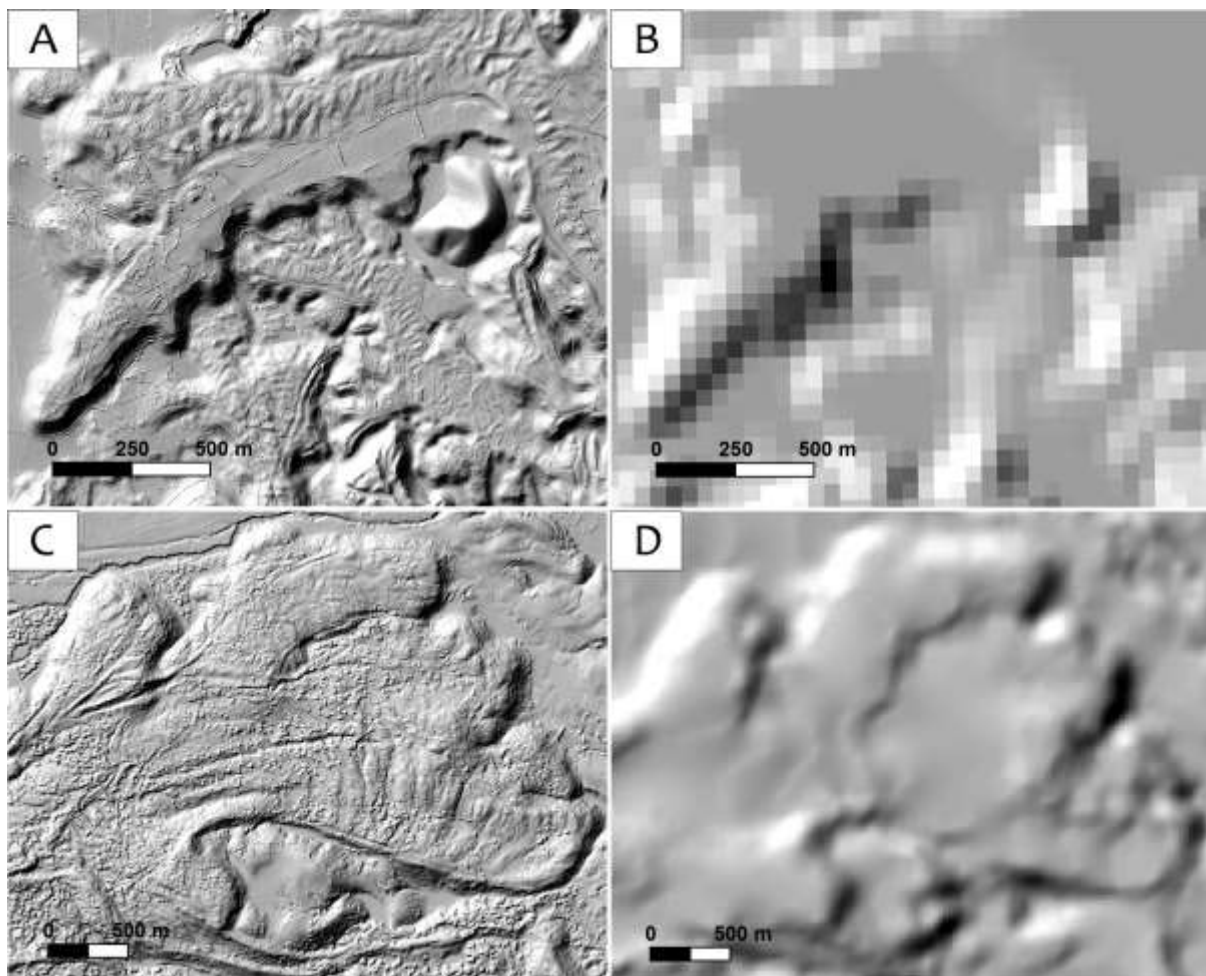


Figura 2. A. "Hillshade" generado a partir de una imagen LiDAR con resolución de 50 cm donde se muestran algunos flujos de lava del volcán Rancho Seco. B. "Hillshade" generado a partir de un DEM con resolución de 50 m donde se muestran algunos flujos de lava del volcán Rancho Seco. C. "Hillshade" generado a partir de un DEM con resolución de 3 m donde se muestran algunos flujos de la lava Nealtican. D. "Hillshade" generado a partir de un DEM con resolución de 20 m donde se muestran algunos flujos de la lava Nealtican.



1.2. Objetivos

El objetivo principal de la presente investigación es estimar los tiempos de emplazamiento de flujos de lava andesíticos asociados a la erupción pliniana Lorenzo del volcán Popocatepetl en la Sierra Nevada y a la erupción del volcán monogenético Rancho Seco en el CVMG, a través del estudio de sus respectivos flujos de lava.

Este trabajo tiene la finalidad de:

- 1) Obtener mapas a detalle de los flujos de lava mediante el análisis de imágenes LiDAR con el fin de determinar morfologías y estructuras de flujo que nos ayuden a establecer la secuencia de su emplazamiento.
- 2) Analizar la petrografía de las diferentes muestras recolectadas en campo.
- 3) Obtener y analizar datos geoquímicos de roca total y algunas fases minerales (mediante el uso de microsonda electrónica) que ayuden a estimar temperaturas pre-eruptivas, además de caracterizar las lavas de los edificios volcánicos.
- 4) Estimar los volúmenes de lava mediante el uso de software especializado en sistemas de información geográfica.
- 5) Determinar los parámetros reológicos a partir del análisis morfológico de alta resolución (método morfológico) y en base a las características composicionales de los magmas asociados (método petrológico).
- 6) Con base en toda esta información estimar los tiempos de emplazamiento y los modelos eruptivos de los flujos de lava.



1.3. Localización de las zonas de estudio

El volcán Rancho Seco se localiza en el margen oriental de la cuenca del Lago de Pátzcuaro ubicada en la parte central del estado de Michoacán (Fig. 3). Se trata de un volcán monogenético ubicado en el CVMG que produjo al menos 7 flujos de lava de composición andesítica.

El CVMG (Fig. 3) se encuentra ubicado en el sector central de la FVTM, a una distancia de ~180 km de la trinchera. El CVMG limita al N con el valle del Río Lerma y al S por la depresión del Río Balsas (600 msnm). Al E está delimitado por el anticlinal de Tzitzio (Blatter y Hammersley, 2010), mientras que al W está limitado por el denominado "Gap Volcánico de Mazamitla" (Kshirsagar et al., 2015).

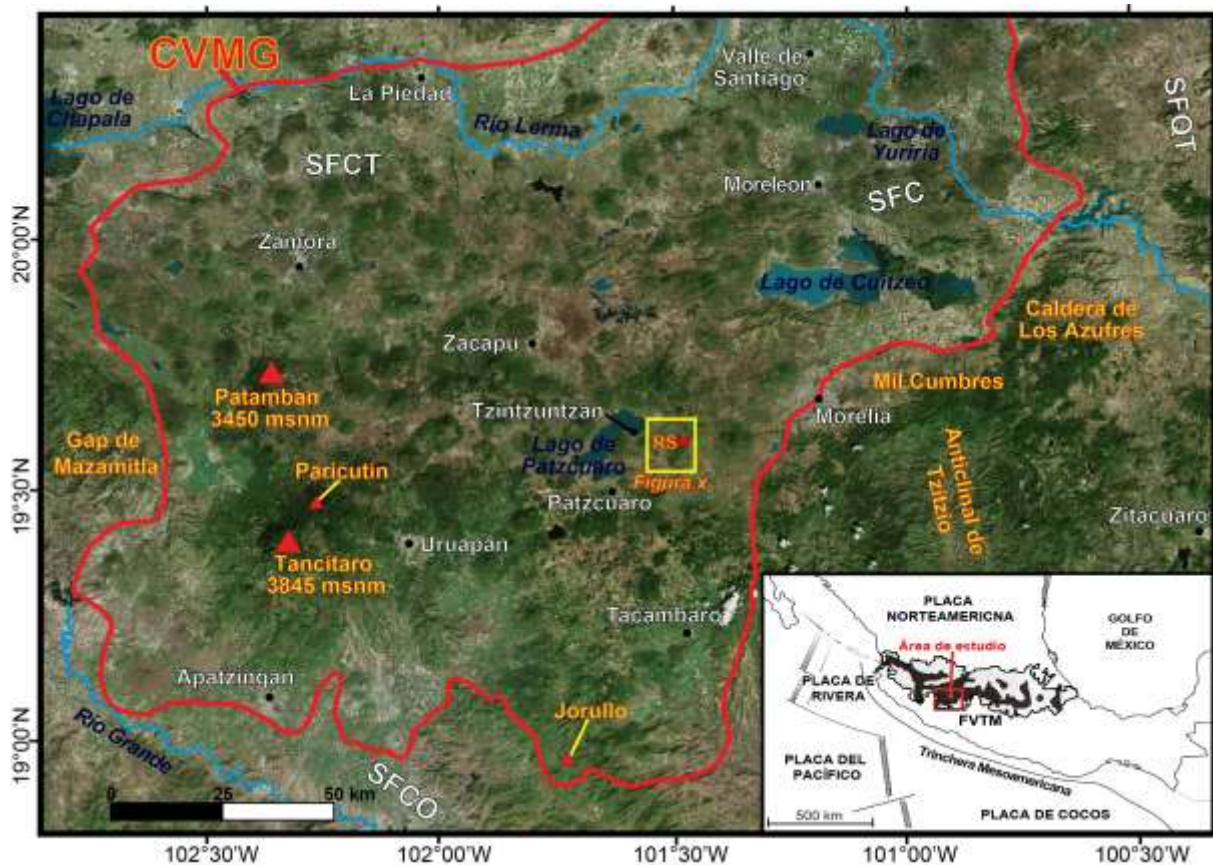


Figura 3. Imagen satelital (Microsoft® Bing Maps, 2018) del CVMG que muestra la localización del volcán Rancho Seco (marco amarillo) ubicado al oriente de la Cuenca del Lago de Pátzcuaro. Los sistemas de fallas principales: Sistema de Fallas Cuitzeo (CFS), Sistema de Fallas Chapala-Tula (CTFS), Sistema de Fallas Chapala-Oaxaca (COFS) y el Sistema de Fallas Querétaro-Taxco (QTFS).



Por su parte, el volcán Popocatepetl (5452 msnm) se sitúa 65 km al SE de la Ciudad de México y 40 km al W de la ciudad de Puebla (Fig. 4) y es quizás el estratovolcán más conocido de la FVTM. Se estima que en un radio de 100 km alrededor del volcán habitan 25 millones de personas. El volcán forma parte del extremo S de la Sierra Nevada (de 80 km de largo y que presenta una tendencia N-S) que también incluye el complejo volcánico Iztaccíhuatl y a los volcanes Tlaloc y Telapón. Dicha sierra divide la Cuenca de México al W y a la Cuenca de Puebla-Tlaxcala al E (Fig. 4; Macías, 2005; Schaaf et al., 2005). El Popocatepetl es un estratovolcán de composición andesítico-dacítica localizado en la parte oriental de la FVTM que presenta diversos flujos de lava asociados a distintas erupciones (Schaaf et al., 2005), dentro de los cuales se incluye el campo de flujos de lava Nealtican.

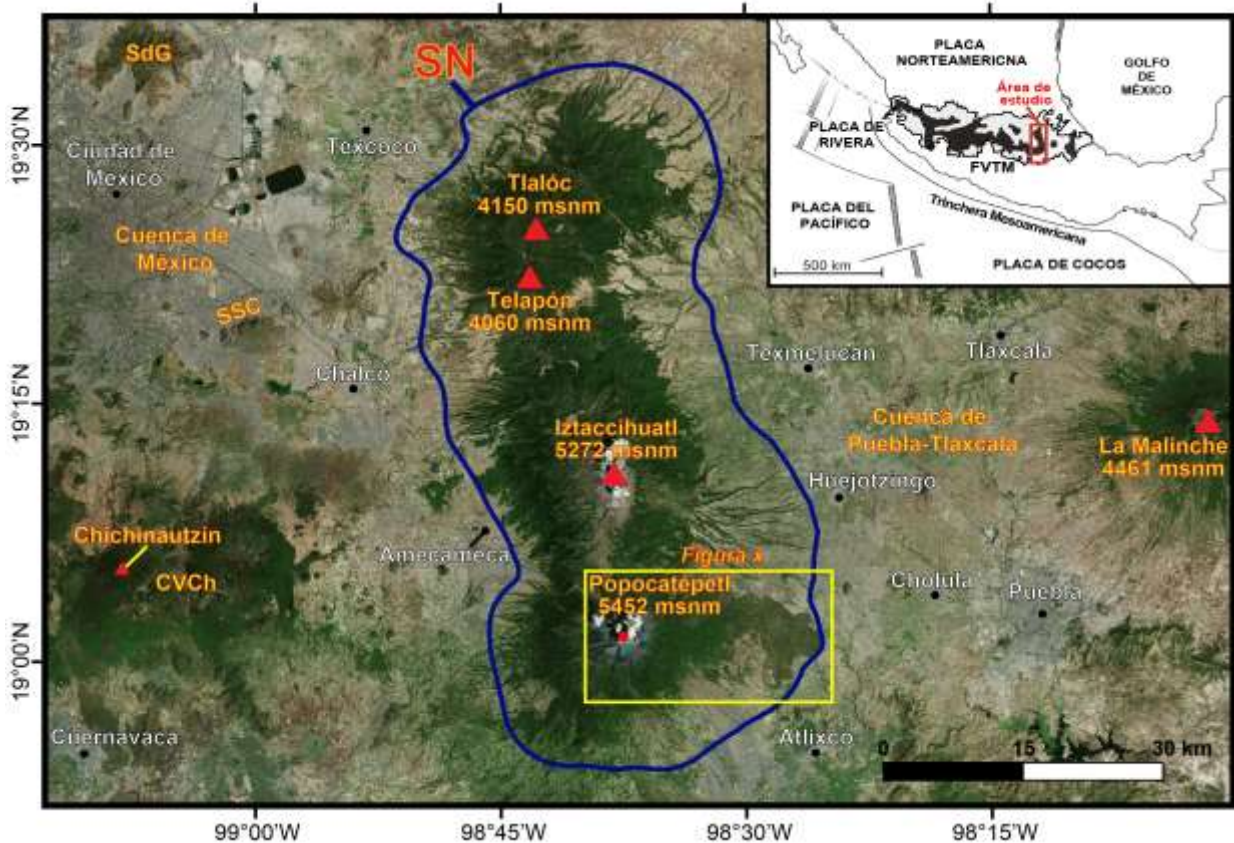


Figura 4. Imagen satelital (Microsoft® Bing Maps, 2018) de la Sierra Nevada (SN) que muestra la localización del volcán Popocatepetl y el campo de flujos de lava Nealtican (marco amarillo) ubicados al S de ésta. También se muestran las cuencas principales y otras serranías importantes: Campo Volcánico de Chichinautzin (CVCh), Sierra de Santa Catarina (SSC) y Sierra de Guadalupe (SdG).



2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) o Cinturón Volcánico Transmexicano es el arco magmático continental más grande del Neógeno en Norteamérica, abarcando 160,000 km² (Fig. 5; Ferrari et al., 2012). Este arco se encuentra constituido por cerca de 8000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos, atravesando el centro de México desde el Golfo de California hasta el Golfo de México, aproximadamente entre las latitudes 18°30'N y 21°30'N (Demant, 1978; Gómez-Tuena et al., 2005).



Figura 5. Mapa de la parte central de México mostrando la FVTM (delimitado en color rojo amarillo), el CVMG (delimitado en color rojo) y la SN (delimitada en color azul). Además, se muestran sus principales estratovolcanes: Ceboruco (CB), Sangangüey (S), Tequila (Te), Fuego de Colima (CO), Tancitaro (TC), Jocotitlán (JC), Nevado de Toluca (NT), Iztaccihuatl (IZ), Popocatepetl (PP), La Malinche (LM), Cofre de Perote (CP) y Pico de Orizaba (PO). También se indican algunos lagos como los de Chapala y Cuitzeo. Adicionalmente se indican los conos de escoria históricos Paricutín (Pa) y Jorullo (Jo).

El vulcanismo de la región es el resultado de la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera debajo de la placa continental Norteamericana a lo



largo de la trinchera Mesoamericana (Nixon, 1982; Pardo y Suárez, 1995; Gómez-Tuena et al., 2005). Este arco se encuentra transversalmente emplazado sobre la mayor parte de las provincias geológicas mexicanas de tendencia NNW-SSE (Ortega-Gutiérrez et al., 2008), a lo largo de más de 1200 km con un ancho irregular de ~80 a ~230 km (dicha característica es la que ha dado lugar a su nombre). El arco sigue una tendencia WNW-ESE en su sector occidental y una orientación E-W en sus sectores central y oriental, donde forma un ángulo de ~16° con la Trinchera Mesoamericana (*Fig. 5*). Este ángulo resultaría ser una consecuencia de la variación de la inclinación de la placa oceánica y por la subducción oblicua (Pardo y Suárez, 1995; Ferrari, 2000). Precisamente los experimentos MARS (Mapeo de la zona de Subducción de Rivera), MASE (Experimento de Subducción Mesoamericano) y VEOX (Veracruz-Oaxaca) indican que las placas de Rivera y de Cocos tienen una variación de la inclinación a lo largo de la trinchera (Ferrari et al., 2012).

Esta provincia geológica se suele dividir en tres sectores: Occidental, Central y Oriental que presentan diferentes características estructurales y vulcanológicas (*Fig. 6*, Demant, 1981; Pasquaré et al., 1987; Ferrari, 2000). En el sector occidental, limitado al E por el rift de Colima, el arco volcánico se sobrepone a la parte N del bloque Jalisco (BJ) y al límite meridional de la Sierra Madre Occidental (SMO). El vulcanismo emplazado en el límite S de la SMO es bimodal, formado tanto por estratovolcanes y complejos de domos dacítico-riolíticos, como por centros monogenéticos basáltico-andesíticos. En cambio, el vulcanismo emplazado dentro del BJ es casi exclusivamente monogenético y de composición basáltico-andesítica (Ferrari, 2000).

En el sector central, entre el rift de Colima y el sistema de fallas Taxco-Querétaro (*Fig. 6*), se encuentra el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, formado en su mayoría por volcanes monogenéticos (Ferrari, 2000).

En el sector oriental, al E del sistema Taxco-Querétaro, la mayor parte del vulcanismo está emplazado en forma de grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición andesítica a riolítica alineados a lo largo de estructuras corticales (*Fig. 6*), mientras que los volcanes monogenéticos de composición basáltica representan sólo una pequeña fracción del volumen de magma emplazado (Ferrari, 2000).

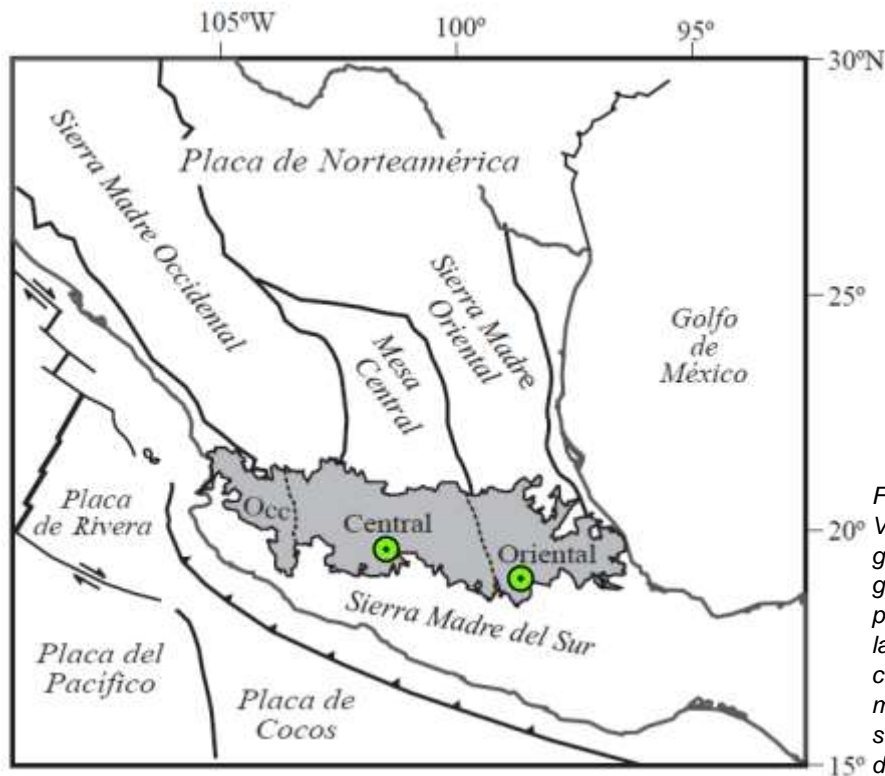


Figura 6. Ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana (en gris), de las principales provincias geológicas de México, de las placas tectónicas actuales y de las áreas de estudio (señalada con círculos verdes). También se muestra la ubicación de los tres sectores de la FVTM (modificado de Gómez-Tuena et al., 2005).

La FVTM se encuentra sobre provincias magmáticas cretácicas y cenozoicas y un basamento heterogéneo formado por terrenos tectonoestratigráficos de diferentes edades y litologías (Ferrari et al., 2012). Bajo la mitad oriental, al E de la longitud 101° W, está construida sobre terrenos precámbricos, agrupados en el denominado microcontinente Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995), así como sobre el terreno mixteco perteneciente al Paleozoico (Nance et al., 2006). Por otro lado, la parte occidental, al W de la longitud 101° W, está subyacida por el terreno Guerrero, un conjunto de arcos volcánicos marinos del Jurásico-Cretácico (Centeno-García et al., 2011).

De manera muy sintética, la evolución geológica de la FVTM se ha dividido en cuatro episodios principales descritos en Gómez-Tuena et al. (2005): 1) Surgimiento de un arco volcánico de composición intermedia en el Mioceno Temprano y Medio; 2) un episodio de vulcanismo máfico en el Mioceno Tardío que migra hacia el este, situado al norte del arco previo; 3) un último episodio silícico del Mioceno que se convirtió en bimodal (máfico-silícico) en el Plioceno Temprano y que marcó el comienzo de la migración del vulcanismo hacia la trinchera; y finalmente 4) desarrollo de un arco caracterizado por una marcada variabilidad composicional en el Plioceno Tardío y Pleistoceno.



Los productos volcánicos de la FVTM son en su mayoría calco-alcalinos, pero muestran una notable variabilidad de composición, especialmente desde el Plioceno Tardío-Pleistoceno Temprano. Por su parte, la actividad holocénica se caracteriza por estratovolcanes de gran altura (p. ej. Popocatepetl, Volcán de Colima, Ceboruco) y calderas (p. ej. Los Azufres y Los Humeros), además de volcanes monogenéticos (Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008), como los que están presentes en el CVMG.

Es importante destacar que desde la época prehispánica esta provincia geológica concentra una parte importante de la población y la actividad económica del país (Siebe y Macías, 2006; Ferrari et al., 2012).

2.2. Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG)

El campo volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) se encuentra en la porción central de la FVTM y cubre una extensa región entre la Laguna de Chapala y el estado de Querétaro (*Fig. 5 y 6*, Gómez-Tuena et al., 2005). Este campo se encuentra constituido por más de 1000 centros eruptivos de tipo monogenético y de edad cuaternaria distribuidos en una superficie de 40,000 km² (Hasenaka y Carmichael, 1985), y por lo tanto es una de las zonas con mayor concentración de volcanes monogenéticos en el mundo. El campo contiene principalmente conos de escoria, domos de lava, flujos de lava sin conos asociados y maares o anillos de toba. Además, hay aproximadamente 400 edificios volcánicos descritos como volcanes escudo medianos o pequeños (Hasenaka y Carmichael, 1985; Hasenaka, 1994) y sólo dos estratovolcanes (Tancítaro y Patamban), los cuales se consideran inactivos (Ownby et al., 2007; Siebe et al., 2014).

El vulcanismo en la parte norte del CVMG comenzó hace al menos 4.5 millones de años durante el Plioceno (Kshirsagar et al., 2015), mientras que en la parte sur, Guilbaud et al. (2012) reportan edades de hasta 5 millones de años. La actividad volcánica ha continuado hasta tiempos históricos, con las erupciones de los volcanes Jorullo (Guilbaud et al., 2011) y Parícutin (Luhr y Simkin, 1993; Larrea et al., 2017; 2019) (*Fig. 4*).



Los conos de escoria de este campo volcánico tienen en promedio una altura de 90 m, un diámetro basal de 800 m, un cráter de 230 m de diámetro, y un volumen de 0.021 km³. Por su parte, los flujos de lava pueden alcanzar un espesor promedio de 40 m y longitudes de más de 3 km (Hasenaka y Carmichael, 1985).

2.3. Volcán Popocatepetl

El volcán Popocatepetl se localiza en el extremo sur de la Sierra Nevada, cordillera volcánica de edad Plio-Cuaternaria situada en el sector oriente de la FVTM (*Fig. 5 y 6*; Schaaf et al., 2005). Una característica particular de la Sierra Nevada es su alineación N-S, que contrasta con la alineación E-W de los volcanes en los campos volcánicos monogenéticos vecinos como la Sierra Chichinautzin (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011).

El basamento local debajo del Popocatepetl fue descrito por primera vez por Fries (1960, 1966) y consiste en calizas marinas cretácicas (Formaciones Cuautla y Morelos) que fueron plegadas durante la orogenia Laramide y están cubiertas de manera discordante por sedimentos terrígenos del Grupo Balsas del Eoceno-Oligoceno. Estas fueron intrusionadas hace ~20.7 Ma (fechamientos ⁴⁰Ar/³⁹Ar, ver Gómez-Tuena et al., 2008) por sills subvolcánicos de granodioritas que generaron aureolas de contacto con mineralización metasomática local tipo skarn (Aguilar-Murillo, 2012; Mares-Tepanhaya, 2014). El vulcanismo en el área inició probablemente en el Mioceno, como lo evidencian las rocas calco-alcalinas de la Formación Tepexco (Fries, 1960). Las edades radiométricas (⁴⁰Ar/³⁹Ar) de las rocas de la Sierra Nevada (estratovolcanes Tláloc, Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatepetl) oscilan entre 1.8 Ma y el presente. Cadoux et al. (2011) proponen que la actividad volcánica ha migrado hacia el S a lo largo de la Sierra Nevada, pero esto ha sido debatido por Macías et al. (2012). Sin embargo, es indudable que el Popocatepetl sea el más joven de esta cadena (Sosa-Ceballos et al., 2015), y además el más activo en los últimos 25,000 años (Siebe et al., 2017), mostrando una actividad importante y recurrente (Siebe y Macías, 2006).

La evolución del volcán consta de al menos 4 etapas de construcción y destrucción de edificios volcánicos (*Fig. 7*; Mangler et al., 2019). La primera se relaciona con la formación de un edificio volcánico denominado Tlamacas,



construido entre 550-600 ka, que posteriormente sufre un colapso en una edad cercana a los 538 ka. Posteriormente, se forma el volcán Nexpayantla sobre los restos del flanco SW del volcán Tlamacas. Las muestras de lava del edificio Nexpayantla arrojan edades entre 380 y 183 ka (Cadoux et al., 2011; Sosa-Ceballos et al., 2015; Martin Del Pozzo et al., 2017). Luego, el volcán Nexpayantla fue destruido por un colapso sectorial, probablemente muy cercano a los 183 ka. Después se construye el volcán Ventorrillo dentro de la cicatriz de colapso del edificio Nexpayantla y éste a su vez fue destruido por un colapso sectorial hace ~23,500 años AP (Siebe et al., 1995a; 2017; Sosa-Ceballos et al., 2015), el cual detonó la erupción pliniana que dio origen al depósito de la Pómez Blanca (o Tochimilco). Un cuarto edificio volcánico pudo haber colapsado durante la explosión ocurrida hace 14,100 años AP, evento conocido como erupción pliniana Tutti-Frutti (Sosa-Ceballos et al., 2012; 2015), formando una caldera. Desde entonces la acumulación de flujos de lava y depósitos piroclásticos han edificado el cono actual del Popocatepetl (Sosa-Ceballos et al., 2015).

El volcán Popocatepetl se caracteriza por el crecimiento de un cono a partir de un conducto central desde el que se han emitido numerosas coladas de lava de hasta 22 km de longitud y diversas erupciones plinianas (Siebe et al., 1996b), así como por una significativa actividad de flanco a partir de centros emisores alineados con el conducto central siguiendo una dirección NE-SW. En el flanco NE la actividad de flanco tiene su máxima expresión en la zona de El Ombligo, desde donde se emitieron las lavas de Nealticán (Martin Del Pozzo et al., 2017). Mientras que en el flanco SW se formó un pequeño cono de escoria con un flujo de lava (volcán Chipiquixtle), adicionalmente, se forma un campo de lava y algunos conos de escoria en la región de Ecatzingo (Espinasa-Pereña y Martin Del Pozzo, 2006).

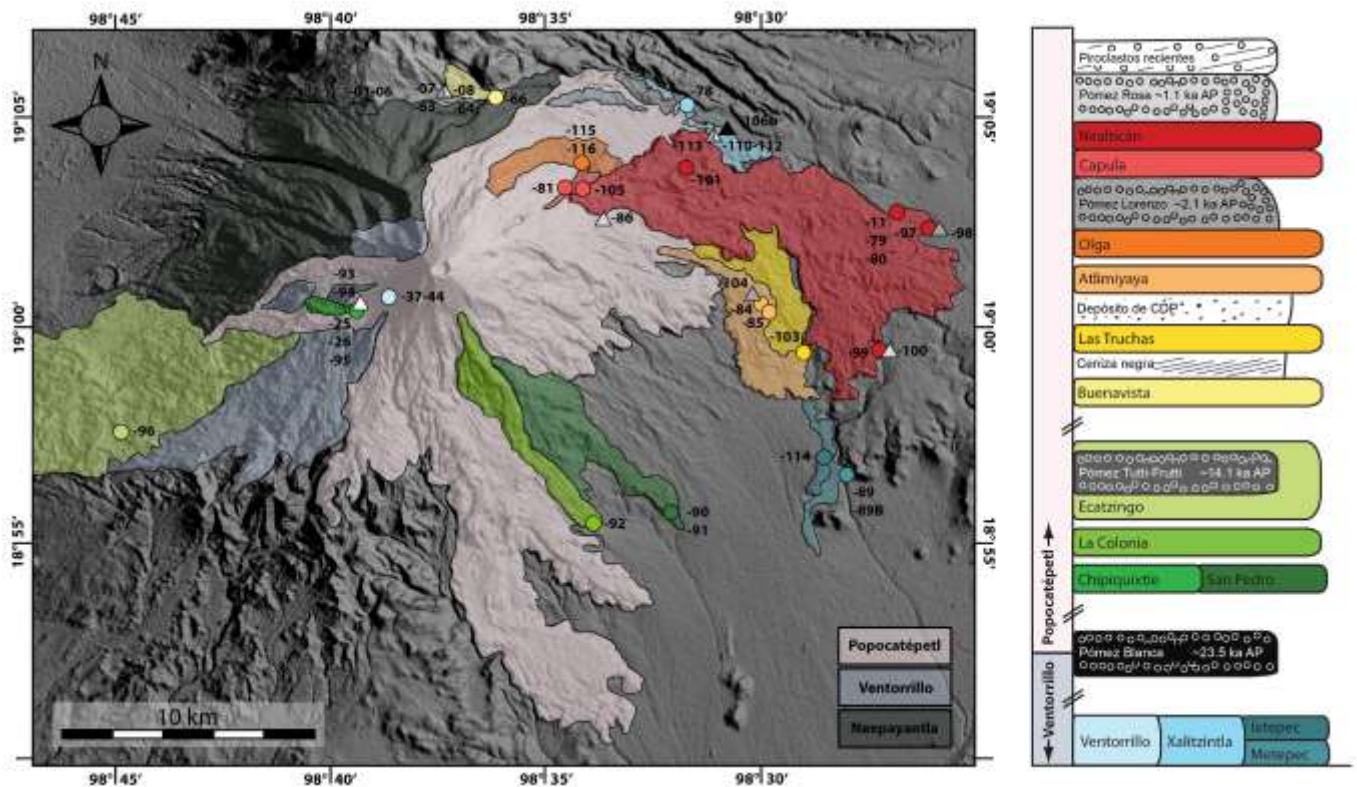


Figura 7. Mapa geológico del Complejo Volcánico del Popocatepetl y estratigrafía del edificio actual. Para mayor claridad, sólo se muestran las unidades efusivas (modificado de Mangler et al., 2019).

2.4. Tectónica

Los trabajos geológicos estructurales de las últimas dos décadas indican que la FVTM cubre diferentes estructuras antiguas que han sido parcialmente reactivadas en diferentes momentos de su historia (Ferrari et al., 2012).

Atendiendo la división en sectores de la FVTM, previamente descrita, podemos definir diversas características estructurales (Fig. 8). El sector occidental del arco, cercano al Golfo de California, está limitado por los sistemas de fallas de Colima y Tepic-Zacoalco (Allan, 1986; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). Ambos sistemas consisten en fallas extensivas del Plioceno-Cuaternario (Quintero-Legorreta et al., 1992, Rosas-Elguera et al., 1996), aunque también se tiene registro de un episodio de fallamiento transcurrente en el graben Tepic-Zacoalco durante el Mioceno Medio (Ferrari, 1995). Las estructuras más meridionales de este graben muestran evidencias geológicas y sismológicas de una actividad neo-tectónica extensional (Ferrari et al., 1994a; Suárez et al., 1994; Rosas-Elguera et al., 1997; Pacheco et al., 1999; Álvarez, 2002).



El sector central de la FVTM se extiende entre las longitudes 100° W y 103° $30'$ W y se distingue del sector oriental por el sistema de fallas NNW SSE Taxco-San Miguel de Allende, reportado inicialmente por Demant (1981) y descrito a detalle por Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego (2005). Este sector está dominado por el graben de Chapala con dirección E-W y el sistema de fallas extensionales de Morelia-Acambay (*Fig. 8*). En el graben Citlala, una estructura paralela ubicada inmediatamente al sur del lago Chapala (Garduño-Monroy et al., 1993; Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998), se ha sugerido una falla cuaternaria. El sistema de Morelia-Acambay es una franja de aproximadamente 30 km de ancho y 100 km de longitud de fracturas ENE-WSW que delimitan varias depresiones tectónicas (Pasquaré et al., 1988; Ferrari et al., 1990; Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990). El sistema probablemente se inició en el Mioceno Tardío con fallamiento transtensional que se vuelve predominantemente extensional desde el Plioceno Tardío (Ferrari et al., 1994b; Israde-Alcántara y Garduño Monroy, 1999). Todavía se reporta una pequeña componente de movimiento lateral izquierda para el Cuaternario en el segmento E del sistema a lo largo de las fallas de Acambay y Venta de Bravo (Suter et al., 1992; 1995). Algunas de las fallas muestran evidencias geológicas y sismológicas de actividad en el Pleistoceno Tardío y Holoceno (Langridge et al., 2000; Suter et al., 2001; Garduño-Monroy et al., 2001).

El sector oriental, hacia el E del Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende, se caracteriza principalmente por cadenas volcánicas con tendencia N-S compuestas por estratovolcanes (*Fig. 8*). En dicho sector la deformación es más antigua que en el W (Mazzarini et al., 2010).

La evidencia geológica, en general, indica que la FVTM está actualmente bajo un régimen tectónico extensional, con una pequeña y variable componente lateral izquierda (Gómez-Tuena et al., 2005), lo que puede explicarse considerando el marcado grado de oblicuidad de la convergencia entre las placas de Cocos y de Norteamérica.



Por otro lado, la configuración cortical debajo de Michoacán-Guanajuato es poco conocida y tectónicamente está definida por un arreglo complejo de zonas de falla (Johnson y Harrison, 1989; 1990; Suter et al., 2001; Pasquaré et al., 1991; Garduño-Monroy et al., 2009; Guilbaud et al., 2011; 2012), como el sistema de fallas Chapala-Tula en el N, la zona de fallas Chapala-Oaxaca (Johnson y Harrison, 1990) en el W, el sistema de fallas ENE-WSW de Cuitzeo en el NE que forma los grabens que albergan los lagos Zacapu y Cuitzeo y el sistema de fallas NNW-SSE de Querétaro-Taxco más al E (Fig. 8).

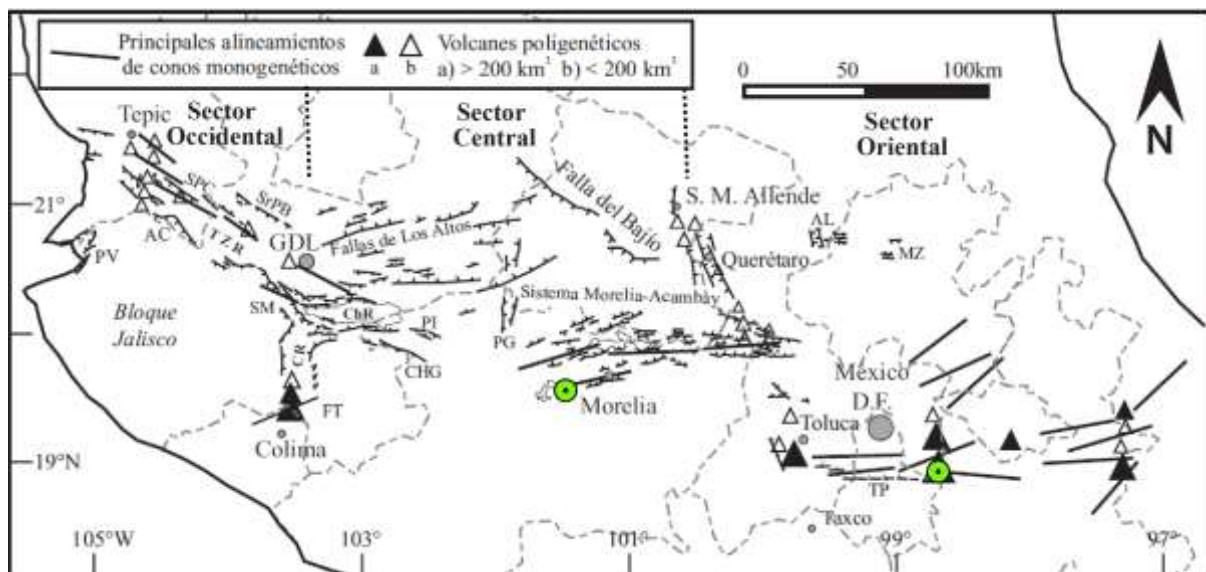


Figura 8. Relaciones entre los principales sistemas de fallas del Mioceno-Cuaternario y el vulcanismo de la FVTM (modificado de Gómez-Tuena et al., 2005). TZR: Rift Tepic Zacoalco; PV: Graben de Puerto Vallarta; SPC: Graben San Pedro-Ceboruco; AC: Semigraben de Amatlán de Cañas; SrPB: Graben Santa Rosa-Plan de Barrancas; SM: Falla de San Marcos; CR: Rift de Colima; FT: Sistema de Fallas Tamazula; ChR: Rift de Chapala; PI: Fallas Pajacuarán-Ixtlán de los Hervores; CHG: Semigraben de Cotija; PG: Graben de Penjamillo; AL: Semigraben de Aljibes; MZ: Graben de Mezquitil; TP: Sistema de Fallas La Pera. (Áreas de estudio señaladas con un círculo verde).

Resta mencionar que la configuración tectónica asociada al volcán Popocatepetl (Fig. 9) se expresa principalmente por las fallas normales Tochimizolco y Tetela (De Cserna, 1988; SECOFI, 1998). La falla Tochimizolco va en dirección NNW-SSE desde el cráter del volcán, mientras que la falla Tetela, sobre la ladera SE, tiene una dirección NE-SW. Las fallas de Atexca y Tlamacas son de tipo transcurrente dextral. Sobre la primera de ellas se ubican diversos centros de emisión de flujos de lava y conos de aglutinados (spatter) (Martin Del Pozzo et al., 2017). La fractura Tlathezompa tiene una dirección NE-SW y atraviesa el cráter, y sobre ésta se encuentran varias bocas adventicias. La falla Tlamacas delimita el sector norte del paleovolcán Nexpayantla y probablemente estuvo activa durante el



colapso de este edificio volcánico. La fractura Nexpayantla forma la barranca del mismo nombre y presenta una dirección NW-SE. La continuación de la fractura de Nexpayantla es otra fractura que va desde el cráter hasta el SE. Muy cerca de ésta se encuentra el barranco de Quimichule. La falla normal de Tetela es perpendicular a esta fractura (Arámbula-Mendoza et al., 2010).

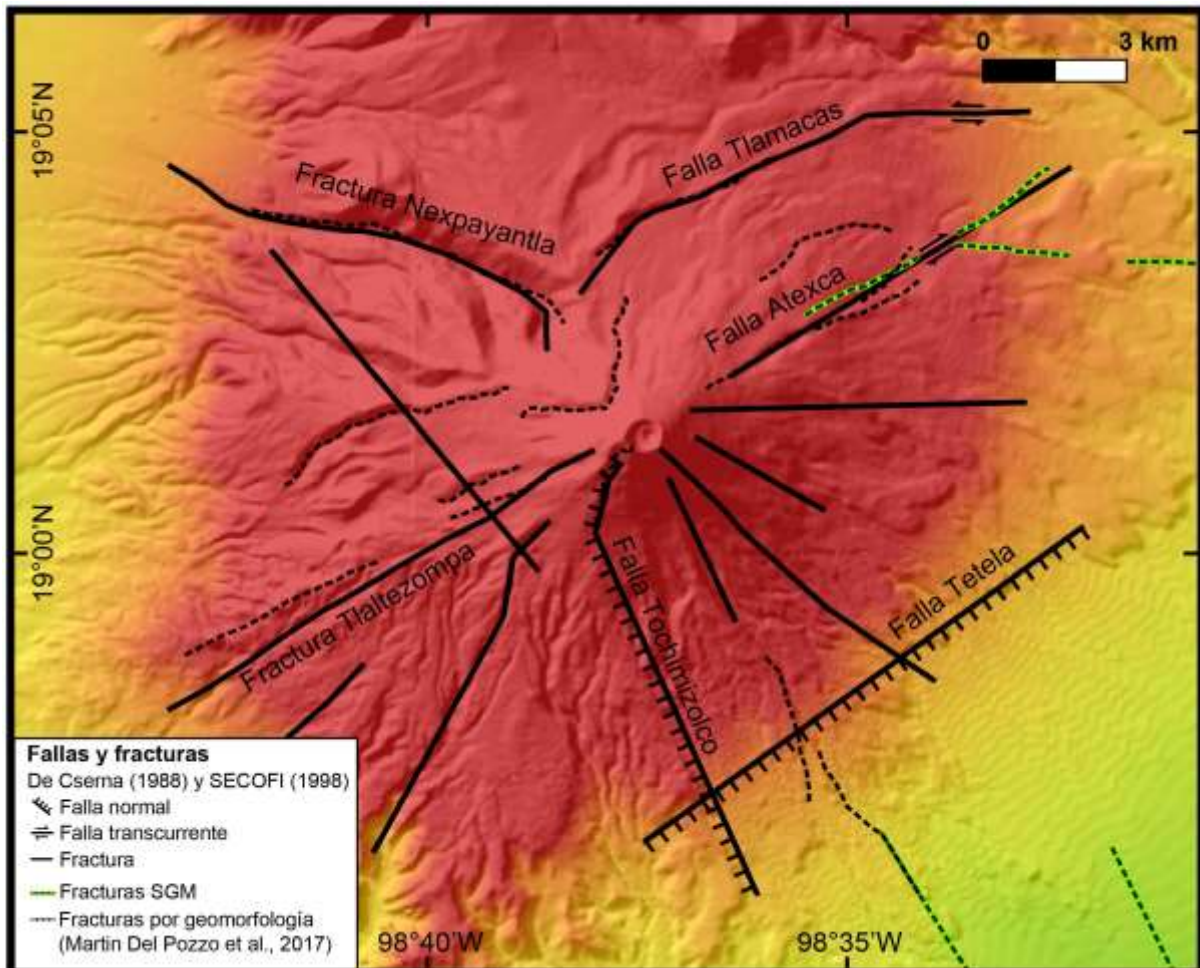


Figura 9. Fallas y fracturas en el volcán Popocatepetl propuestas por De Cserna et al. (1988), SECOFI (1998), Servicio Geológico Mexicano (SGM) y Martin Del Pozzo et al. (2017).



3. Metodología

3.1. Cartografía y muestreo

Anteriormente, para la región del volcán Rancho Seco únicamente se contaba con la información geológica vertida en la Carta Geológico-Minera de Morelia con clave E14-1 (1998), Esc. 1:250,000 del Servicio Geológico Mexicano (SGM) y la Carta Geológica E14A22 referente a la zona de Pátzcuaro (1978), Esc. 1:50,000 de la Dirección de Estudios del Territorio Nacional (DETENAL), conocida hoy en día como Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). Posteriormente se elaboró la cartografía vertida en Ramírez-Urbe (2017), gracias a la cual se pudo tener una cartografía a detalle y actualizada de la región E del lago de Pátzcuaro, y por ende del volcán Rancho Seco. Mientras que en el caso del volcán Popocatepetl, Siebe et al. (2017), Espinasa-Pereña y Martin Del Pozzo (2006) y Martin Del Pozzo et al. (2017) ya presentan mapas donde se muestran sus diferentes flujos de lava asociados.

Los mapas de secuencias de lavas de las *Figuras 10 y 11* fueron elaborados utilizando el software QGIS 2.14.0, con el fin de disponer de una base de datos organizada y georeferenciada, mediante el uso de información de cartas topográficas, modelos digitales de elevación de alta resolución (tipo terreno) basados en tecnología LiDAR (Light Detection and Ranging o Laser Imaging Detection and Ranging) con una resolución de 5 m de INEGI, e imágenes de satélite de Google Earth (2002-2018). En el caso del volcán Rancho Seco también se usó una imagen LiDAR de alta resolución de 50 cm, adquirida para el proyecto "Legados de la Resiliencia": El Proyecto Arqueológico del Lago Pátzcuaro" (LORE-LPB, www.resilientworld.com), dirigido por el Dr. Christopher Fisher de la Universidad Estatal de Colorado. Mientras que para el mapa del volcán Popocatepetl también se utilizó un DEM con una resolución de 3 m obtenido por INEGI mediante el procesamiento de imágenes de satélite de muy alta resolución (50 cm por píxel) e imágenes LIDAR.

La tecnología LiDAR se utiliza para la colecta de datos de altitud. Estos datos sirven para definir la superficie del terreno y generar modelos digitales del terreno



(MDT) de alta resolución (INEGI, 2018). Por ello, los datos LiDAR pueden ser de gran utilidad para la vulcanología ya que nos permiten definir características morfológicas de estructuras volcánicas como en el caso de los flujos de lava.

Los elementos a resaltar de esta técnica es que se auxilia de un sensor activo que consta de un telémetro emisor de luz láser y de un espejo que desvía el haz perpendicularmente a la trayectoria del avión, generando una serie de pulsos de luz que al entrar en contacto con los objetos o el terreno refleja al sensor parte de la energía del pulso emitido. Una característica distintiva de los retornos en zonas de vegetación es que estos se pueden producir a diferentes niveles, siendo posible que el último retorno se produzca al nivel del terreno (INEGI, 2018).

Cabe mencionar que a lo largo de 2015-2016 se realizaron distintas campañas de campo en las que se recolectaron un total de 45 rocas, de las cuales 13 muestras de roca pertenecen a las lavas del volcán Rancho Seco, mientras que 32 muestras de roca son de las lavas Nealtican del volcán Popocatepetl. Las muestras obtenidas en esta última fueron recolectadas por el grupo de trabajo del Dr. Claus Siebe y puestas amablemente a disposición para el presente trabajo.

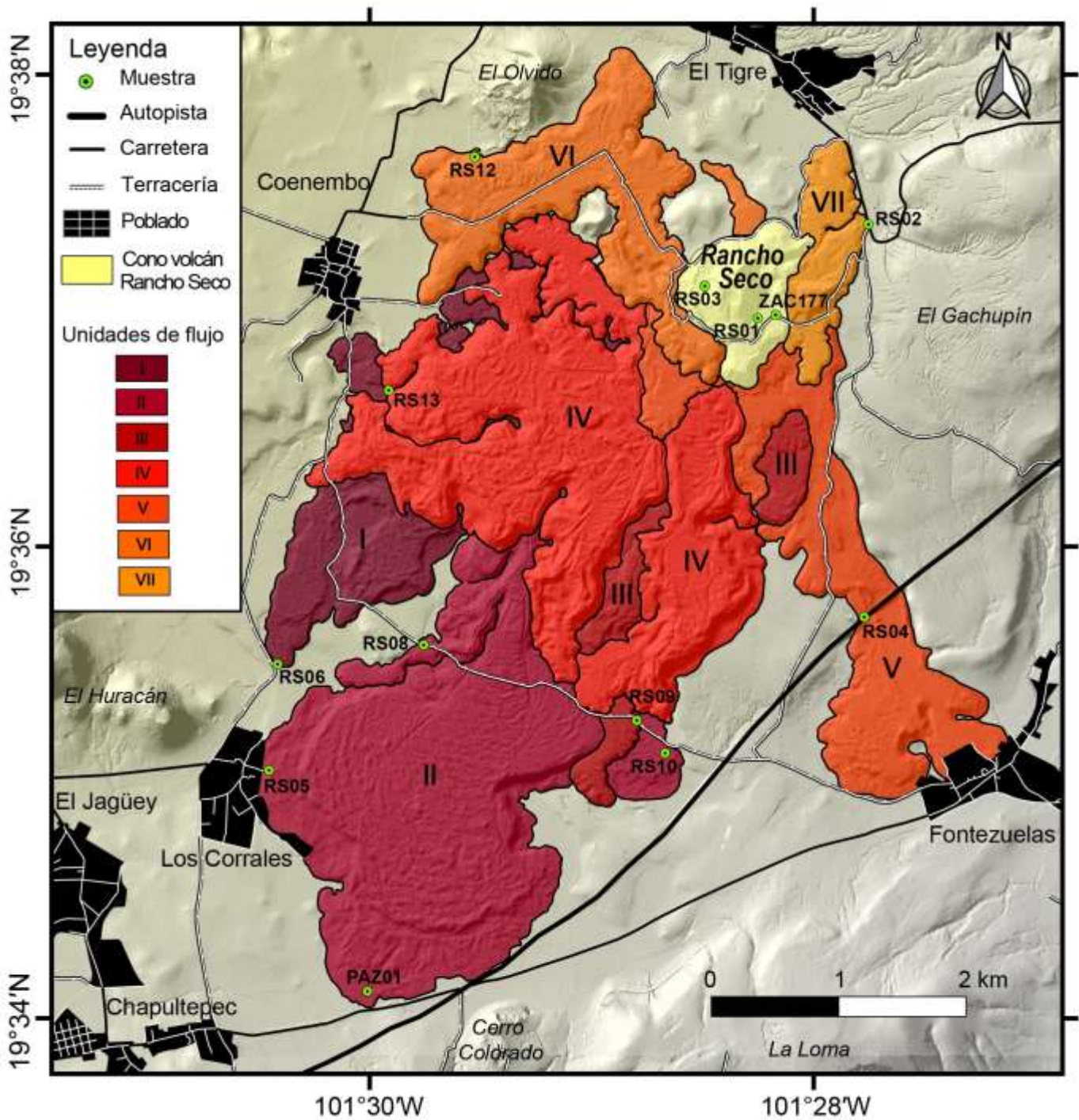


Figura 10. Imagen LiDAR del volcán Rancho Seco que muestra la secuencia de emplazamiento (I-VII) de sus diferentes flujos de lava. También se indican los lugares de muestreo de las rocas analizadas y estructuras volcánicas de la periferia.

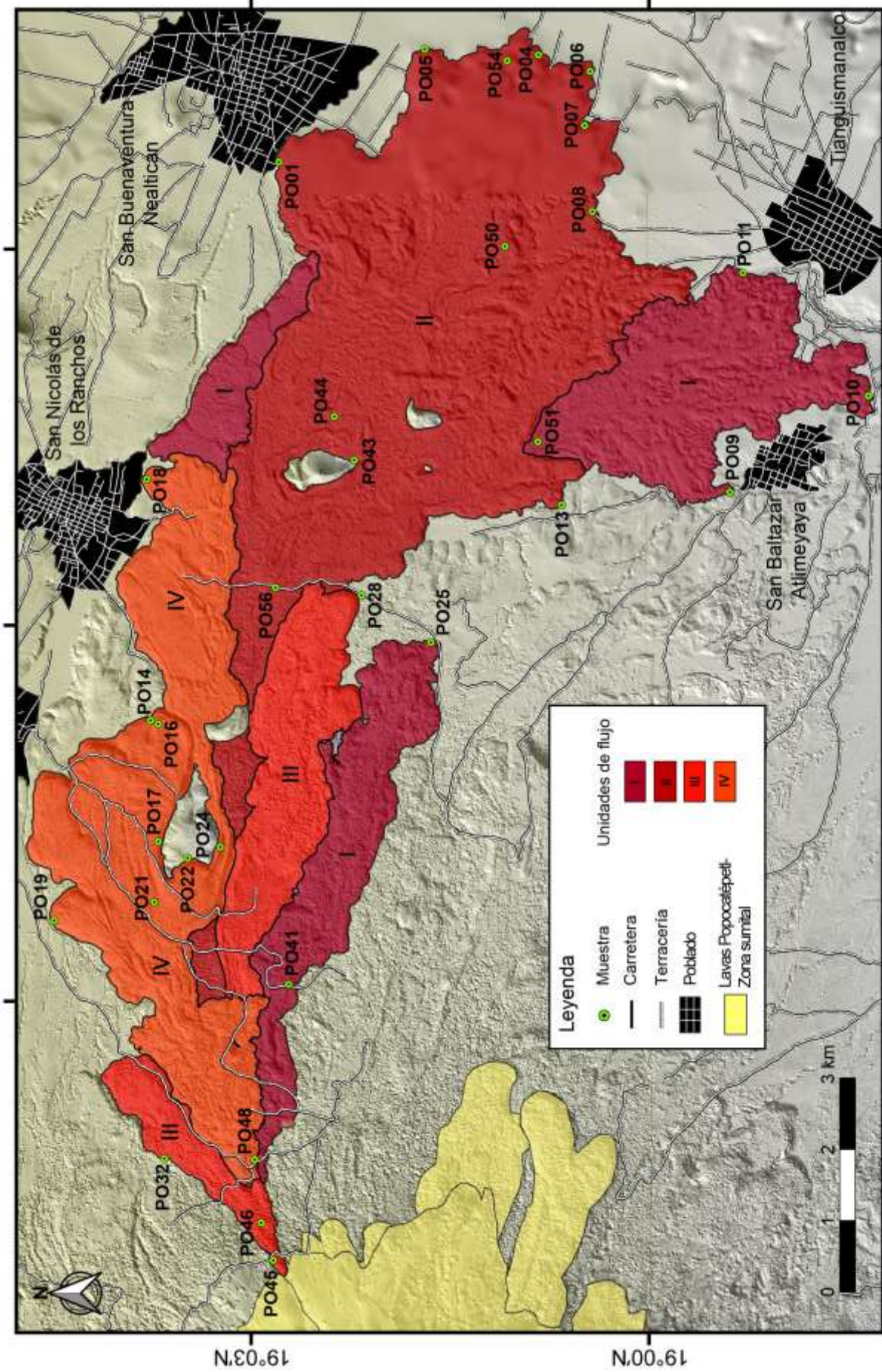


Figura 11. Imagen LiDAR del flujo de lava Nealticán asociado al volcán Popocatepetl donde se muestra la secuencia de emplazamiento (I-IV) de sus diferentes lóbulos. También se indican los lugares de muestreo de las rocas analizadas.



3.2. Estimaciones de volúmenes de lavas

En los mapas de las *figuras 10 y 11* se delimitaron polígonos de los distintos flujos de lava asociados a los volcanes de estudio, para lo cual se utilizó una escala de color que indica la secuencia cronológica del emplazamiento de las lavas. Esto se realizó analizando la morfología observada en la base de datos del SIG (imágenes LiDAR, DEMs e imágenes satelitales) y lo observado en campo (contactos y secuencias estratigráficas).

La metodología para el cálculo de volúmenes de flujos de lava consistió en extraer las curvas de nivel (con intervalos de 5 m) de los DEMs de cada zona de interés con auxilio del software QGIS 2.14.0, y posteriormente, se usó la herramienta "Clip", con la que se eliminaron las curvas de nivel de cada polígono. Luego, se exportaron los datos al software ILWIS 3.3 Academic, donde se utilizó la herramienta "Contour Interpolation" para obtener un archivo ráster con los datos de elevación (original y con estructuras sin curvas de nivel).

Una vez obtenida la topografía "sin flujos de lava" y "con flujos de lava", se utilizó la herramienta "Map Calculation" del "Raster Operations Menu". De esta manera se pudo calcular la diferencia volumétrica entre los dos DEM, debido a que el resultado fue la diferencia de altura entre los dos mapas para cada píxel. Si se conoce el área de cada flujo, se puede usar la sentencia "volume = difference*Area" y al final obtener la suma de todos los datos positivos del volumen. Esto para los volúmenes totales de lava, para los flujos individuales se multiplicó el espesor promedio de la lava por su área.

3.3. Métodos analíticos (petrografía y análisis químicos)

De las muestras recolectadas se obtuvieron un total de 45 láminas delgadas que se elaboraron comercialmente en *Mann Petrographics*, Nuevo México, EE.UU. De éstas, 13 pertenecen al volcán Rancho Seco y 32 a los flujos de lava de Nealtican del volcán Popocatépetl.



Posteriormente, se realizó el análisis petrográfico de estas láminas, con el fin de determinar sus características texturales y mineralógicas. El análisis modal se realizó con ayuda de un contador de puntos acoplado al microscopio petrográfico (*Tabla A1 del Anexo 1*). Se contaron más de 1000 puntos por lámina y se calcularon las proporciones modales de los fenocristales (≥ 0.3 mm) y microfenocristales (< 0.3 mm), vesículas, así como el vidrio, donde se consideró que microfenocristales y vidrio forman parte de la matriz.

De las muestras recolectadas en campo también se obtuvieron análisis químicos (elementos mayores y trazas). Cabe señalar que se seleccionaron las rocas con aspecto más fresco, sin evidencias apreciables de alteración. Algunas otras fueron descostradas en campo con un martillo geológico con el fin de retirar las partes alteradas.

Los análisis químicos se realizaron en *Activation Laboratories Ltd.* (Actlabs) ubicados en Ancaster, Canadá (<http://www.actlabs.com/>). Los métodos analíticos utilizados fueron Plasma de Acoplamiento Inductivo con fusión (FUS-ICP), Plasma de Acoplamiento Inductivo con digestión total (TD-ICP) y Análisis Instrumental por Activación de Neutrones (INAA).

Los elementos mayores y varios traza fueron analizados por FUS-ICP, en el cual se combinan 0.2 g de muestra con una mezcla de metaborato de litio/tetraborato de litio que después se funde en un crisol de grafito. La mezcla fundida se vierte en una solución de ácido nítrico al 5% y se agita hasta que se disuelve (~30 minutos). La fusión asegura que toda la muestra se disuelve. Posteriormente las muestras se analizan mediante ICP-OES en un equipo marca Varian Vista. El plasma de acoplamiento inductivo (ICP) funciona usando un plasma de argón en el que se inyecta una muestra líquida atomizada. La muestra se ioniza en el plasma y los iones emiten luz a diferentes longitudes de onda características que posteriormente se miden con un espectrómetro de emisión óptico (OES) (Air Products and Chemicals, Inc., 1996 - 2018).

Para la parte de elementos traza medidos con esta técnica, la muestra fundida se diluye y se analiza por ICP-MS marca Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 o 9000.



En el ICP-MS (espectrómetro de masas con plasma de acoplamiento inductivo) los iones producidos en el plasma de argón se inyectan en un espectrómetro de masas, que separa los iones en función de su relación masa-carga (Air Products and Chemicals, Inc., 1996 - 2018).

A su vez, algunos elementos traza fueron analizados mediante INAA, en el cual las muestras son encapsuladas e irradiadas en un reactor nuclear. Las muestras son bombardeadas con neutrones para generar núclidos radioactivos. La medición de la energía y la intensidad de la radiación electromagnética generada por su subsecuente decaimiento se utilizan para cuantificar los diversos elementos presentes en la muestra original. En esencia se mide su huella particular de emisión de rayos gamma a través de un detector Ge de alta pureza.

Asimismo, otros elementos traza se analizaron mediante TD-ICP, en el que se digiere una muestra de 0.25 g con cuatro ácidos, primeramente, con ácido fluorhídrico, seguido por una mezcla de ácido nítrico y perclórico, y que posteriormente es sometida a un calentamiento controlado usando un programador muy preciso, hasta que las muestras están completamente secas. Una vez que han alcanzado la sequedad, las muestras se vuelven a introducir en una solución de ácido clorhídrico y finalmente, se analizan mediante ICP-OES en un equipo marca Varian Vista.

Adicionalmente, las composiciones minerales fueron determinadas usando una Microsonda Electrónica (EPMA) JEOL JXA-8230 Superprobe en el Laboratorio de Microanálisis del Instituto de Geofísica, UNAM, Campus Morelia (*Fig. 12B*). Cabe mencionar que todas las secciones delgadas fueron recubiertas con carbono (*Fig. 12A*). Las condiciones de medición fueron un voltaje de aceleración de 15 kV y una corriente de haz de 10 nA (con un diámetro de 1 μm), y los tiempos de conteo fueron de 40 s para Ti, Fe y Mg y de 10 s para K, Na, Ca, Si y Al. Los elementos fueron calibrados a partir de una variedad de patrones minerales de referencia, cuyos estándares fueron: PETL (rutilo) para Ti, LIFL (fayalita) para Fe, PETJ (ortoclasa) para K, TAP (albita) para Na, PETJ (diópsida) para Ca, TAP (ortoclasa) para Si, TAP (albita) para Al y TAP (diópsida) para Mg. A su vez, se obtuvieron diversas imágenes de electrones retrodispersados con el fin de observar con mejor detalle características de las distintas fases minerales que no pudieron ser



determinadas durante el análisis petrográfico. Las composiciones promedio de los vidrios y minerales de rocas de los volcanes Rancho Seco y Popocatepetl (lava Nealtican) se muestran en la *Tabla A2 del Anexo 1*.

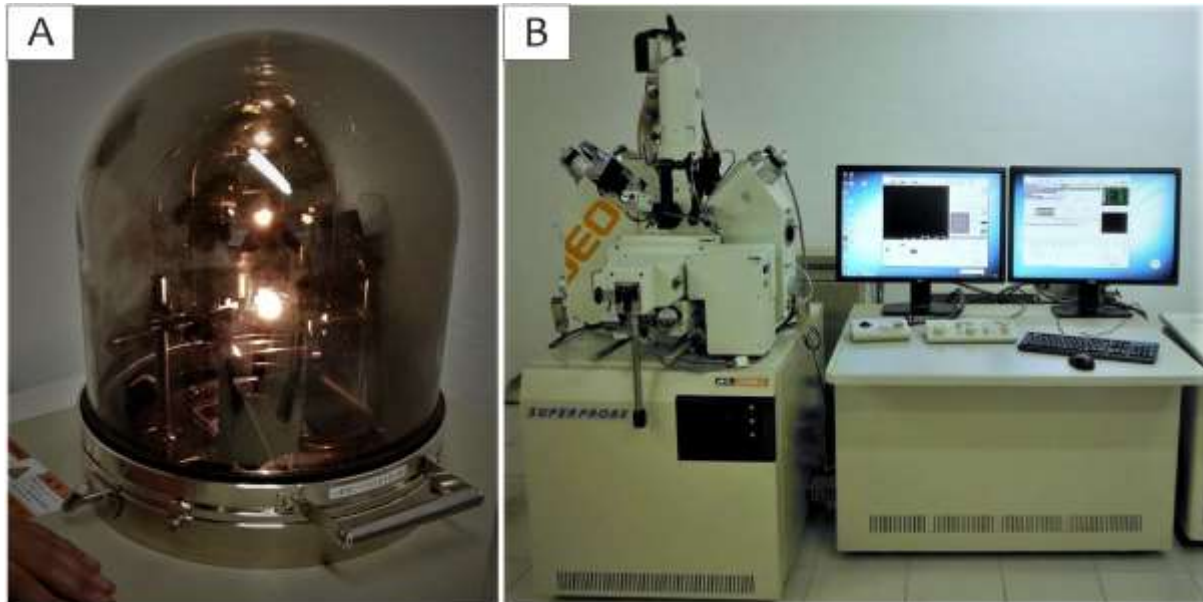


Figura 12. A. Evaporadora de carbono para recubrimiento de secciones delgadas con el fin de convertirlas en materiales eléctricamente conductores. B. Microsonda Electrónica (EPMA) JEOL JXA-8230 Superprobe en el Laboratorio de Microanálisis del Instituto de Geofísica, UNAM.



4. PETROGRAFÍA

A continuación, se presenta la descripción petrográfica de los diversos flujos de lava asociados al volcán Rancho Seco y del flujo de lava Nealtican asociado al volcán Popocatépetl. Los análisis modales se reportan en la *Tabla A1 del Anexo 1*.

4.1. Volcán Rancho Seco

En total se analizaron 13 láminas asociadas a los 7 flujos provenientes del volcán Rancho Seco (*Fig. 13*), cuyos resultados se presentan a continuación.

Las muestras son andesitas, con un alto contenido de microfenocristales y bajos porcentajes modales de fenocristales (<0.6 % del volumen total), que muestran una textura afanítica y ocasionalmente una textura traquítica.

Las fases minerales que se observan en todos los flujos están representadas por plagioclasa y ortopiroxeno principalmente, en menor medida clinopiroxeno y minerales opacos, y en raras ocasiones xenocristales de cuarzo. En general, la matriz (33.1-70.3 Vol. % de microfenocristales y microlitos) contiene las mismas fases minerales (*Fig. 13*).

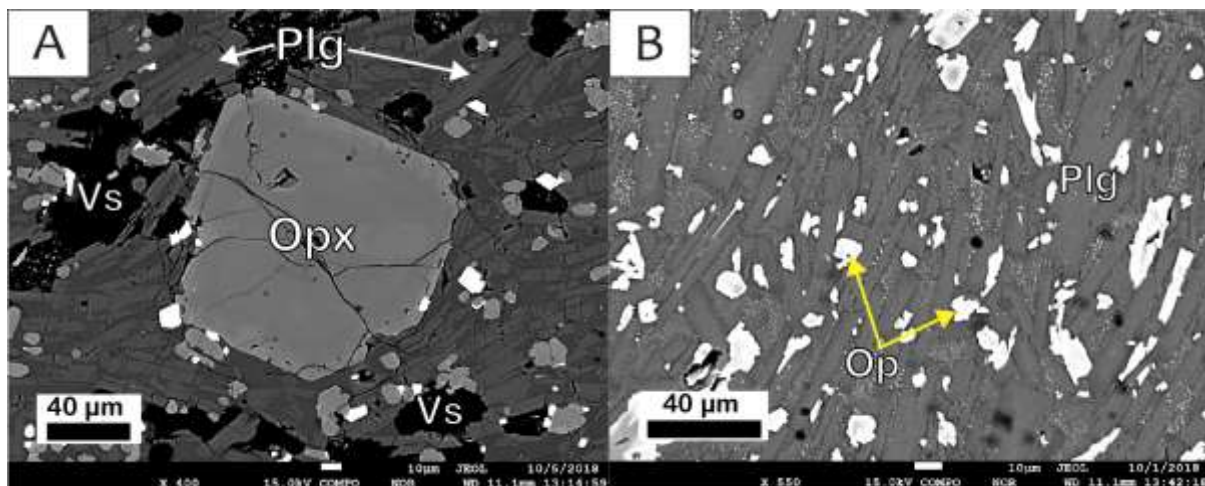


Figura 13. Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) correspondientes al volcán Rancho Seco, A. Cristal de ortopiroxeno embebido en una matriz con textura traquítica (muestra RS-12). B. Textura traquítica y matriz rica en microfenocristales y microlitos (muestra RS-06). Ortopiroxeno (Opx), plagioclasa (Plg), minerales opacos (Op) y vesícula (Vs).



Las plagioclasas presentan hábito subhedral a euhedral, maclas de carlsbad y polisintética. Las muestras se caracterizan por un alto contenido de microfenocristales y microlitos (generalmente <0.2 mm; 31.6-66.2 Vol. %), los cuales normalmente tienen hábitos aciculares, mientras que como fenocristales (de hasta 1 mm) están casi ausentes (bajos porcentajes modales; hasta 0.4 Vol. %). Algunos de éstos presentan texturas de tamiz, bordes redondeados, mientras que en otros casos zoneamiento y también pueden formar glomeropórfidos (*Fig. 13 A, B, C, D*).

Los ortopiroxenos (hiperstena; *Fig. 13 E*) tienen hábitos subhedral-euhedrales. Con nicols cruzados se observan con colores de birrefringencia de primer orden y tienen extinción recta. Principalmente se observan como microfenocristales (<0.1 mm; 1.0-14.3 Vol. %) y escasamente como fenocristales (de hasta 0.8 mm; hasta 0.2 Vol. %). En algunos casos, se observan como isomorfos, remplazando cristales que bien podrían ser cuarzo (*Fig. 13 F*).

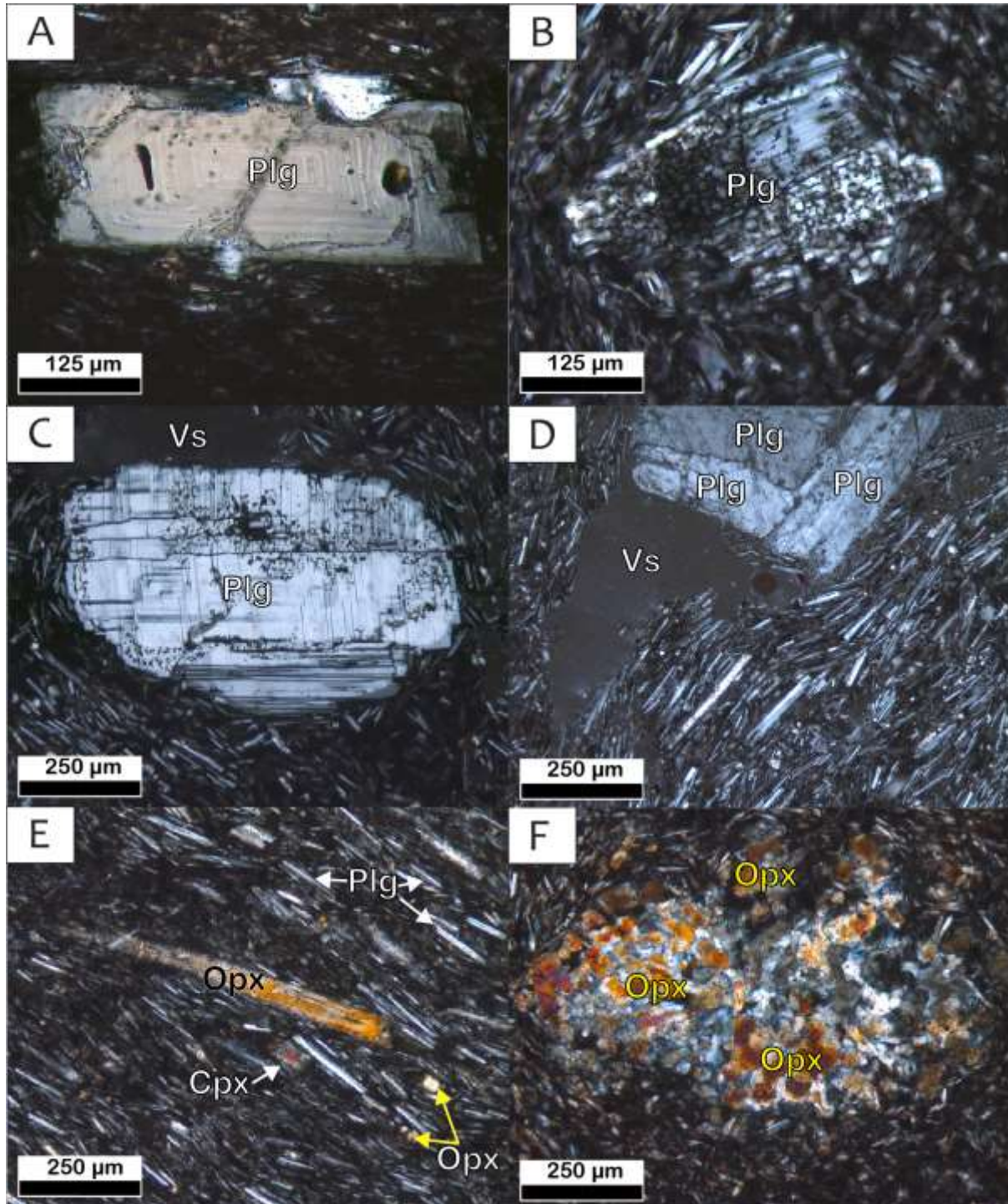


Figura 13. Fotomicrografías (con nicoles cruzados) bajo el microscopio petrográfico de muestras del volcán Rancho Seco. A. Plagioclasa idiomórfica con zoneamiento concéntrico e inclusiones de apatito (muestra PAZ-01). B. Cristal de plagioclasa con textura de tamiz (muestra PAZ-01). C. Plagioclasa con bordes redondeados y con textura de tamiz (muestra RS-08). D. Textura traquítica y glomeropórfido de plagioclasa (muestra RS-06). E. Cristal alargado de hiperstena y textura traquítica (muestra RS-06). F. Isomorfo con cristales de hiperstena recristalizada. Plagioclasa (Plg), ortopiroxeno (Opx), clinopiroxeno (Cpx) y vesícula (Vs).



Los clinopiroxenos (augita) tienen hábitos subhedrales-anhedrales y la mayoría presentan bordes de disolución. Con nicóles cruzados se observan con colores de birrefringencia altos y tienen extinción oblicua. Únicamente se observan como microfenocristales (<0.1 mm; hasta 1.0 Vol. %).

Los minerales opacos (en promedio <0.05 mm) se observan en todas las láminas (1.0-8.5 Vol. %) distribuidos en la matriz y en menor medida, como inclusiones en algunos piroxenos. Los cristales de la matriz analizados mediante microsonda, en general, corresponden a ilmenitas.

A su vez, los flujos de lava presentan un bajo contenido de vesículas (<2.5 mm; <4.8 Vol. %), a diferencia de las bombas recolectadas en el cono de escoria donde tienden a ser más abundantes (hasta 14.2 Vol. %). Las vesículas generalmente son subredondeadas a alargadas y en ocasiones presentan una orientación preferencial.

Los xenocristales de cuarzo (hasta 0.5 mm) en ocasiones presentan delgadas coronas de hiperstena y plagioclasa microlítica, pero todos presentan marcadas bahías de disolución (Fig. 14 A, B).

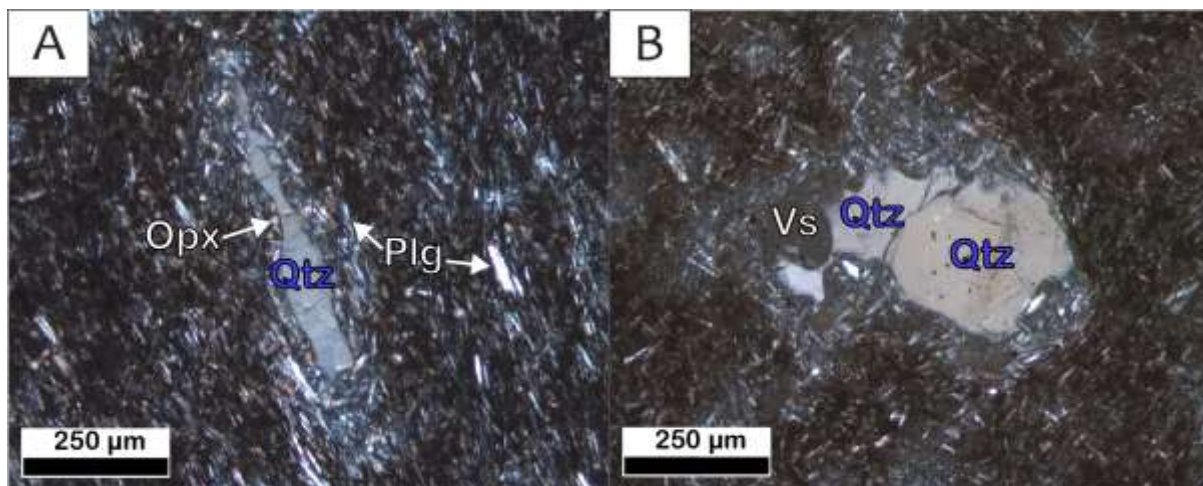


Figura 14. Fotomicrografías (con nicóles cruzados) bajo el microscopio petrográfico de muestras del Volcán Rancho Seco. A. Xenocristal de cuarzo con delgada corona de ortopiroxeno y plagioclasa, así como bahías de disolución (muestra PAZ-01). B. Xenocristal de cuarzo con bahías de disolución (muestra RS-05). Cuarzo (Qtz), plagioclasa (Plg), ortopiroxeno (Opx) y vesícula (Vs).



4.2. Volcán Popocatépetl (Lava Nealtican)

En total se analizaron 32 láminas de los 4 flujos asociados a la lava Nealtican (Fig. 11) emitida por el volcán Popocatépetl, cuyos resultados se presentan a continuación.

Las muestras corresponden a andesitas (primeros flujos) y dacitas (último flujo), con altos porcentajes modales de microfenocristales (en promedio 19 Vol. % de microfenocristales) y fenocristales (en promedio 33 Vol. % de fenocristales), que en general muestran una textura porfírica. Cabe mencionar que en algunas muestras hay presencia de xenolitos de distinta índole (Fig. 15 A, B), algo que también se observó en campo, sobre todo en las canteras presentes en el frente de la lava, donde los xenolitos son abundantes y varían en tamaño (Fig. 16 A, B; hasta ~70 cm). Cabe mencionar que los xenolitos reportados en lavas del volcán Popocatépetl corresponden a skarn, meta-arenisca, meta-limolita, mármol, diversas rocas plutónicas (granodioritas, de dioritas hasta gabros), así como rocas volcánicas andesíticas (Schaaf et al., 2005).

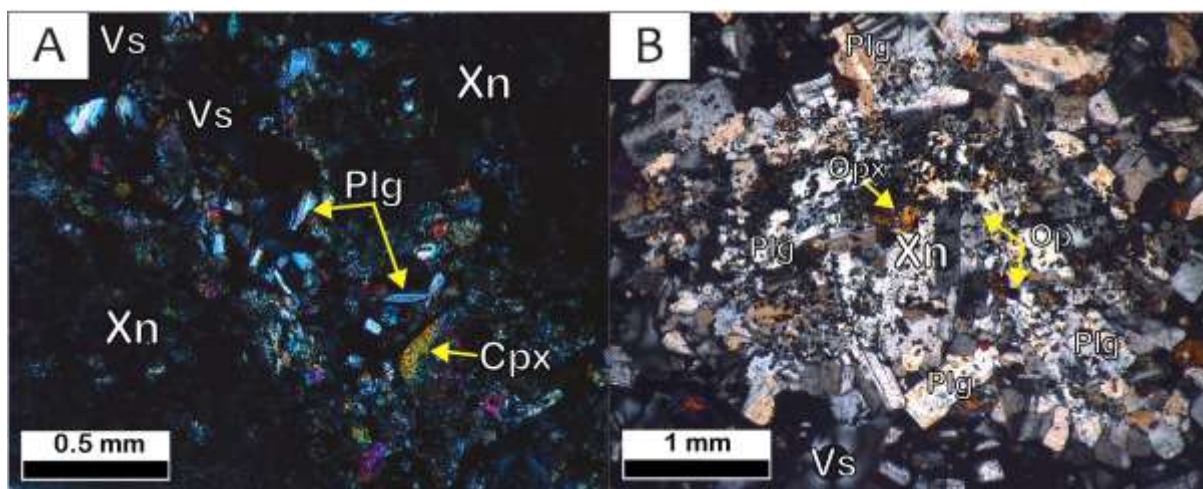


Figura 15. Fotomicrografías (con nicoles cruzados) bajo el microscopio petrográfico de muestras de la lava Nealtican asociada al volcán Popocatépetl. A. Xenolito con bordes de piroxeno y plagioclasa, así como bahías de disolución (muestra PO-01). B. Xenolito con gran contenido de plagioclasa, ortopiroxeno y óxidos (muestra PO-45). Xenolito (Xn), plagioclasa (Plg), ortopiroxeno (Opx), clinopiroxeno (Cpx), minerales opacos (Op) y vesícula (Vs).

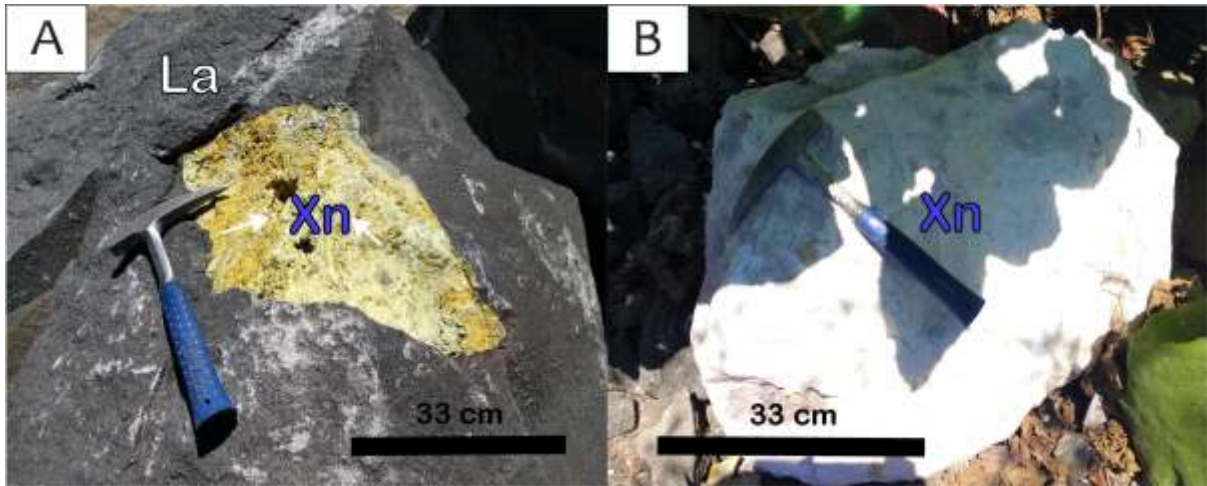


Figura 16. Fotografías de algunos xenolitos presentes en una de las canteras ubicada en el frente del flujo de lava Nealtican, muy cercana al poblado de San Buenaventura Nealtican. Lava (La) y xenolito (Xn). A. Xenolito de skarn. B. Xenolito de skarn (wollastonita). Ambos xenolitos provienen presumiblemente de una aureola de contacto de skarn alrededor de una cámara magmática situada en el basamento somero que consiste de calizas plegadas del Cretácico Superior.

Las fases minerales que se observan en todos los flujos están representadas por plagioclasa (Fig. 17 A) y ortopiroxeno principalmente, en menor medida clinopiroxeno y minerales opacos (Fig. 17 B). En algunos lóbulos también se puede observar olivino (Fig. 17 C, D), mientras que en algunas muestras de los lóbulos dacíticos se pueden observar escasos cristales de hornblenda con bordes gruesos de óxidos (descompresión). A grandes rasgos, la matriz incluye microfenocristales de plagioclasa (de 7.6-18.6 Vol. %), ortopiroxeno (6.3-8.6 Vol. %) y clinopiroxeno (hasta 1.1 Vol. %).

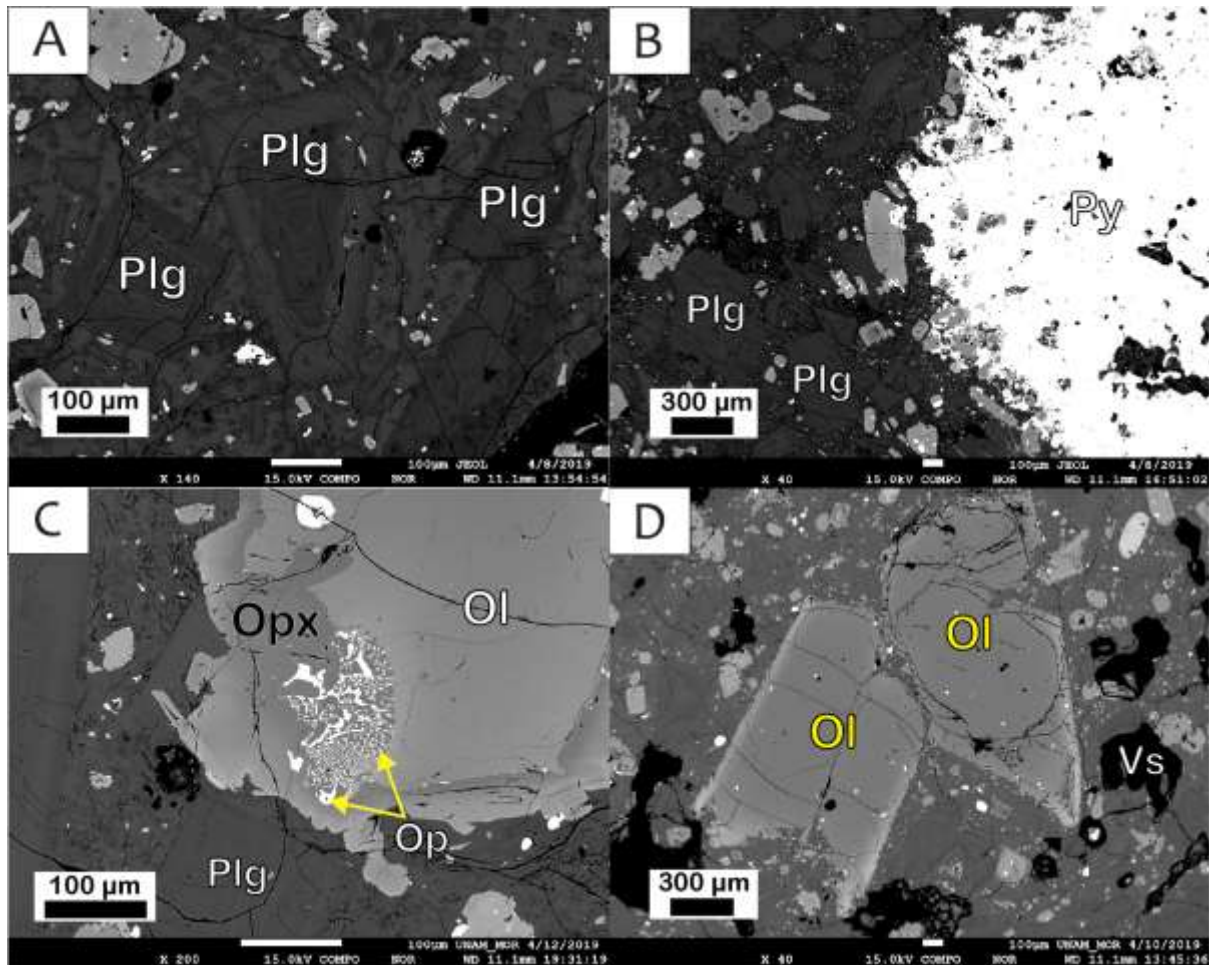


Figura 17. Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de muestras asociadas a las lavas de Nealtican, A. Cristal idiomórfico de plagioclasa zoneada (muestra PO-09). B. Cristal de pirita embebido en la lava (muestra PO-28). C. Cristal de olivino con corona de reacción de piroxeno y desarrollo de intercrecimiento simplectítico de minerales opacos que podrían ser magnetita (muestra PO-18). D. Cristales de olivino idiomórficos con ligero borde de microlitos de piroxeno (muestra PO-09). Plagioclasa (Plg), olivino (Ol), ortopiroxeno (Opx), pirita (Py), minerales opacos (Op) y vesícula (Vs).

Las plagioclasas presentan hábito subhedral a euhedral (en ocasiones con bordes redondeados), maclas de carlsbad y polisintética. Los fenocristales (generalmente están en un rango de 0.3-2.7 mm, donde predominan las de 0.5 mm, pero también pueden llegar a medir hasta 4.5 mm; 23.9-33.1 Vol. %). Se observaron diversas familias de cristales: algunas presentan zoneamiento, otras tienen texturas de tamiz en el centro, otras presentan texturas de tamiz muy cercanas al borde del cristal y otras se observan completamente con texturas de tamiz y bordes redondeados (Fig. 18). A su vez, forman parte de glomeropórfidos constituidos únicamente de plagioclasa o con ortopiroxenos, clinopiroxenos y óxidos. En ocasiones presentan inclusiones de apatito y también están presentes como microfenocristales.

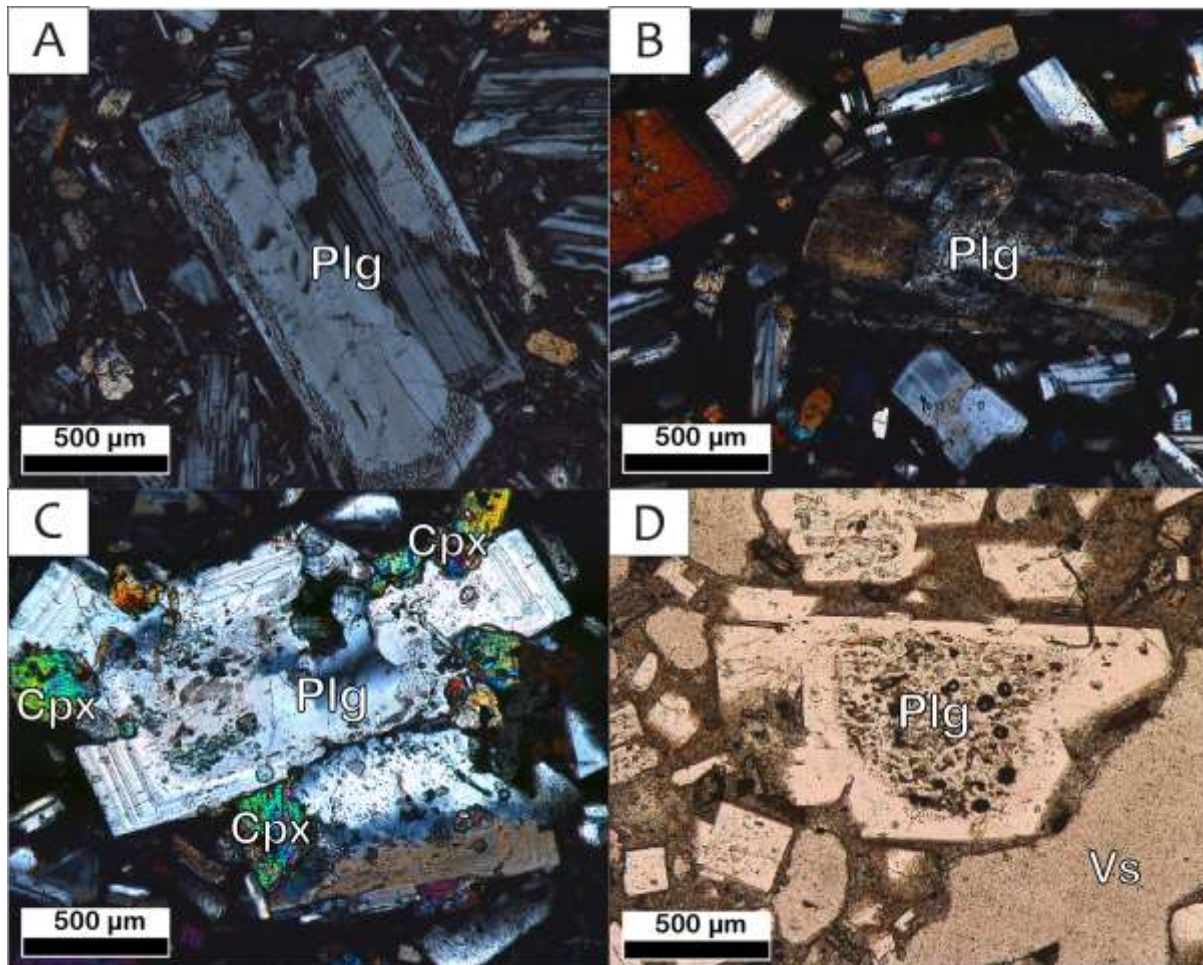


Figura 18. Fotomicrografías (A, B y C con nicoles cruzados; D con nicoles paralelos) bajo el microscopio petrográfico de muestras de los flujos de lava Nealtican asociada al volcán Popocatepetl. A. Plagioclasa idiomórfica con anillo de textura de tamiz (muestra PO-06B). B. Cristal de plagioclasa con textura de tamiz (muestra PO-18). C. Plagioclasa con zoneamiento que forma un glomeropórfido con clinopiroxenos (muestra PO-21). D. Textura de tamiz en núcleo de plagioclasa (muestra PO-46). Plagioclasa (Plg), clinopiroxeno (Cpx) y vesícula (Vs).

Los ortopiroxenos (hiperstena; Fig. 19 A) tienen hábitos subhedrales-euhedrales. Con nicoles cruzados se observan con colores de birrefringencia de primer orden y tienen extinción recta. Se observan como fenocristales (miden de 0.3 a 2 mm; 3.6-6.2 Vol. %) y como microfeno-cristales.

Los clinopiroxenos (augita) tienen hábitos subhedrales-anhedrales y la mayoría presentan bordes de disolución. Con nicoles cruzados se observan con colores de birrefringencia altos y tienen extinción oblicua. En ocasiones llegan a presentar macla simple y ligeros bordes de reabsorción o características de disolución interna. Principalmente, se observan como fenocristales (miden de 0.3 a 1.7 mm; hasta 1.8 Vol. %) y en menor medida como microfeno-cristales. En



ocasiones, pueden formar parte de glomeropórfidos con ortopiroxeno (*Fig. 19 B*) o con plagioclasa.

Los olivinos tienen formas subhedrales-euhedrales. Principalmente se observan como fenocristales (generalmente <1 mm, pero pueden medir hasta 2 mm; hasta 1.0 Vol. %; *Fig. 19 C*). En ocasiones llegan a presentar formas esqueléticas y también pueden formar glomeropórfidos. Otros presentan coronas de reacción con presencia de plagioclasa, ortopiroxeno y en menor proporción clinopiroxeno y minerales opacos (*Fig. 19 D*), sobre todo en los últimos flujos emitidos. Algunos de éstos se encuentran bien desarrollados, mientras que en otros casos apenas son perceptibles (ligero borde de microlitos de piroxeno). En ocasiones, estas coronas presentan desarrollo de intercrecimiento simplectítico de minerales opacos que podrían ser magnetitas (*Fig. 17 C*). De la misma manera, se observan los que pudieron ser cristales de olivino reemplazados totalmente por los minerales anteriormente mencionados.

Los minerales opacos (en promedio <0.06 mm; 2.8-5.3 Vol. %) se observan en todas las láminas distribuidos en la matriz y en menor medida como inclusiones en algunos piroxenos y olivinos. Los análisis de microsonda indican que en su mayoría los cristales presentes en la matriz corresponden a ilmenitas, y en menor medida a magnetitas, sin embargo, también se llegó a observar pirita.

También se observan algunas pequeñas vesículas subredondeadas y alargadas (de hasta 2 mm; 0.2-14.6 Vol. %), algunas muestran cierta orientación preferencial, pero también se observan algunas de forma irregular (0.3-2.7 mm, pero pueden llegar a medir hasta 4 mm).

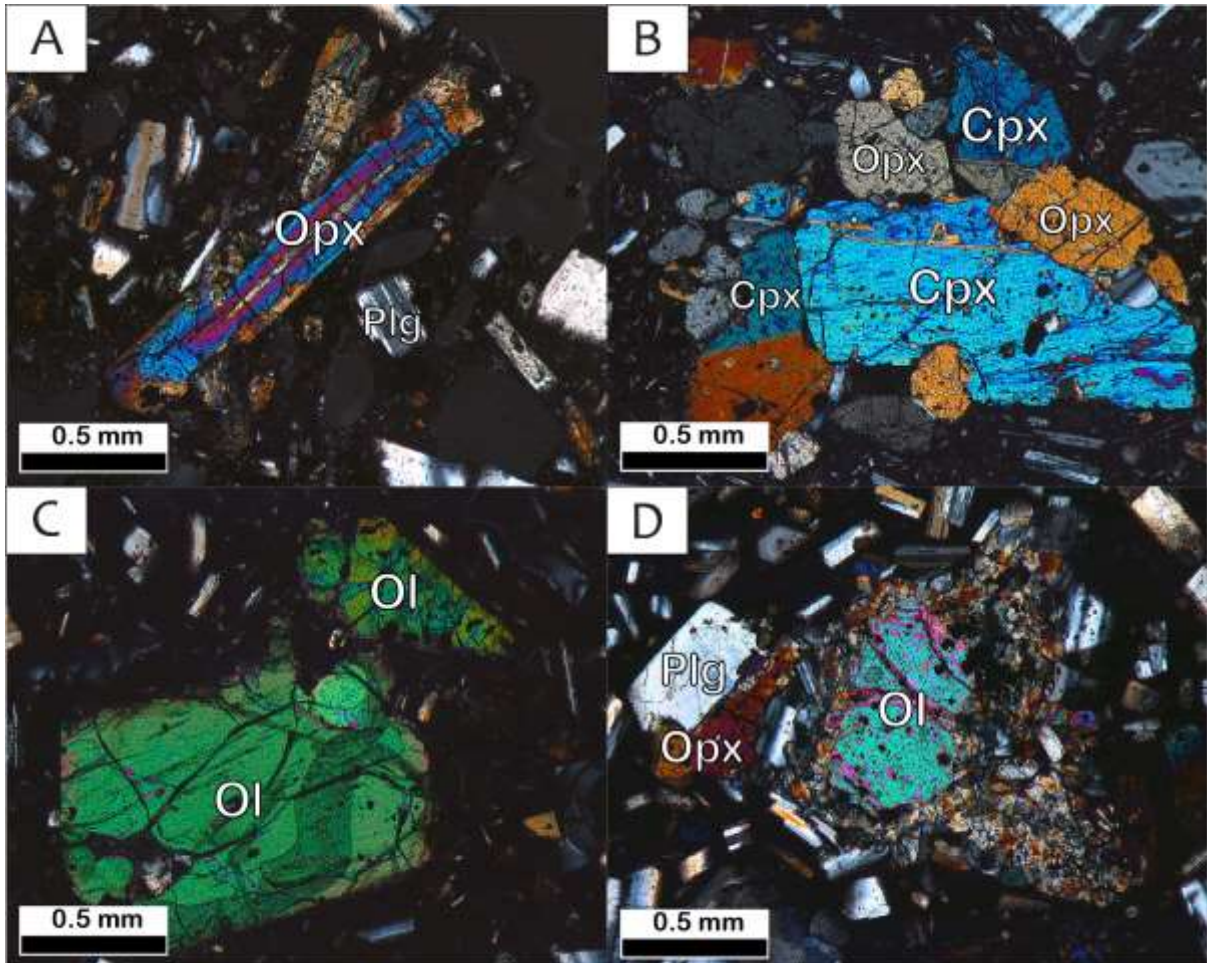


Figura 19. Fotomicrografías (con nícoles cruzados) bajo el microscopio petrográfico de muestras de la lava Nealtican asociada al volcán Popocatepetl. A. Cristal de ortopiroxeno (muestra PO-55B). B. Glomeropórfido de clinopiroxeno con ortopiroxeno (muestra PO-07). C. Cristal idiomórfico de olivino (muestra PO-05). D. Cristal de olivino con corona de reacción de ortopiroxeno, plagioclasa, y en menor proporción clinopiroxeno y minerales opacos (muestra PO-18). Ortopiroxeno (Opx), clinopiroxeno (Cpx), olivino (Ol), plagioclasa (Plg), minerales opacos (Op) y vesícula (Vs).



5. GEOQUÍMICA

De las muestras recolectadas en campo también se obtuvieron análisis químicos (elementos mayores y trazas), cuyos resultados se incluyen en la *Tabla A3 del Anexo 1* del presente trabajo. Cabe mencionar que en el campo se seleccionaron las rocas con aspecto más fresco, sin evidencias apreciables de alteración. Algunas otras fueron descostradas en campo con un martillo geológico con el fin de retirar las partes alteradas.

5.1. Elementos mayores

Un total de 45 muestras de roca fueron analizadas químicamente y graficadas en un diagrama de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) vs. SiO_2 (*Fig. 20 A*; Le Bas et al., 1986) con el fin de definir los tipos de magma. Cabe mencionar que todos los datos se normalizaron al 100% en base anhidra para poder ser graficados en los diversos diagramas. La mayoría de las rocas caen en los campos de las andesitas (53-62 wt.% SiO_2), y sólo algunas muestras del flujo de lava Nealtican caen en el campo de las dacitas (63-70 wt.% SiO_2). Además, todas las rocas son subalcalinas (Irvine y Baragar, 1971) y muestran una tendencia calci-alkalina de medio-K (*Fig. 20 B*; Peccerillo y Taylor, 1976; Le Maitre et al., 1989; 2002). Las muestras de Rancho Seco (13 análisis; 58.5-60.6 wt.% SiO_2) son notablemente uniformes en composición, mientras que las muestras del flujo de lava Nealtican (32 análisis; 60.8-64.6 wt.% SiO_2) muestran un rango más amplio de sílice (~4 wt.%), con una transición química temporal desde andesitas en las primeras etapas hacia composiciones dacíticas en las últimas etapas de la erupción. Estos patrones evolutivos también se han observado en otros volcanes monogénicos de la FVTM (por ejemplo, en La Sierra Chichinautzin; Siebe et al., 2004), pero también en el CVMG, donde el ejemplo mejor estudiado es el volcán Parícutin, cuyos productos oscilan entre el 53 y el 60 wt.% SiO_2 (Wilcox, 1954; Cebriá et al., 2011, Larrea et al., 2019).

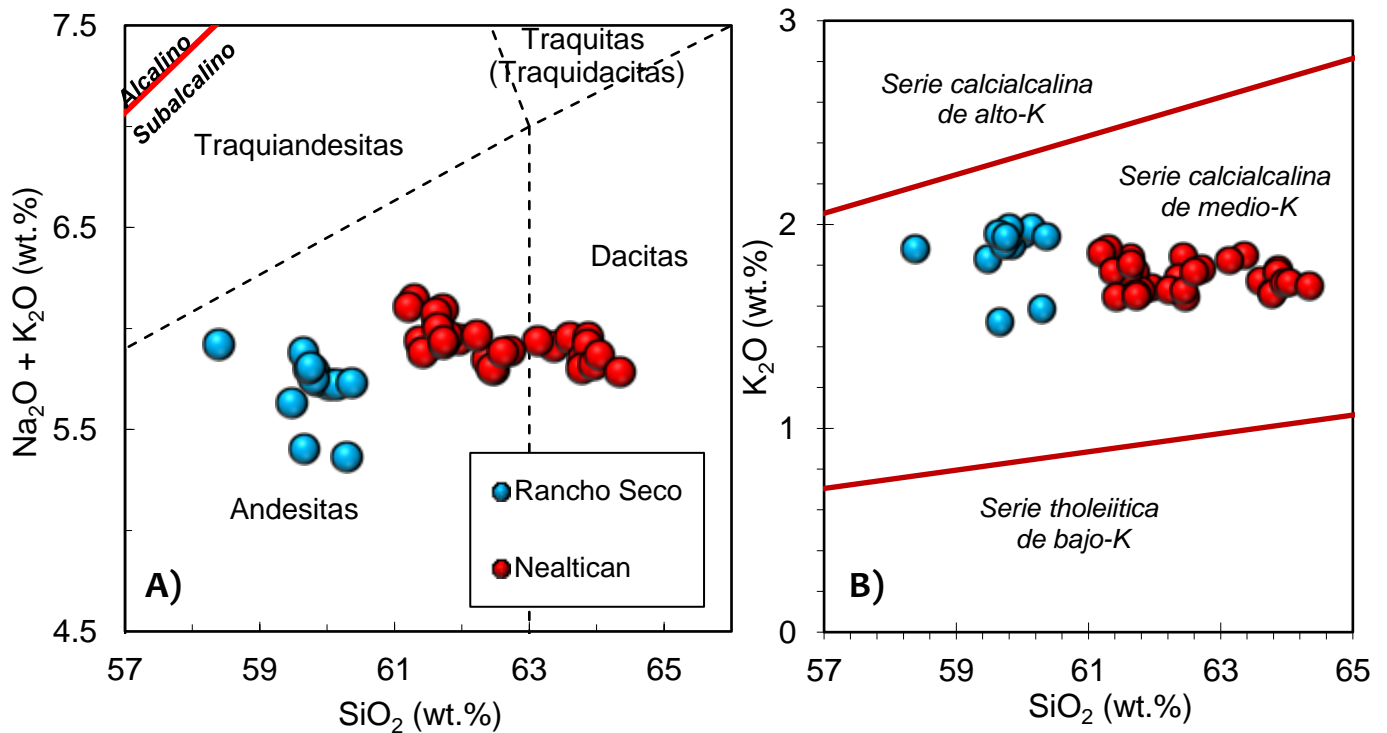


Figura 20. A. Diagrama de variación de álcalis total vs. SiO₂ de Le Bas et al. (1986); subdivisión de series alcalina y sub-alcalina de Irvine y Baragar (1971). B. Diagrama de K₂O vs SiO₂ (Peccerillo y Taylor, 1976; Le Maitre et al., 1989; Le Maitre et al., 2002).

Para los elementos mayores también se elaboraron diagramas tipo Harker o de variación de elementos donde se graficó SiO₂ vs. Al₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, TiO₂ y P₂O₅ (Fig. 21). En estos diagramas se puede observar que la lava Nealtican presenta correlaciones negativas para FeO, CaO, TiO₂ y P₂O₅, mientras que las lavas del volcán Rancho Seco presentan correlaciones negativas de débiles a fuertes para Al₂O₃ y Na₂O. También se puede notar que las rocas del volcán Rancho Seco por lo general poseen concentraciones ligeramente más altas de la mayoría de los elementos mayores en relación con las rocas de la lava Nealtican, a excepción del MgO y el Na₂O. Además, para el caso de la lava Nealtican podemos diferenciar las lavas tempranas de las tardías, algo que es más evidente en las concentraciones de Al₂O₃ y MgO, y que no se observa en los flujos del volcán Rancho Seco.

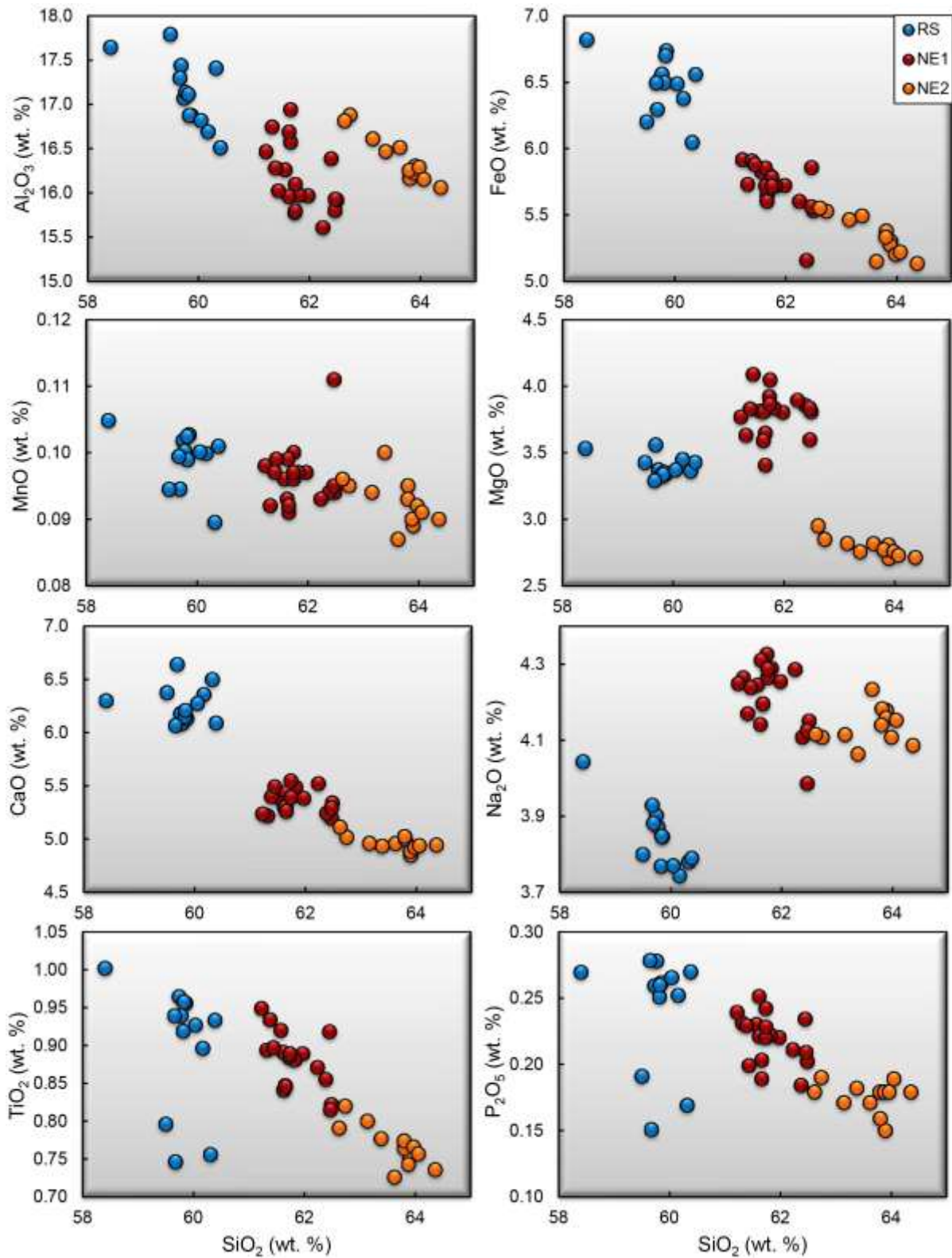


Figura 21. Diagramas de variación (Harker) de elementos mayores en función del contenido de SiO₂ de las muestras del volcán Rancho Seco (RS) y de la lava Nealtican, en la cual se pueden distinguir los flujos tempranos (NE1) y tardíos (NE2).



5.2. Elementos traza

También se realizaron diagramas multi-elementos normalizando los datos en base a los valores de dos referencias. Por un lado, los patrones de los elementos de las tierras raras (REE, por sus siglas en inglés) fueron normalizados de acuerdo a los valores condriticos de McDonough y Sun (1995). En estos diagramas se puede observar un fraccionamiento mayor de HREE (tierras raras pesadas) de las rocas del volcán Rancho Seco (*Fig. 22 A*) respecto a las del flujo Nealtican (*Fig. 22 B*). De la misma manera los datos se normalizaron y graficaron con respecto a los valores del N-MORB (manto empobrecido) de Sun y McDonough (1989). En los diagramas normalizados respecto al N-MORB se puede notar que la señal de la subducción de las rocas del flujo Nealtican (*Fig. 22 D*) es más pronunciada en comparación con las del volcán Rancho Seco (*Fig. 22 C*).

Las rocas estudiadas generalmente presentan anomalías negativas de Nb, Ta y Ti, y un enriquecimiento marcado en LILE (elementos litófilos de ion grande) con respecto a los HFSE (elementos de alto potencial iónico), además de patrones de REE fraccionados, con contenidos más altos de LREE (tierras raras ligeras) respecto a las HREE, algo que se observa comúnmente en arcos volcánicos continentales relacionados a ambientes de subducción (Hawkesworth et al., 1977; Gill, 1981; Gómez-Vasconcelos et al., 2015). En varias muestras se observa una anomalía positiva muy marcada en Pb, sin embargo, algunas muestras analizadas presentan valores por debajo del límite de detección (<5 ppm) del método de medición (ICP-OES), por lo que en estos casos no aparecen graficados. Mientras que en las rocas del Volcán Rancho Seco también se alcanza a apreciar una ligera anomalía positiva en Ba y en las rocas de la lava Nealtican una muy ligera anomalía positiva en Y.

Asimismo, se elaboraron diagramas tipo Harker para algunos elementos traza (*Fig. 23*), en los que se graficó SiO₂ (normalizado al 100% en base anhidra) vs. Cr, Ni, Sr, Rb, U, Yb, Th y Ba (en ppm).

En estos diagramas se puede observar que las rocas del volcán Rancho Seco y la lava Nealtican también presentan una correlación negativa en Sr y ligeramente positiva en Rb. A su vez, en la lava Nealtican se observan



concentraciones mayores de elementos como Cr, Ni, Rb, U, Yb y Th, en comparación con las rocas del volcán Rancho Seco, mientras que en este último se observan mayores concentraciones de Sr y Ba. Además, como en el caso de las concentraciones de elementos mayores, en la lava Nealtican también podemos distinguir las lavas tempranas de las tardías, algo que se observa claramente en las concentraciones de Cr, Ni y Th.

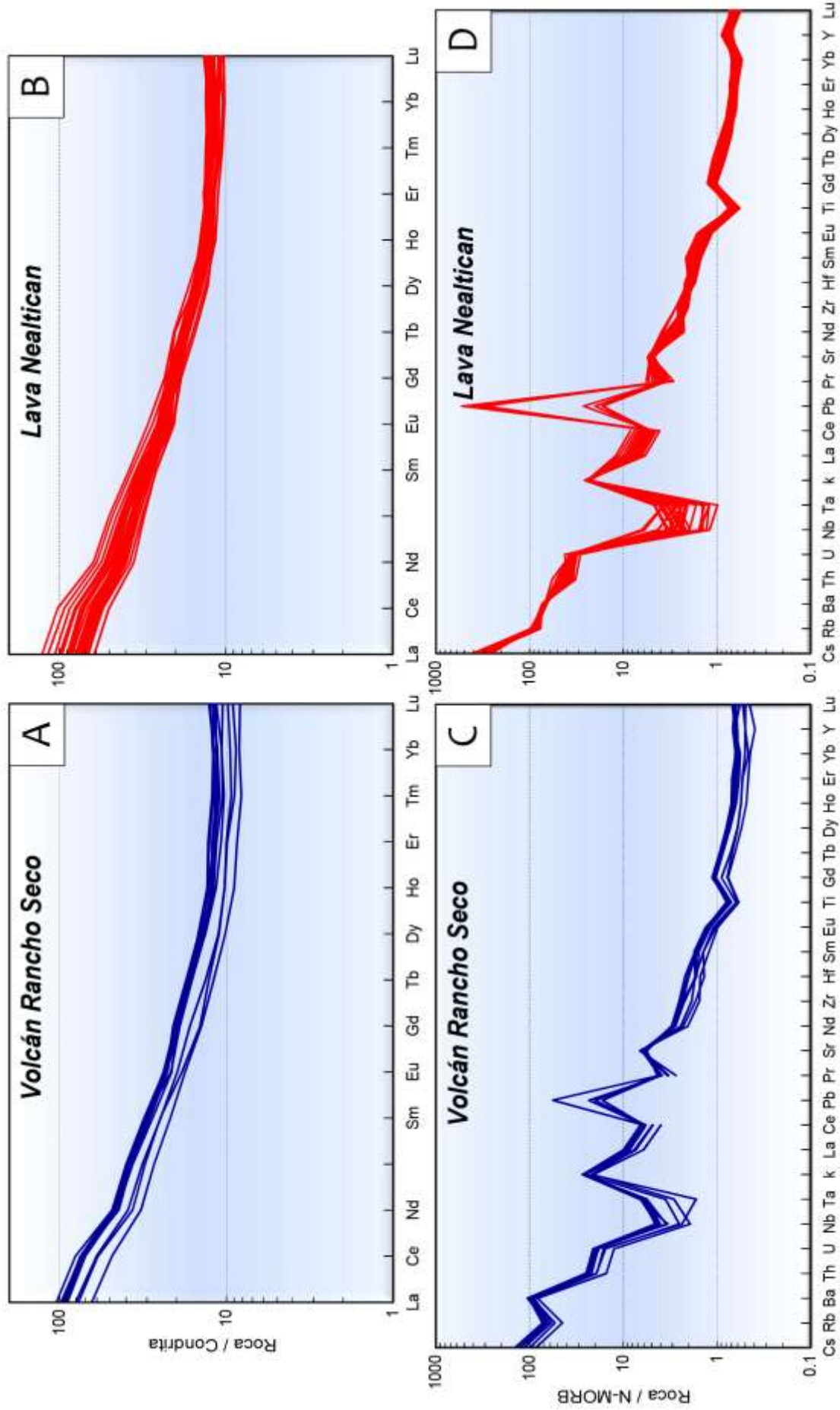


Figura 22. A,B. Patrones de los elementos de las tierras raras (REE) normalizados con respecto a las condritas (McDonough y Sun, 1995). C, D. Patrones de elementos traza normalizados con respecto a los valores del N-MORB de Sun y McDonough (1989).

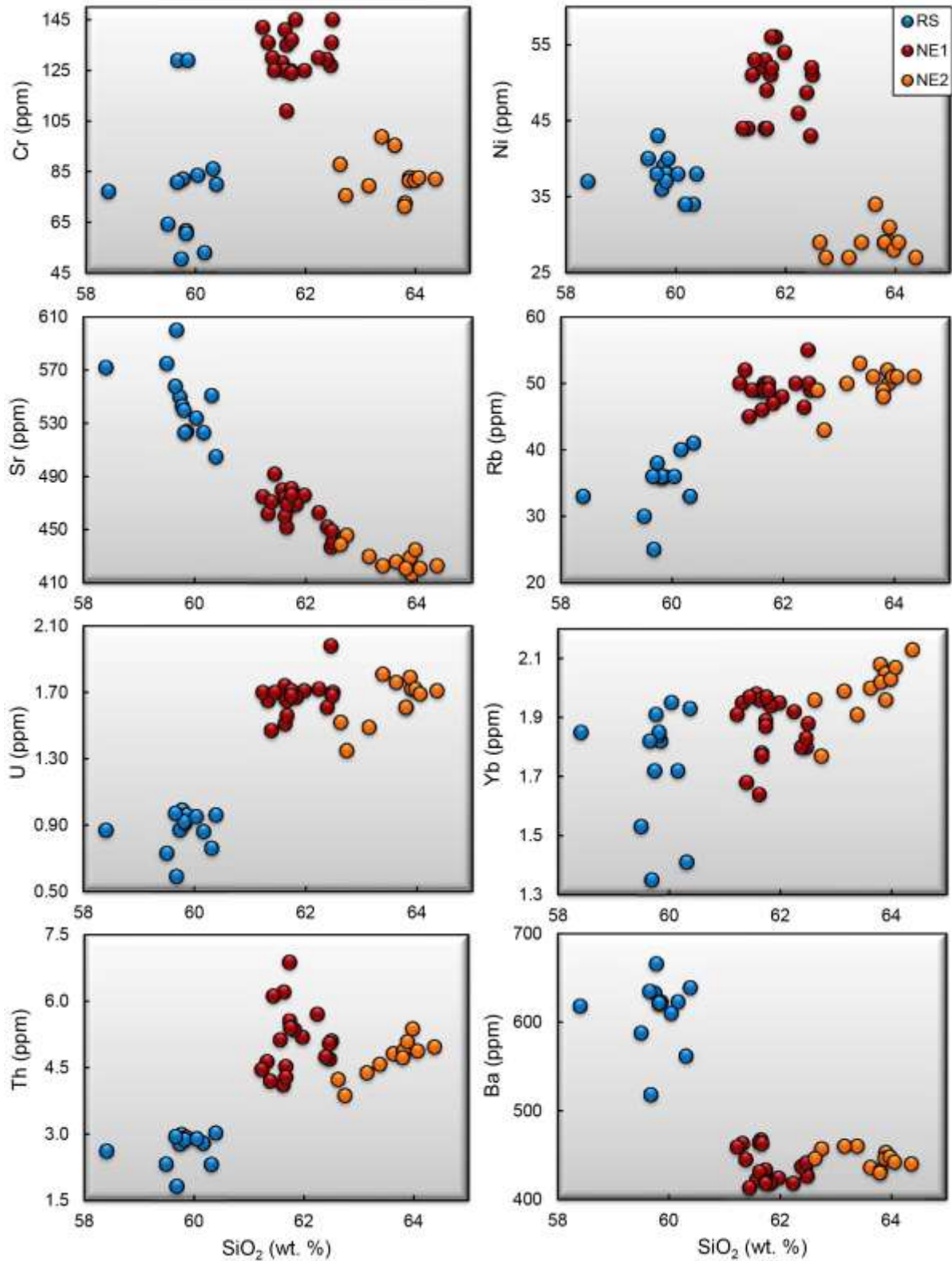


Figura 23. Diagramas de variación (Harker) de algunos elementos trazas en función del contenido de SiO₂ de las muestras del volcán Rancho Seco (RS) y de la lava Nealtican, en la cual se pueden distinguir los flujos tempranos (NE1) y tardíos (NE2).



6. CARACTERIZACIÓN DE FLUJOS DE LAVA

A pesar de que Mangle et al. (2019) distinguen 2 lavas (Capula y Nealtican) y proponen una secuencia temporal para Nealtican, en base a su información cartográfica, nosotros proponemos una nueva caracterización temporal de los lóbulos asociados a la lava Nealtican, donde también incluimos la lava denominada Capula como parte de toda la secuencia de lóbulos. Esto último basándonos en nuestra información cartográfica, observaciones de campo, geoquímica y aprovechando la información isotópica referenciada cartográficamente presente en el trabajo de Mangle et al. (2019). Mientras que para el caso del volcán Rancho Seco, la imagen LiDAR proporcionada amablemente por el Dr. Chris Fisher, nos permitió mejorar la delimitación de los flujos de lava y establecer una nueva secuencia.

A continuación, se describen las características más relevantes de las lavas estudiadas, como lo son sus morfologías, termobarometría e higrometría, reología y tiempos de emplazamiento.

6.1. Morfologías de flujos de lava

Las morfologías del volcán Rancho Seco y del flujo Nealtican están notablemente bien conservadas y expuestas, aunque claramente se observa mucho mejor en la lava Nealtican debido a que es mucho más joven, para la cual se estima una edad de emplazamiento poco posterior a 2,150 años AP y mucho menor a 1,100 años AP (Siebe et al., 1995b, 1996a; Panfil et al., 1999; Siebe y Macías, 2006; Plunket y Uruñuela, 1998), mientras que para el volcán Rancho Seco se reporta una edad de 27,845 +445/-425 años AP (Ramírez-Urbe et al., 2019).

Por su parte, el volcán Rancho Seco está compuesto por un cono de escoria con una altura máxima que excede los 2,521 m s.n.m., y una base casi circular con un diámetro de ~880 m y un cráter de ~228 m, desde el cual fluyeron casi de manera radial los diversos flujos de lava (*Fig. 24 A*) que forman las siete unidades



indicadas en la *Figura 10*, las cuales fueron identificadas por sus relaciones estratigráficas. Los flujos de lava están principalmente dirigidos hacia el SW y éstos también son los que recorrieron mayores distancias (*Fig. 24 B*; hasta 6.4 km) en comparación con los flujos emitidos hacia el NW y NE. Esto se debe a los diferentes gradientes topográficos y a que el relieve de la periferia actuó como barrera topográfica en algunos casos (*Figs. 10 y 24*). Además, cabe destacar que las estructuras volcánicas de la región presentan claras alineaciones preferenciales en dirección NW-SE y en menor medida NE-SW (*Fig. 21 A*).

El volcán Popocatepetl es un estratovolcán con una altura máxima de 5,419 m s.n.m., el cual tiene una base casi circular con un diámetro de ~17 km y un cráter con geometría elíptica de 853 x 650 m y 307 m de profundidad (tomando en cuenta el borde superior), cuyos centros emisores de lavas han sido tanto el cráter central (por desbordamiento de las lavas emplazadas en su interior), como desde bocas eruptivas ubicadas en sus flancos superiores a lo largo de fallas y fracturas que atraviesan el edificio volcánico, algunas de las cuales han permitido la erupción de flujos de lava de gran volumen como el de Nealtican y Ecatzingo (Martin Del Pozzo et al., 2017).



Figura 24. A. Volcán Rancho Seco con sus diversos flujos de lava (delimitados con una línea punteada amarilla) y topografía de la periferia, donde se muestra que las estructuras volcánicas presentan una alineación preferencial (flechas punteadas azules). B. Detalle del flujo más distal emitido hacia el SW.

En el caso de las lavas de Nealtican, la falla Atexca (presente en la ladera NE del volcán) orientada NE-SW es la que ha servido como punto de emisión. En general, los flujos de lava presentan una dirección hacia el E y alcanzan distancias de hasta 17.5 km. Además, se observa que la paleotopografía jugó un papel importante en la dinámica de los flujos, debido a fuertes cambios de pendiente y a su encause a través de antiguas barrancas. En cierta medida, esto se ve reflejado en el cambio de dirección de los flujos en algunos puntos de su recorrido, hacia el S y SE en las primeras etapas, y hacia el NE en la etapa efusiva final. Asimismo, antes de la erupción de las lavas de Nealtican, la paleotopografía ya presentaba diversas irregularidades del terreno asociadas a hummocks (Fig. 25 A, B) correspondientes al depósito de avalancha de escombros Mayorazgo, relacionado con el complejo volcánico Iztaccíhuatl (Capra et al., 2002).

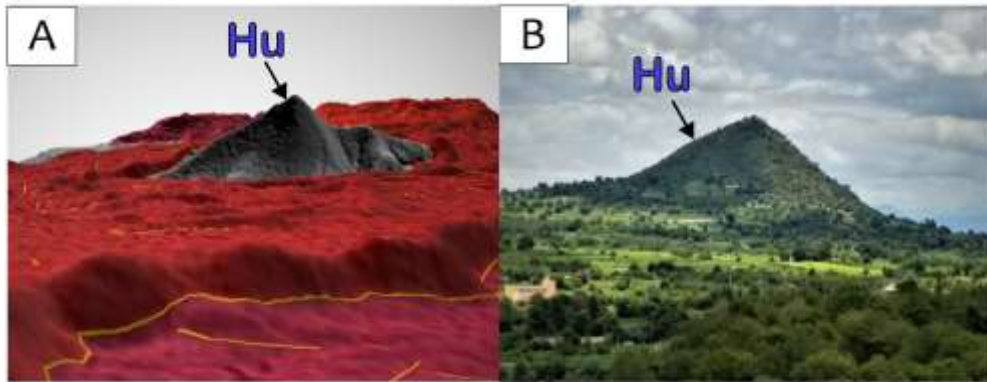


Figura 25. A. Modelo en 3D obtenido mediante QGIS donde se muestra un hummock (Hu) inmerso en los flujos de la lava Nealtican. B. El mismo hummock fotografiado en campo.

La morfología observada en los flujos de lava andesíticos del volcán Rancho Seco corresponden principalmente a lavas A'a, pero también se pueden observar algunas lavas en bloques, mientras que los flujos andesíticos-dacíticos de la lava Nealtican corresponden a lavas A'a y en bloques (Fig. 26 A). Las lavas en bloque se distinguen del tipo A'a por el hecho de que los clastos son "bloques poliédricos relativamente lisos y delimitados por ángulos diedros, que carecen del carácter excesivamente áspero y espinoso de la típica lava A'a (MacDonald, 1953). En cortes carreteros o canteras, se observan partes donde las lavas son masivas (densas) en su interior y hacia la cima y la base presentan una superficie brechada (Fig. 26 B).



Figura 26. A. Volcán Popocatepetl al fondo y lava Nealtican al frente con su morfología característica. B. Detalle del frente de lava con una parte interior masiva presente en una de las canteras ubicada cerca del poblado de San Buenaventura Nealtican.



La estructura interna tanto de un flujo de lava en bloque como tipo A'a es muy parecida, e incluye una brecha basal y otra superficial, además de un núcleo coherente (Fig. 27; Harris y Rowland, 2015). Dicha estructura puede presentar múltiples generaciones de pliegues, foliaciones y fracturas que afectan a todo el espesor del flujo (Cioni y Funedda, 2005). La principal expresión superficial de los pliegues internos en los flujos de lava silíceos de gran espesor son las crestas de flujo (ogives), las cuales son paralelas a los márgenes del flujo (Harris y Rowland, 2015).

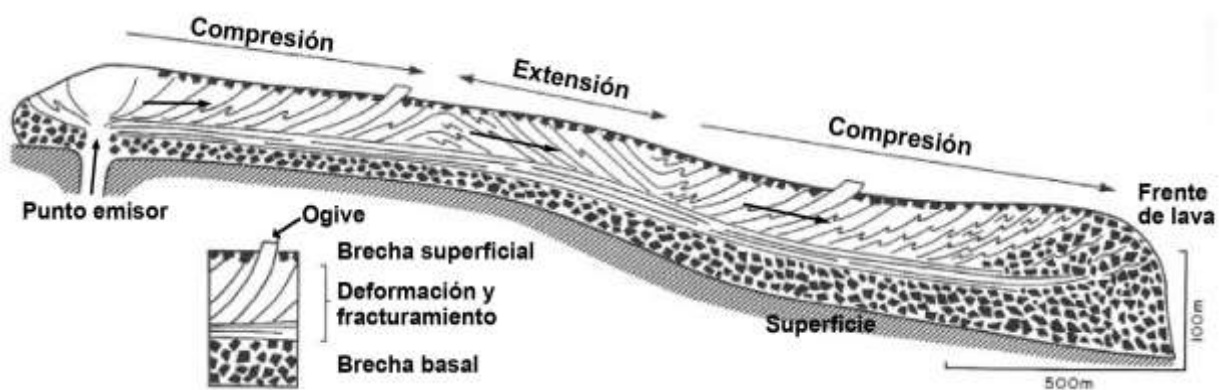


Figura 27. Sección transversal a lo largo de un flujo de lava. Para conseguir que la lava gruesa y viscosa fluya se requieren pendientes pronunciadas que permitan que la lava escurra (modificada de Cas y Wright, 1987).

Algunos flujos de las áreas de estudio presentan canales bien definidos, separados por amplios márgenes estacionarios (*levées*) que presentan una zona de cizallamiento clara que es casi continua desde la fuente hasta el frente del flujo (Fig. 28). Los canales son típicamente estrechos cerca de la fuente y se ensanchan a medida que disminuye el gradiente topográfico, formando flujos en forma de abanico o rectos respectivamente, dependiendo de si fluyeron en una topografía casi plana o más inclinada (Fig. 28). Las superficies de lava dentro de los canales muestran crestas de flujo (*ogives*) gruesas y ampliamente espaciadas.

Otro aspecto morfológico que comparten las lavas en bloques y las A'a es la presencia de numerosas fracturas de retracción por pérdida de volumen durante el enfriamiento, en disposición horizontal (en lajas), vertical o al azar (Carracedo y Perez-Torrado, 2015), las cuales también podrían estar asociadas a esfuerzos relacionados al peso de la columna de roca.

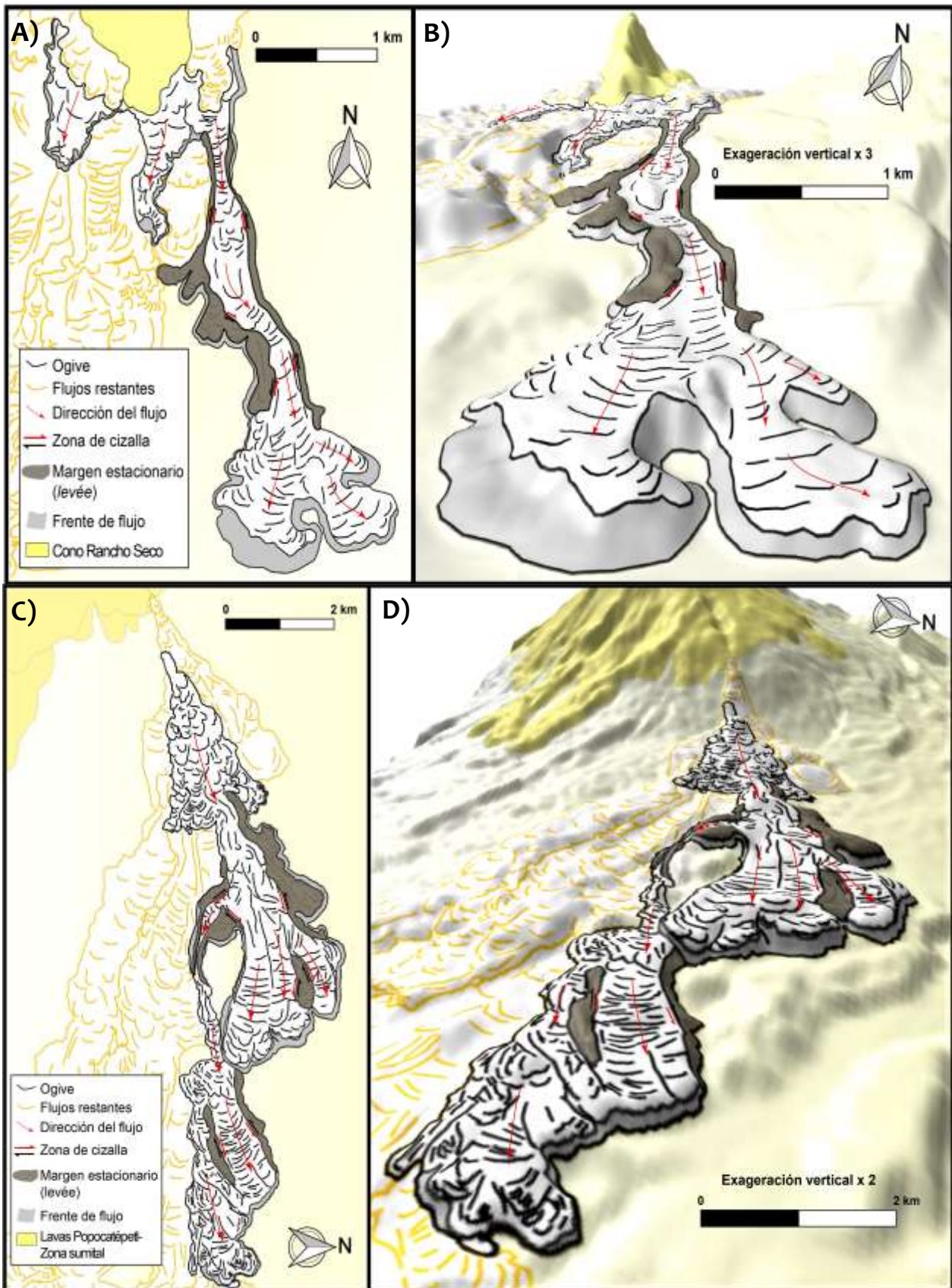


Figura 28. Representación esquemática de las principales características de los flujos estudiados. A. Vista vertical del flujo de lava V del volcán Rancho Seco. B. Vista en perspectiva desde el S de los flujos que en su parte distal presenta formas de abanico. C. Vista vertical del flujo de lava IV de las lavas Nealtican. D. Vista en perspectiva desde el E de los flujos cuya parte proximal, intermedia y distal presenta formas de abanico.



6.2. Geotermobarometría e higrimetría

A su vez, se estimaron la temperatura, la presión de cristalización y el contenido de agua para los diferentes flujos de lava. Para las lavas del Volcán Rancho Seco (*Tabla 2*) aplicamos el geotermómetro ortopiroxeno-líquido (basado en Beattie, 1993) y el geotermómetro plagioclasa-líquido (basado en Putirka, 2005) en microfenocristales. En el caso de las lavas de Nealtican (*Tabla 3*), además de aplicar los geotermómetros antes mencionados, pudimos aplicar el geotermómetro olivino-líquido (basado en Beattie, 1993), el geotermómetro clinopiroxeno-líquido (basado en Putirka et al., 1996, 2003), tanto a fenocristales como microfenocristales. En todos los casos se utilizaron las ecuaciones de Putirka (2008). Adicionalmente, se pudo aplicar el geotermómetro de óxidos de Fe-Ti (Ghiorso y Evans, 2008). Es importante mencionar que para los geotermómetros sólo se reportan los resultados que aprobaron los tests de equilibrio. Finalmente, para la estimación del porcentaje de agua hicimos uso del higrómetro de plagioclasa-líquido de Waters y Lange (2015), auxiliándonos de los datos de presión de la literatura y temperatura obtenida mediante el geotermómetro plagioclasa-líquido. Los detalles de los métodos y tests de equilibrio aparecen en el apartado del Anexo 2, y los resultados se presentan en las *Tablas 2 y 3*, y en la *Figura 29*.

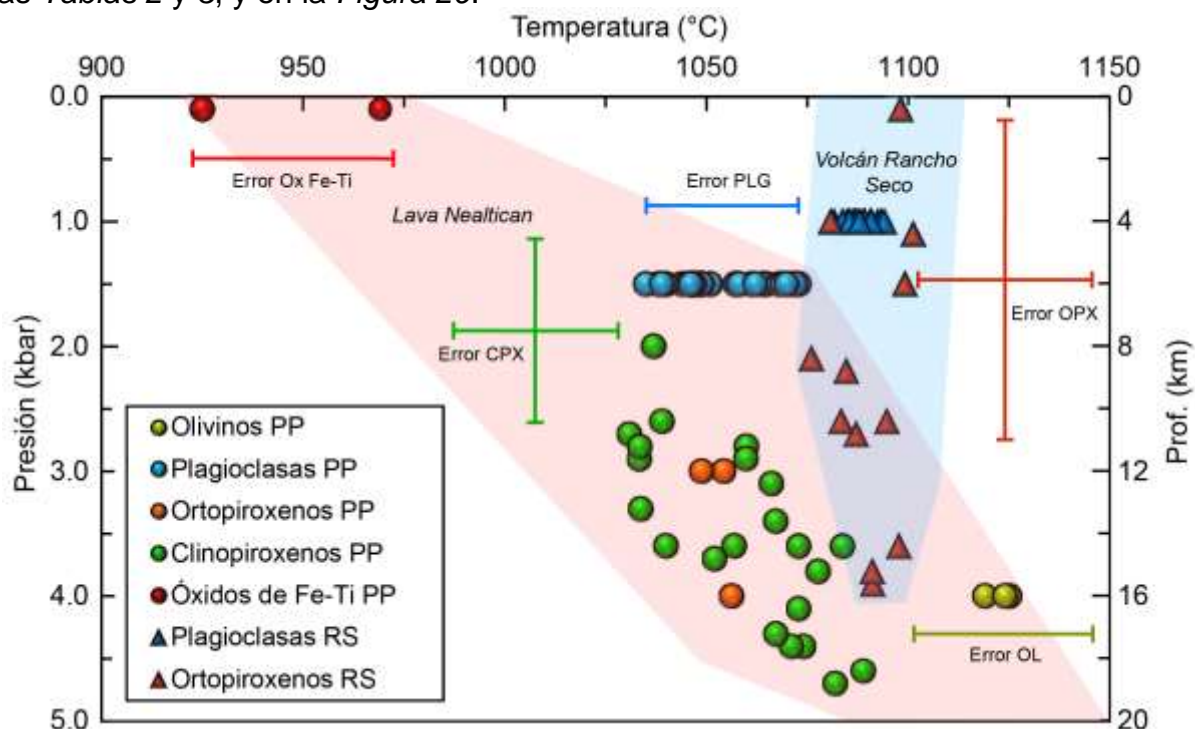


Figura 29. Gráfica de presión-temperatura que muestra los resultados de los diferentes geotermómetros y geotermobarómetros aplicados en este estudio, indicando sus incertidumbres.



6.2.1. Flujos de lava del volcán Rancho Seco

En el flujo 1 un microfenocristal de plagioclasa arrojó una temperatura de 1087 ± 36 °C, mientras que los microfenocristales de ortopiroxeno indican un rango de $1091-1098\pm 39$ °C y un rango de presión de $2.6-3.9\pm 2.6$ kbar.

En el flujo 2 los microfenocristales de plagioclasa arrojaron una temperatura de $1087-1091\pm 36$ °C, mientras que un microfenocristal de ortopiroxeno indica una temperatura de 1087 ± 39 °C y una presión de 2.7 ± 2.6 kbar.

A su vez, en el flujo 3 los microfenocristales de plagioclasa indican un rango de temperatura de $1082-1091\pm 36$ °C.

Asimismo, para el flujo 4 los microfenocristales de plagioclasa indican una temperatura de $1085-1092\pm 36$ °C, mientras que los microfenocristales de ortopiroxeno arrojan un rango de temperatura de $1076-1101\pm 39$ °C y una presión de $0.1-2.1\pm 2.6$ kbar.

De igual manera, en el flujo 5 los microfenocristales de plagioclasa indican una de temperatura de $1084-1088\pm 36$ °C.

Por su parte, en el flujo 6, los microfenocristales de plagioclasa indican una de temperatura de $1091-1094\pm 36$ °C, mientras que los microfenocristales de ortopiroxeno indican una temperatura de $1083-1099\pm 39$ °C y una presión de $1.5-2.6\pm 2.6$ kbar.

Finalmente, para el flujo 7, un microfenocristal de plagioclasa indica una temperatura 1088 ± 36 °C.

Adicionalmente, el contenido de agua se estimó utilizando las composiciones de los microfenocristales de plagioclasa cuyos resultados arrojan un rango de contenido de agua de $0.9-1.3\pm 0.35$ wt. % de H₂O.



Tabla 2. Resultados de geotermobarometría e higrometría* asociados a las lavas del volcán Rancho Seco

Muestra	Unidad de flujo	Plagioclasa-Líquido (Eq. 24a de Putirka 2008) e higrómetro (Waters and Lange 2015)						
		n	Composición del líquido	T [°C]	stdev	P [kbar]**	wt% H ₂ O	stdev
RS-06	1	1 (Borde)	Roca total	1087	—	1.0	1.3	—
RS-10	2	3 (Borde)	Roca total	1089	1.7	1.0	1.1	0.0
RS-09	3	6 (Borde)	Roca total	1086	3.4	1.0	1.2	0.05
RS-13	4	2 (Borde)	Roca total	1089	5.2	1.0	1.0	0.07
RS-04	5	4 (Borde)	Roca total	1086	2.0	1.0	1.2	0.0
RS-12	6	3 (Borde)	Roca total	1093	1.7	1.0	1.0	0.0
RS-02	7	1 (Borde)	Roca total	1088	—	1.0	1.1	—

*Asociados a microfenocristales. Abreviaciones: número de puntos analizados (n), temperatura (T), presión (P) y desviación estándar (stdev)

** Dato de presión obtenido de experimentación con andesitas sin fenocristales de plagioclasa de Zitácuaro, Michoacán (Blatter y Carmichael, 1998).

continúa la Tabla 2...

Ortopiroxeno-Líquido (Eq. 28a y 29a de Putirka 2008)

n	Composición del líquido	T [°C]	stdev	P [kbar]	Stdev
4 (Borde)	Roca total	1094	3.2	3.5	0.6
1 (Borde)	Roca total	1087	—	2.7	—
4 (Borde)	Roca total	1089	12.5	1.1	0.8
3 (Borde)	Roca total	1089	8.9	2.1	0.6

6.2.2. Flujo de lava Nealticán

En el flujo 1 los fenocristales de olivino indican un rango de temperatura de 1119-1125±45 °C. Además, los fenocristales y microfenocristales de plagioclasa indican una temperatura en un rango de 1061-1069±36 °C. Mientras que los fenocristales y microfenocristales de clinopiroxeno indican un rango de temperatura de 1052-1082±42 °C y una presión de 2.9-4.7±1.5 kbar.

Para el flujo 2 los fenocristales de olivino indican una temperatura de 1124±45 °C. Además, los fenocristales y microfenocristales de plagioclasa abarcan un rango de temperatura de 1062-1072±36 °C. A su vez, los fenocristales y



microfenocristales de clinopiroxeno arrojan una temperatura de $1060-1089\pm 42$ °C y una presión de $2.8-4.6\pm 1.5$ kbar.

Para el flujo 3 los fenocristales y microfenocristales de plagioclasa caen en un rango de $1046-1058\pm 36$ °C de temperatura. Mientras que los fenocristales y microfenocristales de ortopiroxeno indican una temperatura de 1055 ± 39 °C y una presión de 3.5 ± 2.6 kbar. Mientras que los fenocristales de clinopiroxeno indican una temperatura entre $1031-1039\pm 42$ °C y $2.0-2.7\pm 1.5$ kbar de presión. Asimismo, un par de ilmenita y magnetita indican una temperatura de 969 ± 50 °C.

En el flujo 4 los fenocristales y microfenocristales de plagioclasa arrojan un rango de temperaturas de $1038-1047\pm 36$ °C. Por su parte, los fenocristales y microfenocristales de ortopiroxeno indican una temperatura de 1049 ± 39 °C y una presión de 3.1 ± 2.6 kbar. De igual modo, los fenocristales y microfenocristales de clinopiroxeno indican una temperatura de $1033-1040\pm 42$ °C y una presión de $2.8-3.6\pm 1.5$ kbar. Adicionalmente, un par de ilmenita y magnetita indican una temperatura de 925 ± 50 °C.

Finalmente, el contenido de agua se estimó utilizando las composiciones de los microfenocristales y fenocristales de plagioclasa cuyos resultados se encuentran en un rango de contenido de agua de $0.9-1.4\pm 0.35$ wt.% H₂O.



Tabla 3. Resultados de termobarometría e higrimetría de la lava Nealtican, Volcán Popocatepetl

Muestra de flujo	Unidad	Olivino-Líquido (Eq. 22 de Putirka 2008)				Plagioclasa-Líquido (Eq. 24a de Putirka 2008) e higrómetro (Waters and Lange 2015)							
		n	Composición del líquido	T [°C]	stdev	n	Composición del líquido	T [°C]	stdev	P** [kbar]	wt% H ₂ O		
PO-09	1	1	(Borde Fc)	1125	—	4.0	1 (Núcleo Fc)	Roca total	1069	—	1.5	0.9	—
		1	(Borde Fc)	1125	—	4.0	1 (Borde Fc)	Roca total	1065	—	1.5	0.9	—
PO-41	1	1	(Borde Fc)	1119	—	4.0	1 (Núcleo Fc)	Roca total	1073	—	1.5	0.9	—
		1	(Borde Fc)	1119	—	4.0	3 (Borde Fc+Mc)	Roca total	1064	3.5	1.5	1.0	0.06
PO-54	2	2	(Borde Fc)	1124	0.3	4.0	3 (Núcleo Fc+Mc)	Roca total	1068	5.3	1.5	0.9	0.06
		1	(Borde Fc)	1124	0.3	4.0	1 (Borde Fc)	Roca total	1071	—	1.5	0.9	—
PO-28	3	3	(Núcleo Fc+Mc)	1048	1.0	1.5	3 (Núcleo Fc+Mc)	Roca total	1048	1.0	1.5	1.3	0.00
		3	(Borde Fc+Mc)	1049	2.5	1.5	3 (Borde Fc+Mc)	Roca total	1049	2.5	1.5	1.3	0.00
PO-32	3	2	(Núcleo Fc)	1048	1.4	1.5	2 (Núcleo Fc)	Roca total	1048	1.4	1.5	1.4	0.00
		4	(Borde Fc)	1055	4.2	1.5	4 (Borde Fc)	Roca total	1055	4.2	1.5	1.3	0.05
PO-18	4	3	(Núcleo Fc+Mc)	1046	2.5	1.5	3 (Núcleo Fc+Mc)	Roca total	1046	2.5	1.5	1.3	0.00
		5	(Borde Fc+Mc)	1046	1.1	1.5	5 (Borde Fc+Mc)	Roca total	1046	1.1	1.5	1.3	0.00
PO-16	4	3	(Núcleo Fc+Mc)	1044	4.4	1.5	3 (Núcleo Fc+Mc)	Roca total	1044	4.4	1.5	1.3	0.06
		4	(Borde Fc+Mc)	1040	5.1	1.5	4 (Borde Fc+Mc)	Roca total	1040	5.1	1.5	1.4	0.05

continúa la Tabla 3...

n	Composición del líquido	Ortopiroxeno-Líquido (Eq. 28a y 29a de Putirka 2008)			Clinopiroxeno-Líquido (Eq. 33 y 32c de Putirka 2008)			Óxidos de Fe-Ti (Ghiorso y Evans 2008)		
		T [°C]	stdev	P [kbar]	T [°C]	stdev	P [kbar]	n	T [°C]	stdev
1	(Núcleo Fc)	1074	—	4.4	—	—	—	—	—	—
3	(Borde Fc+Mc)	1076	7.6	4.0	0.7	—	—	—	—	—
3	(Núcleo Fc)	1071	4.0	3.6	0.5	—	—	—	—	—
3	(Borde Fc+Mc)	1056	3.8	3.4	0.4	—	—	—	—	—
2	(Núcleo Fc)	1075	20.5	3.7	1.3	—	—	—	—	—
3	(Borde Fc)	1074	8.6	4.1	0.4	—	—	—	—	—
1	(Núcleo Mc)	1031	—	2.7	—	—	—	—	—	—
2	(Núcleo Fc+Mc)	1055	1.3	3.5	0.7	—	—	—	—	—
	Roca total	1039	—	2.6	—	—	—	—	—	2 pares mg-il 969 7.8
	1 (Borde Fc)	1037	—	2.0	—	—	—	—	—	—
1	(Núcleo Mc)	1049	—	3.1	—	—	—	—	—	Un par mg-il 925 —
	1 (Borde Mc)	1034	—	2.9	—	—	—	—	—	—
	1 (Núcleo Fc)	1040	—	3.6	—	—	—	—	—	—
	2 (Borde Mc)	1034	0.4	3.1	0.4	—	—	—	—	—

Abreviaciones: Número de puntos analizados (n), temperatura (T), presión (P), desviación estándar (stdev), fenocristal (Fc), microfenocristal (Mc), magnetita (mg) e ilmenita (il).

*Dato de presión de olivino de Witter et al. (2005) y Roberge et al. (2009).

**Dato de presión para plagiocalsas de Witter et al. (2005), muy cercano al dato de experimentación obtenido por Sosa-Ceballos et al. (2014).



6.3. Reología de lavas

6.3.1. Viscosidad de lava (enfoque petrológico)

Todos los parámetros y las ecuaciones usadas para estimar la viscosidad de las lavas al momento de la erupción desde el enfoque petrológico se detallan en la parte 1 del *Anexo 3* del presente trabajo. Este enfoque considera que el fundido intersticial de una mezcla de fundido con cristales tiene una reología newtoniana que depende de la temperatura, la composición del propio fundido y el contenido de H₂O, mientras que el contenido, el tamaño y la forma de los cristales son los que promueven la desviación de la mezcla de este comportamiento reológico (Chevrel et al., 2016b). Para este caso asumimos un bajo contenido de agua disuelta (0.1 wt.% H₂O) debido a la exsolución de gases que probablemente ocurrió al momento de la erupción, la temperatura de cristalización de los fenocristales/microfenocristales y la cantidad de cristales presentes en la lava (ver *Tabla 4*).

La viscosidad del líquido intersticial se estimó mediante el uso de los resultados químicos (elementos mayores) de algunas partes de las láminas donde se preservó el vidrio, usando el modelo presentado por Giordano et al. (2008) y tomando en cuenta el contenido de agua disuelta. El efecto de los cristales se aproximó tomando en cuenta dos poblaciones de cristales, simulando formas de esferas y esferoides prolatos para las muestras del volcán Rancho Seco y formas equidistantes angulares y esferoides prolatos para los flujos de Nealtican, aplicando la ecuación de Costa et al. (2009) (*Ecs. 6 y 7 del Anexo 3 parte 1*) con los parámetros de ajuste de Cimarelli et al. (2011). Este método fue aplicado debido a la gran cantidad de cristales presentes en las muestras del volcán Rancho Seco.

Los resultados de viscosidad asociados a las lavas del volcán Rancho Seco varían entre 4.2×10^8 y 1.9×10^9 Pa·s (1086-1089 °C, 56-70 Vol. % cristales). Por su parte, en las lavas tempranas asociadas a la lava Nealtican se obtuvieron valores de viscosidad de 3.0×10^9 a 4.1×10^{10} Pa·s (1064-1071 °C, 48-59 Vol. % cristales), mientras que para las lavas tardías valores entre 1.0×10^{10} y 1.4×10^{12} Pa·s (925-1049 °C, 45-58 Vol. % cristales).



Tabla 4. Resultados de viscosidades de los volcanes Rancho Seco y Popocatepetl (lava Nealtican) estimadas a partir de la composición de vidrio intersticial, geotermómetros y contenido de cristales (enfoque petrológico).

Condiciones sinterquitas		Composición del líquido residual en wt% normalizado														Parámetros de Giordano et al. (2008)									
Muestra	Unidad Ensemble mineral	Estados (Mox de Px)	Prolate (Mx de Plg)	η_r	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	TOTAL	A	B	C	T (°C)	log $\eta_{\text{Líquido}}$ (Pas)	$\eta_{\text{Líquido}}$ (Pa·s)	η_{app} (Pa·s)	log η_{app} (Pa·s)	
Volcan Rancho Seco																									
RS-06	1	Plg+Px	11	45	1.59E+03	68.53	1.35	14.87	3.36	0.10	0.46	2.90	5.05	2.96	0.31	0.1	100	-4.55	10087.30	354.60	1087	5.48	3.0E+05	4.8E+08	8.7
RS-10	2	Plg+Px	15	42	1.44E+03	68.53	1.35	14.87	3.36	0.10	0.46	2.90	5.05	2.96	0.31	0.1	100	-4.55	10087.30	354.60	1089	5.46	2.9E+05	4.2E+08	8.6
RS-09	3	Plg+Px	14	55	4.18E+03	68.53	1.35	14.87	3.36	0.10	0.46	2.90	5.05	2.96	0.31	0.1	100	-4.55	10087.30	354.60	1086	5.49	3.1E+05	1.3E+09	9.1
RS-13	4	Plg+Px	12	57	4.49E+03	68.53	1.35	14.87	3.36	0.10	0.46	2.90	5.05	2.96	0.31	0.1	100	-4.55	10087.30	354.60	1089	5.46	2.9E+05	1.3E+09	9.1
RS-04	5	Plg+Px	11	55	3.54E+03	68.53	1.35	14.87	3.36	0.10	0.46	2.90	5.05	2.96	0.31	0.1	100	-4.55	10087.30	354.60	1086	5.49	3.1E+05	1.1E+09	9.0
RS-12	6	Plg+Px	10	58	4.46E+03	68.53	1.35	14.87	3.36	0.10	0.46	2.90	5.05	2.96	0.31	0.1	100	-4.55	10087.30	354.60	1089	5.46	2.9E+05	1.3E+09	9.1
RS-02	7	Plg+Px	4	66	6.59E+03	68.53	1.35	14.87	3.36	0.10	0.46	2.90	5.05	2.96	0.31	0.1	100	-4.55	10087.30	354.60	1088	5.47	3.0E+05	1.9E+09	9.3
Muestra	Unidad Ensemble mineral	F. equ ang (Fcx+Mlx de Px+O)	Prolate (Fcx+Mlx de Plg)	η_r	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	TOTAL	A	B	C	T (°C)	log $\eta_{\text{Líquido}}$ (Pas)	$\eta_{\text{Líquido}}$ (Pa·s)	η_{app} (Pa·s)	log η_{app} (Pa·s)	
Lava Nealtican, Volcán Popocatepetl																									
PO-09	1	Plg+Px+O	15	44	3.57E+04	72.49	0.86	13.14	3.15	0.05	0.31	1.12	3.78	4.99	n.a.	0.1	100	-4.55	10927.90	308.40	1065	6.06	1.1E+06	4.1E+10	10.6
PO-41	1	Plg+Px+O	13	40	1.13E+04	74.30	0.54	13.44	1.88	0.01	0.05	0.77	4.21	4.81	0.09	0.1	100	-4.55	11379.80	285.80	1064	6.27	1.9E+06	2.1E+10	10.3
PO-54	2	Plg+Px+O	13	35	1.87E+03	74.30	0.54	13.44	1.88	0.01	0.05	0.77	4.21	4.81	0.09	0.1	100	-4.55	11379.80	285.80	1071	6.20	1.6E+06	3.0E+09	9.5
PO-28	3	Plg+Px+O	13	45	4.03E+04	74.30	0.54	13.44	1.88	0.01	0.05	0.77	4.21	4.81	0.09	0.1	100	-4.55	11379.80	285.80	1049	6.43	2.7E+06	1.1E+11	11.0
PO-32	3	Plg+Px+O	13	32	4.63E+02	74.30	0.54	13.44	1.88	0.01	0.05	0.77	4.21	4.81	0.09	0.1	100	-4.55	11379.80	285.80	989	7.35	2.2E+07	1.0E+10	10.0
PO-18	4	Plg+Px	14	40	1.25E+04	75.28	0.56	12.47	1.79	0.02	0.11	0.52	3.49	5.63	0.04	0.1	100	-4.55	11584.80	277.60	925	8.04	1.1E+08	1.4E+12	12.1
PO-16	4	Plg+Px+O	14	38	5.84E+03	75.28	0.56	12.47	1.79	0.02	0.11	0.52	3.49	5.63	0.04	0.1	100	-4.55	11584.80	277.60	925	8.04	1.1E+08	6.4E+11	11.8

Abrreviaciones: Fenocristal (Fcx), microfenocristal (Mcx), plagioclasa (Plg), piroxeno (Px), olivino (Ol) y forma equidistante angular (F. equ. ang.).

$\eta_r = \eta_{\text{Líquido}}$ \times η_{Prolate} \times $\eta_{\text{F. equ. ang.}}$ \times $\eta_{\text{Forma equidistante angular}}$ (Cimarrelli et al. (2011)).

$\eta_{\text{Líquido}}$ calculado mediante Giordano et al. (2008)

$\eta_{\text{app}} = \eta_r \times \eta_{\text{Líquido}}$



6.3.2. Parámetros geométricos de flujos, viscosidad y tiempos de emplazamiento

A continuación, se presentan los valores de viscosidad y tiempos de emplazamiento estimados a partir del método morfológico. Las constantes físicas, las dimensiones y los parámetros reológicos utilizados para las ecuaciones se detallan en la parte 2 del *Anexo 3* y se enlistan en la *Tabla 5*, mientras que las características particulares de los perfiles utilizados se muestran en *en el Anexo 4* y la *Figura 30*. Para obtener los parámetros geométricos de los flujos se tomaron en cuenta las lavas mejor expuestas de ambas zonas de estudio (F5 y F6 del volcán Rancho Seco y F3 y F4 de la lava Nealtican), lo que permite medir sus dimensiones. Para conocer el ancho y espesor promedio de los flujos, requeridos en las ecuaciones, se obtuvieron de 6 a 10 perfiles trazados a través de cada flujo seleccionado, así como su longitud total. La pendiente de la paleotopografía fue aproximada con la pendiente de la superficie de los flujos y en algunos casos cerca del contacto entre la lava y la superficie subyacente. Cabe mencionar que los cálculos representan un valor mínimo, ya que las lavas tienden a rellenar depresiones y pendientes más bajas. La propagación de errores para estos modelos (calculada según Chevrel et al. 2013, Anexo A.2, Chevrel et al., 2016b, y Lefler, 2011) produce hasta un 14% de error debido a las desviaciones estándar asociadas a parámetros como el espesor de las lavas.

A lo largo del tiempo se han elaborado modelos reológicos para estimar la viscosidad aparente de los flujos de lava en base a sus dimensiones (por ejemplo, Nichols 1939; Hulme 1974; Griffiths y Fink 1993; Pinkerton y Wilson 1994).

Asumiendo un comportamiento newtoniano, el modelo reológico más simple utilizado es el definido originalmente por Jeffreys (1925) y modificado por Nichols (1939) para describir una lava canalizada que fluye por una pendiente inclinada (*Ec. 11 del Anexo 3*). Usando los parámetros de entrada relacionados con las dimensiones del flujo, la aproximación del número de Grätz (Gz) desarrollado por Pinkerton y Sparks (1976), Hulme y Fielder (1977), y Pinkerton y Wilson (1994), suponiendo un avance del flujo dependiente del enfriamiento (Chevrel et al., 2016b) y tomando en cuenta un emplazamiento de manera laminar sin inflación, proceso por el cual se inyecta lava fundida en una unidad que ya ha formado cortezas



basales y superficiales, de modo que la unidad se extiende hacia afuera con superficies que se expanden en todas las direcciones (Harris y Rowland, 2015), tenemos que los resultados de viscosidad mediante la ecuación de Jeffreys asociados a los flujos seleccionados de las lavas del volcán Rancho Seco varían entre 9.8×10^7 y 1.1×10^9 Pa·s. Por su parte, para los flujos de la lava Nealtican se obtuvieron valores de viscosidad de 4.4×10^9 - 4.7×10^{10} Pa·s.

En los casos donde se observa claramente la formación de levées (Flujos 5 y 6 del volcán Rancho Seco) también pudimos aplicar las ecuaciones del modelo de Hulme (1974), las cuales describen flujos no confinados de fluidos tipo Bingham ideales sobre un plano inclinado. Este modelo predice la formación de levées laterales y una simple relación entre el límite elástico y las dimensiones del flujo (Chevrel et al., 2016b). Basándose en estos preceptos, Wilson y Head (1983) derivaron una ecuación que relaciona la viscosidad aparente del flujo dentro del canal con la tasa de derrame y el límite elástico (*Ec. 13 del Anexo 3*). Para lavas del volcán Rancho Seco se pudo obtener una viscosidad aparente entre 8.5×10^4 - 7.4×10^4 Pa s con una resistencia al flujo (“yield strength”) bajo de 1.3×10^3 - 4.2×10^3 (*Ec. 12 del Anexo 3*).

Por otro lado, las tasas de efusión estimadas a partir de la ecuación de Gz (*Ec. 9 del Anexo 3*) indica tasas de 5 y 13 m³/s para los flujos 5 y 6, correspondientes a un avance en el frente de lava de entre 19-84 m/día. Para los flujos de la lava Nealtican, la tasa de efusión se estimó en 17-19 m³/s, equivalente a un avance del frente de lava de 9-22 m/día. Estos valores se utilizaron para estimar los tiempos de emplazamiento, considerando los volúmenes individuales de estos flujos de lava que oscilan entre 0.06-0.09 km³ en el caso de Rancho Seco y 0.53-0.85 km³ para los flujos de la lava Nealtican (*Tabla 5*). De esta manera, obtuvimos tiempos de emplazamiento de entre ~58-209 días para los flujos de Rancho Seco y ~337-574 días para los de Nealtican (t_{Gz} en la *Tabla 5*). Es importante mencionar que este modelo asume una tasa de efusión constante, por lo que subestima el tiempo de emplazamiento de los flujos de lava (Chevrel et al., 2016b).

Finalmente, aplicamos el modelo de Kilburn y Lopes (1991) el cual considera al flujo como un fluido newtoniano cuyo crecimiento está controlado por la resistencia de una corteza de enfriamiento (aproximación a una reología de tipo Bingham). Su ecuación permite calcular la duración del emplazamiento de un flujo



basándose sólo en sus dimensiones finales y en la pendiente de la paleotopografía estimada (*Ec. 17 del Anexo 3*). Aplicando esta ecuación se obtuvieron valores más bajos para los flujos de Rancho Seco (15-61 días), mientras que, para Nealtican, también en el flujo 3 se obtuvo un valor menor (124 días) y un valor mucho más alto en el flujo 4 (1548 días). Realizando un promedio de los tiempos de emplazamiento obtuvimos 0.04-0.17 años para los flujos 5 y 6 del volcán Rancho Seco y 0.30-4.20 años para los flujos 3 y 4 de la lava Nealtican (*Tabla 5*).

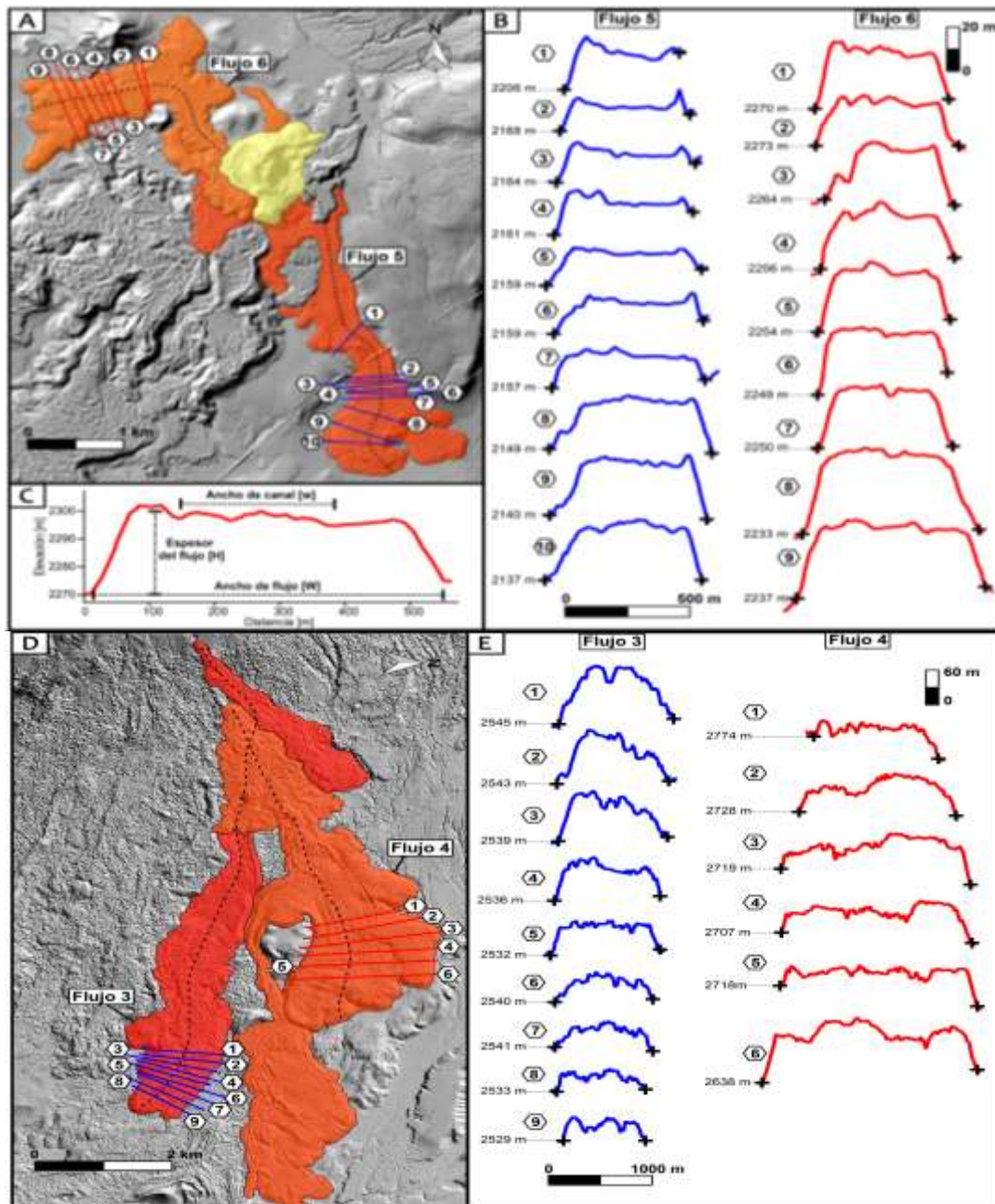


Figura 30. A y D muestran una vista general de los flujos de lava mejor expuestos de las zonas de estudio. B y E muestran los perfiles topográficos (perpendiculares a la dirección del flujo) de lavas del volcán Rancho Seco (F5 y F6) y lava Nealtican (F3 y F4) a partir de los cuales se estimaron el ancho, el espesor y el ancho del canal en el caso de F5 y F6, así como se muestra en C.



Tabla 5. Parámetros geométricos de flujo, viscosidades, resistencias al flujo (“yield strength”) y tiempos de emplazamiento de los flujos a partir del método morfológico

Región	Volcán Rancho Seco		Lavas Nealtican	
	Flujo 5	Flujo 6	Flujo 3	Flujo 4
Constante física				
ρ [kg/m ³]	2565	2565	2565	2402
g [m/s ²]	9.81	9.81	9.81	9.81
G_z	300	300	300	300
κ [m ² /s]	4.21E-07	4.21E-07	4.21E-07	4.21E-07
Promedio de todos los perfiles				
Dimensiones				
Ancho del flujo W [m]	575	629	1040	1820
Ancho del canal w [m]*	231(4)	165(2)	/	/
Longitud L [m]	3944	2553	10059	6678
Espesor H [m]	20	39	71	90
Area [m ²]	2,789,994	2,442,584	7,559,450	9,402,699***
Volumen (Área * Espesor) [m ³]	5.5E+07	9.5E+07	5.4E+08	8.5E+08***
Pendiente α [°]	1.3	1.0	1.5	4.4
Aspect ratio (A/H)**	194	64	137	74
Parámetros reológicos del criterio G_z				
Viscosidad aparente de la ecuación de Jeffreys [Pa·s]	9.8E+07	1.10E+09	4.40E+09	4.70E+10
% Error	13%	14%	12%	11%
Viscosidad aparente del modelo de Hulme [Pa·s]	8.5E+04	1.5E+04	/	/
% Error	8%	7%	/	/
Yield strength [Pa]	1.3E+04	1.8E+04	4.6E+04	1.6E+05
% Error	9%	9%	11%	9%
Yield strength del modelo de Hulme [Pa]	4.2E+03	1.3E+03	/	/
% Error	4%	4%	/	/
Tasa de efusión [m ³ /s]	13	5	19	17
% Error	6%	6%	3%	4%
Velocidad [m/día]	84	19	22	9
% Error	1%	2%	2%	7%
t_{Gz} [days]	58	209	337	574
% Error	6%	6%	3%	4%
Aproximación de Kilburn y Lopes (1991)				
t_{KL} [días]	15	61	124	1548
% Error	11%	12%	10%	8%
Promedio				
Duración media [años]	0.04	0.17	0.30	4.20
Velocidad media de efusión [m ³ /s]	48	18	50	6
Velocidad media de derrame de masa [kg/s]	3.2E+04	1.3E+04	4.8E+04	4.1E+04

* Entre paréntesis colocamos el número de perfiles realizados para obtener el ancho del canal.

**Calculado de acuerdo a Walker (1973), donde A es el área cubierta por el flujo (km²) y H es el espesor promedio del flujo (m).

***Área y volumen parcial del lóbulo principal.



7. DISCUSIÓN

7.1. Fuente y evolución magmática

Gran parte de los investigadores han reconocido que la variedad petrológica de algunos estratovolcanes refleja una mezcla entre distintos componentes magmáticos cuya residencia en cámaras magmáticas de larga duración permiten una efectiva homogeneización, y el consecuente emplazamiento de rocas volcánicas con composiciones relativamente monótonas (Nelson, 1980; Luhr y Carmichael, 1982; Nixon, 1988a; Nixon, 1988b; Robin et al., 1991; Straub y Martín-Del Pozzo, 2001; Schaaf et al., 2005; Gómez-Tuena et al., 2005). Las evidencias más contundentes que demuestran la existencia de estas mezclas se ven fehacientemente plasmadas en la textura y mineralogía de los productos volcánicos. Algunas rocas de estratovolcanes e incluso conos monogenéticos presentan mineralogías antagónicas (p. ej., olivino y cuarzo; Arce et al. 2015) que evidentemente no puede haberse derivado de un proceso de cristalización en equilibrio a partir de un mismo magma máfico. Además, muchos de los minerales presentes en estas rocas muestran texturas complejas de corrosión-reacción y zoneamiento que demuestran un tránsito complejo, lejos del equilibrio, dentro del sistema magmático. En términos geoquímicos, las correlaciones lineales observadas en los diagramas de variación de los elementos mayores son también típicas de un proceso de mezcla, pues no presentan las inflexiones y/o curvaturas características de un proceso de cristalización fraccionada simple (Gómez-Tuena et al., 2005). No obstante, y a pesar de que el mecanismo de mezcla parece ser un proceso común en la evolución petrológica de los estratovolcanes y en algunos volcanes monogenéticos, las características específicas de los componentes involucrados, su origen primario, y los mecanismos físicos que la facilitan siguen siendo todavía difíciles de comprender (Gómez-Tuena et al., 2005).



Es importante resaltar que en diversos trabajos se ha invocado la mezcla de magmas más máficos con otros más evolucionados en las rocas del volcán Popocatepetl (p. ej., Straub y Martin Del-Pozzo, 2001; Witter et al., 2005; Schaaf et al., 2005; Atlas et al., 2006; Arana-Salinas et al., 2010; Sosa-Ceballos et al., 2014; 2015; Siebe et al., 2017; Mangler et al., 2019) e incluso para el volcán Iztaccíhuatl (Nixon, 1989). En este sentido, Sosa-Ceballos et al. (2014) plantean que la mezcla de magma ha ocurrido repetidamente antes de cada erupción pliniana, por lo menos durante ~23,000 años, por lo cual son consideradas desencadenantes de las erupciones plinianas del Popocatepetl.

En las muestras de la lava Nealtican pudimos encontrar fenocristales de olivino con coronas de reacción y abundantes texturas de disequilibrio producto de la mezcla entre magmas máficos y silícicos (Sosa-Ceballos et al., 2014). Incluso gracias a los análisis de microsonda, pudimos observar algunas trazas de olivino con coronas de piroxeno en las lavas del volcán Rancho Seco, a pesar de que estas últimas también contienen xenocristales de cuarzo. Además, el desarrollo de simplecitas en algunos fenocristales de olivino de la lava Nealtican son el resultado de la desestabilización del olivino durante la mezcla de magmas (véase Larocque et al., 1998). Aunado a esto, algunos piroxenos presentan características de disolución interna.

Asimismo, algunas de las plagioclasas de las rocas de estudio muestran evidencia textural de eventos de mezcla (como texturas de tamiz, bordes de reabsorción y zoneamiento). De hecho, la presencia en la misma muestra de plagioclasa con texturas de disequilibrio y plagioclasa en equilibrio con la matriz es un indicador de que se ha producido una mezcla (Sosa-Ceballos et al., 2015). La inyección de magma más caliente en un reservorio que contenga un magma más frío y que tenga plagioclasas debe dar lugar a la formación de texturas de disequilibrio en la mayoría de las plagioclasas residentes en el reservorio, y las plagioclasas contenidas en la intrusión de magma más caliente deben equilibrarse rápidamente a una temperatura más baja en el magma mezclado, sin que se formen texturas de tamiz. Si las inyecciones son volumétricamente insignificantes y no son frecuentes, los cristales residentes en el reservorio no desarrollarán texturas de



tamiz. Si el magma inyectado es más máfico, contendrá además de plagioclasa, olivino, piroxenos ricos en Mg y óxidos ricos en Cr (Sosa-Ceballos et al., 2015).

De esta manera, los productos híbridos del Popocatepetl resultan de la mezcla, o *mingling*, de un componente dacítico y un magma basáltico primitivo que ocurre en una cámara magmática de larga duración (Schaaf et al., 2005; Roberge et al., 2009).

Por otra parte, en un diagrama Ba/Th vs. Th/Nb se puede observar si las contribuciones de LILE en los magmas de la zonas de estudio se originan a partir de sedimentos marinos o de fluidos hidratados provenientes de la placa (Fig. 31; Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010). El Ba es relativamente móvil en los fluidos de la placa, mientras que el Th y las LREE no lo son tanto, pero éstos se encuentran enriquecidos en los sedimentos oceánicos. La mayoría de las muestras de la lava Nealtican siguen una tendencia hacia ciertas contribuciones de fundidos parciales de los sedimentos subducidos, además se encuentran ligeramente más enriquecidas en LREE, en comparación con las rocas del volcán Rancho Seco. En contraste, las muestras del volcán Rancho Seco muestran altas proporciones de Ba/Th, lo que indica que sus magmas fueron en gran medida afectados por los fluidos acuosos de la placa en subducción.

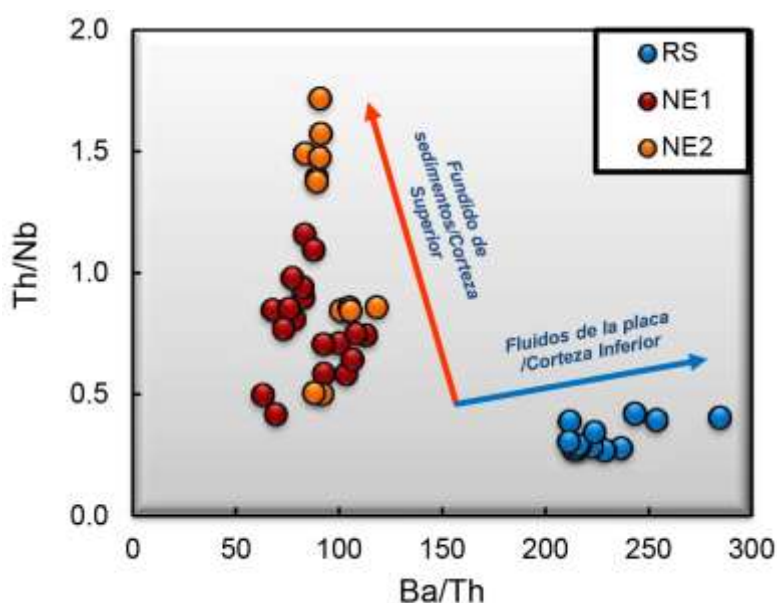


Figura 31. Diagrama de variación de Ba/Th vs. Th/Nb con tendencias de fundidos derivados de sedimentos y magmas afectados por los fluidos de la placa en subducción (basado en Schaaf et al., 2010). RS=Rancho Seco, NE1= Lavas tempranas y NE2= Lavas tardías del evento efusivo de Nealtican.

Adicionalmente, se puede sugerir una contribución química de los sedimentos marinos en las muestras de la lava Nealtican debido a los valores elevados de Ba/Nb (entre 29 y 156), esto porque el Ba se concentra generalmente en



sedimentos oceánicos que contienen minerales y arcillas alterados hidrotermalmente. Además, los magmas derivados del manto deben haber obtenido una contribución considerable de Pb de los sedimentos subducidos o de material de la corteza superior (Schaaf et al., 2005; Mangler et al., 2019).

Análogamente, Mangler et al., 2019 indican que es poco probable que se produzca una contribución significativa de los fundidos de la placa a los magmas del Popocatepetl, teniendo en cuenta las bajas relaciones observadas de Sr/Y, que para la lava Nealtican son de Sr/Y<24 (Y=22 ppm), y para las rocas del volcán Rancho Seco de Sr/Y<55 (Y=17 ppm). Además, se esperaría una correlación entre las proporciones Sr/Y y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ hacia la proporción isotópica de Sr del MORB del Pacífico, esto si la corteza oceánica en subducción jugara un papel clave en la petrogénesis de los magmas del Popocatepetl (Gómez-Tuena et al., 2006), sin embargo, tal correlación no es aparente (Mangler et al., 2019).

Por lo que se refiere a datos isotópicos, lamentablemente no se cuenta con dicha información para el volcán Rancho Seco, sin embargo, para las muestras de la lava Nealtican y de la Pómez Lorenzo se tiene la información disponible y publicada por Mangler et al., 2019 (*Fig. 32*). Tomando en cuenta estos datos podemos observar que la etapa inicial de la erupción Pliniana Lorenzo se caracteriza por un rango de relaciones isotópicas de Sr y Nd variables, donde se muestran dos grupos de pómez, uno con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.704154-0.704271$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512858-0.512875$, y otro con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.704589-0.704615$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512770-0.512779$, mientras que la etapa efusiva también se asocia a dos grupos con relaciones isotópicas distintas, una con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.704311-0.704515$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512816-0.512848$, y otra con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.704627-0.704663$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512778-0.512784$.

Otro rasgo de las rocas del Popocatepetl es que también suelen mostrar evidencias de interacción magmática con las rocas del basamento en forma de xenolitos (granodiorita, riolita, skarn, mármol, etc.), lo cual podría verse reflejado también en la composición isotópica de los productos volcánicos (Goff et al., 2001; Schaaf et al., 2005; Gómez-Tuena et al., 2005; Sosa-Ceballos et al., 2012). De hecho, se ha sugerido que las inyecciones máficas en un reservorio pueden desencadenar la asimilación de la corteza (Andrews et al., 2008; Sosa-Ceballos et



al., 2015). En este sentido, la asimilación generalizada de carbonatos debería enriquecer las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y Ba/Nb (Sosa-Ceballos et al., 2014; 2015) y esto precisamente se muestra en la *Figura 33*. De hecho, las calizas parecen ser una fuente convincente de las grandes emisiones de CO_2 (Goff et al., 2001; Witter et al., 2005). No obstante, los modelos de asimilación y cristalización fraccionada (AFC por sus siglas en inglés; De Paolo, 1981) propuestos por Sosa-Ceballos et al. (2014) y Mangler et al. (2019) de asimilación de fragmentos de skarn no se ajustan al rango de composición observado en las muestras del volcán Popocatepetl. Aunado a esto, tampoco se observan concentraciones elevadas de CaO en las muestras, como se esperaría en magmas que interactúan con carbonatos a gran escala (p. ej. el volcán Vesubio; Jolis et al., 2015). Incluso se ha propuesto que las recargas de magma máfico podrían ser las responsables de los altos niveles de CO_2 (Roberge et al., 2009), cuando quizás el origen de estas emisiones podría ser la suma de ambos procesos, dado que el metamorfismo de carbonatos (formación de skarn) es evidencia intrínseca de interacción magma-calizas, por lo menos en menor proporción (Sosa-Ceballos et al., 2015).

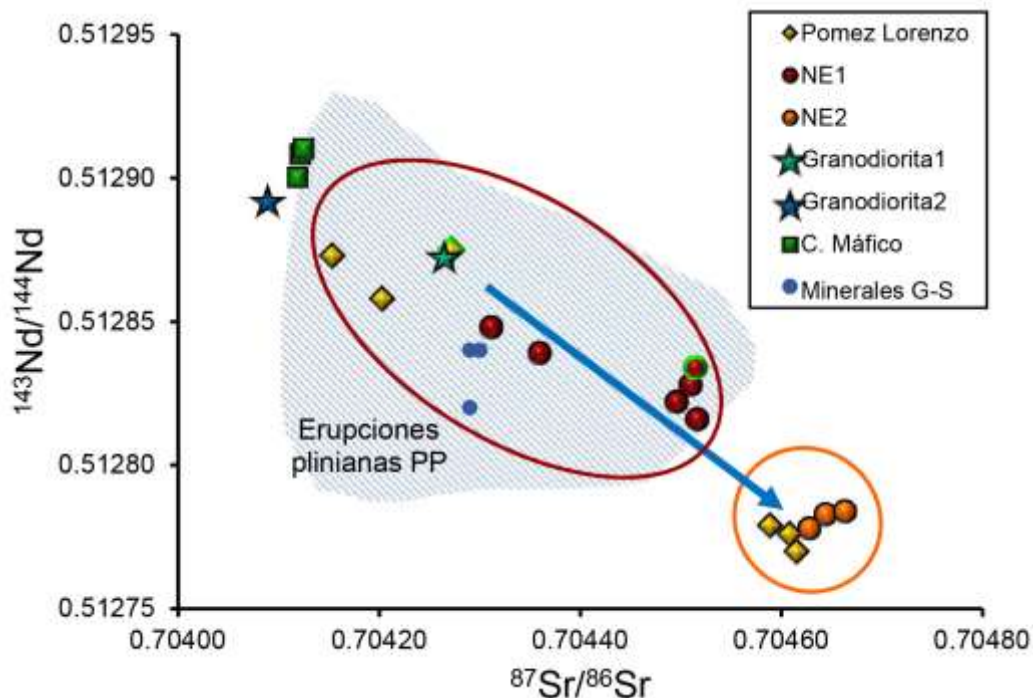


Figura 32. Diagrama de variación de los isótopos de Sr vs isótopos de Nd donde se muestran los datos asociados a lava Nealtican, NE1 (lavas tempranas), NE1 (lavas tardías) y las pómez de la erupción pliniana Lorenzo de Mangler et al. (2019). Los símbolos con borde verde son muestras de Schaaf et al. (2005) y los datos de minerales se obtuvieron de Sosa-Ceballos et al. (2014). También se anexa el campo de las muestras de otras erupciones plinianas del Popocatepetl, además de las muestras del componente más máfico del volcán y algunos xenolitos de granodiorita asociados a sus erupciones (modificado de Mangler et al., 2019).

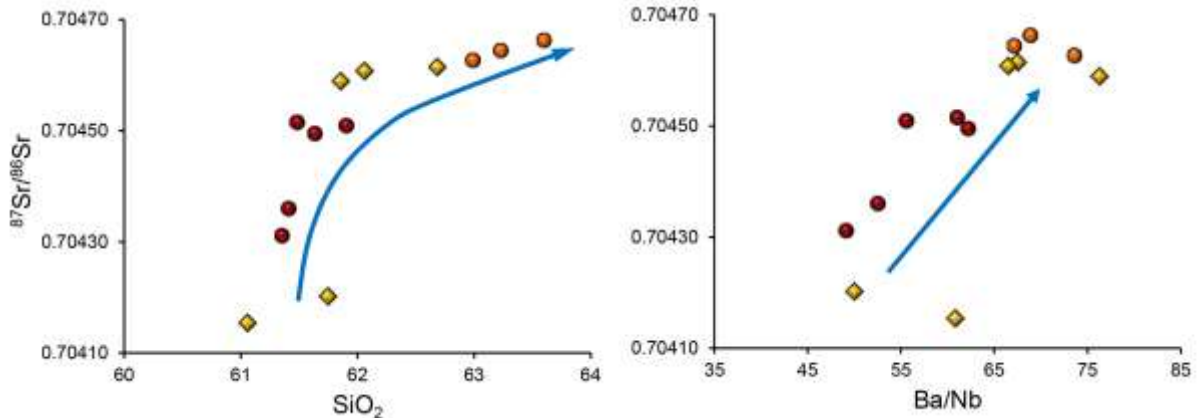


Figura 33. A. Diagrama de variación de los isótopos de Sr vs. SiO_2 . B. Diagrama de variación de los isótopos de Sr vs. Ba/Nb. En ambos se muestran los datos asociados a la lava Nealtican y las pómez de la erupción pliniana Lorenzo de Mangler et al. (2019). Símbolos mostrados en Figura 31.

A su vez, la composición isotópica de los xenolitos granodioríticos es similar a la de otras rocas del Popocatepetl (Schaaf et al., 2005). En este sentido, los xenolitos granodioríticos muestran un traslape composicional significativo con las andesitas y dacitas del volcán Popocatepetl (estrellas en la Figura 32), lo que permite la asimilación de grandes cantidades de material granodiorítico sin producir ninguna variación geoquímica distinta (Mangler et al., 2019).

Por otro lado, quizás el proceso más apropiado para la generación de las rocas del volcán Rancho Seco sea un fundido basáltico-basáltico andesítico (como los presentes en dicha región; Corona-Chávez et al., 2006; Osorio-Ocampo et al., 2018; Ramírez-Urbe et al., 2019) derivado de la fusión parcial de la cuña del manto metasomatizada por fluidos acuosos de la placa en subducción que en algún nivel de la corteza sufrió asimilación de rocas plutónicas de composición granítica (Fig. 33), muestra de ello podrían ser los xenocristales de cuarzo con bordes reabsorbidos, así como los xenolitos graníticos reportados en el CVMG (Wilcox, 1954; Luhr y Carmichael, 1985; Verma y Hasenaka, 2004; Corona-Chávez et al., 2006). De esta manera los fundidos más enriquecidos en SiO_2 , producto de la asimilación, se mezclarían con un magma máfico para generar un magma de composición intermedia sin necesidad de que haya cristalización fraccionada avanzada, dado que las muestras de este volcán son pobres en fenocristales. Para comprobar esta hipótesis se requieren de datos isotópicos que hasta la fecha no se tienen. De lo contrario, tal vez observaríamos patrones similares al volcán Parícutin, con valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más radiogénicos y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ menos radiogénicos conforme avanza la erupción, con una tendencia general hacia las composiciones



de los xenolitos y el basamento granítico local (Larrea et al., 2019). Una hipótesis alternativa podría ser la que proponen Ownby et al. (2011) en la que el origen de las andesitas pobres en cristales se efectúa a través de la fusión parcial (>20%) de una gabronorita rica en hornblenda (~40%) en la corteza inferior (Fig. 34), la fuente de calor requerida bien podrían ser magmas acumulados en la base de la corteza (underplating).

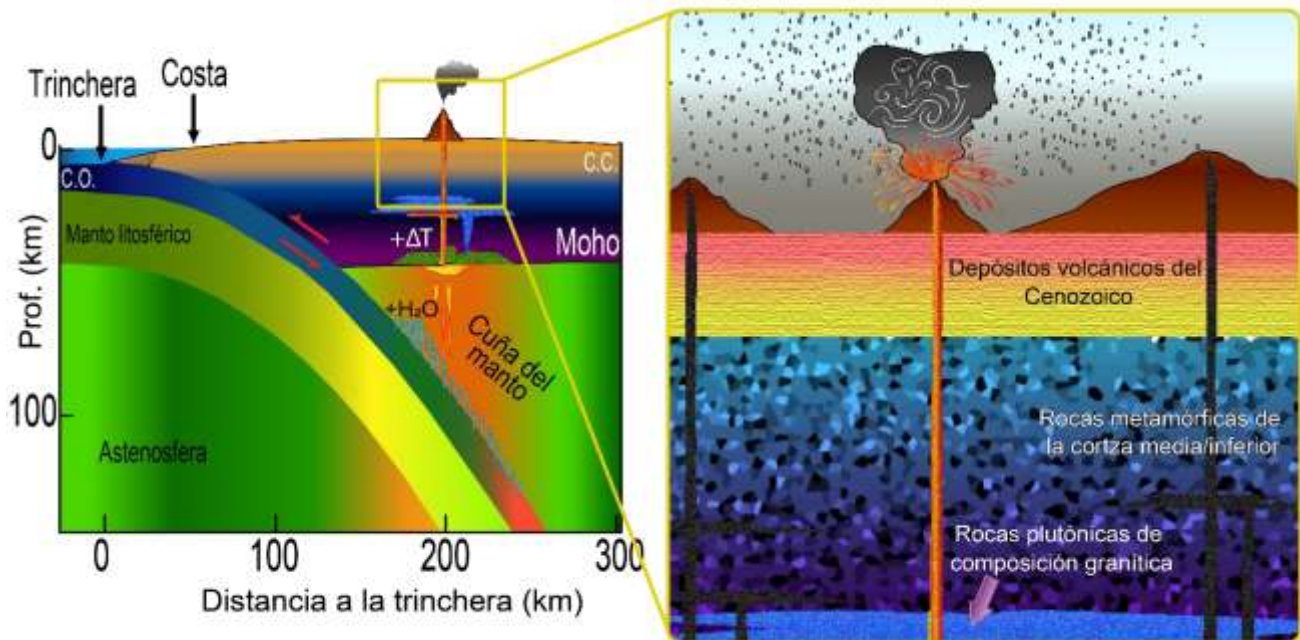


Figura 34. Sección esquemática de la subducción en el CVMG, que muestra la deshidratación de la placa en subducción (flechas azules), la hidratación y la consecuente fusión de las peridotitas de la cuña de manto, acreción de los fundidos derivados del manto (underplating), generando calor que se transmite a la corteza, por lo que también puede producir fusión parcial en esta región (¿gabronoritas ricas en hornblenda?). Otra hipótesis es que el ascenso de un magma máfico al atravesar la corteza continental asimila rocas plutónicas de composición granítica hasta llegar a una composición andesítica.

7.2. Modelo y dinámica eruptiva

A juzgar por las relaciones estratigráficas de sus productos, en el caso del volcán Rancho Seco identificamos un patrón de actividad similar al observado en el volcán Parícutin: Etapas iniciales de actividad estromboliana violenta (desgasificación efectiva del sistema magmático) que produjeron caída de cenizas, escoria y bombas alrededor del cráter, lo que provocó la rápida construcción del cono (Luhr y Simkin, 1993; Pioli et al., 2008) y fueron seguidas por una etapa ampliamente efusiva que formó sucesivamente un campo de flujos de lava. Durante la etapa efusiva, la actividad estromboliana (caída de cenizas) había disminuido en



gran medida y sólo se producía de forma intermitente, ya que la mayoría de los flujos de lava carecen de una cubierta de cenizas.

A su vez, los estudios en el volcán Popocatépetl, indican que la erupción pliniana Lorenzo tuvo diferentes fases eruptivas. De hecho, las relaciones estratigráficas de los depósitos asociados a esta erupción indican el inicio de una fase pliniana (*Fig. 35 E*); con una columna sostenida de entre 20-30 km (Panfil et al., 1999) que generó una abundante caída de pómez (pómez Lorenzo) y cenizas que se distribuyeron hacia el E del cráter (con un área de afectación estimada de ~240 km²; Martin Del Pozzo et al., 2017), la cual incluso llegó a cubrir asentamientos prehispánicos cercanos al volcán, como el de Tetimpa (Panfil et al., 1999; Plunket y Uruñuela, 1998), que al finalizar dio paso a una fase efusiva (*Fig. 35 F*; flujos de lava Nealtican).

En ambos casos, parece ser que los eventos efusivos estarían condicionados por la desgasificación eficiente del magma en un sistema abierto, a medida que éste ascendía a través de la corteza superior hasta la superficie (Chevrel et al., 2016b).

Las erupciones estrombolianas ocurren comúnmente durante la desgasificación continua del sistema magmático (*Fig. 35 C*), generando grandes burbujas que ascienden a través de una columna de magma convectivo o a través de un conducto volcánico permeable, mientras que las erupciones plinianas se producen por una desgasificación excesiva del sistema magmático (Shinohara, 2008). La exsolución de volátiles es causada por la disminución de la solubilidad de volátiles debido a la descompresión o por el aumento de las concentraciones volátiles en un fundido debido a la cristalización (Burnham, 1967) o inyecciones máficas (Roberge et al., 2009).

Las burbujas ascendentes en una cámara magmática pueden acumularse en la parte superior para formar magma rico en burbujas (*Fig. 35 B*) y pueden dar paso a erupciones plinianas o estrombolianas (Shinohara, 2008). Cabe resaltar que los volúmenes de material expulsado por las erupciones explosivas son significativamente menores en comparación al volumen de magma expulsado por las erupciones efusivas. Esto indicaría que realmente sólo una fracción del volumen total de magma en un reservorio realmente tiene la capacidad de producir una erupción explosiva, el resto del material cristalizaría a profundidad como un plutón o



si se generan las condiciones antes mencionadas daría paso a erupciones efusivas. Adicionalmente, los magmas suministrados desde una fuente profunda, como las inyecciones máficas del Popocatepetl, están sobresaturados en volátiles, lo que aumenta la presión en la cámara magmática. A su vez, un magma máfico rico en S que es inyectado a un reservorio con un magma más evolucionado podría ser una fuente de burbujas ricas en SO_2 . Después de este evento de mezcla, el magma rico en sílice tendría burbujas ricas en SO_2 transferidas desde el magma basáltico, lo cual podría causar erupciones con un exceso de desgasificación. Sin olvidar que la cristalización del magma también puede concentrar los componentes volátiles en el fundido, causando una saturación de volátiles (*Fig. 35 A*, Shinohara, 2008).

Respecto al cambio de actividad explosiva a efusiva, Nguyen et al. (2014) indican que la desgasificación por sí sola no siempre es suficiente para promover la transición a una actividad efusiva. En este sentido, bien podría ser una consecuencia de los grandes cambios en las tasas de ascenso del magma. El cambio de una actividad explosiva a efusiva se puede dar por una disminución en la velocidad de ascenso del magma y, por lo tanto, en la velocidad de descompresión (*Fig. 35 C, D, E, F*). Una combinación de ascenso o descompresión lenta y pérdida eficiente de gas (alta permeabilidad) promueve la actividad efusiva (Nguyen et al., 2014).

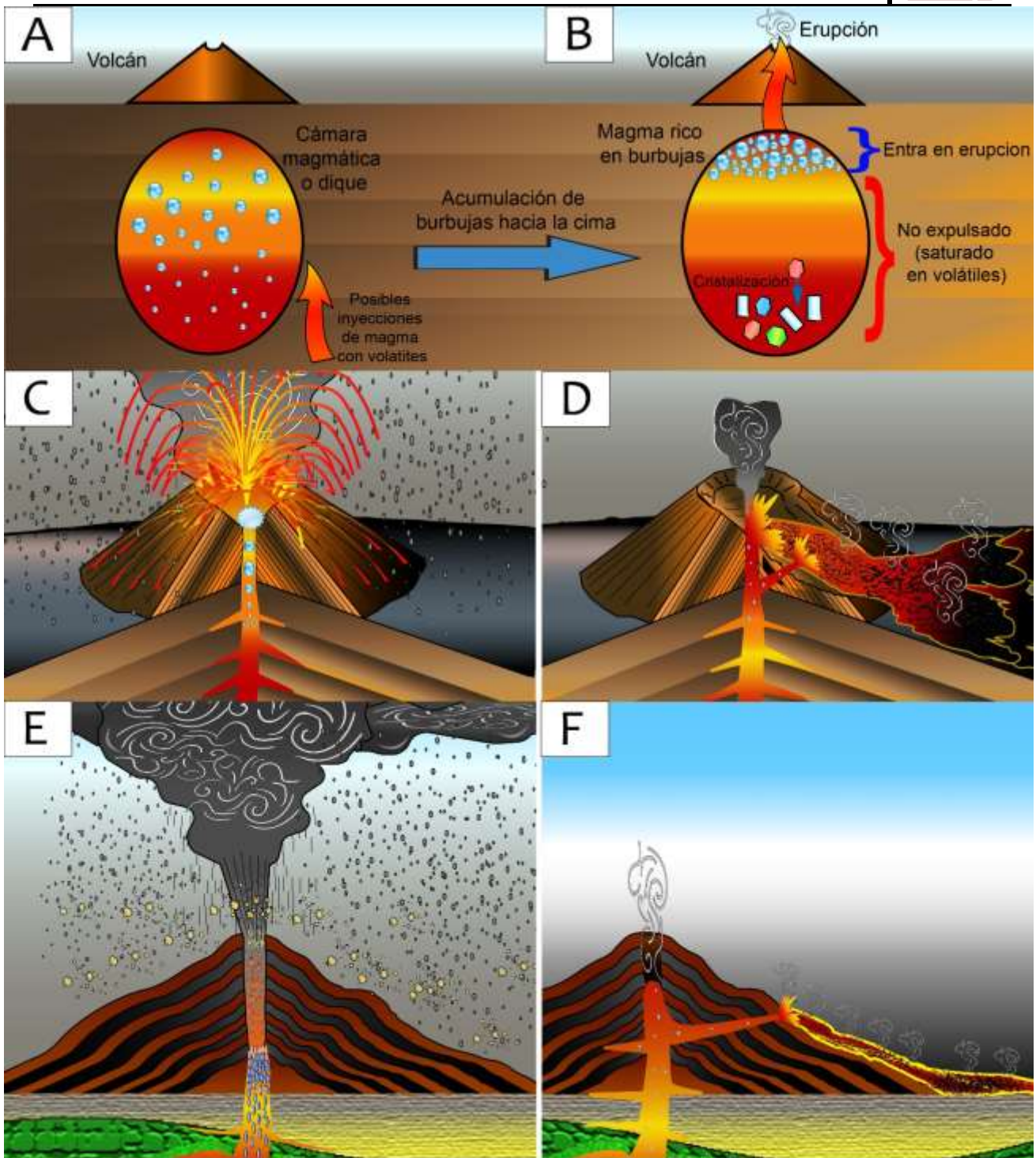


Figura 35. Diagramas esquemáticos de los procesos de acumulación de burbujas en una cámara de magma o dique. A. Los magmas suministrados desde una fuente profunda pueden estar sobresaturados en volátiles a altas presiones. El magma que contiene burbujas, sin embargo, no causará un exceso significativo de desgasificación porque la concentración de volátiles en el magma total es la misma que en el magma suministrado. B. Las burbujas en una cámara o dique ascenderán por su flotabilidad y se acumularán en la parte superior del reservorio. La erupción del magma acumulado con burbujas provocará un exceso significativo de desgasificación y dejará una gran cantidad de magma aún saturado en volátiles, pero sin burbujas. A su vez, la cristalización dará paso a la concentración de los componentes volátiles en el fundido, causando una saturación de volátiles (formación de burbujas). Además, magmas basálticos ricos en volátiles que son suministrados a reservorios con magmas silíceos podrían ser una fuente de burbujas ricas en volátiles. (A Y B, modificadas de Shinohara, 2008). C. Fase explosiva de la erupción del volcán Rancho Seco, caracterizada por actividad estromboliana violenta con el ascenso de grandes burbujas de gas. D. Fase efusiva de la erupción del volcán Rancho Seco, caracterizada por desgasificación eficiente del sistema magmático y una disminución de la tasa de ascenso del magma. E. Fase explosiva de la erupción pliniana Lorenzo donde se observa que los volátiles



ascienden a grandes velocidades fragmentando el magma a una profundidad somera por efecto de descompresión. F. Fase efusiva de la erupción pliniana Lorenzo, caracterizada por desgasificación eficiente del sistema magmático y una disminución de la tasa de ascenso del magma.

Por otro lado, en el caso del volcán Rancho Seco las muestras presentan contenidos de SiO₂ y concentraciones de elementos mayores y elementos traza muy homogéneos, por lo cual se considera como un sólo lote de magma que fue extruido paulatinamente. Sin embargo, los datos de la lava Nealtican nos permiten distinguir al menos dos lotes diferentes que produjeron los grupos de lavas tempranas y tardías. Estos grupos se diferencian por sus contenidos de SiO₂, morfologías distintas, tendencias de los elementos mayores en función del SiO₂, concentraciones de elementos traza y composiciones isotópicas de la literatura. Gracias a esto podemos plantear un modelo eruptivo para la erupción Lorenzo.

Podemos diferenciar por lo menos dos reservorios distintos, así como lo han planteado Sosa-Ceballos et al. 2014. Uno profundo situado a más de 200 MPa (>8 km) rodeado de granodiorita, y el otro más somero entre 110 y 130 MPa posiblemente alojado en calizas (~4.5-5 km) generando una aureola de contacto tipo skarn (*Fig. 36*).

Los escasos fenocristales de anfíbol (probablemente hornblenda) en equilibrio que se encuentran en la pómez indican que el ascenso del magma fue rápido como ocurre en las erupciones plinianas, e indican un corto rango de tiempo entre la mezcla y el ascenso (Rutherford, 2008). Mientras que realmente están ausentes en las lavas, pero los cristales que se llegaron a observar muestran gruesos bordes de descompresión, lo que indica que su ascenso fue más lento. La presencia de hornblenda requiere presiones de agua relativamente altas (~150 MPa), y por lo tanto un almacenamiento más profundo (Rutherford et al., 1985; Gardner et al., 1995).

El olivino presente en la inyección máfica al entrar en contacto con el magma silícico intentaría requilibrarse generando coronas de piroxenos. Un mayor tiempo de residencia en el magma generaría coronas más gruesas e incluso el reemplazamiento completo del olivino. Por otro lado, los olivinos sin coronas podrían ser evidencia de mingling inicial en la cámara magmática, es decir, que porciones



del fundido que conservan su composición original. Algo que se observa en los primeros flujos (flujo 1 y 2) extruidos de la lava Nealtican.

De esta manera, planteamos que un magma máfico del manto que va ascendiendo hacia la corteza superior, posteriormente, se empieza ligeramente a diferenciar por cristalización fraccionada y cierto grado de asimilación de rocas en el reservorio inferior (>8 km), y en un momento dado la hornblenda cristaliza en pequeñas proporciones a una profundidad de ~6 km (~150 MPa). Después, este magma alcanza el reservorio más somero y más diferenciado (quizás ya de composición dacítica) y comienzan los procesos de mezcla que dan lugar a los desequilibrios observados en los cristales (*Fig. 36*). La inyección de volátiles a la cámara magmática y un aumento de calor genera una mezcla incompleta y el desequilibrio del sistema magmático (Werner et al., 1997) que desencadena la erupción pliniana con presencia de hornblendas y olivino sin desequilibrio por el rápido ascenso (*Fig. 36*), en un conducto despejado quizás por pequeñas explosiones previas. Una disminución en la tasa de ascenso del magma genera el evento de desgasificación previo y hace que la erupción evolucione a una actividad efusiva (lava Nealtican), generando los primeros flujos de lava (flujos 1 y 2). A niveles más avanzados de mezcla en el reservorio se empiezan a generar las texturas de desequilibrio a mayor escala (flujos 3 y 4). El último lote de magma que asciende preserva la composición dacítica (flujo 4).

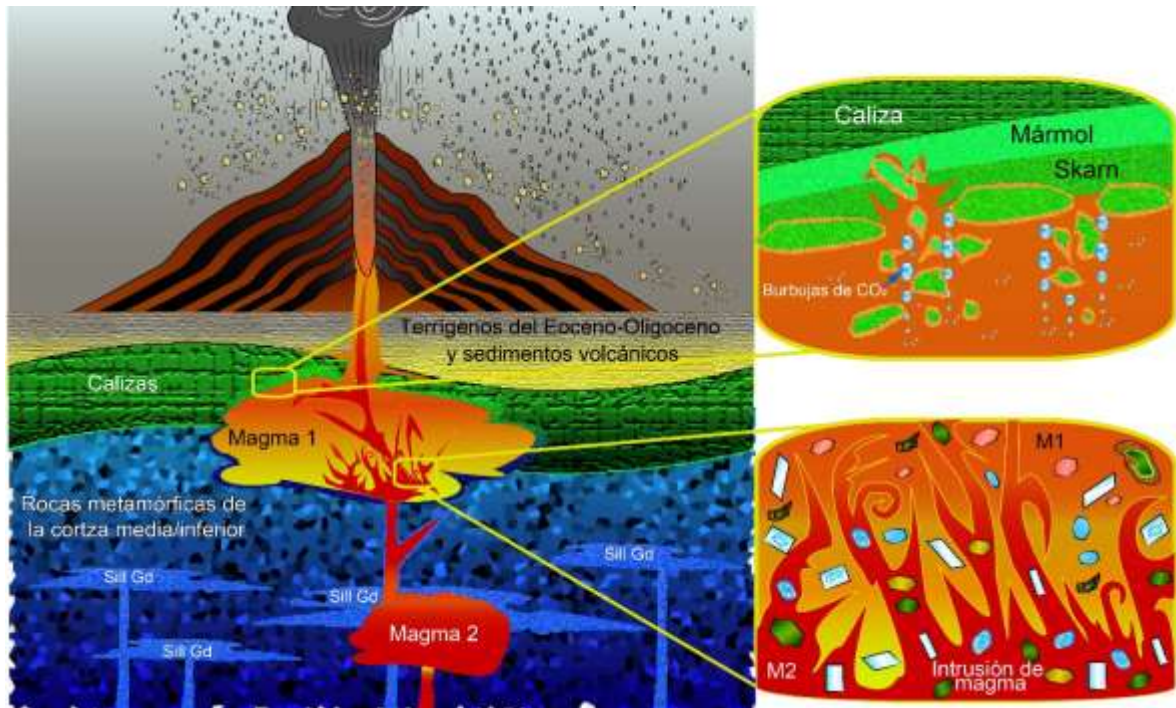


Figura 36. Sección esquemática de los reservorios involucrados en la erupción pliniana Lorenzo asociada al volcán Popocatepetl, donde se observa un reservorio profundo (M2) situado a más de 200 MPa (>8 km) rodeado de granodiorita, y el otro más somero de composición dacítica (M1) entre 110 y 130 MPa posiblemente alojado en calizas (~4.5-5 km) generando una aureola de contacto tipo skarn. La interacción entre este reservorio y las calizas permite la incorporación de xenolitos de skarn y mármol, su asimilación a pequeña escala incorporaría cierta cantidad de CO₂ al reservorio, además del inyectado por la intrusión máfica. En un momento dado el magma del reservorio M2 alcanza al de M1 y genera procesos de mezcla que dan lugar a los disequilibrios observados en los cristales y además da paso a una erupción pliniana debido a la inyección de volátiles a la cámara magmática y al desequilibrio del sistema magmático. Gd=Granodiorita.



7.3. Viscosidades, emplazamiento de las lavas y duración de las erupciones

Los flujos andesíticos-dacíticos activos de la magnitud de la lava Nealtican realmente nunca han sido observados, lo que dificulta la interpretación de su estilo de emplazamiento. En el caso del volcán Rancho Seco la mejor aproximación que se tiene podría ser la erupción histórica del volcán Parícutin.

Muchos volcanes andesíticos exhiben una actividad eruptiva efusiva (Younger et al., 2019). Las andesitas, dacitas y traquitas llegan a tener una longitud típica <5 km (algunos hasta 15 km), un espesor promedio de 20-300 m, una tasa media de efusión 1-10 m³/s (en andesitas hasta 100 m³/s) y volúmenes del orden de 0.01-1.0 km³ (algunos <10-20 km³), con una duración de la actividad efusiva que va de periodos de años a décadas (Harris y Rowland, 2015).

Los flujos del volcán Rancho Seco alcanzan una longitud de ~6.4 km, abarcando un área de ~21.3 km² y con un volumen total de ~0.64 km³. Mientras que los flujos de la lava Nealtican alcanzan una longitud de ~17.5 km, abarcan un área de ~70 km² y de un volumen total de ~3 km³, superado por el volumen de los flujos del volcán El Metate (~10 km³ cubriendo un área de 103 km²) en Michoacán (Chevrel et al., 2016a; b).

Por su parte, el campo de lava del Parícutin cubre 25 km², donde se han llegado a estimar valores de viscosidad de 10⁴ y 10⁵ Pa·s (con la Ec. de Jeffreys; Krauskopf, 1948), con un volumen total de lava de 1.7 km³ (Larrea et al., 2017), una duración de la erupción de 9 años y longitudes máximas de 5 km para lava tipo A'a y en bloque, mientras que para Rancho Seco se obtuvieron valores de viscosidad mayores. A su vez, Hulme (1974) con parámetros geomorfológicos llegó a estimar un yield strength de 1.3×10⁴ Pa (algo bastante parecido a los valores obtenidos para Rancho Seco) y una viscosidad aparente de 3.6×10⁶ Pa·s. Asimismo, Chevrel et al. (2016b) reportan valores de 10⁶-10¹¹ Pa·s para las lavas andesíticas del volcán El Metate en Michoacán, rango dentro del cual caen las estimaciones del volcán Rancho Seco e incluso las viscosidades de las andesitas de la lava Nealtican.



La temperatura máxima medida con un pirómetro óptico y un termopar de las lavas del Parícutin fue de 1070°C (Krauskopf, 1948), la cual es muy cercana a las temperaturas estimadas en los bordes de cristales con los geotermómetros de plagioclasa-líquido, ortopiroxeno-líquido y clinopiroxeno-líquido de este trabajo. Mientras que para el volcán El Metate, Chevrel et al. (2016b) reportan una temperatura máxima de 1076 °C con cálculos de geotermómetros minerales.

Estimaciones de la tasa de efusión del volcán Parícutin indican que ésta disminuye progresivamente con el tiempo, mostrando fluctuaciones entre 2 y 14 m³/s, hasta disminuir a un rango de 1.6 y 1.5 m³/s para las dos últimas fases eruptivas (Larrea et al., 2017). Mientras que los volúmenes de lava extruida fueron muy variables con el tiempo; sólo 7 fases eruptivas emitieron >0.1 km³ de lava, durante períodos variables de tiempo que oscilaron entre 122 y 244 días (Larrea et al., 2017). Asimismo, para El Matete se reportan tasas de efusión de 9-60 m³/s y tiempos de emplazamiento de ~730 a ~2500 días (Chevrel et al., 2016b). Por su parte, las tasas de efusión y los tiempos de emplazamiento (método Grätz) para los flujos analizados del volcán Rancho Seco son muy parecidos a los datos reportados para el Parícutin.

Por lo que se refiere al caso de estratovolcanes, las andesitas del volcán de Colima en México mediante la ecuación de Jeffreys indican valores de viscosidad aparente de 10⁹-10¹⁰ (Navarro-Ochoa et al., 2002). Mientras que un flujo dacítico del volcán Santiaguito en Guatemala, con la misma ecuación, arroja valores similares (Harris et al., 2004). De hecho, para los flujos de la lava Nealtican, también con la ecuación de Jeffreys, se estimaron valores de viscosidad aparente del mismo orden de magnitud.

Por su parte, como puntos de comparación para las tasas de efusión y los tiempos de emplazamiento de la lava Nealtican tenemos como referencia el trabajo de Naranjo et al. (1992) cuyas observaciones y estudios de un flujo de lava andesítica tipo A'a-en bloque del volcán Lonquimay, en Chile han estimado tasas de efusión de 10–80 m³/s y tiempos de emplazamiento de hasta 330 días con un volumen de lava de 0.23 km³, con viscosidades que van del orden de 10⁵-10⁹ Pa·s, una longitud final de 10.2 km y espesores promedio de 5-50 m. Asimismo, para un flujo de lava andesítico en el volcán Sinabung, en Indonesia, Carr et al. (2019)



reportan tasas de efusión de $\sim 9 \text{ m}^3/\text{s}$, con un volumen de $\sim 0.2 \text{ km}^3$. Para el mismo flujo, Pallister et al. (2019) utilizaron mediciones de la superficie del flujo a partir de una variedad de imágenes satelitales y estimaciones de espesores para indicar que las tasas de efusión fueron más altas variando entre 7 y $17 \text{ m}^3/\text{s}$, y disminuyendo a $1\text{-}2 \text{ m}^3/\text{s}$. A su vez, Wessels y Griswold (2014) usaron imágenes de radar para estimar tasas de efusión de este flujo tan altas como $6\text{-}20 \text{ m}^3/\text{s}$. Nakada et al. (2017) llevaron a cabo estudios de medición de distancia con láser y reportaron tasas de efusión promedio de $\geq 7 \text{ m}^3/\text{s}$, de esta manera observamos que los valores para este flujo caen en un rango de $1\text{-}20 \text{ m}^3/\text{s}$.

En tanto, Navarro-Ochoa et al. (2002) reportan un valor menor de $4.4 \text{ m}^3/\text{s}$ para el crecimiento de un domo de lava andesítica en bloques en el volcán de Colima. A su vez, Watts et al. (2002) indican el emplazamiento de un domo andesítico tipo bloque del volcán Soufrière Hills, Montserrat, con tasas de efusión $>5 \text{ m}^3/\text{s}$ y con viscosidades aparentes de $10^{11}\text{-}10^{14} \text{ Pa s}$.

La duración de los emplazamientos también puede ser muy larga, así como lo reportan de Silva et al. (1994), quienes estimaron que las dacitas del volcán Chao, en Chile, con un volumen de $\sim 22.5 \text{ km}^3$, y tasas de efusión cercanas a los $25 \text{ m}^3/\text{s}$, se emplazaron a lo largo de un período de 100-150 años. Además, Harris et al. (2002; 2004) describen un flujo de lava dacítico en bloques del volcán Santiaguito, en Guatemala, con levées bien desarrollados que fue capaz de viajar casi 4 km desde el punto de emisión a pesar de las bajas tasas de efusión $<1 \text{ m}^3/\text{s}$ que estimaron. Mientras que datos de la erupción del volcán Puyehue-Cordón Caulle, en Chile, de composiciones más evolucionadas (riolíticas), indican que las tasas iniciales de efusión fueron de hasta $50\text{-}70 \text{ m}^3/\text{s}$ pero con el tiempo se redujeron a $\sim 10\text{-}20 \text{ m}^3/\text{s}$ después de ~ 30 días (Bertin et al., 2015; Coppola et al., 2017).

De esta manera, observamos que las tasas de emisión y tiempos de emplazamiento de los flujos analizados de la lava Nealtican no distan tanto de lo reportado para lavas andesíticas y dacíticas, a excepción de algunas tasas reportadas para esta última composición, que son mucho menores (p. ej. volcán Santiaguito).

En referencia al método petrológico, los magmas andesíticos, en particular, tienen una amplia gama de viscosidades, de 10^2 a $10^7 \text{ Pa}\cdot\text{s}$, lo que se debe a una



gran variedad de contenidos de fenocristales, desde 0 (fundido andesítico libre de fenocristales) hasta ~50 vol % (50 vol % de fundido riolítico con 50 vol % de fenocristales) (Takeuchi, 2011).

Por otra parte, en dacitas del volcán Pinatubo se han estimado viscosidades pre-eruptivas del orden de 10^7 Pa·s con una temperatura de 760°C, 6.3 wt. % H₂O y un 47 vol. % de fenocristales (Westrich y Gerlach, 1992; Pallister et al., 1992; Scaillet y Evans, 1999; Takeuchi, 2011). Para andesitas del mismo volcán con una temperatura de 950°C, 5.0 wt. % H₂O y un 38 vol. % de fenocristales se indican viscosidades pre-eruptivas del orden de 10^4 Pa·s (Pallister et al., 1996; Rutherford y Devine, 1996; Takeuchi, 2002;2011). Mientras que en un domo de lava dacítica del volcán Satsuma-Iwojima a una temperatura de 970°C, 1.0 wt. % H₂O y un 18 vol. % de fenocristales se han estimado viscosidades pre-eruptivas también del mismo orden que las dacitas del volcán Pinatubo (Saito et al., 2001; 2002; Takeuchi, 2011). Finalmente, un domo de lava andesítico del volcán de Colima a una temperatura de 985°C, 3.5 wt. % H₂O y un 40 vol. % de fenocristales indican viscosidades pre-eruptivas del orden de 10^{4-5} Pa·s (Luhr, 2002; Takeuchi, 2011).

Por otro lado, las viscosidades de las lavas del volcán Metate reportadas por el método petrológico de Chevrel et al. (2016b) caen en un rango de 10^6 - 10^8 , con valores de temperatura de 922-1076°C, 0.1 wt% H₂O y de 32-50 Vol. % de cristales. Mientras que las lavas del volcán Rancho Seco indican viscosidades al momento de la erupción cercanos a estos valores. A su vez, las composiciones de los vidrios intersticiales son dacíticos con valores de viscosidad de 10^5 Pa·s, la cual podría ser más cercana a la viscosidad pre-eruptiva.

Por su parte, para lava Nealtican se obtuvieron valores de viscosidad mayores al momento de la erupción, respecto a los datos anteriormente presentados. Mientras que los vidrios intersticiales de composición riolítica arrojan viscosidades de 10^7 Pa·s para las lavas tempranas y de 10^7 - 10^8 Pa·s para las tardías, en ambos casos los valores reportados también serían los más cercanos a la viscosidad pre-eruptiva.

Sin embargo, las viscosidades derivadas de los parámetros petrológicos son aproximaciones de primer orden porque no toman en cuenta las heterogeneidades



en la distribución de cristales y burbujas, las interacciones cristalinas, los efectos de la velocidad de deformación (Caricchi et al., 2007; Costa et al., 2009; Lavallée et al., 2007; Chevrel et al., 2016b), ya que la viscosidad de la lava no es constante a lo largo de todo el flujo de lava debido al enfriamiento y cristalización (Dietterich et al., 2019).

Además, las estimaciones de viscosidades de los parámetros derivados morfológicamente también están sujetos a mucha incertidumbre, dado que la mayoría de ellos asumen una reología simple y no realista (newtoniana; Chevrel et al., 2016b). Cabe aclarar que también las tasas de efusión estimadas en el presente trabajo podrían estar sobreestimadas, debido a que su cálculo considera una tasa de salida de lava constante, aunque se observó que esta última disminuye con el tiempo en los pocos flujos activos que se han observado directamente (p. ej., Naranjo et al., 1992) (Chevrel et al., 2016b). Es posible que incluso el modo de emplazamiento de la lava no esté controlado del todo por la viscosidad, sino también por otros procesos como la dinámica y el modo de avance de la misma (*ver Figura 27, Cap. 6*) y a efectos de las fuerzas que impulsan y resisten el movimiento de los flujos (Harris y Rowland, 2015; Kilburn, 2015). En la siguiente tabla se resume la información anteriormente presentada (*Tabla 6*).



Tabla 6. Resumen de resultados de viscosidad, tasas de efusión, tiempos de emplazamiento con método morfológico y viscosidades por el método petrológico y comparación con otros volcanes del mundo

Volcán y localización	η^1 (Pa-s)	Q^2 (m ³ /s)	Tiempos de emplazamiento (días)	Referencias
<u>Método morfológico</u>				
Andesitas				
Paricutin, México	10 ⁴ -10 ⁵	1.5-14	entre 122 y 244	Krauskopf (1948); Larrea et al. (2017)
El Metate, México	10 ⁶ -10 ¹¹	9-60	~730 a ~2500	Chevrel et al. (2016b)
Colima, México	10 ⁹ -10 ¹⁰	4.4		Navarro-Ochoa et al. (2002)
Lonquimay, Chile	10 ⁵ -10 ⁹	10–80	330	Naranjo et al. (1992)
Sinabung, Indonesia	10 ¹⁰	1-2 y 7-17; 3-9; ≥7; 6-20		Wessels y Griswold (2014); Nakada et al. (2017); Carr et al. (2019); Pallister et al. (2019)
Soufrière Hills, Montserrat	10 ¹¹ -10 ¹⁴	>5		Watts et al. (2002)
Rancho Seco, México	10 ⁷ -10 ⁹	5-13	58-209	Este estudio
Popocatépetl, lava Nealtican, México (andesitas)	10 ⁹	19	337	Este estudio
Dacitas				
Chao, Chile	10 ⁹	25	36500-54750	de Silva et al. (1994)
Santiaguito, Guatemala	10 ⁹ -10 ¹⁰	<1		Harris et al. (2002; 2004)
Popocatépetl, lava Nealtican, México (dacitas)	10 ¹⁰	17	574	Este estudio
<u>Método petrológico</u>				
Andesitas				
Pinatubo ³ , Filipinas (andesitas) T=950°C, 5.0 wt. % H ₂ O y 38 vol. % Fcx ⁴	10 ⁴			Pallister et al. (1996); Rutherford y Devine (1996); Takeuchi (2002;2011)
Colima ³ , México T=985°C, 3.5 wt. % H ₂ O y 40 vol. % Fcx	10 ⁴⁻⁵			Luhr (2002); Takeuchi (2011)
Metate, México T=922-1076°C y 32-50 Vol. % Fcx+Mcx ⁵	10 ⁶ -10 ⁸			Chevrel et al. (2016b)
Rancho Seco, México T=1086-1089°C, 0.1 wt. % H ₂ O y 56-70 Vol. % Mcx	10 ⁸ - 10 ⁹			Este estudio
Popocatépetl, lava Nealtican, México (andesitas) T=969-1071°C, 0.1 wt. % H ₂ O y 39 vol. % Fcx y 28 vol. % Mcx	10 ⁹ -10 ¹⁰			Este estudio
Dacitas				
Pinatubo ³ , Filipinas (dacitas) T=760°C, 6.3 wt. % H ₂ O y 47 vol. % Fcx	10 ⁷			Westrich y Gerlach (1992); Pallister et al. (1992); Scaillet y Evans (1999); Takeuchi (2011)
Satsuma-Iwojima ³ , Japón T= 970°C, 1.0 wt. % H ₂ O y 18 vol. % Fcx	10 ⁷			Saito et al. (2001; 2002); Takeuchi (2011)
Popocatépetl, lava Nealtican, México (dacitas) T=925°C, 0.1 wt. % H ₂ O y 37 vol. % Fcx y 18 vol. % Mcx	10 ¹⁰ -10 ¹²			Este estudio

¹ η =viscosidades aparentes; ² Q=tasas de efusión; ³ Viscosidades pre-eruptivas; ⁴Fcx=fenocristales; ⁵ Mcx= microfenocristales



7.4. Erupciones volcánicas, sus implicaciones arqueológicas y el riesgo volcánico

Las cuencas del centro de México promovieron el asentamiento humano temprano debido a su ubicación geográfica favorable, clima templado, suelos volcánicos fértiles y disponibilidad de agua (Siebe et al., 1996). Entre 1000 y 100 a.C., numerosos asentamientos agrícolas y algunos centros ceremoniales importantes (por ejemplo, Cuicuilco, Tlatilco y Cholula) se habían desarrollado en las cuencas de México y Puebla (Sanders et al., 1979; Millon, 1994). Las cuencas lacustres de Michoacán también promovieron el poblamiento temprano de la región debido a que las favorables condiciones acuáticas y ribereñas ofrecieron abundantes recursos (peces, aves, insectos y anfibios, entre otros) que atrajeron a los primeros habitantes y promovieron el desarrollo de la agricultura en dicha región, lo cual fue de gran relevancia para la conformación del imperio Tarasco (Carot, 2013).

En muchos casos, grupos humanos llegaron a poblar los flujos de lava jóvenes (malpaíses) como los flujos del volcán Rancho Seco, donde erigieron la antigua ciudad prehispánica de Angamuco (Fisher y Leisz, 2013; Fisher et al., 2017). Este sitio arqueológico en particular ejemplifica cómo un paisaje aparentemente hostil conformado por flujos de lava jóvenes fue ingeniosamente modificado para establecer una gran ciudad, con patrones muy similares a los observados en otros sitios arqueológicos de Michoacán como lo son los malpaíses de Zacapu, el sitio arqueológico de Itziparátzico o el sitio arqueológico de Urichu; además de Teotenango en el estado de México y Cantona en Puebla (Ramírez-Uribe et al., 2019).

A su vez, las erupciones plinianas del Popocatepetl desde tiempos prehispánicos han afectado los asentamientos humanos alrededor del volcán, ya sea directamente con la generación de flujos piroclásticos y el emplazamiento de gruesos espesores de lavas y material de caída como pómez y ceniza, o incluso indirectamente con la generación de lahares, que inundaron extensas áreas situadas en la cuenca de Puebla (Siebe et al., 1996a; 1996b). Es importante mencionar que en la falda oriental del Popocatepetl se ha reportado ocupación



humana desde 800 a.C (Plunket y Uruñuela, 2016). De hecho, las últimas tres erupciones plinianas del Popocatepetl coinciden con eventos importantes de la historia de Mesoamérica: La erupción ocurrida hace 5 000 años (3195-2830 a. C.) coincide con la fecha 3114 a. C, inicio del Calendario Mesoamericano, la erupción que ocurrió hace 2150 años (800-215 a. C.) coincide con la transición Pre-Clásico al Clásico de la arqueología mexicana y la última, ocurrida hace 1 100 años (675-1095 d. C., probablemente 823 d. C.), también coincide con la transición de los periodos Clásico al Post-Clásico (Siebe et al., 1996a).

De hecho, la erupción pliniana ocurrida hace 2150 años depositó un horizonte de caída, rico en pómez en el flanco este del volcán, sepultando hasta con 1 m de espesor asentamientos prehispánicos (Siebe et al., 1996a) que se encontraban en esta región como Tetimpa (Seele, 1973; Plunket y Uruñuela, 1999; 2000; 2005). Incluso la evidencia arqueológica señala que, debido a estos eventos, la población de los centros poblacionales afectados se vio en la necesidad de huir, abandonando buena parte de sus bienes (Plunket y Uruñuela, 2009) provocando el despoblamiento temporal de estas regiones.

Desde la antigüedad hasta nuestros días, las lavas de Nealtican han sido explotadas cerca de San Nicolás de los Ranchos para la manufactura artesanal de herramientas domésticas de molienda como lo son molcajetes y metates (Martin Del Pozzo et al., 2017), un oficio que lamentablemente se encuentra en decadencia (Estrella et al., 2009). Adicionalmente, en décadas más recientes, la explotación de la roca de andesita se ha intensificado y se extrae en numerosas canteras, como material de construcción. Es posible que las lavas de Rancho Seco también hayan servido para la producción de herramientas de molienda en la época prehispánica, además de haber servido como grandes bancos de materiales para la construcción de distintos elementos arquitectónicos in situ en la antigua Angamuco.

A lo largo de la historia, grandes desastres han tenido su origen en la actividad volcánica efusiva. El ejemplo más conocido en México es el de Cuicuilco y Copilco, importantes sitios del Preclásico en la Cuenca de México, cuyo abandono a causa de la erupción del volcán Xitle (*Fig. 37 A y B*) influyó en la historia subsecuente de los pueblos de la región. Esta erupción generó un gran campo de lavas donde ahora se encuentra construido el campus de la UNAM. Este evento



ocurrió en algún momento durante el periodo comprendido entre 245 d. C. y 315 d. C., lo cual es compatible con el abandono de Cuicuilco y el aumento de la población de Teotihuacan (Siebe, 2000). Dicha erupción provocó un gran éxodo que seguramente generó un desequilibrio poblacional y económico que favoreció la consolidación de Teotihuacan como principal centro de poder en la Cuenca de México (Vela, 2009). En este sentido, de acuerdo a los fechamientos reportados, la erupción del volcán El Metate en Michoacán tuvo lugar ~1250 d.C. Debido a la gran área cubierta por los flujos de lava (103 km²) y la interrupción de la red hidrológica regional, los pobladores de asentamientos humanos locales establecidos en esta zona podrían haber sido forzados a migrar a las cuencas lacustres vecinas (Zacapu y Pátzcuaro), contribuyendo al desarrollo y a los procesos sociales que permitieron el ascenso y conformación del imperio Tarasco, el cual inició su consolidación alrededor de este tiempo (Chevrel et al., 2016a).

Posteriormente, en 1759 hizo erupción el volcán Jorullo, cuyas lavas sepultaron la hacienda azucarera del mismo nombre en la tierra caliente de Michoacán (Guilbaud et al., 2009; 2011). Ya en el siglo XX, también en Michoacán, el volcán Parícutin (1943) generó una gran problemática social debido a que sus lavas (*Fig. 37 C*) sepultaron por completo los poblados de Parícutin y San Juan Parangaricutiro en Michoacán (Flores-Covarrubias, 1945), afortunadamente sin pérdida de vidas humanas, lo que dio paso a la creación de nuevos poblados como lo son Caltzontzin y Nuevo San Juan Parangaricutiro creados por el éxodo de pobladores.

Algunos otros desastres asociados a actividad volcánica efusiva que han tenido un gran impacto en la sociedad los podemos encontrar en el dramático caso del volcán Nyiragongo en la República Democrática del Congo, que en el año 1977 provocó la muerte de al menos 100 personas (*Fig. 37 D*), en su mayoría niños de las aldeas cercanas al volcán, quienes murieron a causa de la lava de muy alta velocidad emanada desde el extremo inferior de una fisura un flanco del volcán, que localmente alcanzó velocidades del orden de 10 a 20 km/h (Tazieff 1977; Kilburn, 2015). Décadas más tarde, en 2002, este mismo volcán emitió dos flujos de lava que dejaron sin hogar a 120,000 personas, destruyendo miles de hogares en la ciudad de Goma, en una zona de por sí en situación de crisis humanitaria (Baxter et



al., 2003). La lava incluso invadió la pista del aeropuerto, impidiendo el aterrizaje de grandes aviones, por lo que la ayuda tuvo que llegar por tierra.

Finalmente, podemos mencionar el caso del volcán Kilauea, en EEUU, que en 2018 emitió lava que destruyó a un área residencial en Hawái (Fig. 37 E y F) , provocando evacuaciones obligatorias en la zona (Reardon, 2018). Éstos, sólo por mencionar algunos casos.

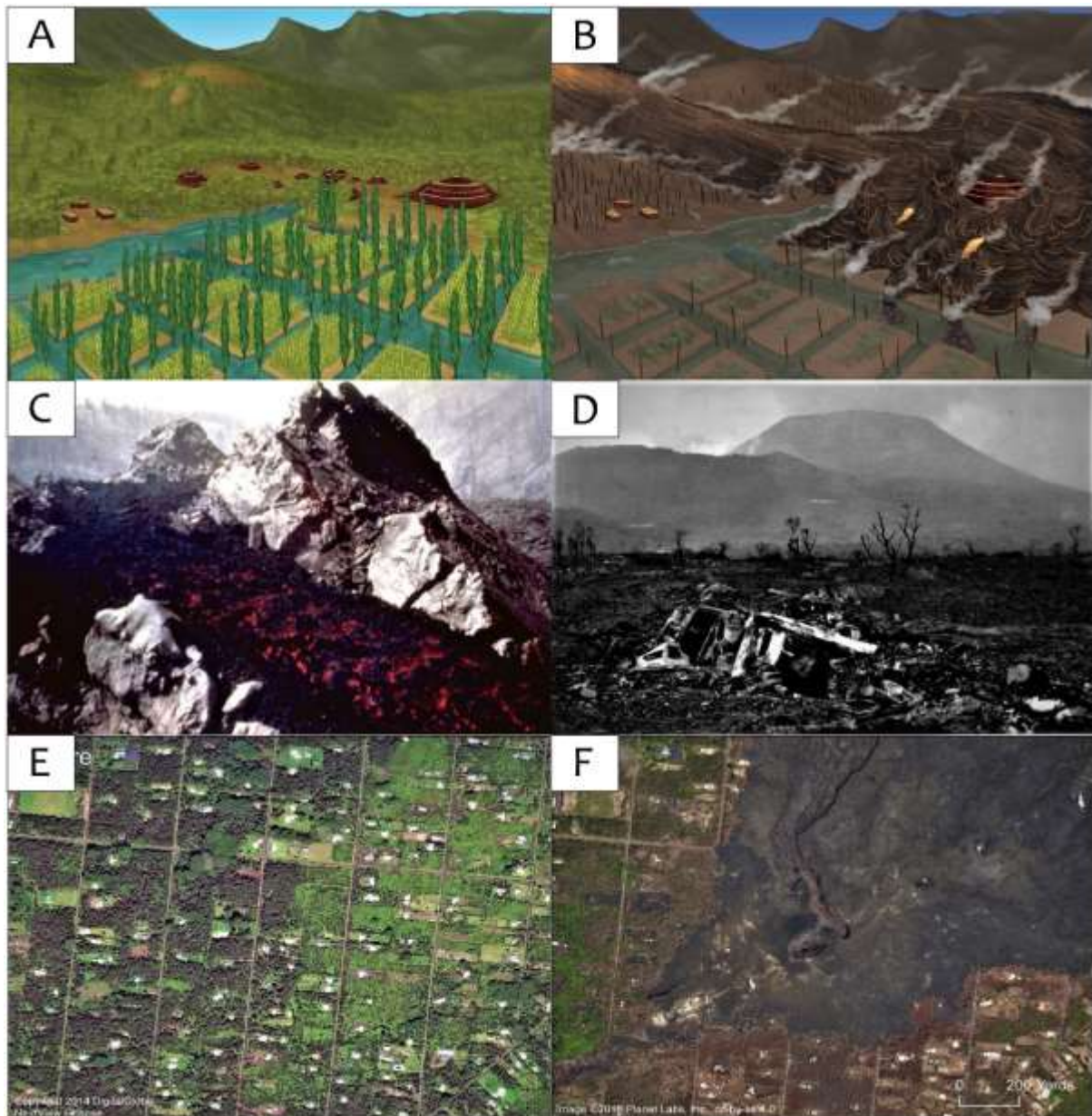


Figura 37. A. Reconstrucción preliminar de Cuicuilco con base en información arqueológica, vista desde el sureste. B. Principales efectos de los flujos de lava basáltica la erupción del volcán Xitle sobre Cuicuilco y su entorno en el sur de la Cuenca de México (Ilustraciones: Alejandro Puga/Raíces). C. Un flujo de lava del volcán Parícutin que viajaba a través de un canal donde se observan levées laterales. Foto de Ken Segerstrom, 1945 (U.S. Geological Survey). D. Nyiragongo (fondo) y destrucción a causa del drenado del lago de lava en 1977 (Foto de M. Kraft). E y F. Imágenes satelitales del antes y después de la actividad efusiva fisural del 2018 asociada al volcán Kilauea en Leilani Estates, Hawái.



8. CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS

La realización de este estudio aporta nuevos datos para la comprensión del vulcanismo de tipo efusivo, particularmente en lo referente al vulcanismo monogenético del volcán Rancho Seco del CVMG y al vulcanismo poligenético del volcán Popocatepetl asociado a la erupción pliniana Lorenzo, ambos ubicados en la FVTM.

Por su parte, los flujos de lava del volcán Rancho Seco abarcan un área de $\sim 21.3 \text{ km}^2$ con un volumen total de $\sim 0.64 \text{ km}^3$, mientras que los flujos de la lava Nealtican son mucho mayores, abarcando un área de $\sim 70 \text{ km}^2$ y un volumen total de $\sim 3 \text{ km}^3$.

Los flujos del volcán Rancho Seco presentan composiciones muy homogéneas, por lo cual consideramos que un sólo lote de magma fue extruido paulatinamente. Mientras que los datos de la lava Nealtican nos llevaron a distinguir al menos dos lotes diferentes que produjeron los grupos de lavas tempranas y tardías.

Las evidencias texturales y mineralógicas de los productos volcánicos del volcán Popocatepetl demuestran la existencia de mezcla de magmas en reservorios corticales, lo cual se refleja en los disequilibrios observados en los minerales de las muestras estudiadas. En tanto, las rocas del volcán Rancho Seco también se originaron a partir de un fundido basáltico-basáltico andesítico derivado de la fusión parcial de la cuña del manto metasomatizada por fluidos acuosos de la placa en subducción, pero su evolución posterior durante su ascenso a través de la corteza fue más sencilla, dominada por cristalización fraccionada y contaminación menor por asimilación de rocas plutónicas de composición granítica.

Además, las rocas del Popocatepetl muestran evidencias de interacción magmática con las rocas del basamento en forma de xenolitos (granodiorita, skarn, etc.). De hecho, la asimilación en menor medida de calizas, junto con los volátiles inyectados al reservorio provenientes de una inyección máfica, parecen ser una fuente convincente de las grandes emisiones de CO_2 .



Con respecto a las viscosidades derivadas de los parámetros morfológicos, éstas indican valores de 10^7 - 10^9 Pa·s para los flujos del volcán Rancho Seco, mientras que para los flujos de la lava Nealtican son de 10^9 - 10^{10} Pa·s. A su vez, las viscosidades por los parámetros petrológicos indican viscosidades de lavas del volcán Rancho Seco de 10^8 - 10^9 Pa·s, mientras que para los flujos tempranos de la lava Nealtican se tienen valores de 10^{9-10} Pa·s y de 10^{10} - 10^{12} Pa·s para las lavas tardías.

Asimismo, las tasas de efusión para los flujos analizados del volcán Rancho Seco son de 5-13 m^3/s , y tiempos de emplazamiento de 58-209 días, mientras que las tasas de emisión para los flujos analizados de la lava Nealtican indican valores de 17-19 m^3/s y tiempos de emplazamiento de 337-574 días. Por lo cual, el emplazamiento sucesivo de todos los flujos del volcán Rancho Seco probablemente duró más de 2 años (usando la tasa de efusión de 13 m^3/s para los primeros flujos y de 5 m^3/s para los últimos 2), mientras que la lava Nealtican tal vez duró al menos 9 años (usando la tasa de efusión obtenida para composiciones andesíticas y dacíticas).

Por otra parte, el cambio de actividad explosiva a actividad efusiva en los volcanes de estudio probablemente se vio influenciada por cambios en la tasa de ascenso del magma, concretamente a una disminución de la misma, y a una desgasificación efectiva del sistema magmático.

A lo largo de la historia, grandes desastres han sido asociados a la actividad volcánica efusiva, en ocasiones dando pie a migraciones que han tenido un gran impacto en la sociedad y sobre todo en la infraestructura de las regiones afectadas. De hecho, las erupciones plinianas del Popocatépetl desde tiempos prehispánicos han afectado los asentamientos humanos alrededor del volcán, generando el despoblamiento intermitente de la región. De esta manera, podemos darnos idea de que las erupciones volcánicas tuvieron un notable impacto sobre poblaciones prehispánicas del centro de México y sobre el paisaje con el depósito de materiales volcánicos.

Sin embargo, en algunos casos, los habitantes de las grandes regiones lacustres de la FVTM llegaron a poblar los flujos de lava jóvenes (malpaíses) en la época prehispánica, así como los productos efusivos del volcán Rancho Seco (sitio



de Angamuco), pudiendo ser usados como grandes bancos de materiales in situ para la construcción de distintos elementos arquitectónicos o de uso común para la vida diaria. Algo similar a la explotación actual que se hace del frente de la lava Nealtican.

A pesar de décadas de trabajos de investigación referentes a las tasas de efusión y parámetros reológicos de lavas (como la viscosidad), aún sigue siendo difícil acercarnos totalmente a la realidad del fenómeno volcánico, debido a la dificultad de realizar mediciones directas en el interior y en la base de una unidad de lava activa de composiciones evolucionadas (andesitas, dacitas, etc.), por lo cual se requieren de más estudios con el desarrollo de equipos que nos puedan ayudar a superar las dificultades técnicas aun existentes.

A su vez, se propone realizar estudios de geoquímica isotópica de Sr, Nd, Pb, y Os de las rocas del volcán Rancho Seco y búsqueda de xenolitos del basamento para poder determinar los materiales y procesos involucrados en la petrogénesis de las rocas del CVMG y además mejorar las bases de datos de xenolitos disponibles para el volcán Popocatepetl.

Los datos presentados en esta tesis quizás podrían servir para definir escenarios futuros de peligros volcánicos asociados a lavas, tanto en el volcán Popocatepetl como en el CVMG, ya que ambas regiones se consideran volcánicamente activas. Cabe mencionar que, aunque la viscosidad de los flujos estudiados es demasiado alta como para tener un efecto similar a desastres como los del volcán Nyiragongo, sí podría causar afectaciones en la infraestructura de algunos poblados, en caso de que éstos estén cercanos a los puntos de emisión de las lavas (P. ej. ver Mapa de peligros del volcán Popocatepetl).

Por todo lo anterior, los estudios de la actividad volcánica efusiva también son de gran importancia, juntos con los asociados a la actividad explosiva (que pueden causar un mayor número de muertes, como la actividad del 2018 del volcán de Fuego en Guatemala). En este sentido, la elaboración de mapas de peligros volcánicos como el del Popocatepetl (versión 2017) pueden ser de gran ayuda para la gestión del riesgo volcánico, esto siempre y cuando se involucre a una sociedad e instituciones de gobierno realmente más informadas respecto a dichos fenómenos naturales.



REFERENCIAS

- Aguilar-Murillo, C.A., 2012. Reconocimiento geológico de la zona de skarn de la Sierra de Tlayca y Tlayecac en el Estado de Morelos, México. (Tesis de Licenciatura). *Universidad de Sonora*, México, 89 pp.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 2005. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. En Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. (Eds.), *Grandes Fronteras Tectónicas de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 57(1): 65-82.
- Alatorre-Ibargüengoitia, M.A., Delgado-Granados, H., Dingwell, D.B., 2012. Hazards map for volcanic ballistic impacts at Popocatepetl volcano (Mexico). *Bulletin of Volcanology* 74: 2155–2169. <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0657-2>
- Allan, J., 1986. Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin* 97: 473-485.
- Álvarez, R., 2002. Banderas rift zone: a plausible NW limit of the Jalisco Block. *Geophysical Research Letters* 29 (20): 55-1–55-4. doi:10.1029/2002GL016089.
- Arámbula-Mendoza, R., Valdés-González, C., Martínez-Bringas, A., 2010. Temporal and spatial variation of the stress state of Popocatepetl Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 196: 156–168.
- Arana-Salinas, L., Siebe, C., Macías, J.L., 2010. Dynamics of the ca. 4965 yr 14C BP “Ochre Pumice” Plinian eruption of Popocatepetl volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 192: 212–231. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.02.022>
- Arce, J.L., Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., Salinas, I., 2015. The ~2000 yr BP Jumento volcano, one of the youngest edifices of the Chichinautzin Volcanic Field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 308: 30–38. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.10.008>
- Atlas, Z.D., Dixon, J.E., Sen, G., Finny, M., Martin-Del Pozzo, A.L., 2006. Melt inclusions from Volcan Popocatepetl and Volcan de Colima, Mexico: melt evolution due to vapor-saturated crystallization during ascent. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 153: 221–240. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.06.010>
- Baxter, P., Allard, P., Halbwachs, M., Komorowski, J., Andrew, W., Ancia, A., 2003. Human health and vulnerability in the Nyiragongo volcano eruption and humanitarian crisis at Goma, Democratic Republic of Congo. *Acta Vulcanologica* 15(1–2): 109–114.
- Beattie, P., 1993. Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 115:103–111. <https://doi.org/10.1007/BF00712982>
- Belousov, A., Belousova, M., 2018. Dynamics and viscosity of ‘a’ā and pāhoehoe lava flows of the 2012–2013 eruption of Tolbachik volcano, Kamchatka (Russia). *Bulletin of Volcanology* 80(1): 1-23. <https://doi.org/10.1007/s00445-017-1180-2>.
- Bertin, D., Lara, L. E., Basualto, D., Amigo, Á., Cardona, C., Franco, L., Gil, F., Lazo, J., 2015. High effusion rates of the Cordón Caulle 2011–2012 eruption (Southern Andes) and their relation with the quasi-harmonic tremor. *Geophysical Research Letters* 42(17): 7054–7063. <https://doi.org/10.1002/2015GL064624>
- Blatter, D.L., Carmichael, I.S.E., 1998. Plagioclase-free andesites from Zitácuaro (Michoacán), Mexico: petrology and experimental constraints. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132(2): 121–138. <https://doi.org/10.1007/s004100050411>
- Blatter, D.L., Hammersley, L., 2010. Impact of the Orozco fracture zone on the central Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197(1): 67–84. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.08.002>
- Bottinga, Y., Weill, D.F., 1972. The viscosity of magmatic silicate liquids: A model for calculation. *American Journal of Science* 272: 438–475.
- Burnham, C.W., 1967. Hydrothermal fluids at the magmatic stage. En: Barnes, H.L. (Ed), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Holt, Rinehart and Winston Inc, New York: 34–76.
- Cadoux, A., Missenard, Y., Martínez-Serrano, R.G., Guillou, H., 2011. Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of the Sierra Nevada range. *Geological Magazine* 148 (3): 492–506. <http://dx.doi.org/10.1017/S0016756810000993>.



- Calvari, S., Coltelli, M., Neri, M., Pompilio, M., Scribano, V., 1994. The 1991-1993 Etna eruption chronology and lava flow-field evolution *Acta vulcanologica* 4: 1–4.
- Cano-Cruz, M., Carrasco-Núñez, G., 2008. Evolución de un cráter de explosión (maar) riolítico: Hoya de Estrada, campo volcánico Valle de Santiago, Guanajuato, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 25(3): 549–564.
- Capra, L., Macías, J.L., Scott, K.M., Abrams, M., Garduño-Monroy, V.H., 2002. Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican volcanic belt, Mexico—Behavior, and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 113: 81–110. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00252-9](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00252-9)
- Capra, L., Poblete, M.A., Alvarado, R., 2003. The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (central Mexico): Textural and sedimentological constraints on their origin and hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 131: 351–369. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00413-X](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00413-X)
- Carot, P., 2013. La larga historia purépecha. En: Aedo, A., Carot, P., Faba, P., Hernández, V., Hers, M.A. (eds.), *Miradas renovadas al Occidente indígena de México. Universidad Nacional Autónoma de México/Instituto Nacional de Antropología e Historia/Centro de Estudios Mexicanos y Centroamericanos*, pp. 133-214.
- Caricchi, L., Burlini, L., Ulmer, P., Gerya, T., Vassalli, M., Papale, P., 2007. Non-Newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics. *Earth Planet Sci Lett* 264: 402–419.
- Carr, B.B., Clarke, A.B., Vanderkluyzen, L., Arrowsmith, J.R., 2019. Mechanisms of lava flow emplacement during an effusive eruption of Sinabung Volcano (Sumatra, Indonesia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 382: 137–148. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.03.002>
- Carracedo, J.C., Perez-Torrado, F.J., 2015. Peligros asociados a las coladas de lava. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 23(1): 49–58.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1987. Lava flows. En: Cas, R.A.F., Wright, J.V. (Eds.), *Volcanic Successions. Modern and Ancient*. Chapman & Hall, Londres, RU: 59–92.
- Cashman, K., Mangan, M., Newman, S., 1994. Surface degassing and modifications to vesicle size distributions in active basalt flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 61(1-2): 45–68.
- Cashman, K.V., Soule, S.A., Mackey, B.H., Deligne, N.I., Deardor, N.D., Dieterich, H.R., 2013. How lava flows: New insights from applications of lidar technologies to lava flow studies. *Geosphere* 9(6): 1664–1680. <https://doi.org/10.1130/GES00706.1>
- Castruccio, A., Rust, A.C., Sparks, R.S.J., 2010. Rheology and flow of crystal-bearing lavas: Insights from analogue gravity currents. *Earth and Planetary Science Letters* 297: 471–480.
- Cebriá, J.M., Martiny, B.M., López-Ruiz, J., Morán-Zenteno, D.J., 2011. The Parícutin calc-alkaline lavas: New geochemical and petrogenetic modelling constraints on the crustal assimilation process. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201: 113–125.
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., Gehrels, G., 2011. Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc. *Geological Society of America Bulletin* 123: 1776–1797. doi:10.1130/B30057.1.
- Chase, A.F., Chase, D.Z., Fisher, C.T., Leisz, S.J., Weishampel, J.F., 2012. Geospatial revolution and remote sensing LiDAR in Mesoamerican archaeology. *Proceedings of the American Academy of Science* 109(32): 12916–12921. <https://doi.org/10.1073/pnas.1205198109>
- Chevrel, M.O., Platz, T., Hauber, E., Baratoux, D., Lavallée, Y., Dingwell, D.B., 2013. Lava flow rheology: A comparison of morphological and petrological methods. *Earth and Planetary Science Letters* 384:109–120. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.022>
- Chevrel, M.O., Cimarelli, C., deBiasi, L., Hanson, J.B., Lavallée, Y., Arzilli, F., Dingwell, D.B., 2015. Viscosity measurements of crystallizing andesite from Tungurahua volcano (Ecuador). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 16: 870–889. <https://doi.org/10.1002/2014GC005661>
- Chevrel, M.O., Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., 2016a. The AD 1250 El Metate shield volcano (Michoacán): Mexico's most voluminous Holocene eruption and its significance for archeology and hazards. *The Holocene* 26(3): 471–488. <https://doi.org/10.1177/0959683615609757>
- Chevrel, M.O., Guilbaud, M.N., Siebe, C., 2016b. 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): 1–32. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1020-9>
- Chevrel, M.O., Harris, A.J.L., James, M.R., Calabrò, L., Gurioli, L., Pinkerton, H., 2018. The viscosity of pāhoehoe lava: in situ syn-eruptive measurements from Kilauea, Hawaii. *Earth and Planetary Science Letters* 493: 161–171. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.028>
- Chevrel, M.O., Pinkerton, H., Harris, A.J.L., 2019. Measuring the viscosity of lava in the field: A review. *Earth-Science Reviews* 196: 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.024>



- Cimarelli, C., Costa, A., Mueller, S., Mader, H.M., 2011. Rheology of magmas with bimodal crystal size and shape distributions: Insights from analog experiments. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 12:1–14. <https://doi.org/10.1029/2011GC003606>
- Cioni, R., Funedda, A., 2005. Structural geology of crystal-rich, silicic lava flows: A case study from San Pietro Island (Sardinia, Italy). En: Manga, M., Ventura, G. (Eds.), Kinematics and dynamics of lava flows, Geological Society of America Special Paper 396: 1–14. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2396-5.1>
- Connor, C.B., Conway, F.M., 2000. Basaltic Volcanic Fields. En: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, CA: 331–343.
- Conte, G., Urrutia-Fucugauchi, J., Goguitchaichvili, A., Soler-Arechalde, A.M., Morton-Bermea, O., 2004. Paleomagnetic study of lavas from the Popocatepetl volcanic region, central Mexico. *International Geology Review* 46: 210–225. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.3.210>
- Coppola, D., Laiolo, M., Franchi, A., Massimetti, F., Cigolini, C., Lara, L.E., 2017. Measuring effusion rates of obsidian lava flows by means of satellite thermal data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 347: 82–90. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.09.003>
- Corona-Chávez, P., Reyes-Salas, M., Garduño-Monroy, V.H., Israde-Alcántara, I., Lozano-Santa Cruz, R., Morton-Bermea, O., Hernández-Álvarez, E., 2006. Asimilación de xenolitos graníticos en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, el caso de Arócutin Michoacán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 23(2): 233–245.
- Costa, A., 2005. Viscosity of high crystal content melts: Dependence on solid fraction. *Geophysical Research Letters* 32(22): 1–5. <https://doi.org/10.1029/2005GL024303>
- Costa, A., Caricchi, L., Bagdassarov, N., 2009. A model for the rheology of particle-bearing suspensions and partially molten rocks. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 10: 1525–2027.
- De Cserna, Z., De la Fuente-Duch, M., Palacio-Neto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L.M., Mota-Palomino, R., 1988. Estructura geológica, gravimétrica y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México. *Boletín del Instituto de Geología UNAM* 104, 71 pp.
- De Silva, S.L., Self, S., Francis, P.W., Drake, R.E., Ramirez, C.R., 1994. Effusive silicic volcanism in the Central Andes: the Chao dacite and other younger lavas of the Altiplanoe Puna Volcanic complex. *Journal of Geophysical Research* 99(B9): 17,805–17,825. <https://doi.org/10.1029/94JB00652>
- De Silva, S.L., Lindsay, J.M., 2015. Primary Volcanic Landforms. En: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H. y Stix, J. (Eds.), *The Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, CA: 273–297.
- Deardorff, N.D., Cashman, K.V., 2012. Emplacement conditions of the c. 1,600-year bp Collier Cone lava flow, Oregon: a LiDAR investigation. *Bulletin of Volcanology* 74(9): 2051–2066. <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0650-9>
- Del Gaudio, P., Ventura, G., Taddeucci, J., 2013. The effect of particle size on the rheology of liquid-solid mixtures with application to lava flows: Results from analogue experiments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14(8):2661–2669. <https://doi.org/10.1002/ggge.20172>
- Deligne, N.I., Conrey, R.M., Cashman, K.V., Champion, D.E., Amidon, W.H., 2016. Holocene volcanism of the upper McKenzie River catchment, central Oregon Cascades, USA. *Geological Society of America Bulletin*, 128(11-12): 1618–1635. <https://doi.org/10.1130/B31405.1>
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 2(2): 172-187.
- Demant, A., 1981. Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Revista del Instituto de Geología UNAM* 5: 217–222.
- DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 53(2): 189–202. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90153-9)
- Dietterich, H.R., Cashman, K.V., 2014. Channel networks within lava flows: Formation, evolution, and implications for flow behavior. *Journal of Geophysical Research Earth Surf.* 119, 1704–1724. <https://doi.org/10.1002/2014JF003103>
- Dietterich, H.R., Downs, D.T., Stelten, M.E., Zahran, H., 2018. Reconstructing lava flow emplacement histories with rheological and morphological analyses: the Harrat Rahat volcanic field, Kingdom of Saudi Arabia. *Bulletin of Volcanology* 80(12): 1–23. <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1259-4>
- Espinasa-Pereña, R. 2012. Historia de la actividad del volcán Popocatepetl, 17 años de erupciones. *CENAPRED*, México. 69 pp.
- Espinasa-Pereña, R., Martín Del Pozzo, A.L., 2006. Morphostratigraphic evolution of Popocatepetl volcano, México. En: Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre-Díaz, G.J. (eds.), Neogene-Quaternary continental margin



- volcanism: A perspective from Mexico. *Geological Society of America Special Paper* 402: 101–123. <https://doi.org/10.1130/SPE402>
- Estrella, N., Morgado, A., Escudero, A.H., Abrego, H., Muñiz, I., Lima, J., Martínez, N., Santos, R., 2009. Diagnóstico de la producción de artesanías en San Nicolás de los Ranchos: Las últimas manos que tallan la piedra. En: Martínez, R., Rojo, G.E., Reyna, A., Ramírez, B. (eds.), *Diagnóstico Social Comunitario. Serie: Las Ciencias Sociales. Universidad Autónoma Indígena de México/Universidad Autónoma de Sinaloa/Colegio de Postgraduados-Puebla, México*: 353–376.
- Ferrari, L., 1995. Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California. *Geology* 23 (8): 751–754.
- Ferrari, L., 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 53: 84–92.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Tibaldi, A., 1990. Plio-Quaternary tectonics of the central Mexican Volcanic Belt and some constraints on its rifting mode. *Geofísica Internacional* 29: 5–18.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S., Castillo, D., Romero, F., 1994a. Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco Block. *Geofísica Internacional* 33: 139–151.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquaré, G., Tibaldi, A., 1994b. Volcanic and tectonic evolution of Central Mexico: Oligocene to Present. *Geofísica Internacional* 33: 91–106.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., 2000. Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic–Zacoalco rift revised. En: Aguirre-Díaz, G., Delgado-Granados, H., Stock, J. (Eds.), *Geological Society of America Special Paper: Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico* 334, pp. 42–64.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, M.T., Manea, V., Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* 522/523: 122–149.
- Fink, J., 1980. Surface folding and viscosity of rhyolite flows. *Geology* 8: 250–254.
- Fink, J.H., Zimbelman, J., 1990. Longitudinal variations in rheological properties of lavas: Puu Oo basalt flows, Kilauea Volcano, Hawaii. En: Fink, J. (Ed.), *Lava Flows and Domes. Springer-Verlag, Berlin*, pp. 159–173.
- Fisher, C.T., Cohen, A.S., Fernández-Díaz, J.C., Leisz, S.J., 2017. The application of airborne mapping LiDAR for the documentation of ancient cities and regions in tropical regions. *Quaternary International* 448: 129–138. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.08.050>
- Fisher, C.T., Leisz, S.J., 2013. New perspectives on Purépecha urbanism through the use of LiDAR at the site of Angamuco. En: Comer, D.C., Harrower, M.J. (Eds.): *Mapping archaeological landscapes from space. Springer Briefs in Archaeology* 5: 199–210. https://doi.org/10.1007/978-1-4614-6074-9_16
- Flores-Covarrubias, L., 1945. Cálculos para la determinación de la altura del cono del volcán del Parícutin. El Parícutin: México, D.F., UNAM: 19–20.
- Forest, M. Costa, L. Pereira, G., 2018. Le collectif face au big data: interprétation partagée et retro-validation des données LiDAR du site d'El Infiernillo, Michoacán, Mexique. *Archéologies numériques, OpenScience* 1(2): 1–15. <https://doi.org/10.21494/ISTE.OP.2018.0298>
- Fries, C., 1960. Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. *Boletín del Instituto de Geología UNAM* 60, 236 pp.
- Fries, C., 1966. Hoja Cuernavaca 14Q–h(8), Resumen de la geología de la hoja Cuernavaca, Estados de Morelos, México, Guerrero y Puebla: México, D.F. *Instituto de Geología UNAM, Carta Geológica de México, Serie 1:100 000. Mapa con texto.*
- Fulcher, G.S., 1925. Analysis of recent measurements of the viscosity of glasses. *Journal of the American Ceramic Society* 8, 339–355.
- García-Tovar, G.P., Martínez-Serrano, R.G., 2011. Geología y geoquímica de las lavas pleistocénicas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 28(2): 301–322.
- Gardner, J.E., Rutherford, M., Carey, S., Sigurdsson, H., 1995. Experimental constraints on pre-eruptive water contents and changing magma storage prior to explosive eruptions of Mount St. Helens volcano. *Bulletin of Volcanology* 57(1): 1–17. <https://doi.org/10.1007/BF00298703>
- Garduño-Monroy, V., Spinnler, J., Ceragioli, E., 1993. Geological and structural study of the Chapala Rift, state of Jalisco, Mexico. *Geofísica Internacional* 32: 487–499.
- Garduño-Monroy, V., Arreygue-Rocha, E., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Torres, G., 2001. Efectos de las fallas asociadas a sobreexplotación de acuíferos y la presencia de fallas potencialmente sísmicas en Morelia, Michoacán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 18: 37–54.
- Garduño-Monroy, V.H., Pérez-López, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua, M.A., Szykaruk, E., Hernández-Madrigal, V.M., García-Zepeda, M.L., Corona-Chávez, P., Ostroumov, M., Medina-Vega,



- V.H., García-Estrada, G., Carranza, O., López-Granados, E., Mora-Chaparro, J.C., 2009. Paleoseismology of the southwestern Morelia–Acambay fault system, central Mexico. *Geofísica Internacional* 48(3): 319–335.
- Gauthier, F., 1973. Field and laboratory studies of the rheology of Mount Etna lava. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 274: 83–98.
- Ghiorso, M.S., Evans, B.W., 2008. Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe-Ti two-oxide geothermometer and oxygen-barometer. *American Journal of Science* 308: 957–1039. <http://dx.doi.org/10.2475/09.2008.01>
- Gill, J.B., 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Berlin, Heidelberg, and New York, Springer-Verlag, 390 pp.
- Giordano, D., Russell, J.K., Dingwell, D.B., 2008. Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters* 271: 123–134.
- Goff, F., Love, S.P., Warren, R.G., Counce, D., Obenholzner, J., Siebe, C., Schmidt, S.C., 2001. Passive infrared remote sensing evidence for large, intermittent CO₂ emissions at Popocatepetl volcano, Mexico. *Chemical Geology*, 177(1-2): 133-156.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. Volumen conmemorativo del centenario. *Temas Selectos de la Geología Mexicana. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 57(3): 227–283.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Rincón-Herrera, N.E., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., Iriondo, A., 2008. The origin of a primitive trondhjemite from the Trans-Mexican Volcanic Belt and its implications for the construction of a modern continental arc. *Geology* 36 (6): 471–474.
- Gómez-Vasconcelos, M.G., Garduño-Monroy, V.H., Macías, J.L., Layer, P.W., Benowitz, J.A., 2015. The Sierra de Mil Cumbres, Michoacán, México: Transitional volcanism between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301: 128–147.
- Gómez-Vázquez, A., De la Cruz-Reyna, S., Mendoza-Rosas, A.T., 2016. The ongoing dome emplacement and destruction cyclic process at Popocatepetl volcano, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 78(9): p.58.
- Griffiths, R.W., 2000. The dynamics of lava flows. *Annual Review of Fluid Mechanics* 32:477–518. <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.32.1.477>
- Guest, J.E., Kilburn, C.R.J., Pinkerton, H., Duncan, A.M., 1987. The evolution of lava flow-fields: observations of the 1981 and 1983 eruptions of Mount Etna, Sicily. *Bulletin of Volcanology* 49: 527–540.
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Salinas, S., 2009. Excursions to Parícutin and Jorullo (Michoacán), the youngest volcanoes of the Trans-Mexican Volcanic Belt. A commemorative fieldtrip on the occasion of the 250th anniversary of Volcán Jorullo's birthday on September 29, 1759. *Impretei S.A., México, D.F.*, 31 p.
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V.H., Le Corvec, N., 2011. Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo Volcano region, Michoacán, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201: 97–112. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.09.005>
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., 2012. Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Paruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 74(5): 1187–1211. <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0594-0>
- Harris, A.J.L., Flynn, L., Matias, O., Rose, W.I., 2002. The thermal stealth flows of Santiaguito dome, Guatemala: implications for the cooling and emplacement of dacitic block-lava flows. *GSA Bulletin* 114 (5): 533–546. <https://doi.org/10.1130/0016-7606>.
- Harris, A.J.L., Flynn, L.P., Matias, O., Rose, W.I., Cornejo, J., 2004. The evolution of an active silicic lava flow field: an ETM+ perspective. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 135: 147–168.
- Harris, A.J.L., Dehn, J., Patrick, M., Calvari, S., Ripepe, M., Lodato, L., 2005. Lava effusion rates from hand-held thermal infrared imagery: an example from the June 2003 effusive activity at Stromboli. *Bulletin of Volcanology* 68: 107–117.
- Harris, A.J.L., Rowland, S.K., 2015. Lava Flows and Rheology. En: Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, pp.321–342. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00017-1>
- Hasenaka, T., 1986. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico. Berkeley, CA. *University of California*. Tesis doctoral, 171 pp.
- Hasenaka, T., 1994. Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 63: 13–31. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90016-7](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90016-7)
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 25: 104–124. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90007-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90007-1)



- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1987. The cinder cones of Michoacan–Guanajuato, central México –petrology and chemistry: *Journal of Petrology* 28: 241-269. <https://doi.org/10.1093/petrology/28.2.241>
- Hawkesworth, C.J., O'Nions, R.K., Pankhurst, R.J., Hamilton, P.J., Evensen, N.M., 1977. A geochemical study of island-arc and back-arc tholeiites from the Scotia Sea. *Earth and Planetary Science Letters* 36 (2): 253–262. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111<1550:MBEIAL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<1550:MBEIAL>2.3.CO;2)
- Hui, H., Zhang, Y., 2007. Toward a general viscosity equation for natural anhydrous and hydrous silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 403–416.
- Hulme, G., 1974. The interpretation of lava flow morphology. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 39: 361–383.
- Hunt, J.A., Pyle, D.M., Mather, T.A., 2019. The geomorphology, structure, and lava flow dynamics of peralkaline rift volcanoes from high-resolution digital elevation models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 20(3): 1508–1538. <https://doi.org/10.1029/2018GC008085>
- 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: 523-548.
- Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V.H., 1999. Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting: the evolution of the Late Neogene Cuitzeo basin system (central western Mexico, Michoacán). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 151: 209–227.
- 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. <https://doi.org/10.1080/14786442508634662>
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A., 1989. Tectonics and volcanism in Central Mexico: a Landsat Thematic Mapper Perspective. *Remote Sensing of Environment* 28: 273–286.
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A., 1990. Neotectonics in Central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 64: 187–210.
- Kilburn, C.R.J., 2015. Lava Flow Hazards and Modeling. En: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H. y Stix, J. (Eds.), *The Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, CA: 957–969.
- Kilburn, C.R.J., Lopes, R., 1991. General patterns of flow field growth: Aa and blocky lavas. *Journal of Geophysical Research* 96(B12): 19721–19732. <https://doi.org/10.1029/91JB01924>
- Knudson, J.G., Katz, D.L., 1958. Fluid Dynamics, Heat Transfer. McGraw-Hill, pp. 81–82.
- Krieger, I.M., Dougherty, T.J., 1959. A mechanism for non-Newtonian flow in suspensions of rigid spheres. *Journal of Rheology* 3: 137–152. <https://doi.org/10.1122/1.548848>
- Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., 2015. Late Pleistocene Alberca de Guadalupe maar volcano (Zacapu basin, Michoacán): Stratigraphy, tectonic setting, and paleo-hydrogeological environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 304: 214–236. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.003>
- Kshirsagar P, Siebe C, Guilbaud, M.N., Salinas, S., 2016. Geological and environmental controls on the change of eruptive style (phreatomagmatic to Strombolian-effusive) of Late Pleistocene El Caracol tuff cone and its comparison with adjacent volcanoes around the Zacapu basin (Michoacán, México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 318: 114–133. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.03.015>
- Langridge, R., Weldon, R., Moya, J., Suárez, G., 2000. Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay–Tixmadejé fault, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geophysical Research* 105: 3019–3037. doi:10.1029/1999JB900239.
- Larocque, A.C.L., Stimac, J.A., Siebe, C., 1998. Metal-residence sites in lavas and tuffs from Volcán Popocatepetl, Mexico: Implications for metal mobility in the environment. *Environmental Geology* 33(2-3): 197–208.
- Larrea, P., Salinas, S., Widom, E., Siebe, C., Abbitt, R.J.F., 2017. Compositional and volumetric development of a monogenetic lava flow field: The historical case of Paricutin (Michoacán, Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 348: 36–48. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.10.016>
- Larrea, P., Larrea, P., Widom, E., Siebe, C., Salinas, S., Kuentz, D., 2019. A re-interpretation of the petrogenesis of Paricutin volcano: Distinguishing crustal contamination from mantle heterogeneity. *Chemical Geology* 504: 66–82. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.10.026>
- Lavallée, Y., Hess, K.U., Cordonnier, B., Dingwell, D.B., 2007. Non-Newtonian rheological law for highly crystalline dome lavas. *Geology* 35: 843–846.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali– silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745–750.
- Lefler, E., 2011. Genauigkeitsbetrachtung bei der Ermittlung rheologischer Parameter von Lavaströmen aus Fernerkundungsdaten. Berlín, Alemania. *Freie Universität Berlin*. Tesis de licenciatura, 68 pp.



- Le Maitre, R.W., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Blackwell*, 193 pp.
- Le Maitre, R.W., 2002. Igneous Rocks: a Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge. *Cambridge University Press*, 236 pp.
- Lescinsky, D.T., Skoblenick, S.V., Mansinha, L., 2007. Automated identification of lava flow structures using local Fourier spectrum of digital elevation data. *Journal of Geophysical Research* 112: B05212. <http://dx.doi.org/10.1029/2006JB004263>.
- Leshner, C.E., Spera, F.J., 2015. Thermodynamic and Transport Properties of Silicate Melts and Magma. En: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H. y Stix, J. (Eds.), *The Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, CA: 113–141.
- Lev, E., Spiegelman, M., Wysocki, R.J., Karson, J.A., 2012. Investigating lava flow rheology using video analysis and numerical flow models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 247–248: 62–73. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.08.002>
- Lipman, P.W., Banks, N.G., Rhodes, J.M., 1985. Degassing-induced crystallization of basaltic magma and effects on lava rheology. *Nature* 317: 604–607.
- Luhr, J.F., 2002. Petrology and geochemistry of the 1991 and 1998–1999 lava flows from Volcán de Colima, México: Implications for the end of the current eruptive cycle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 117: 169–194. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00243-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00243-3)
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., 1982. The Colima Volcanic Complex, Mexico. III. Ash- and scoria-fall deposits from the upper slopes of Volcán Colima. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80: 262–275.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., 1985. Jorullo volcano, Michoacán, Mexico (1759–1774): The earliest stages of fractionation in calc-alkaline magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 90(2–3): 142–161. <https://doi.org/10.1007/BF00378256>
- Luhr, J.F., Simkin, T., 1993. Parícutin: The Volcano Born in a Mexican Cornfield. *Geoscience Press*, 427 pp.
- MacDonald, G.A., 1953. Pahoehoe, aa, and block lava. *American Journal of Science* 251: 169–191. <https://doi.org/10.2475/ajs.251.3.169>
- Macías, J.L., 2005. Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen conmemorativo del centenario. Temas Selectos de la Geología Mexicana, 57(3): 379–424.
- Macías, J.L., Siebe, C., 2005. Popocatepetl's crater filled to the brim: Significance for hazard evaluation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 141: 327–330. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.10.005>.
- Macías, J.L., Carrasco, G., Delgado H., Martín Del Pozzo, A.L., Siebe, C., Hoblitt, R., Sheridan, M.F., Tilling, R.I., 1995. Mapa de peligros volcánicos del Popocatepetl. Publicación Especial del Instituto de Geofísica, UNAM. México, D.F.
- Macías, J.L., Arce, J.L., García-Tenorio, F., Layer, P.W., Rueda, H., Reyes-Agustín, G., López-Pizaña, F., Avellán, D., 2012. Geology and geochronology of Tláloc, Telapón, Iztaccihuatl, and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, central Mexico. *Geological Society of America Field Guide* 25:163–193. [http://dx.doi.org/10.1130/2012.0025\(08\)](http://dx.doi.org/10.1130/2012.0025(08)).
- Mangler, M., Prytulak, J., Gisbert, G., Delgado-Granados, H., Petrone, C., 2019. Interplinian effusive activity at Popocatepetl volcano, Mexico: New insights into evolution and dynamics of the plumbing system. *Volcanica* 2(1):45–72. <https://doi.org/10.30909/vol.02.01.4572>
- Manley, C.R., 1996. Physical volcanology of a voluminous rhyolite lava flow: the Badlands lava, Owyhee Plateau, southwestern Idaho. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 71: 129–153.
- Mares-Tepanhaya, R.U., 2014. Caracterización geoquímica y gemológica de los granates del skarn de la Sierra de Tlayca. (Morelos). (Tesis de Licenciatura). *Facultad de Ingeniería, UNAM*, 71 pp.
- Martin Del Pozzo, A.L., Alatorre-Ibargüengoitia, M., Arana-Salinas, L., Bonasia, R., Capra, L., Cassata, W., Córdoba, G., Cortés, J., Delgado-Granados, H., Ferrés, M.D., Fonseca, R., García, J.A., Gisbert, G., Guerrero, D.A., Jaimes, M.C., Macías, J.L., Nieto, J., Nieto, A., Paredes, P.A., Portocarrero, J., Renne, P., Rodríguez Espinosa, D.M., Salinas, S., Siebe, C., Tellez, E., 2017. Estudios geológicos y actualización del mapa de peligros del volcán Popocatepetl. Memoria técnica del mapa de peligros del volcán Popocatepetl. *Monografías del Instituto de Geofísica, UNAM*. 160 pp.
- Martínez-Reyes, J., Nieto-Samaniego, A., 1990. Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México. *Revista Instituto de Geología UNAM* 9: 33–50.



- Mazzarini, F., Ferrari L., Isola I., 2010. Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacan-Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 486: 55–64.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- McKay, M.E., Rowland, S.K., Mougini-Mark, P.J., Garbeil, H., 1998. Thick lava flows of Karisimbi Volcano, Rwanda: insights from SIR-C interferometric topography. *Bulletin of Volcanology* 60: 239–251.
- Millon, R., 1994. Teotihuacán. *Scientific American, Special Issue on Ancient Cities* 5-1: 138–148.
- Miyamoto, H., Papp, K.R., 2004. Rheology and topography control the path of a lava flow: Insight from numerical simulations over a pre-existing topography. *Geophysical Research Letters* 31(16):1–4. <https://doi.org/10.1029/2004GL020626>
- Moore, H.J., 1987. Preliminary estimates of the rheological properties of 1984 Mauna Loa lava. *USGS Professional Paper* 1350: 1569-1588.
- Murase, T., McBirney, A., 1973. Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. *Geological Society of America Bulletin* 84: 3563–3592.
- Nakada, S., Primulyana, S., Zainuddin, A., Kartadinata, N., Prambada, O., Andreastuti, S., 2017. Growth of the lava complex at Sinabung. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 382: 120-136. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.06.012>.
- Nance, R.D., Miller, B.V., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Dostal, J., 2006. Acatlán Complex, southern Mexico: record spanning the assembly and breakup of Pangea. *Geology* 34: 857–860.
- Naranjo, J.A., Sparks, R.S.J., Stasiuk, M.V., Moreno, H., Ablay, G.J., 1992. Morphological, structural and textural variations in the 1988–1990 andesite lava of Lonquimay Volcano, Chile. *Geological Magazine* 12(6): 657–678. <https://doi.org/10.1017/S0016756800008426>
- Navarro-Ochoa, C., Gavilanes-Ruiz, J.C., Cortes-Cortes, A., 2002. Movement and emplacement of lava flows at Volcan de Colima, Mexico: November 1998-February 1999. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 117: 155–167.
- Nelson, S., 1980. Geology and petrology of Volcán Ceboruco, Nayarit, México. *Geological Society of America Bulletin* 91: 2290–2431.
- Nguyen, C.T., Gonnermann, H.M., Houghton, B.F., 2014. Explosive to effusive transition during the largest volcanic eruption of the 20th century (Novarupta 1912, Alaska). *Geology* 42(8): 703–706. <https://doi.org/10.1130/G35593.1>
- Nichols, R.L., 1939. Viscosity of lava. *Journal of Geology* 47: 290–302.
- Nixon, G., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geological Society of America Bulletin* 93: 514–523.
- Nixon, G., 1988a. Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccíhuatl volcano, México: I. Disequilibrium phenocrysts assemblages as indicators of magma chamber processes. *Journal of Petrology*, 20: 213–264.
- Nixon, G., 1988b. Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccíhuatl volcano, México: II. Chemical stratigraphy, magma mixing, and the composition of basaltic magma influx. *Journal of Petrology* 29: 265–303.
- Nixon, G.T., 1989. The geology of Iztaccíhuatl Volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. *Geological Society of America, Special Paper* (219): 1–58.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology* 23: 1127–1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías Herrera, M., Dávalos Elizondo, M.G., 2008. On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 25: 346–36.
- Osorio-Ocampo, S., Macías, J.L., Pola, A., Cardona-Melchor, S., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V.H., Layer, P.W., García-Sánchez, L., Pertou, M., Benowitz, J., 2018. The eruptive history of the Pátzcuaro Lake area in the Michoacán Guanajuato Volcanic Field, central México: Field mapping, C-14 and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 358: 307–328. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.06.003>
- Ownby, S., Delgado-Granados, H., Lange, R.A., Hall, C., 2007. Volcán Tancítaro, Michoacán, Mexico, ⁴⁰Ar/³⁹Ar constraints on its history of sector collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 161: 1–14.
- Ownby, S.E., Lange, R.A., Hall, C.M., Delgado-Granados, H., 2011. Origin of andesite in the deep crust and eruption rates in the Tancítaro–Nueva Italia region of the central Mexican arc. *GSA Bulletin* 123(1–2): 274–294. <https://doi.org/10.1130/B30124.1>



- Pacheco, J., Mortera-Gutiérrez, C., Delgado-Granados, H., Singh, S., Valenzuela, R., Shapiro, N., Santoyo, M., Hurtado, A., Barrón, R., Gutiérrez-Moguel, E., 1999. Tectonic significance of an earthquake sequence in the Zacoalco half-graben, Jalisco, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 557–565. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00039-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00039-5).
- Pallister, J.S., Hoblitt, R.P., Reyes, A.G., 1992. A basalt trigger for the 1991 eruptions of Pinatubo volcano? *Nature* 356: 426–428. <https://doi.org/10.1038/356426a0>.
- Pallister, J.S., Hoblitt, R.P., Meeker, G.P., Knight, R.J., Siems, D.F., 1996. Magma mixing at Mount Pinatubo: Petrographic and chemical evidence from the 1991 deposits. En: Newhall, C., Punonhayan, R. (eds.), *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mt. Pinatubo*, University of Washington Press, Seattle, Washington: 687–731.
- Pallister, J., Wessels, R., Griswold, J., McCausland, W., Kartadinata, N., Gunawan, H., Budianto, A., Primulyana, S., 2019. Monitoring, forecasting collapse events, and mapping pyroclastic deposits at Sinabung volcano with satellite imagery. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 382, 149–163. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.05.012>
- Panfil, M.S., Gardner, T.W., Hirth, K.G., 1999. Late Holocene stratigraphy of the Tetimpa archaeological sites, northeast flank of Popocatepetl volcano, Central Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 111: 204–218.
- Pardo M., Suárez G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research* 100 (B7): 12357–12373.
- Pasquaré, G., Vezzoli, L., Zanchi, A., 1987. Morphological and structural model of the Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional* 26: 159–176.
- Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A., Ferrari, M., 1988. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 146: 353–364. doi:10.1016/0040-1951(88)90099-6.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991. Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacan. *Geological Society of America Map and Chart Series*, MCH 072, 22 pp.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63–81.
- Pérez-Orozco, J.D., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V.H., Avellán, D.R., 2018. Felsic-intermediate magmatism and brittle deformation in Sierra del Tzirate (Michoacán Guanajuato Volcanic Field). *Journal of South American Earth Sciences* 85: 81–96. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.04.021>
- Pinkerton, H., 1987. Factor affecting the morphology of lava flows. *Endeavour* 11, 73–79.
- Pinkerton, H., Norton, G., 1995. Rheological properties of basaltic lavas at sub-liquidus temperatures: laboratory and field measurements on lavas from Mount Etna. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 68: 307–323.
- 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: 167–182.
- Pinkerton, H., Sparks, R.S.J., 1978. Field measurements of the rheology of lava. *Nature* 276: 383–385.
- Pinkerton, H., Wilson, L., 1994. Factor controlling the lengths of channel-fed lava flows. *Bulletin of Volcanology* 6, 108–120.
- Pinkerton, H., Herd, R.A., Kent, R.M., Wilson, L., 1995. Field measurements of the rheological properties of basaltic lavas. *Abstracts of the Lunar and Planetary Science Conference* (26): 1127–1128.
- Pioli, L., Erlund, E., Johnson, E., Cashman, K., Wallace, P., Rosi, M., Delgado Granados, H., 2008. Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: the eruption of Parícutin Volcano 1943–1952 (Mexico). *Earth Planet. Sci. Lett.* 271(1–4): 359–368. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.04.026>
- Pistone, M., Caricchi, L., Ulmer, P., Burlini, L., Ardia, P., Reusser, E., Marone, F., Arbaret, L., 2012. Deformation experiments of bubble- and crystal-bearing magmas: Rheological and microstructural analysis. *Journal of Geophysical Research* 117(B5): 1–39. <https://doi.org/10.1029/2011JB008986>
- Plunket, P., Uruñuela, G., 1998. Preclassic household patterns preserved under volcanic ash at Tetimpa, Puebla, Mexico. *Latin American Antiquity* 9(4): 287–309.
- Plunket P., Uruñuela G., 1999. Pueblos sin memoria: lecciones del Popocatepetl. *Cuicuilco* 5(14): 11–25.
- Plunket P., Uruñuela G., 2000. The Quick and the Dead: Decision Making during the Abandonment of Tetimpa. *Mayab* 13: 78–87
- Plunket P., Uruñuela G., 2005. Recent research in Puebla prehistory. *Journal of Archaeological Research* 13: 89–127.
- Plunket, G., Uruñuela, P., 2009. El Popocatepetl y la legendaria lluvia de fuego. En: Vela, E. (Ed.), *Los volcanes de México*. *Arqueología Mexicana* 16(95): 59–63.



- Plunket, G., Uruñuela, P., 2016. Las maquetas de montes-deidades de amaranto del Posclásico. ¿Una tradición ancestral? En: Vela, E. (Ed.), *Amaranto. Fuente de la "alegría"*. *Arqueología Mexicana* 23(138): 40–45.
- Putirka, K., 2005. Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist* 90: 336–346. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1449>
- Putirka, K.D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69(1): 61–120. <http://dx.doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>.
- Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Walker, D., 1996. Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123: 92–108. <https://doi.org/10.1007/s004100050145>
- Putirka, K., Ryerson, F.J., Mikaelian, H., 2003. New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene + liquid equilibria. *American Mineralogist* 88: 1542–1554.
- Quane, S., Russell, J.K., 2005. Welding: Insights from high-temperature analogue experiments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142: 67–87.
- Quintero-Legorreta, O., Michaud, F., Bourgois, J., Barrier, E., 1992. Evolución de la frontera septentrional del bloque Jalisco, México, desde hace 17 Ma. *Revista del Instituto de Geología UNAM* 10: 111–117.
- Ramírez-Urbe, I., 2017. Geología y aspectos arqueológicos del volcán monogenético Rancho Seco y estructuras volcánicas vecinas (Michoacán, México). Tesis de licenciatura, Ciudad de México, *Universidad Nacional Autónoma de México*, 99 pp.
- Ramírez-Urbe, I., Siebe, C., Salinas, S., Guilbaud, M.N., Layer, P., Benowitz, J., 2019. ¹⁴C and ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar radiometric dating and geologic setting of young lavas of Rancho Seco and Mazcuta volcanoes hosting archaeological sites at the margins of the Pátzcuaro and Zacapu lake basins (central Michoacán, Mexico), *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (En prensa). <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.106674>
- Reardon, S. 2018. Hawaii volcano holds clues to other eruptions. *Nature* 557: 477. <https://doi.org/10.1038/d41586-018-05206-w>
- Reyes-Guzmán, N., Siebe, C., Chevrel, M.O., Guilbaud, M.N., Salinas, S., Layer, P., 2018. Geology and radiometric dating of Quaternary monogenetic volcanism in the western Zacapu lacustrine basin (Michoacán, México): implications for archeology and future hazard evaluations. *Bulletin of Volcanology*, 80(2): 1–18. <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1193-5>
- Roberge J, Delgado-Granados H, Wallace PJ (2009) Mafic magma recharge supplies high CO₂ and SO₂ gas fluxes from Popocatepetl volcano, Mexico. *Geology* 37: 107–110. <https://doi.org/10.1130/G25242A.1>
- Robin, C., 1984. Le volcan Popocatepetl (Mexique): Structure, evolution pétrologique et risques. *Bulletin of Volcanology* 47(1): 1–23. <https://doi.org/10.1007/BF01960537>
- Robin, C., Boudal, C., 1987. A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern Volcan Popocatepetl. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 31: 115–130. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(87\)90009-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(87)90009-6)
- Robin, C., Camus, G., Gourgau, A., 1991. Eruptive and magmatic cycles at Fuego de Colima volcano (México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 45: 209–225.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V., Urrutia-Fucugauchi, J., 1996. Continental boundaries of the Jalisco Block in the Pliocene–Quaternary kinematics of western Mexico. *Geology* 24: 921–924. [doi:10.1130/0091-7613\(1996\)024b0921:CBOTJBN2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024b0921:CBOTJBN2.3.CO;2).
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., López-Martínez, M., Urrutia-Fucugauchi, J., 1997. Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and the triple junction area, western Mexico. *International Geology Review* 39: 125–140.
- Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., 1998. Tectonic control on the volcanosedimentary sequence of the Chapala graben, western Mexico. *International Geology Review* 40: 350–362.
- Rutherford, M.J., 2008. Magma ascent rates. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* 69: 241–271. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.7>
- Rutherford, M.J., Sigurdsson, H., Carey, S., Davis, A., 1985. The May 18, 1980 eruption of Mount St. Helens; melt composition and experimental phase equilibria. *Journal of Geophysical Research* 90: 2929–2947. <https://doi.org/10.1029/JB090iB04p02929>
- Rutherford, M.J., Devine, J.D., 1996. Preeruption pressure-temperature conditions and volatiles in the 1991 dacite magma of Mount Pinatubo. En: Newhall, C., Punonhayan, R. (eds.), *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mt. Pinatubo*, University of Washington Press, Seattle, Washington: 751–766.
- Saito, G., Kazahaya, K., Shinohara, H., Stimac, J., Kawanabe, Y., 2001. Variation of volatile concentration in a magma chamber system of Satsuma-Iwojima volcano deduced from melt inclusion analyses. *Journal of*



- Volcanology and Geothermal Research* 108(1-4): 11–31. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00276-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00276-6)
- Saito, G., Stimac, J.A., Kawanabe, Y., Goff, F., 2002. Mafic-felsic magma interaction at Satsuma-Iwojima volcano, Japan: Evidence from mafic inclusions in rhyolites. *Earth Planets Space* 54: 303–325. <https://doi.org/10.1186/BF03353030>
- Sanders, W. T., Parsons, J., Santley, R. S., 1979. The basin of Mexico. Ecological processes in the evolution of a civilization. *American Antiquity* 45(4): 884–886. <https://doi.org/10.2307/280159>
- Scaillet, B., Evans, W., 1999. The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo. I. Phase equilibria and pre-eruption P-T-fO₂-fH₂O conditions of dacite magma. *Journal of Petrology* 40(3): 381–411. <https://doi.org/10.1093/etroj/40.3.381>
- Schaaf, P., Carrasco-Núñez, G., 2010. Geochemical and isotopic profile of Pico de Orizaba (Citlaltépetl) volcano, Mexico: Insights for magma generation processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197: 108–122. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.02.016>
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J., 2005. Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology* 46(6): 1243–1282. <https://doi.org/10.1093/etrology/egi015>
- SECOFI, 1998. Mapa morfoestructural del Popocatepetl. 2 mapas.
- Seele E., 1973. Restos de Milpas y poblaciones prehispánicas cerca de San Juan Buenaventura Nealtican, Puebla. *Comunicaciones* 7: 77–86.
- Shaw, H.R., 1969. Rheology of basalt in the melting range. *Journal of Petrology* 10: 510–535.
- Shaw, H.R., Wright, T.L., Peck, D.L., Okmaura, R., 1968. The viscosity of basaltic magma: an analysis of field measurements in Makaopuhi lava lake, Hawaii. *American Journal of Science* 266: 225–264.
- Shinohara, H., 2008. Excess degassing from volcanoes and its role on eruptive and intrusive activity. *Reviews of Geophysics* 46(4): 1–31. <https://doi.org/10.1029/2007RG000244>
- Siebe, C., 2000. Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern basin of Mexico-City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 104(1–4): 45–64. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00199-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00199-2)
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., 1995a. Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatepetl: Volcán Popocatepetl, estudios realizados durante la crisis de 1994–1995. *CENAPRED*, México, pp. 195–220.
- Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Rodríguez, S., Castro, R., Delgado, H., 1995b. Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposits in east central Mexico: Implications for future hazards. *Geological Society of America*, Field Trip Guidebook 1, 47 pp.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., Obenholzner, J.H., 1996a. Repeated Volcanic Disasters in Prehispanic Time at Popocatepetl, Central Mexico: Past Key to the Future? *Geology* 24(5): 399–402. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0399:RVDIPT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0399:RVDIPT>2.3.CO;2)
- Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Obenholzner, J., 1996b. La destrucción de Cacaxtla y Cholula: Un suceso en la historia erupiva del Popocatepetl: Revista Ciencias, Facultad de Ciencias, *Universidad Nacional Autónoma de México* 43: 36–45.
- Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Rodríguez, S., Castro, R., 1997. Catastrophic eruptions at Popocatepetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdán Oriental Basin, East–Central Mexico. En: International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, General Assembly, Puerto Vallarta, Mexico. Field Trip Guidebook 4, 88 pp.
- Siebe, C., Schaaf, P., Urrutia-Fucugauchi, J., 1999. Mammoth bones embedded in a late Pleistocene lahar from Popocatepetl volcano, near Tocuila, central Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 111: 1550–1562.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004. Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico-City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 130 (3–4):197–226. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00289-0](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00289-0)
- Siebe, C., Macías, J.L., 2006. Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field. En: Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre, G. (Eds.), Neogene-Quaternary continental margin volcanism: a perspective from Mexico. *Geological Society of America Special Paper* No. 402 Boulder, Colorado: 253–329.
- Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., Chedeville-Monzo, C., 2012. Eruption of Alberca de los Espinos tuff cone causes transgression of Zacapu lake ca. 25,000 yr BP in Michoacán, Mexico. 4IMC Conference,



- Auckland, NZ. Abstract volume. *Geoscience Society of New Zealand Miscellaneous Publication* 131A: 74–75.
- Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., Kshirsagar, P., Chevrel, M.O., De la Fuente, J.R., Hernández-Jiménez, A., Godínez, L., 2014. Monogenetic volcanism of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field: Maar craters of the Zacapu basin and domes, shields, and scoria cones of the Tarascan highlands (Paracho-Paricutin region). Field Guide, Pre-meeting Fieldtrip (Nov. 13-17) for the 5th International Maar Conference (5IMC-IAVCEI), Querétaro, México, 33 pp.
- Siebe, C., Salinas, S., Arana-Salinas, L., Macías, J.L., Gardner, J., Bonasia, R., 2017. The ~23,500 y ¹⁴C BP White Pumice Plinian eruption and associated debris avalanche and Tochimilco lava flow of Popocatepetl volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 333-334: 66–95. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.01.011>
- Sosa-Ceballos, G., Gardner, J., Siebe, C., Macías, J.L., 2012. A caldera-forming eruption ~14,100 ¹⁴C yr BP at Popocatepetl volcano, México: Insights from eruption dynamics and magma mixing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 213–214: 27–40. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.11.001>
- Sosa-Ceballos, G., Gardner, J., Lassiter, J.C., 2014. Intermittent mixing processes occurring before Plinian eruptions of Popocatepetl volcano, Mexico: Insights from textural and compositional variations in plagioclase and Sr-Nd-Pb isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 167(2): 1–19. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-0966-x>
- Sosa-Ceballos, G., Macías, J.L., García-Tenorio, F., Layer, P., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Arce, J.L., 2015. El Ventorrillo, a paleostructure of Popocatepetl volcano: insights from geochronology and geochemistry. *Bulletin of Volcanology* 77: 1–20. <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0975-2>
- Stein, D.J., Spera, F.J., 1992. Rheology and microstructure of magmatic emulsions: Theory and experiments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 49: 157–174.
- Straub, S., Martín-Del Pozzo, A., 2001. The significance of phenocryst diversity in tephra from recent eruptions at Popocatepetl Stratovolcano (central Mexico): Contributions to Mineralogy and Petrology 140: 487–510.
- Suárez, G., García-Acosta, V., Gaulon, R., 1994. Active crustal deformation in the Jalisco block, Mexico: evidence for a great historical earthquake in the 16th century. *Tectonophysics* 234: 117–127. [doi:10.1016/0040-1951\(94\)90207-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90207-0).
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the ocean basins. Geological Society of London Special Publications* 42: 313–346.
- Suter, M., Quintero, O., Johnson, C.A., 1992. Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico: 1. the Venta de Bravo fault. *Journal of Geophysical Research* 97(B8): 11983–11993.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Farrar, E., 1995. The Acambay graben: active intra-arc extension in the trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Tectonics* 14 (5): 1245–1262.
- Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001. Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Bulletin* 113: 693–703.
- Takeuchi, S., 2002. Petrological study on triggering of eruptions from phenocryst-rich magma chambers. Tokyo, Japón. *Tokyo Institute of Technology*. Tesis doctoral, 112 pp.
- Takeuchi, S., 2011. Preeruptive magma viscosity: An important measure of magma eruptibility. *Chemistry and Physics of Minerals and Rocks/Volcanology* 116(B10): 1–19. <https://doi.org/10.1029/2011JB008243>
- Tanguy, J.C., 1973. The 1971 Etna eruption: petrology of the lavas. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 274: 45–53.
- Tazieff, H., 1977. An exceptional eruption: Mt. Nyiragongo, January 10th, 1977. *Bulletin of Volcanology* 40(3):1–12. <https://doi.org/10.1007/BF02596999>
- Urrutia-Fucugauchi, J., Goguitchaichvili, A., Pérez-Cruz, L., Morales, J., 2016. Archaeomagnetic Dating of the Eruption of Xitle Volcano, Basin of Mexico: Implications for the Mesoamerican Centers of Cuicuilco and Teotihuacan. *Arqueología Iberoamericana* 30: 23–29. <https://doi.org/10.5281/zenodo.1317021>
- Valentine, G.A., Gregg, T.K.P., 2008. Continental basaltic volcanoes—processes and problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177(4): 857–873. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.01.050>
- Vela, E., 2009. Los volcanes de México. *Arqueología Mexicana* 16(95): 1–88.
- Verma, S.P., Hasenaka, T., 2004. Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element geochemical constraints for a veined-mantle source of magmas in the Michoacan- Guanajuato volcanic field, west-central Mexican volcanic belt. *Geochemical Journal* 38(1): 43–65. <https://doi.org/10.2343/geochemj.38.43>



- Walker, G.P.L., 1967. Thickness and viscosity of Etnean lavas. *Nature* 213: 484–485.
- Walker, G.P.L., 1973. Lengths of lava flows. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 274, 107–118.
- Walker, G.P.L., 2000. Basaltic Volcanoes and Volcanic Systems. En: Sigurdsson, H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. y Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, CA: 283–289.
- Waters, L.E., Lange, R.A., 2015. An updated calibration of the plagioclase-liquid hygrometer-thermometer applicable to basalts through rhyolites. *American Mineralogist* 100: 2172–2184. <https://doi.org/10.2138/am-2015-5232>
- Watts, R.B., Herd, R.A., Sparks, R.S.J., Young, S.R., 2002. Growth patterns and emplacement of the andesitic lava dome at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Geological Society, London, Memoirs* 21: 115–152. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2002.021.01.06>
- Werner, C., Janik, C.J., Goff, F., Counce, D., Johnson, L., Siebe, C., Delgado, H., Williams, S., Fischer, T., 1997. Geochemistry of summit fumarole vapors and flanking thermal/mineral waters at Popocatepetl Volcano, México. Los Alamos National Laboratory Report, LA-13289-MS, 33 pp. <https://doi.org/10.2172/495722>
- Wessels, R.L., Griswold, J.P., 2014. High Resolution Satellite Remote Sensing of the 2013–2014 Eruption of Sinabung Volcano, Sumatra, Indonesia, Abstract V41B- 4804, 2014 Fall Meeting, AGU, San Francisco, CA, 14–18 Dic.
- Westrich, H.R., Gerlach, T.M., 1992. Magmatic gas source for the stratospheric SO₂ cloud from the June 15, 1991, eruption of Mount Pinatubo. *Geology* 20(10): 867–870. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0867:MGSFTS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0867:MGSFTS>2.3.CO;2)
- Wilcox, R.E., 1954. The petrology of Parícutin volcano. *U.S. Geological Survey Bulletin* 965-C: 281–354.
- Witter, J.B., Kress, V.C., Newhall, C.G., 2005. Volcán Popocatepetl, México. Petrology, magma mixing, and immediate sources of volatiles for the 1994-present eruption. *Journal of Petrology* 46(11): 2337–2366. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi058>
- Younger, Z.P., Valentine, G.A., Gregg, T.K.P., 2019. 'A'ā lava emplacement and the significance of rafted pyroclastic material: Marcath volcano (Nevada, USA). *Bulletin of Volcanology* 81: 1–50. <https://doi.org/10.1007/s00445-019-1309-6>

Páginas web

- Air Products and Chemicals, Inc. (1996 - 2018). Aplicaciones para laboratorios de analítica. Plasma de acoplamiento inductivo (ICP) e ICP con espectrómetro de masas (ICP-MS). Recuperado el 18 de diciembre de 2018, de: <http://www.carburos.com/Industries/Analytical-Laboratories/analytical-lab-applications/product-list/inductively-coupled-plasma-icp-analytical-laboratories.aspx?itemId=8E471387439C4B518218FC44F3748E3D>
- INEGI, 2018. Página del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. “Geodesia-Tecnología LiDAR”. Recuperado el 18 de diciembre de 2018, de: <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/geodesia/lidar.aspx>



Anexo 1

Tabla A1. Análisis modales de los volcanes Rancho Seco y Popocatepetl (lava Nealtican).

Muestras	Fenocristales					Microfenocristales					Vd	Vs	Total
	Plg*	Opx	Cpx	OI	Qtz	Plg	Opx	Cpx	OI	Op			
<i>Volcán Rancho Seco</i>													
PAZ-01	0.4%	—	—	—	0.2%	56.0%	1.1%	—	—	1.7%	39.9%	0.7%	100%
RS-05	—	—	—	—	0.1%	56.1%	1.0%	—	—	2.2%	38.9%	1.7%	100%
RS-08	0.1%	—	—	—	—	53.8%	7.8%	—	—	1.0%	32.5%	4.8%	100%
RS-10	—	—	—	—	—	42.1%	14.3%	1.0%	—	4.2%	38.1%	0.3%	100%
RS-06	0.3%	0.2%	—	—	—	45.1%	10.1%	0.5%	—	3.7%	38.9%	1.2%	100%
RS-09	—	—	—	—	—	55.4%	13.9%	—	—	4.5%	24.3%	1.9%	100%
RS-13	0.2%	0.2%	—	—	—	57.2%	12.1%	—	—	3.6%	25.8%	0.9%	100%
RS-04	—	—	—	—	—	54.8%	10.5%	—	—	3.8%	30.1%	0.8%	100%
RS-12	—	—	—	—	—	58.0%	10.2%	—	—	8.5%	22.0%	1.3%	100%
RS-02	0.2%	—	—	—	—	66.2%	4.1%	—	—	1.6%	25.9%	2.0%	100%
RS-01	—	—	—	—	—	41.5%	1.0%	—	—	1.2%	43.4%	12.9%	100%
RS-03	0.1%	—	—	—	—	49.2%	2.0%	—	—	1.4%	47.3%	—	100%
ZAC-12177	—	—	—	—	—	31.6%	1.5%	—	—	2.0%	50.7%	14.2%	100%
<i>Volcán Popocatepetl (lava Nealtican)</i>													
PO-09	25.1%	3.8%	0.6%	1.0%	—	18.6%	8.2%	1.1%	0.2%	4.3%	28.5%	8.6%	100%
PO-41	26.1%	3.6%	1.1%	0.3%	—	14.3%	7.1%	0.4%	—	3.6%	33.7%	9.8%	100%
PO-44	27.3%	4.5%	0.1%	—	—	9.8%	7.3%	0.8%	—	4.5%	41.9%	3.8%	100%
PO-54	24.3%	4.0%	0.6%	0.8%	—	10.8%	6.7%	0.5%	0.1%	2.8%	34.8%	14.6%	100%
PO-28	33.1%	4.8%	0.8%	0.3%	—	11.5%	6.4%	0.2%	—	3.7%	39.0%	0.2%	100%
PO-32	23.9%	3.6%	0.8%	0.5%	—	7.6%	7.1%	0.5%	—	5.3%	39.2%	11.5%	100%
PO-16	29.0%	6.2%	0.6%	0.2%	—	9.2%	6.3%	0.3%	—	3.2%	39.7%	5.3%	100%
PO-24	28.3%	5.0%	1.8%	0.4%	—	7.8%	7.0%	0.2%	—	2.8%	35.7%	11.0%	100%
PO-18	31.1%	5.3%	0.4%	—	—	9.3%	8.6%	—	—	3.9%	37.6%	3.8%	100%

*Abreviaciones: Plagioclasa (Plg), Ortopiroxeno (Opx), Clinopiroxeno (Cpx), Olivino (OI), Cuarzo (Qtz), Minerales opacos (Op), Vidrio (Vd) y Vesículas (Vs).

Se contaron más de 1000 puntos por lámina y se calcularon las proporciones modales de los fenocristales (≥ 0.3 mm) y microfenocristales (< 0.3 mm).



Tabla A2. Composiciones promedio de los vidrios y minerales de rocas de los volcanes Rancho Seco y Popocatepetl (lava Nealtican).

Muestra	Unidad de flujo	SiO ₂ (wt. %)	TiO ₂ (wt. %)	Al ₂ O ₃ (wt. %)	FeO (wt. %)	MnO (wt. %)	MgO (wt. %)	CaO (wt. %)	Na ₂ O (wt. %)	K ₂ O (wt. %)	Cr ₂ O ₃ (wt. %)	Total	n*	
<i>Volcán Rancho Seco</i>														
<i>Vidrio</i>														
RS-03	Bomba	68.81	1.36	14.93	3.38	0.1	0.46	2.91	5.08	2.97	n.a.	100.0	2	
	<i>stdev*</i>	<i>0.24</i>	<i>0.002</i>	<i>0.14</i>	<i>0.24</i>	<i>0.01</i>	<i>0.18</i>	<i>0.04</i>	<i>0.08</i>	<i>0.19</i>	—			
<i>Plagioclasas</i>														
Borde	RS-06	1	53.35	0.06	29.31	0.9	n.a.	0.07	11.5	4.56	0.25	n.a.	100.0	3
	<i>stdev*</i>		<i>1.88</i>	<i>0.02</i>	<i>0.98</i>	<i>0.11</i>	—	<i>0.02</i>	<i>1.3</i>	<i>0.61</i>	<i>0.07</i>	—		
Borde	RS-10	2	54.42	0.09	28.67	0.89	n.a.	0.07	10.87	4.59	0.4	n.a.	100.0	5
	<i>stdev*</i>		<i>0.75</i>	<i>0.02</i>	<i>0.56</i>	<i>0.07</i>	—	<i>0.01</i>	<i>0.49</i>	<i>0.19</i>	<i>0.08</i>	—		
Borde	RS-09	3	54.42	0.07	28.62	0.79	n.a.	0.07	11.06	4.59	0.37	n.a.	100.0	10
	<i>stdev*</i>		<i>0.83</i>	<i>0.02</i>	<i>0.52</i>	<i>0.11</i>	—	<i>0.01</i>	<i>0.65</i>	<i>0.43</i>	<i>0.06</i>	—		
Borde	RS-13	4	54.55	0.09	28.56	0.9	n.a.	0.07	10.59	4.83	0.4	n.a.	100.0	5
	<i>stdev*</i>		<i>1.74</i>	<i>0.02</i>	<i>1.09</i>	<i>0.05</i>	—	<i>0.02</i>	<i>1.02</i>	<i>0.51</i>	<i>0.15</i>	—		
Borde	RS-04	5	54.42	0.08	28.67	0.83	n.a.	0.06	10.82	4.78	0.34	n.a.	100.0	4
	<i>stdev*</i>		<i>0.35</i>	<i>0.01</i>	<i>0.28</i>	<i>0.05</i>	—	<i>0.01</i>	<i>0.36</i>	<i>0.18</i>	<i>0.06</i>	—		
Borde	RS-12	6	53.73	0.07	29.04	0.91	n.a.	0.06	11.19	4.67	0.34	n.a.	100.0	3
	<i>stdev*</i>		<i>0.25</i>	<i>0.01</i>	<i>0.65</i>	<i>0.06</i>	—	<i>0.01</i>	<i>0.05</i>	<i>0.23</i>	<i>0.01</i>	—		
Borde	RS-02	7	54.73	0.09	28.39	0.83	n.a.	0.09	10.75	4.71	0.41	n.a.	100.0	4
	<i>stdev*</i>		<i>2.57</i>	<i>0.03</i>	<i>1.63</i>	<i>0.1</i>	—	<i>0.01</i>	<i>1.59</i>	<i>0.61</i>	<i>0.2</i>	—		
<i>Ortopiroxenos</i>														
Borde	RS-06	1	53.15	0.33	3.11	15.18	0.34	25.89	1.89	0.1	n.a.	n.a.	100.0	8
	<i>stdev*</i>		<i>0.67</i>	<i>0.09</i>	<i>1.73</i>	<i>3.77</i>	<i>0.12</i>	<i>2.99</i>	<i>0.37</i>	<i>0.10</i>	—	—		
Borde	RS-10	2	53.07	0.42	1.41	19.14	0.44	23.57	1.91	0.03	n.a.	n.a.	100.0	4
	<i>stdev*</i>		<i>0.6</i>	<i>0.1</i>	<i>1.21</i>	<i>3.7</i>	<i>0.11</i>	<i>2.92</i>	<i>0.32</i>	<i>0.01</i>	—	—		
Borde	RS-09	3	53.68	0.38	0.99	17.79	0.39	25.08	1.67	0.02	n.a.	n.a.	100.0	6
	<i>stdev*</i>		<i>0.49</i>	<i>0.08</i>	<i>0.21</i>	<i>0.62</i>	<i>0.12</i>	<i>0.67</i>	<i>0.13</i>	<i>0.02</i>	—	—		
Borde	RS-13	4	53.25	0.32	2.59	15.36	0.36	26.62	1.47	0.03	n.a.	n.a.	100.0	7
	<i>stdev*</i>		<i>0.82</i>	<i>0.05</i>	<i>0.73</i>	<i>2.54</i>	<i>0.08</i>	<i>1.81</i>	<i>0.2</i>	<i>0.02</i>	—	—		
Borde	RS-04	5	53.33	0.36	0.93	19.9	0.39	23.26	1.79	0.05	n.a.	n.a.	100.0	2
	<i>stdev*</i>		<i>0.19</i>	<i>0.06</i>	<i>0.12</i>	<i>0.9</i>	<i>0.07</i>	<i>0.86</i>	<i>0.23</i>	<i>0.01</i>	—	—		
Borde	RS-12	6	53.83	0.35	1.76	15.09	0.41	26.85	1.69	0.03	n.a.	n.a.	100.0	6
	<i>stdev*</i>		<i>0.72</i>	<i>0.05</i>	<i>0.69</i>	<i>2.44</i>	<i>0.14</i>	<i>1.63</i>	<i>0.17</i>	<i>0.02</i>	—	—		
Borde	RS-02	7	53.27	0.41	1.59	17.53	0.38	25.04	1.75	0.03	n.a.	n.a.	100.0	3
	<i>stdev*</i>		<i>0.34</i>	<i>0.04</i>	<i>0.3</i>	<i>1.02</i>	<i>0.05</i>	<i>0.53</i>	<i>0.07</i>	<i>0.02</i>	—	—		

*Abreviaciones: Número de puntos analizados (n), desviación estándar (stdev), no analizado (n.a.)



continúa la Tabla A2...

Muestra	Unidad de flujo	SiO ₂ (wt. %)	TiO ₂ (wt. %)	Al ₂ O ₃ (wt. %)	FeO (wt. %)	MnO (wt. %)	MgO (wt. %)	CaO (wt. %)	Na ₂ O (wt. %)	K ₂ O (wt. %)	Cr ₂ O ₃ (wt. %)	Total	n*	
<u>Clinopiroxeno</u>														
Borde	RS-10	2	51.81	0.85	3.54	12.16	0.37	13.05	17.36	0.86	n.a.	n.a.	100.0	2
		stdev*	1.52	0.13	2.52	0.16	0.004	2.23	1.22	0.76	—	—		
<u>Ilmenitas</u>														
	RS-10	2	n.a.	22.39	1.51	73.04	0.5	2.2	n.a.	n.a.	n.a.	0.35	100.0	5
		stdev*	—	1.15	0.06	1.16	0.02	0.12	—	—	—	0.17		
	RS-12	6	n.a.	20.75	1.2	75.12	0.55	1.51	n.a.	n.a.	n.a.	0.87	100.0	6
		stdev*	—	1.73	0.15	1.45	0.07	0.35	—	—	—	1.07		
<i>Volcán Popocatépetl (lava Nealtican)</i>														
<u>Vidrios</u>														
	PO-09	1	72.57	0.86	13.15	3.16	0.05	0.31	1.12	3.79	5.00	n.a.	100.0	8
		stdev*	0.35	0.04	0.12	0.13	0.03	0.04	0.09	0.25	0.08	—		
	PO-41	1	74.43	0.54	13.46	1.69	0.01	0.05	0.78	4.22	4.82	n.a.	100.0	2
		stdev*	0.15	0.01	0.26	0.01	0.01	0.01	0.04	0.15	0.05	—		
	PO-18	4	75.38	0.56	12.48	1.79	0.02	0.11	0.53	3.49	5.64	n.a.	100.0	4
		stdev*	0.91	0.04	0.32	0.03	0.03	0.03	0.08	0.14	0.09	—		
<u>Olivinos</u>														
Borde	PO-09	1	38.93	n.a.	n.a.	19.87	0.31	40.88	n.a.	n.a.	n.a.	0.01	100.0	3
			0.32	—	—	1.51	0.03	1.50	—	—	—	0.01		
Centro	PO-09	1	39.75	n.a.	n.a.	15.22	0.2	44.82	n.a.	n.a.	n.a.	0.02	100.0	3
			0.32	—	—	0.56	0.04	0.19	—	—	—	0.02		
Borde	PO-41	1	39.41	n.a.	n.a.	17.59	0.22	42.76	n.a.	n.a.	n.a.	0.03	100.0	3
			0.70	—	—	2.05	0.03	2.14	—	—	—	0.02		
Centro	PO-41	1	39.7	n.a.	n.a.	15.44	0.22	44.61	n.a.	n.a.	n.a.	0.03	100.0	3
			0.16	—	—	0.21	0.02	0.08	—	—	—	0.03		
Borde	PO-54	2	38.92	n.a.	n.a.	18.87	0.24	41.95	n.a.	n.a.	n.a.	0.01	100.0	3
			0.15	—	—	0.79	0.04	0.61	—	—	—	0.01		
Centro	PO-54	2	39.7	n.a.	n.a.	15.67	0.18	44.43	n.a.	n.a.	n.a.	0.02	100.0	3
			0.33	—	—	0.68	0.04	0.53	—	—	—	0.01		
<u>Plagioclasas</u>														
Borde	PO-09	1	55.72	0.07	28.08	0.58	n.a.	0.06	10.03	5.07	0.39	n.a.	100.0	6
			2.36	0.04	1.37	0.12	—	0.03	1.69	0.83	0.11	—		
Centro	PO-09	1	56.79	0.06	27.45	0.43	n.a.	0.04	9.34	5.44	0.44	n.a.	100.0	5
			2.58	0.04	1.64	0.19	—	0.02	1.89	0.73	0.18	—		
Borde	PO-41	1	57.05	0.05	27.30	0.43	n.a.	0.04	9.21	5.52	0.41	n.a.	100.0	4
			1.89	0.02	1.13	0.06	—	0.02	1.39	0.57	0.11	—		
Centro	PO-41	1	55.05	0.04	28.58	0.4	n.a.	0.03	10.72	4.89	0.30	n.a.	100.0	2
			2.44	0.03	1.42	0.01	—	0.01	1.4	0.77	0.06	—		



continúa la Tabla A2...

	Muestra	Unidad de flujo	SiO ₂ (wt. %)	TiO ₂ (wt. %)	Al ₂ O ₃ (wt. %)	FeO (wt. %)	MnO (wt. %)	MgO (wt. %)	CaO (wt. %)	Na ₂ O (wt. %)	K ₂ O (wt. %)	Cr ₂ O ₃ (wt. %)	Total	n*
Borde	PO-54	2	57.49	0.04	27.15	0.37	n.a.	0.04	8.84	5.6	0.46	n.a.	100.0	3
			2.33	0.003	1.43	0.02	—	0.003	1.48	0.71	0.11	—		
Centro	PO-54	2	55.83	0.03	28.17	0.35	n.a.	0.04	10.13	5.08	0.36	n.a.	100.0	9
			1.49	0.03	1.03	0.07	—	0.01	1.14	0.53	0.07	—		
Borde	PO-28	3	56.69	0.04	27.46	0.48	n.a.	0.04	9.36	5.51	0.43	n.a.	100.0	6
			1.99	0.02	1.45	0.07	—	0.02	1.48	0.74	0.12	—		
Centro	PO-28	3	57.14	0.04	27.28	0.4	n.a.	0.04	8.95	5.72	0.43	n.a.	100.0	6
			1.87	0.01	1.39	0.08	—	0.01	1.48	0.78	0.11	—		
Borde	PO-32	3	55.9	0.03	28.19	0.51	n.a.	0.04	9.99	5.05	0.29	n.a.	100.0	8
			1.72	0.02	1.28	0.05	—	0.02	1.4	0.62	0.09	—		
Centro	PO-32	3	55.17	0.04	28.62	0.46	n.a.	0.05	10.47	4.94	0.27	n.a.	100.0	4
			2.92	0.03	2.00	0.09	—	0.03	2.41	1.17	0.13	—		
Borde	PO-18	4	57.08	0.04	27.43	0.44	n.a.	0.03	8.84	5.67	0.46	n.a.	100.0	7
			0.6	0.02	0.41	0.03	—	0.01	0.46	0.23	0.06	—		
Centro	PO-18	4	56.69	0.03	27.61	0.41	n.a.	0.03	9.51	5.35	0.37	n.a.	100.0	5
			1.85	0.03	1.46	0.07	—	0.01	1.46	0.73	0.09	—		
Borde	PO-16	4	57.09	0.05	27.38	0.38	n.a.	0.03	9.17	5.51	0.39	n.a.	100.0	8
			2.15	0.02	1.54	0.07	—	0.02	1.55	0.74	0.12	—		
Centro	PO-16	4	55.96	0.03	28.04	0.46	n.a.	0.03	9.91	5.19	0.38	n.a.	100.0	5
			2.26	0.01	1.66	0.07	—	0.01	1.73	0.80	0.07	—		
<i>Ortopiroxenos</i>														
Borde	PO-09	1	52.92	n.a.	0.81	22.08	0.58	22.26	1.32	0.03	n.a.	n.a.	100.0	12
			0.4	—	0.29	0.95	0.08	0.63	0.12	0.02	—	—		
Centro	PO-09	1	53.35	n.a.	0.9	20.96	0.46	23.05	1.25	0.02	n.a.	n.a.	100.0	6
			0.3	—	0.38	1.48	0.05	1.11	0.11	0.01	—	—		
Borde	PO-41	1	52.77	n.a.	0.83	22.06	0.53	22.44	1.32	0.04	n.a.	n.a.	100.0	7
			0.32	—	0.26	1.00	0.12	0.66	0.12	0.03	—	—		
Centro	PO-41	1	52.72	n.a.	1.66	20.8	0.46	23.17	1.16	0.03	n.a.	n.a.	100.0	8
			0.61	—	0.95	2.01	0.07	1.54	0.15	0.02	—	—		
Borde	PO-54	2	52.86	n.a.	0.89	21.91	0.55	22.49	1.28	0.03	n.a.	n.a.	100.0	8
			0.21	—	0.25	0.77	0.05	0.610	0.10	0.02	—	—		
Centro	PO-54	2	52.96	n.a.	1.18	20.79	0.45	23.35	1.25	0.02	n.a.	n.a.	100.0	4
			0.22	—	0.35	1.63	0.04	1.25	0.12	0.02	—	—		
Borde	PO-28	3	53.04	n.a.	1.27	20.39	0.51	23.58	1.19	0.02	n.a.	n.a.	100.0	7
			0.66	—	0.43	2.62	0.1	1.93	0.16	0.01	—	—		
Centro	PO-28	3	53.12	n.a.	1.1	20.83	0.5	23.25	1.16	0.03	n.a.	n.a.	100.0	8
			0.55	—	0.38	2.76	0.11	1.85	0.14	0.02	—	—		



continúa la Tabla A2...

	Muestra	Unidad de flujo	SiO ₂ (wt. %)	TiO ₂ (wt. %)	Al ₂ O ₃ (wt. %)	FeO (wt. %)	MnO (wt. %)	MgO (wt. %)	CaO (wt. %)	Na ₂ O (wt. %)	K ₂ O (wt. %)	Cr ₂ O ₃ (wt. %)	Total	n*
Borde	PO-32	3	53.31 <i>0.59</i>	0.23 <i>0.03</i>	1.1 <i>0.46</i>	19.36 <i>1.49</i>	0.52 <i>0.06</i>	24.23 <i>1.11</i>	1.22 <i>0.06</i>	0.03 <i>0.01</i>	n.a. —	n.a. —	100.0	5
Centro	PO-32	3	54.09 <i>1.32</i>	0.23 <i>0.1</i>	1.68 <i>1.02</i>	15.82 <i>4.48</i>	0.35 <i>0.19</i>	26.7 <i>3.64</i>	1.1 <i>0.16</i>	0.03 <i>0.02</i>	n.a. —	n.a. —	100.0	7
Borde	PO-18	4	52.4 <i>0.76</i>	0.28 <i>0.05</i>	0.82 <i>0.2</i>	23.3 <i>1.51</i>	0.56 <i>0.09</i>	21.2 <i>1.34</i>	1.4 <i>0.11</i>	0.05 <i>0.02</i>	n.a. —	n.a. —	100.0	11
Centro	PO-18	4	53.23 <i>0.65</i>	0.23 <i>0.08</i>	1.45 <i>0.66</i>	18.85 <i>3.8</i>	0.42 <i>0.15</i>	24.48 <i>2.6</i>	1.28 <i>0.23</i>	0.06 <i>0.04</i>	n.a. —	n.a. —	100.0	10
Borde	PO-16	4	52.45 <i>0.5</i>	0.23 <i>0.06</i>	0.73 <i>0.11</i>	23.27 <i>1.25</i>	0.63 <i>0.08</i>	21.33 <i>1.2</i>	1.33 <i>0.1</i>	0.03 <i>0.02</i>	n.a. —	n.a. —	100.0	6
Centro	PO-16	4	52.65 <i>0.6</i>	0.23 <i>0.04</i>	0.98 <i>0.34</i>	22.31 <i>1.04</i>	0.51 <i>0.07</i>	22.07 <i>0.88</i>	1.24 <i>0.11</i>	0.02 <i>0.01</i>	n.a. —	n.a. —	100.0	6
<i>Clinopiroxenos</i>														
Borde	PO-09	1	52.55 <i>0.31</i>	n.a. —	1.78 <i>0.25</i>	11.57 <i>0.24</i>	0.29 <i>0.04</i>	14.17 <i>0.05</i>	19.35 <i>0.11</i>	0.29 <i>0.04</i>	n.a. —	n.a. —	100.0	3
Centro	PO-09	1	52.76 —	n.a. —	2.43 —	9.09 —	0.29 —	15.26 —	19.89 —	0.29 —	n.a. —	n.a. —	100.0	1
Borde	PO-41	1	52.54 <i>0.18</i>	n.a. —	2.32 <i>0.57</i>	9.82 <i>1.73</i>	0.26 <i>0.11</i>	15.23 <i>0.8</i>	19.61 <i>0.43</i>	0.20 <i>0.01</i>	n.a. —	n.a. —	100.0	3
Centro	PO-41	1	52.88 <i>0.15</i>	n.a. —	1.89 <i>0.74</i>	10.21 <i>0.36</i>	0.27 <i>0.09</i>	14.97 <i>0.03</i>	19.49 <i>0.49</i>	0.28 <i>0.01</i>	n.a. —	n.a. —	100.0	3
Borde	PO-54	2	52.55 <i>0.61</i>	n.a. —	2.4 <i>1.03</i>	10.26 <i>0.75</i>	0.25 <i>0.04</i>	14.54 <i>0.340</i>	19.71 <i>0.29</i>	0.29 <i>0.06</i>	n.a. —	n.a. —	100.0	3
Centro	PO-54	2	52.81 <i>0.2</i>	n.a. —	1.93 <i>0.36</i>	10.73 <i>0.07</i>	0.24 <i>0.06</i>	14.66 <i>0.26</i>	19.35 <i>0.22</i>	0.29 <i>0.11</i>	n.a. —	n.a. —	100.0	2
Borde	PO-28	3	53.01 <i>0.35</i>	n.a. —	1.69 <i>0.6</i>	10.76 <i>2.44</i>	0.28 <i>0.06</i>	14.39 <i>1.02</i>	19.7 <i>0.63</i>	0.17 <i>0.01</i>	n.a. —	n.a. —	100.0	4
Centro	PO-28	3	53.41 <i>0.44</i>	n.a. —	1.94 <i>0.26</i>	8.66 <i>0.78</i>	0.24 <i>0.08</i>	15.01 <i>0.85</i>	20.53 <i>0.44</i>	0.22 <i>0.07</i>	n.a. —	n.a. —	100.0	4
Borde	PO-32	3	52.9 <i>0.29</i>	0.48 <i>0.1</i>	1.54 <i>0.2</i>	11.25 <i>0.77</i>	0.32 <i>0.08</i>	14.27 <i>0.61</i>	19.08 <i>0.2</i>	0.18 <i>0.04</i>	n.a. —	n.a. —	100.0	4
Centro	PO-32	3	52.9 <i>0.33</i>	0.44 <i>0.09</i>	1.52 <i>0.31</i>	11.06 <i>0.75</i>	0.38 <i>0.09</i>	14.67 <i>0.53</i>	18.84 <i>0.39</i>	0.18 <i>0.03</i>	n.a. —	n.a. —	100.0	4
Borde	PO-18	4	52.44 —	0.47 —	1.7 —	11.54 —	0.45 —	14.13 —	19.02 —	0.25 —	n.a. —	n.a. —	100.0	1
Borde	PO-16	4	52.51 <i>0.72</i>	0.55 <i>0.12</i>	1.85 <i>0.4</i>	10.93 <i>0.85</i>	0.38 <i>0.07</i>	14.56 <i>0.54</i>	18.98 <i>0.66</i>	0.24 <i>0.03</i>	n.a. —	n.a. —	100.0	6



continúa la Tabla A2...

	Muestra	Unidad de flujo	SiO ₂ (wt. %)	TiO ₂ (wt. %)	Al ₂ O ₃ (wt. %)	FeO (wt. %)	MnO (wt. %)	MgO (wt. %)	CaO (wt. %)	Na ₂ O (wt. %)	K ₂ O (wt. %)	Cr ₂ O ₃ (wt. %)	Total	n*
Centro	PO-16	4	52.53 0.51	0.49 0.09	1.74 0.36	10.6 1.13	0.33 0.08	14.61 0.52	19.46 0.50	0.25 0.06	n.a. —	n.a. —	100.0	6
<i>Ilmenitas</i>														
	PO-09	1	n.a. —	48.17 0.44	0.24 0.03	48.15 0.59	0.4 0.04	2.81 0.36	n.a. —	n.a. —	n.a. —	0.23 0.05	100.0	4
	PO-41	1	n.a. —	49.27 0.38	0.22 0.02	46.95 0.31	0.41 0.01	2.79 0.08	n.a. —	n.a. —	n.a. —	0.37 0.07	100	3
	PO-54	2	n.a. —	48.05 0.29	0.2 0.06	48.31 0.48	0.44 0.03	2.67 0.16	n.a. —	n.a. —	n.a. —	0.34 0.06	100	5
	PO-28	3	n.a. —	49.5 0.23	0.05 0.02	48.42 0.17	0.56 0.09	1.33 0.08	n.a. —	n.a. —	n.a. —	0.13 0.05	100	3
	PO-32	3	n.a. —	46.77 0.61	0.22 0.03	50.14 0.23	0.49 0.07	2.15 0.18	n.a. —	n.a. —	n.a. —	0.22 0.05	100	3
	PO-18	3	n.a. —	48.28 —	0.11 —	48.67 —	0.48 —	2.30 —	n.a. —	n.a. —	n.a. —	0.16 —	100	1
	PO-16	3	n.a. —	47.1 1.34	0.27 0.01	49.88 0.90	0.39 0.06	2.04 0.06	n.a. —	n.a. —	n.a. —	0.32 0.01	100	4
<i>Magnetita</i>														
	PO-18	3	n.a. —	17.19 —	1.44 —	78.87 —	0.4 —	1.36 —	n.a. —	n.a. —	n.a. —	0.74 —	100	1



Tabla A3. Análisis químicos de elementos mayores (% en peso) y traza (en ppm) de rocas de los volcanes Rancho Seco y Popocatepetl (lava Nealtican).

Volcán	Popocatepetl							
No. de Muestra	PO-51	PO-48	PO-06B	PO-41	PO-08			
Tipo de roca	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita			
	Lava I	Lava I	Lava II	Lava I	Lava II			
Latitud (N)	19° 00' 50.2"	19° 02' 58.1"	19° 00' 26.6"	19° 02' 43.0"	19° 00' 25.6"			
Longitud (O)	98° 28' 32.1"	98° 34' 15.8"	98° 25' 34.8"	98° 32' 51.8"	98° 26' 41.9"			
Altitud snm (m)	2295	3175	2176	2943	2216			
	Unidad	Límite de detección	Método de análisis*					
SiO ₂	%	0.01	FUS-ICP	60.83	61.11	61.22	61.38	61.4
Al ₂ O ₃	%	0.01	FUS-ICP	16.35	16.69	15.65	16.51	15.87
Fe ₂ O ₃ (T)	%	0.01	FUS-ICP	5.57	5.71	5.74	5.93	5.68
MnO	%	0.001	FUS-ICP	0.09	0.092	0.099	0.098	0.096
MgO	%	0.01	FUS-ICP	3.6	3.62	3.89	3.78	3.81
CaO	%	0.01	FUS-ICP	5.23	5.2	5.41	5.25	5.45
Na ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	4.14	4.25	4.29	4.26	4.26
K ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	1.81	1.87	1.75	1.86	1.66
TiO ₂	%	0.001	FUS-ICP	0.836	0.891	0.877	0.951	0.875
P ₂ O ₅	%	0.01	FUS-ICP	0.2	0.23	0.24	0.24	0.22
LOI	%		FUS-ICP	0.2	0.05	0.14	0.06	0.17
Total	%	0.01	FUS-ICP	98.86	99.73	99.29	100.3	99.49
Be	ppm	1	FUS-ICP	2	2	2	2	2
Sc	ppm	0.01	INAA	12.8	12.9	13.1	13.1	13.3
V	ppm	5	FUS-ICP	104	104	104	105	112
Cr	ppm	0.5	INAA	135	136	125	142	145
Co	ppm	0.1	INAA	16.3	16.8	17.8	17.7	18.1
Ni	ppm	1	TD-ICP	49	44	51	44	56
Cu	ppm	1	TD-ICP	24	18	30	32	20
Zn	ppm	1	MI/TD-ICP	138	134	71	383	67
Ga	ppm	1	FUS-MS	20	19	19	19	20
Ge	ppm	0.5	FUS-MS	1.3	1.2	2.7	1.2	1.4
Rb	ppm	1	FUS-MS	50	52	49	50	47
Sr	ppm	2	FUS-ICP	452	462	468	475	469
Y	ppm	1	FUS-ICP	21	20	20	22	24
Zr	ppm	1	FUS-ICP	173	181	202	192	163
Nb	ppm	0.2	FUS-MS	5.3	6.5	13.8	7.6	6.6
Cs	ppm	0.1	FUS-MS	2.6	2.6	2.2	2.5	2.2
Ba	ppm	1	FUS-ICP	467	463	433	459	418
La	ppm	0.05	FUS-MS	17.5	17.8	30	18.4	23.3
Ce	ppm	0.05	FUS-MS	37.7	38.1	62.6	39.1	48.2
Pr	ppm	0.01	FUS-MS	4.73	4.67	7.48	4.93	5.88
Nd	ppm	0.05	FUS-MS	19.8	18.9	28.5	19.8	23.4
Sm	ppm	0.01	FUS-MS	4.4	4.44	5.64	4.67	4.82
Eu	ppm	0.005	FUS-MS	1.29	1.27	1.65	1.39	1.41
Gd	ppm	0.1	FUS-MS	4.05	4.11	4.64	4.34	4.33
Tb	ppm	0.01	FUS-MS	0.62	0.64	0.74	0.65	0.67
Dy	ppm	0.01	FUS-MS	3.55	3.54	4.11	3.66	3.69
Ho	ppm	0.01	FUS-MS	0.67	0.69	0.75	0.69	0.72
Er	ppm	0.01	FUS-MS	1.88	2	2.04	1.95	2.05
Tm	ppm	0.005	FUS-MS	0.278	0.299	0.291	0.291	0.298
Yb	ppm	0.01	FUS-MS	1.78	1.95	1.89	1.91	1.94
Lu	ppm	0.002	FUS-MS	0.271	0.289	0.309	0.295	0.315
Hf	ppm	0.1	FUS-MS	3.8	3.8	4.1	4	4
Ta	ppm	0.01	FUS-MS	0.44	0.55	0.48	0.61	0.31
Tl	ppm	0.05	FUS-MS	0.27	0.22	0.23	0.26	< 0.05
Pb	ppm	5	TD-ICP	109	100	< 5	543	< 5
Th	ppm	0.05	FUS-MS	4.52	4.63	6.88	4.45	5.35
U	ppm	0.01	FUS-MS	1.65	1.65	1.71	1.7	1.67

*Los métodos analíticos utilizados fueron Plasma de Acoplamiento Inductivo con fusión (FUS-ICP), Plasma de Acoplamiento Inductivo con digestión total (TD-ICP) y Análisis Instrumental por Activación de Neutrones (INAA).



continúa la Tabla A3...

Volcán	Popocatépetl							
No. de Muestra	PO-25	PO-44	PO-06A	PO-54	PO-10			
Tipo de roca	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita			
	Lava I	Lava II	Lava II	Lava II	Lava I			
Latitud (N)	19° 01' 38.6"	19° 02' 22.3"	19° 00' 26.6"	19° 01' 04.1"	18° 58' 20.6"			
Longitud (O)	98° 30' 08.1"	98° 28' 20.1"	98° 25' 34.8"	98° 25' 29.7"	98° 28' 10.1"			
Altitud snm (m)	2528	2406	2176	2225	2215			
	Unidad	Límite de detección	Método de análisis*					
SiO ₂	%	0.01	FUS-ICP	61.43	61.44	61.48	61.53	61.64
Al ₂ O ₃	%	0.01	FUS-ICP	15.54	16.64	15.92	16.32	16.28
Fe ₂ O ₃ (T)	%	0.01	FUS-ICP	5.76	5.7	5.84	5.92	5.83
MnO	%	0.001	FUS-ICP	0.109	0.093	0.099	0.097	0.096
MgO	%	0.01	FUS-ICP	3.54	3.58	3.8	3.84	3.82
CaO	%	0.01	FUS-ICP	5.11	5.28	5.42	5.41	5.37
Na ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	3.92	4.13	4.3	4.18	4.25
K ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	1.81	1.78	1.76	1.77	1.68
TiO ₂	%	0.001	FUS-ICP	0.903	0.838	0.889	0.936	0.921
P ₂ O ₅	%	0.01	FUS-ICP	0.23	0.22	0.25	0.23	0.23
LOI	%		FUS-ICP	0.45	0.13	0.7	0.18	0.21
Total	%	0.01	FUS-ICP	98.82	99.83	100.5	100.4	100.3
Be	ppm	1	FUS-ICP	2	2	2	2	2
Sc	ppm	0.01	INAA	12.6	13.4	13.2	12.7	12.9
V	ppm	5	FUS-ICP	98	105	104	103	112
Cr	ppm	0.5	INAA	127	141	125	130	128
Co	ppm	0.1	INAA	16.8	16.7	18.9	16.3	17.7
Ni	ppm	1	TD-ICP	43	44	53	51	52
Cu	ppm	1	TD-ICP	133	25	19	22	20
Zn	ppm	1	MI/TD-ICP	2080	288	70	131	69
Ga	ppm	1	FUS-MS	19	18	19	18	20
Ge	ppm	0.5	FUS-MS	1.1	1.2	2.4	1.2	1.3
Rb	ppm	1	FUS-MS	55	46	49	45	49
Sr	ppm	2	FUS-ICP	437	460	474	471	480
Y	ppm	1	FUS-ICP	21	20	22	22	22
Zr	ppm	1	FUS-ICP	181	175	202	182	166
Nb	ppm	0.2	FUS-MS	8	5.5	14.8	6.5	5.7
Cs	ppm	0.1	FUS-MS	2.8	2.3	2.6	2.3	2.3
Ba	ppm	1	FUS-ICP	435	464	431	445	422
La	ppm	0.05	FUS-MS	18.8	16	27.7	17	21
Ce	ppm	0.05	FUS-MS	39.7	33.4	57	36.3	44.9
Pr	ppm	0.01	FUS-MS	4.86	4.22	7.04	4.63	5.47
Nd	ppm	0.05	FUS-MS	21	17.2	27.2	19.4	22.4
Sm	ppm	0.01	FUS-MS	4.79	3.87	5.42	4.09	4.93
Eu	ppm	0.005	FUS-MS	1.34	1.15	1.55	1.32	1.33
Gd	ppm	0.1	FUS-MS	4.35	3.82	4.42	3.85	4.17
Tb	ppm	0.01	FUS-MS	0.62	0.57	0.73	0.6	0.65
Dy	ppm	0.01	FUS-MS	3.61	3.25	3.82	3.39	3.82
Ho	ppm	0.01	FUS-MS	0.69	0.63	0.74	0.65	0.72
Er	ppm	0.01	FUS-MS	1.91	1.78	2.14	1.87	2.05
Tm	ppm	0.005	FUS-MS	0.276	0.259	0.301	0.265	0.297
Yb	ppm	0.01	FUS-MS	1.8	1.64	1.96	1.68	1.98
Lu	ppm	0.002	FUS-MS	0.274	0.254	0.313	0.266	0.306
Hf	ppm	0.1	FUS-MS	4.1	3.5	4.2	3.9	4.1
Ta	ppm	0.01	FUS-MS	0.62	0.46	0.49	0.49	0.29
Tl	ppm	0.05	FUS-MS	0.37	0.44	0.26	0.22	< 0.05
Pb	ppm	5	TD-ICP	3610	382	< 5	121	< 5
Th	ppm	0.05	FUS-MS	4.69	4.1	6.2	4.19	5.12
U	ppm	0.01	FUS-MS	1.98	1.51	1.74	1.47	1.69



continúa la Tabla A3...

Volcán	Popocatépetl							
No. de Muestra	PO-04	PO-05	PO-50	PO-56	PO-01			
Tipo de roca	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita			
	Lava II	Lava II	Lava II	Lava II	Lava II			
Latitud (N)	19° 00' 50.0"	19° 01' 41.4"	19° 01' 05.2"	19° 02' 48.9"	19° 02' 47.4"			
Longitud (O)	98° 25' 26.9"	98° 25' 24.2"	98° 26' 58.6"	98° 29' 42.0"	98° 26' 18.2"			
Altitud snm (m)	2195	2199	2346	2534	2247			
	Unidad	Límite de detección	Método de análisis*					
SiO ₂	%	0.01	FUS-ICP	61.76	61.83	61.87	61.93	62
Al ₂ O ₃	%	0.01	FUS-ICP	16.11	16.12	17	16.27	15.55
Fe ₂ O ₃ (T)	%	0.01	FUS-ICP	5.91	5.79	5.62	5.12	5.58
MnO	%	0.001	FUS-ICP	0.1	0.096	0.092	0.09	0.093
MgO	%	0.01	FUS-ICP	4.11	3.87	3.42	3.83	3.88
CaO	%	0.01	FUS-ICP	5.52	5.4	5.28	5.20	5.5
Na ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	4.26	4.27	4.21	4.08	4.27
K ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	1.65	1.66	1.81	1.72	1.67
TiO ₂	%	0.001	FUS-ICP	0.902	0.888	0.849	0.85	0.868
P ₂ O ₅	%	0.01	FUS-ICP	0.2	0.22	0.19	0.18	0.21
LOI	%		FUS-ICP	0.37	0.54	0.34	0.10	0.25
Total	%	0.01	FUS-ICP	100.9	100.7	100.7	99.38	99.87
Be	ppm	1	FUS-ICP	2	2	2	n.a.**	2
Sc	ppm	0.01	INAA	12.6	12.9	12.7	12.5	12.9
V	ppm	5	FUS-ICP	104	103	104	110	104
Cr	ppm	0.5	INAA	125	124	109	129	130
Co	ppm	0.1	INAA	19	17.4	16.3	n.a.	18.3
Ni	ppm	1	TD-ICP	53	52	44	49	46
Cu	ppm	1	TD-ICP	15	19	21	15	16
Zn	ppm	1	MI/TD-ICP	68	69	137	72	68
Ga	ppm	1	FUS-MS	21	21	20	19	21
Ge	ppm	0.5	FUS-MS	1.3	1.3	1.2	n.a.	1.3
Rb	ppm	1	FUS-MS	49	50	49	46	50
Sr	ppm	2	FUS-ICP	492	481	469	452	463
Y	ppm	1	FUS-ICP	21	22	21	19	23
Zr	ppm	1	FUS-ICP	160	161	174	167	160
Nb	ppm	0.2	FUS-MS	7.2	6.5	5.7	6.7	7.4
Cs	ppm	0.1	FUS-MS	2.3	2.4	2.5	2.6	2.3
Ba	ppm	1	FUS-ICP	413	420	463	437	418
La	ppm	0.05	FUS-MS	25.2	23.6	16.6	18	23.1
Ce	ppm	0.05	FUS-MS	52.9	49.4	35.6	37.4	48.5
Pr	ppm	0.01	FUS-MS	6.39	5.98	4.46	4.87	5.88
Nd	ppm	0.05	FUS-MS	25.6	24.1	18.3	20.1	24
Sm	ppm	0.01	FUS-MS	5.12	4.8	4	4.59	4.99
Eu	ppm	0.005	FUS-MS	1.46	1.44	1.26	1.36	1.37
Gd	ppm	0.1	FUS-MS	4.53	4.43	3.9	4.23	4.17
Tb	ppm	0.01	FUS-MS	0.68	0.67	0.6	0.67	0.67
Dy	ppm	0.01	FUS-MS	3.9	3.86	3.51	3.89	3.89
Ho	ppm	0.01	FUS-MS	0.73	0.73	0.65	0.76	0.71
Er	ppm	0.01	FUS-MS	2.08	2.13	1.86	2.07	2.09
Tm	ppm	0.005	FUS-MS	0.305	0.295	0.272	0.298	0.308
Yb	ppm	0.01	FUS-MS	1.97	1.87	1.77	1.80	1.92
Lu	ppm	0.002	FUS-MS	0.299	0.321	0.27	0.290	0.298
Hf	ppm	0.1	FUS-MS	4.2	4.2	3.8	4.5	3.9
Ta	ppm	0.01	FUS-MS	0.32	0.28	0.45	0.52	0.37
Tl	ppm	0.05	FUS-MS	< 0.05	< 0.05	0.23	n.a.	< 0.05
Pb	ppm	5	TD-ICP	< 5	< 5	105	8	< 5
Th	ppm	0.05	FUS-MS	6.11	5.55	4.28	4.74	5.7
U	ppm	0.01	FUS-MS	1.7	1.71	1.56	1.61	1.72

**n.a.=no analizado.



continúa la Tabla A3...

Volcán	Popocatepetl							
No. de Muestra	PO-11	PO-09	PO-07	PO-28	PO-13			
Tipo de roca	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita			
	Lava I	Lava I	Lava II	Lava III	Lava II			
Latitud (N)	18° 59' 17.5"	18° 59' 23.3"	19° 00' 29.1"	19° 02' 10.1"	19° 00' 39.5"			
Longitud (O)	98° 27' 11.3"	98° 28' 56.3"	98° 26' 00.7"	98° 29' 45.7"	98° 29' 02.4"			
Altitud snm (m)	2151	2209	2203	2476	2333			
	Unidad	Límite de detección	Método de análisis*					
SiO ₂	%	0.01	FUS-ICP	62.02	62.06	62.22	62.54	62.69
Al ₂ O ₃	%	0.01	FUS-ICP	15.8	15.99	15.92	16.25	15.99
Fe ₂ O ₃ (T)	%	0.01	FUS-ICP	5.49	5.73	5.76	5.42	5.58
MnO	%	0.001	FUS-ICP	0.093	0.097	0.098	0.099	0.095
MgO	%	0.01	FUS-ICP	3.78	3.81	4.08	2.72	3.85
CaO	%	0.01	FUS-ICP	5.3	5.39	5.59	4.87	5.31
Na ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	4.12	4.26	4.32	4.01	4.14
K ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	1.63	1.69	1.66	1.82	1.68
TiO ₂	%	0.001	FUS-ICP	0.816	0.89	0.896	0.767	0.818
P ₂ O ₅	%	0.01	FUS-ICP	0.2	0.22	0.23	0.18	0.21
LOI	%		FUS-ICP	0.21	0.21	0.2	0.04	0.26
Total	%	0.01	FUS-ICP	100.9	100.4	101	98.72	100.6
Be	ppm	1	FUS-ICP	2	2	2	2	2
Sc	ppm	0.01	INAA	13.2	13	13.1	12.6	13.4
V	ppm	5	FUS-ICP	105	113	106	99	114
Cr	ppm	0.5	INAA	145	125	137	98.8	136
Co	ppm	0.1	INAA	18.2	17.4	18.1	14.3	18.2
Ni	ppm	1	TD-ICP	51	54	56	29	52
Cu	ppm	1	TD-ICP	15	16	19	75	16
Zn	ppm	1	MI/TD-ICP	69	70	70	1090	68
Ga	ppm	1	FUS-MS	20	20	20	20	20
Ge	ppm	0.5	FUS-MS	1.4	1.3	1.3	1.4	1.3
Rb	ppm	1	FUS-MS	49	48	49	53	50
Sr	ppm	2	FUS-ICP	441	476	476	423	449
Y	ppm	1	FUS-ICP	20	22	23	22	22
Zr	ppm	1	FUS-ICP	153	162	158	168	160
Nb	ppm	0.2	FUS-MS	4.4	5.5	5.5	5.4	4.6
Cs	ppm	0.1	FUS-MS	2.3	2.3	2.3	1.8	2.4
Ba	ppm	1	FUS-ICP	426	424	418	460	441
La	ppm	0.05	FUS-MS	20.6	21.3	22.8	16.8	20.3
Ce	ppm	0.05	FUS-MS	43.6	45.7	48.3	35.8	43.2
Pr	ppm	0.01	FUS-MS	5.3	5.46	5.85	4.43	5.31
Nd	ppm	0.05	FUS-MS	21.6	22.6	24.4	18.1	21.8
Sm	ppm	0.01	FUS-MS	4.76	4.72	4.89	4.47	4.67
Eu	ppm	0.005	FUS-MS	1.32	1.36	1.38	1.23	1.33
Gd	ppm	0.1	FUS-MS	4.01	4.19	4.28	4.19	4.06
Tb	ppm	0.01	FUS-MS	0.63	0.64	0.66	0.62	0.63
Dy	ppm	0.01	FUS-MS	3.73	3.69	3.83	3.68	3.72
Ho	ppm	0.01	FUS-MS	0.72	0.69	0.72	0.73	0.7
Er	ppm	0.01	FUS-MS	1.99	2.06	2.04	2.03	2.06
Tm	ppm	0.005	FUS-MS	0.295	0.289	0.312	0.307	0.286
Yb	ppm	0.01	FUS-MS	1.88	1.95	1.97	1.91	1.83
Lu	ppm	0.002	FUS-MS	0.301	0.297	0.3	0.297	0.298
Hf	ppm	0.1	FUS-MS	4	4.1	4	4.1	4
Ta	ppm	0.01	FUS-MS	0.23	0.27	0.29	0.44	0.22
Tl	ppm	0.05	FUS-MS	< 0.05	< 0.05	< 0.05	0.31	< 0.05
Pb	ppm	5	TD-ICP	5	< 5	< 5	1870	5
Th	ppm	0.05	FUS-MS	5.1	5.18	5.39	4.57	5.04
U	ppm	0.01	FUS-MS	1.7	1.71	1.68	1.81	1.68



continúa la Tabla A3...

Volcán	Popocatépetl							
No. de Muestra	PO-46	PO-45	PO-32	PO-21	PO-16			
Tipo de roca	Andesita	Andesita	Andesita	Dacita	Dacita			
	Lava III	Lava III	Lava III	Lava IV	Lava IV			
Latitud (N)	19° 05' 55.2"	19° 02' 49.9"	19° 03' 39.2"	19° 03' 43.8"	19° 03' 42.1"			
Longitud (O)	98° 34' 46.1"	98° 35' 04.0"	98° 34' 15.3"	98° 32' 12.5"	98° 30' 47.2"			
Altitud snm (m)	3392	3560	3052	2813	2668			
	Unidad	Límite de detección	Método de análisis*					
SiO ₂	%	0.01	FUS-ICP	62.76	62.77	62.83	63.26	63.76
Al ₂ O ₃	%	0.01	FUS-ICP	16.51	16.89	16.87	16.42	16.27
Fe ₂ O ₃ (T)	%	0.01	FUS-ICP	5.43	5.53	5.57	5.12	5.29
MnO	%	0.001	FUS-ICP	0.093	0.095	0.096	0.087	0.089
MgO	%	0.01	FUS-ICP	2.8	2.85	2.96	2.8	2.7
CaO	%	0.01	FUS-ICP	4.93	5.02	5.13	4.93	4.84
Na ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	4.09	4.11	4.13	4.21	4.17
K ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	1.81	1.78	1.77	1.71	1.77
TiO ₂	%	0.001	FUS-ICP	0.795	0.82	0.794	0.722	0.75
P ₂ O ₅	%	0.01	FUS-ICP	0.17	0.19	0.18	0.17	0.15
LOI	%		FUS-ICP	0.16	0.18	0.12	0.13	0.25
Total	%	0.01	FUS-ICP	99.54	100.2	100.4	99.56	100
Be	ppm	1	FUS-ICP	2	2	2	2	2
Sc	ppm	0.01	INAA	12.7	13.2	13	12	11.9
V	ppm	5	FUS-ICP	105	105	106	102	101
Cr	ppm	0.5	INAA	79.5	75.7	88	95.5	82.8
Co	ppm	0.1	INAA	14	14	14.3	15.2	14.4
Ni	ppm	1	TD-ICP	27	27	29	34	29
Cu	ppm	1	TD-ICP	13	18	32	12	16
Zn	ppm	1	MI/TD-ICP	127	159	430	71	70
Ga	ppm	1	FUS-MS	20	18	20	20	19
Ge	ppm	0.5	FUS-MS	1.4	1.1	1.3	1.3	2.6
Rb	ppm	1	FUS-MS	50	43	49	51	50
Sr	ppm	2	FUS-ICP	430	446	439	426	417
Y	ppm	1	FUS-ICP	22	22	23	21	25
Zr	ppm	1	FUS-ICP	170	171	168	153	183
Nb	ppm	0.2	FUS-MS	5.1	4.5	5	2.8	9.8
Cs	ppm	0.1	FUS-MS	2.6	2.2	2.4	2.4	2.6
Ba	ppm	1	FUS-ICP	460	457	446	436	453
La	ppm	0.05	FUS-MS	16.1	14.6	15.8	17.4	18.9
Ce	ppm	0.05	FUS-MS	34.7	30.8	33.9	37	39.7
Pr	ppm	0.01	FUS-MS	4.26	3.84	4.33	4.59	4.95
Nd	ppm	0.05	FUS-MS	18	16.3	18	18.8	19.8
Sm	ppm	0.01	FUS-MS	4.4	3.88	4.02	4.19	4.22
Eu	ppm	0.005	FUS-MS	1.24	1.16	1.22	1.16	1.21
Gd	ppm	0.1	FUS-MS	4.09	3.69	4.28	3.8	4
Tb	ppm	0.01	FUS-MS	0.64	0.55	0.64	0.61	0.66
Dy	ppm	0.01	FUS-MS	3.66	3.16	3.61	3.61	3.78
Ho	ppm	0.01	FUS-MS	0.71	0.65	0.7	0.71	0.7
Er	ppm	0.01	FUS-MS	2.02	1.89	2.06	2.02	1.97
Tm	ppm	0.005	FUS-MS	0.3	0.281	0.308	0.295	0.315
Yb	ppm	0.01	FUS-MS	1.99	1.77	1.96	2	1.96
Lu	ppm	0.002	FUS-MS	0.316	0.261	0.306	0.313	0.317
Hf	ppm	0.1	FUS-MS	4	3.5	3.7	4	4
Ta	ppm	0.01	FUS-MS	0.4	0.35	0.4	0.13	0.37
Tl	ppm	0.05	FUS-MS	0.27	0.28	0.29	< 0.05	0.29
Pb	ppm	5	TD-ICP	88	159	690	< 5	< 5
Th	ppm	0.05	FUS-MS	4.38	3.87	4.23	4.81	4.93
U	ppm	0.01	FUS-MS	1.49	1.35	1.52	1.76	1.72



continúa la Tabla A3...

Volcán	Popocatepetl							
No. de Muestra	PO-19	PO-17	PO-22	PO-14	PO-24			
Tipo de roca	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita			
	Lava IV	Lava IV	Lava IV	Lava IV	Lava IV			
Latitud (N)	19° 04' 29.0"	19° 03' 42.0"	19° 03' 28.7"	19° 03' 45.4"	19° 03' 13.9"			
Longitud (O)	98° 32' 21.3"	98° 31' 43.5"	98° 31' 51.4"	98° 30' 45.5"	98° 31' 46.1"			
Altitud snm (m)	2774	2757	2791	2610	2801			
	Unidad	Límite de detección	Método de análisis*					
SiO ₂	%	0.01	FUS-ICP	64.06	64.21	64.25	64.32	64.32
Al ₂ O ₃	%	0.01	FUS-ICP	16.23	16.31	16.37	16.38	16.22
Fe ₂ O ₃ (T)	%	0.01	FUS-ICP	5.4	5.3	5.37	5.23	5.24
MnO	%	0.001	FUS-ICP	0.095	0.09	0.094	0.092	0.091
MgO	%	0.01	FUS-ICP	2.78	2.82	2.79	2.77	2.74
CaO	%	0.01	FUS-ICP	5.02	4.91	5.06	4.95	4.96
Na ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	4.2	4.18	4.17	4.13	4.17
K ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	1.67	1.77	1.67	1.72	1.72
TiO ₂	%	0.001	FUS-ICP	0.767	0.747	0.78	0.77	0.76
P ₂ O ₅	%	0.01	FUS-ICP	0.18	0.18	0.16	0.18	0.19
LOI	%		FUS-ICP	-0.22	0.17	0.08	0.31	0.21
Total	%	0.01	FUS-ICP	100.2	100.7	100.8	100.8	100.6
Be	ppm	1	FUS-ICP	2	2	2	2	2
Sc	ppm	0.01	INAA	12.8	12.4	13	12.2	12.2
V	ppm	5	FUS-ICP	110	99	109	108	106
Cr	ppm	0.5	INAA	72.8	81.5	71.4	81.6	82.7
Co	ppm	0.1	INAA	14.6	14.7	14.3	13.4	12.3
Ni	ppm	1	TD-ICP	29	31	29	28	29
Cu	ppm	1	TD-ICP	7	12	12	9	18
Zn	ppm	1	MI/TD-ICP	73	70	75	72	77
Ga	ppm	1	FUS-MS	20	20	20	20	20
Ge	ppm	0.5	FUS-MS	1.5	2.4	1.4	1.4	1.4
Rb	ppm	1	FUS-MS	49	52	48	51	51
Sr	ppm	2	FUS-ICP	421	429	421	435	421
Y	ppm	1	FUS-ICP	23	20	23	23	23
Zr	ppm	1	FUS-ICP	152	185	150	150	153
Nb	ppm	0.2	FUS-MS	3.5	10	3	3.6	3.3
Cs	ppm	0.1	FUS-MS	1.9	2.9	2.3	2.4	2.4
Ba	ppm	1	FUS-ICP	432	446	430	448	442
La	ppm	0.05	FUS-MS	18.6	19.8	17.8	21	17.9
Ce	ppm	0.05	FUS-MS	39.5	41.3	37.5	43.9	38.3
Pr	ppm	0.01	FUS-MS	4.86	5.11	4.6	5.35	4.68
Nd	ppm	0.05	FUS-MS	20	20.6	19.5	22.1	19.1
Sm	ppm	0.01	FUS-MS	4.2	4.47	4.31	4.56	4.37
Eu	ppm	0.005	FUS-MS	1.27	1.33	1.21	1.27	1.19
Gd	ppm	0.1	FUS-MS	3.91	3.77	4.05	4.01	4.07
Tb	ppm	0.01	FUS-MS	0.65	0.63	0.66	0.67	0.67
Dy	ppm	0.01	FUS-MS	3.85	3.68	3.88	3.77	3.92
Ho	ppm	0.01	FUS-MS	0.78	0.72	0.71	0.71	0.74
Er	ppm	0.01	FUS-MS	2.11	2.04	2.18	2.13	2.15
Tm	ppm	0.005	FUS-MS	0.321	0.303	0.313	0.313	0.327
Yb	ppm	0.01	FUS-MS	2.08	2.05	2.02	2.03	2.07
Lu	ppm	0.002	FUS-MS	0.329	0.334	0.33	0.324	0.318
Hf	ppm	0.1	FUS-MS	3.9	4.1	3.9	3.8	4.1
Ta	ppm	0.01	FUS-MS	0.16	0.34	0.16	0.16	0.19
Tl	ppm	0.05	FUS-MS	< 0.05	0.26	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Pb	ppm	5	TD-ICP	6	6	5	< 5	5
Th	ppm	0.05	FUS-MS	4.87	5.08	4.72	5.37	4.87
U	ppm	0.01	FUS-MS	1.61	1.79	1.61	1.72	1.69



continúa la Tabla A3...

Volcán			Popocatepetl	Rancho Seco	Rancho Seco	Rancho Seco	Rancho Seco	
No. de Muestra			PO-18	RS-03	RS-02	RS-05	RS-06	
Tipo de roca			Dacita	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	
			Lava IV	Bomba del cono	Lava - VI	Lava - I	Lava - I	
Latitud (N)			19° 03' 47.2"	19° 37' 06"	19° 37' 21.6"	19° 35' 2.7"	19° 35' 29.8"	
Longitud (O)			98° 28' 50.1"	101° 28' 29.4"	101° 27' 45.2"	101° 30' 27.2"	101° 30' 24.8"	
Altitud snm (m)			2445	2370	2335	2095	2103	
	Unidad	Límite de detección	Método de análisis					
SiO ₂	%	0.01	FUS-ICP	64.56	58.51	58.77	59.19	59.35
Al ₂ O ₃	%	0.01	FUS-ICP	16.11	17.68	16.46	17.7	17.34
Fe ₂ O ₃ (T)	%	0.01	FUS-ICP	5.15	6.83	6.35	6.17	6.26
MnO	%	0.001	FUS-ICP	0.09	0.105	0.098	0.094	0.094
MgO	%	0.01	FUS-ICP	2.72	3.54	3.3	3.41	3.54
CaO	%	0.01	FUS-ICP	4.96	6.31	6.14	6.34	6.6
Na ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	4.1	4.05	3.69	3.78	3.86
K ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	1.7	1.88	1.91	1.82	1.51
TiO ₂	%	0.001	FUS-ICP	0.738	1.004	0.907	0.792	0.742
P ₂ O ₅	%	0.01	FUS-ICP	0.18	0.27	0.26	0.19	0.15
LOI	%		FUS-ICP	0.18	-0.28	0.79	0.33	-0.16
Total	%	0.01	FUS-ICP	100.5	99.91	98.68	99.81	99.29
Be	ppm	1	FUS-ICP	2	1	1	1	1
Sc	ppm	0.01	INAA	12.3	15.7	15.4	15.7	15.9
V	ppm	5	FUS-ICP	108	131	121	125	127
Cr	ppm	0.5	INAA	82.2	77.3	83.6	64.2	129
Co	ppm	0.1	INAA	14.1	19.2	17.8	19.2	17
Ni	ppm	1	TD-ICP	27	37	38	40	43
Cu	ppm	1	TD-ICP	11	24	24	25	24
Zn	ppm	1	MI/TD-ICP	72	61	69	65	61
Ga	ppm	1	FUS-MS	20	19	19	18	19
Ge	ppm	0.5	FUS-MS	1.4	1.3	1.4	1.3	1.2
Rb	ppm	1	FUS-MS	51	33	36	30	25
Sr	ppm	2	FUS-ICP	423	572	534	575	600
Y	ppm	1	FUS-ICP	22	17	17	14	11
Zr	ppm	1	FUS-ICP	153	173	174	138	114
Nb	ppm	0.2	FUS-MS	3.6	9.4	9.5	5.9	4.5
Cs	ppm	0.1	FUS-MS	2.4	0.9	0.9	0.7	0.6
Ba	ppm	1	FUS-ICP	440	618	610	588	518
La	ppm	0.05	FUS-MS	18.5	21.3	22.3	19	15.2
Ce	ppm	0.05	FUS-MS	38.9	43	44.3	36.8	29.7
Pr	ppm	0.01	FUS-MS	4.81	5.26	5.36	4.49	3.62
Nd	ppm	0.05	FUS-MS	19.7	20.7	20.8	17.8	14.9
Sm	ppm	0.01	FUS-MS	4.46	4.37	4.53	3.67	3.21
Eu	ppm	0.005	FUS-MS	1.26	1.31	1.28	1.11	0.998
Gd	ppm	0.1	FUS-MS	4.08	4.05	3.88	3.29	2.81
Tb	ppm	0.01	FUS-MS	0.65	0.59	0.59	0.48	0.43
Dy	ppm	0.01	FUS-MS	3.81	3.35	3.44	2.75	2.5
Ho	ppm	0.01	FUS-MS	0.74	0.67	0.66	0.56	0.49
Er	ppm	0.01	FUS-MS	2.12	1.95	1.93	1.6	1.38
Tm	ppm	0.005	FUS-MS	0.321	0.284	0.281	0.231	0.201
Yb	ppm	0.01	FUS-MS	2.13	1.85	1.95	1.53	1.35
Lu	ppm	0.002	FUS-MS	0.322	0.288	0.307	0.241	0.204
Hf	ppm	0.1	FUS-MS	4	4.1	4.1	3.5	3.1
Ta	ppm	0.01	FUS-MS	0.18	0.74	0.76	0.47	0.38
Tl	ppm	0.05	FUS-MS	< 0.05	0.16	0.15	0.14	0.14
Pb	ppm	5	TD-ICP	5	< 5	< 5	< 5	< 5
Th	ppm	0.05	FUS-MS	4.96	2.61	2.89	2.32	1.82
U	ppm	0.01	FUS-MS	1.71	0.87	0.95	0.73	0.59



continúa la Tabla A3...

Volcán	Rancho Seco	Rancho Seco	Rancho Seco	Rancho Seco	Rancho Seco			
No. de Muestra	RS-10	RS-08	RS-12	RS-09	ZAC-12177			
Tipo de roca	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita			
	Lava - I	Lava - I	Lava - V	Lava - II	Bomba del cono			
Latitud (N)	19° 35' 7.2"	19° 35' 34.7"	19° 37' 38.8"	19° 35' 15.4"	19° 36' 58.6"			
Longitud (O)	101° 28' 40.1"	101° 29' 45.3"	101° 29' 31.5"	101° 28' 47.7"	101° 28' 10.2"			
Altitud snm (m)	2134	2156	2255	2145				
	Unidad	Límite de detección	Método de análisis					
SiO ₂	%	0.01	FUS-ICP	59.45	59.56	59.63	59.85	59.86
Al ₂ O ₃	%	0.01	FUS-ICP	16.76	16.8	16.54	17.12	17.1
Fe ₂ O ₃ (T)	%	0.01	FUS-ICP	6.69	6.67	6.32	6.5	6.54
MnO	%	0.001	FUS-ICP	0.102	0.102	0.099	0.099	0.102
MgO	%	0.01	FUS-ICP	3.32	3.34	3.42	3.34	3.38
CaO	%	0.01	FUS-ICP	6.09	6.12	6.3	6.21	6.19
Na ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	3.82	3.83	3.71	3.77	3.91
K ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	1.88	1.93	1.96	1.98	1.9
TiO ₂	%	0.001	FUS-ICP	0.949	0.953	0.888	0.919	0.966
P ₂ O ₅	%	0.01	FUS-ICP	0.26	0.25	0.25	0.26	0.26
LOI	%		FUS-ICP	-0.27	0.59	0.52	0.57	-0.51
Total	%	0.01	FUS-ICP	99.06	100.2	99.64	100.6	99.69
Be	ppm	1	FUS-ICP	1	2	2	1	1
Sc	ppm	0.01	INAA	15.8	15.4	15.2	15.6	14.2
V	ppm	5	FUS-ICP	125	125	126	123	131
Cr	ppm	0.5	INAA	129	61.7	53	60.6	50.5
Co	ppm	0.1	INAA	17.7	17.8	16.8	18.2	17.4
Ni	ppm	1	TD-ICP	40	38	34	37	36
Cu	ppm	1	TD-ICP	24	27	28	23	25
Zn	ppm	1	MI/TD-ICP	65	69	69	67	70
Ga	ppm	1	FUS-MS	18	18	18	18	18
Ge	ppm	0.5	FUS-MS	1.2	1.2	0.9	1.1	2.3
Rb	ppm	1	FUS-MS	36	36	40	36	38
Sr	ppm	2	FUS-ICP	524	523	523	540	550
Y	ppm	1	FUS-ICP	17	18	18	17	18
Zr	ppm	1	FUS-ICP	187	183	165	182	173
Nb	ppm	0.2	FUS-MS	10.6	10.4	8.1	9.9	10.3
Cs	ppm	0.1	FUS-MS	0.9	0.9	0.9	0.9	1
Ba	ppm	1	FUS-ICP	623	621	623	622	633
La	ppm	0.05	FUS-MS	22.9	22.8	22.7	22	22.3
Ce	ppm	0.05	FUS-MS	45.9	45.2	44.9	43.6	45.7
Pr	ppm	0.01	FUS-MS	5.57	5.53	5.28	5.27	5.08
Nd	ppm	0.05	FUS-MS	22.2	21.9	20.2	20.8	20.6
Sm	ppm	0.01	FUS-MS	4.52	4.49	4.49	4.24	4.11
Eu	ppm	0.005	FUS-MS	1.34	1.29	1.21	1.27	1.2
Gd	ppm	0.1	FUS-MS	4.05	4.15	3.79	4.07	3.94
Tb	ppm	0.01	FUS-MS	0.62	0.63	0.58	0.61	0.6
Dy	ppm	0.01	FUS-MS	3.52	3.61	3.3	3.37	3.28
Ho	ppm	0.01	FUS-MS	0.69	0.7	0.65	0.65	0.63
Er	ppm	0.01	FUS-MS	1.89	1.91	1.83	1.89	1.72
Tm	ppm	0.005	FUS-MS	0.272	0.288	0.261	0.276	0.255
Yb	ppm	0.01	FUS-MS	1.82	1.84	1.72	1.85	1.72
Lu	ppm	0.002	FUS-MS	0.296	0.29	0.259	0.285	0.282
Hf	ppm	0.1	FUS-MS	4.5	4.2	3.4	4.2	3.4
Ta	ppm	0.01	FUS-MS	0.82	0.85	0.74	0.79	0.77
Tl	ppm	0.05	FUS-MS	0.17	0.18	0.08	0.17	< 0.05
Pb	ppm	5	TD-ICP	6	5	5	6	7
Th	ppm	0.05	FUS-MS	2.92	2.88	2.79	2.87	2.77
U	ppm	0.01	FUS-MS	0.96	0.91	0.86	0.92	0.87



continúa la Tabla A3...

Volcán				Rancho Seco	Rancho Seco	Rancho Seco	Rancho Seco
No. de Muestra				RS-04	RS-01	RS-13	PAZ-01
Tipo de roca				Andesita	Andesita	Andesita	Andesita
				Lava - IV	Bomba del cono	Lava - III	Lava - I
Latitud (N)				19° 35' 41.7"	19° 36' 57.8"	19° 36' 39.4"	19°34'06.5"
Longitud (O)				101° 27' 46.2"	101° 28' 15"	101° 29' 54.8"	101°30'00.5"
Altitud snm (m)				2204	2384	2210	2103
	Unidad	Límite de detección	Método de análisis				
SiO ₂	%	0.01	FUS-ICP	59.99	60.21	60.39	60.64
Al ₂ O ₃	%	0.01	FUS-ICP	17.39	17.26	16.51	17.5
Fe ₂ O ₃ (T)	%	0.01	FUS-ICP	6.53	6.61	6.56	6.08
MnO	%	0.001	FUS-ICP	0.1	0.101	0.101	0.09
MgO	%	0.01	FUS-ICP	3.31	3.35	3.43	3.38
CaO	%	0.01	FUS-ICP	6.1	6.13	6.09	6.53
Na ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	3.95	3.9	3.79	3.8
K ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	1.96	1.95	1.94	1.59
TiO ₂	%	0.001	FUS-ICP	0.944	0.946	0.933	0.76
P ₂ O ₅	%	0.01	FUS-ICP	0.28	0.28	0.27	0.17
LOI	%		FUS-ICP	-0.21	-0.08	-0.23	-0.06
Total	%	0.01	FUS-ICP	100.3	100.7	99.79	100.5
Be	ppm	1	FUS-ICP	1	1	1	1
Sc	ppm	0.01	INAA	15.3	15.4	15.4	14.8
V	ppm	5	FUS-ICP	126	126	128	131
Cr	ppm	0.5	INAA	80.9	82.1	80	86.1
Co	ppm	0.1	INAA	16.9	17.4	17.2	20.1
Ni	ppm	1	TD-ICP	38	39	38	34
Cu	ppm	1	TD-ICP	23	30	31	23
Zn	ppm	1	MI/TD-ICP	66	74	69	61
Ga	ppm	1	FUS-MS	19	18	18	21
Ge	ppm	0.5	FUS-MS	1.2	1.3	1	1.2
Rb	ppm	1	FUS-MS	36	36	41	33
Sr	ppm	2	FUS-ICP	558	543	505	551
Y	ppm	1	FUS-ICP	17	18	19	14
Zr	ppm	1	FUS-ICP	182	183	164	125
Nb	ppm	0.2	FUS-MS	10.1	10.5	7.8	5.5
Cs	ppm	0.1	FUS-MS	0.8	0.9	1	0.8
Ba	ppm	1	FUS-ICP	635	666	639	562
La	ppm	0.05	FUS-MS	22.8	23.3	24.8	18.3
Ce	ppm	0.05	FUS-MS	45.1	45.5	49.2	36.1
Pr	ppm	0.01	FUS-MS	5.49	5.52	5.74	4.32
Nd	ppm	0.05	FUS-MS	21.5	21.6	22.2	16.7
Sm	ppm	0.01	FUS-MS	4.39	4.43	4.61	3.69
Eu	ppm	0.005	FUS-MS	1.29	1.34	1.34	1.04
Gd	ppm	0.1	FUS-MS	3.93	3.96	4.02	2.86
Tb	ppm	0.01	FUS-MS	0.61	0.6	0.6	0.46
Dy	ppm	0.01	FUS-MS	3.52	3.54	3.63	2.73
Ho	ppm	0.01	FUS-MS	0.69	0.71	0.71	0.56
Er	ppm	0.01	FUS-MS	1.88	2.02	2.06	1.58
Tm	ppm	0.005	FUS-MS	0.279	0.296	0.301	0.221
Yb	ppm	0.01	FUS-MS	1.82	1.91	1.93	1.41
Lu	ppm	0.002	FUS-MS	0.297	0.314	0.293	0.225
Hf	ppm	0.1	FUS-MS	4.2	4.2	3.5	2.8
Ta	ppm	0.01	FUS-MS	0.87	0.77	0.88	0.22
Tl	ppm	0.05	FUS-MS	0.15	0.18	0.1	0.06
Pb	ppm	5	TD-ICP	6	17	6	< 5
Th	ppm	0.05	FUS-MS	2.94	2.99	3.02	2.31
U	ppm	0.01	FUS-MS	0.97	0.99	0.96	0.76



Anexo 2

MÉTODOS PARA LOS CÁLCULOS DE GEOTERMOBAROMETRÍA E HIGROMETRÍA

Los geotermómetros o geobarómetros tienen como objetivo encontrar algún equilibrio químico donde haya una diferencia significativa entre la entropía (ΔS_r) (para un termómetro) o el volumen (ΔV_r) (para un barómetro) de productos y reactivos (Putirka, 2008). Cuando se utilizan termómetros o barómetros basados en constantes de equilibrio, es esencial que el equilibrio entre las fases en cuestión sea abordado, para lo cual se puede aplicar un test de equilibrio, de lo contrario las condiciones P-T calculadas no tienen ningún significado (Putirka, 2008).

La mayoría de los geotermobarómetros estiman las condiciones P-T a partir de equilibrios químicos mineral-mineral o mineral-líquido. De hecho, el geotermómetro de olivino y los geotermobarómetros de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno se basan en relaciones de intercambio entre mineral y fundido en equilibrio.

En consecuencia, para aplicarlos de forma estricta, sólo se pueden considerar aquellos cristales que no muestren evidencias de desequilibrio (p.e. texturas de tamiz y coronas de reacción). En consecuencia, los cálculos basados en equilibrios mineral-líquido se han limitado a las composiciones obtenidas en aquellas zonas de los minerales sin texturas de desequilibrio y que se encuentran en contacto con la matriz (Losantos et al., 2014), asumiendo que la composición de la roca total representa de forma aproximada la composición del magma en equilibrio con las fases que contiene.

En el caso del volcán Rancho Seco, la escasa presencia de fenocristales nos hace pensar que la composición de la roca total es la mejor aproximación a la composición del magma en equilibrio, debido a que en un posible recálculo de la geoquímica, al extraer la gran cantidad de microlitos y microfenocristales, se



obtendrían valores negativos o anómalos para algunos elementos (Al_2O_3 , CaO , MgO y FeO). En el caso de las rocas de la lava Nealtican, el recálculo de la geoquímica también presenta grandes incógnitas, debido a la mezcla de magmas ampliamente descrita, debido a que en realidad es difícil estimar la composición del líquido residual previo a la mezcla, y la composición particular del mismo para cada etapa de cristalización en diferentes lotes de magma.

En ambos casos el recálculo de la química evidentemente disminuiría el valor de las temperaturas estimadas, pero a la vez generaría más errores. De esta manera, las temperaturas estimadas en este trabajo se pueden tomar como temperaturas máximas.



1. Geotermómetro olivino-líquido

Para estimar la temperatura de cristalización del olivino, presente en muestras del flujo Nealtican, elegimos el geotermómetro olivino-líquido basado en el intercambio de Fe-Mg entre el olivino y el líquido donde el olivino cristalizó. Para ello, utilizamos la ecuación 22 de Putirka (2008), que es una modificación del termómetro de Beattie (1993), para corregir la sobreestimación sistemática de la temperatura.

$$T[^\circ\text{C}] = \{15294.6 + 1318.8P(\text{GPa}) + 2.4834[P(\text{GPa})]^2\} / \{8.048 + 2.8352 \ln(D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}}) + 2.097 \ln[1.5 (C_{\text{MN}}^{\text{L}})] + 2.575 \ln[3(X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})] - 1.41NF + 0.222\text{H}_2\text{O}^{\text{liq}} + 0.5P(\text{GPa})\}$$

Donde:

$$D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}} = X_{\text{Mg}}^{\text{ol}} / X_{\text{Mg}}^{\text{liq}}$$

$$C_{\text{MN}}^{\text{L}} = X_{\text{FeO}}^{\text{liq}} + X_{\text{MnO}}^{\text{liq}} + X_{\text{MgO}}^{\text{liq}} + X_{\text{CaO}}^{\text{liq}} + X_{\text{CoO}}^{\text{liq}} + X_{\text{NiO}}^{\text{liq}}$$

$$NF = 7/2 \ln(1 - X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{L}}) + 7 \ln(1 - X_{\text{TiO}_2}^{\text{L}})$$

Al usar el termómetro de olivino-líquido tomamos los valores de presión de Witter et al. (2005) y Robergé et al. (2009), donde se indica que las estimaciones de presión en inclusiones de fundido alojado en olivinos rara vez superan los 4 kbar. En base a esto, tomamos dicho valor como límite máximo de presión para la cristalización del olivino y condiciones anhidras.

De la misma manera, asumimos que la composición de los bordes del olivino está en equilibrio con un líquido que tiene la composición de la roca total. A su vez, se corroboró el equilibrio considerando el coeficiente de intercambio de Fe-Mg, entre el olivino y el líquido: $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{ol-liq}} = 0.30 \pm 0.03$, el cual es independiente de la temperatura y de la composición. Además nos auxiliamos de un test de equilibrio basado en el diagrama de Rhodes (Dungan et al. 1978; Rhodes et al. 1979; Fig A1), donde graficamos el Mg# líquido vs. Mg# olivino. La precisión estimada del termómetro es de $\pm 45^\circ\text{C}$.



(Muestra PO-41):

Por su parte, un análisis del borde de un olivino (Fo₈₂) en equilibrio con la composición de la roca total (K_D= 0.27) indica una temperatura de 1119 °C a 4 kbar.

Flujo 2

(Muestra PO-54):

Dos análisis de bordes de olivino (Fo₈₀) en equilibrio con la composición de la roca total (K_D= 0.31±0.001) indican una temperatura de 1124±0.3 °C a 4 kbar.

2. Geotermobarómetro plagioclasa-líquido

Para estimar la temperatura y presión de cristalización de la plagioclasa, presente en muestras del flujo Nealtican y del volcán Rancho Seco, elegimos el geotermobarómetro plagioclasa-líquido basado en el intercambio entre los componentes de anortita (CaAl₂Si₂O₈) y albita (NaAlSi₃O₈). Aplicamos la ecuación 24a de Putirka (2008), considerando la presencia de agua en el líquido (estimada con el higrómetro de Waters y Lange, 2015), reduciendo así los errores sistemáticos:

$$\frac{10^4}{T[\text{K}]} = 6.4706 + 0.3128 \ln \left[\frac{X_{\text{An}}^{\text{pl}}}{X_{\text{CaO}}^{\text{liq}} (X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}})^2 (X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2} \right] - 8.103(X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}) + 4.872(X_{\text{KO}_{0.5}}^{\text{liq}}) \\ + 1.5346(X_{\text{Ab}}^{\text{pl}})^2 + 8.661(X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2 - 3.341 \times 10^{-2}(P(\text{kbar})) \\ + 0.18047(\text{H}_2\text{O}^{\text{liq}})$$

Para los cálculos de presión se podría utilizar la ecuación 25a de Putirka (2008):

$$P(\text{kbar}) = -42.2 + 4.94 \times 10^{-2} T(\text{K}) + 1.16 \times 10^{-4} T(\text{K})^2 \\ - 2T(\text{K}) \ln \left[\frac{X_{\text{Ab}}^{\text{pl}} X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}} X_{\text{CaO}}^{\text{liq}}}{X_{\text{An}}^{\text{pl}} X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}} X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}} \right] - 382.3(X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2 + 514.2(X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^3 - 19.6 \\ \ln(X_{\text{Ab}}^{\text{pl}}) - 139.8(X_{\text{CaO}}^{\text{liq}}) + 287.2(X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}}) + 163.9(X_{\text{KO}_{0.5}}^{\text{liq}})$$



Sin embargo, de acuerdo con Putirka (2008) esta estimación de presión no es la más adecuada debido a que las calibraciones no han dado buenos resultados, por lo cual la descartamos en el presente estudio.

Como posible test de equilibrio, considerando el coeficiente de intercambio entre Ab-An, entre el olivino y el líquido: $K_D(\text{An}-\text{Ab})^{\text{plg-liq}} = 0.27 \pm 0.11$.

Para las estimaciones de porcentajes de agua utilizamos la calibración del higrómetro de plagioclasa de Waters y Lange (2015). Los cálculos se realizaron utilizando una hoja de cálculo que descargamos del repositorio de datos de "American Mineralogist" (<http://www.minsocam.org>). Aquí también asumimos que los fenocristales de plagioclasa cristalizaron en equilibrio con un líquido que tiene la composición de roca total. Además, utilizamos las presiones y temperaturas obtenidas previamente con el termobarómetro plagioclasa-líquido. La estimación del error estándar en el modelo del higrómetro es de 0.35 wt% de H₂O, mientras que la precisión estimada del termobarómetro es de $\pm 36^\circ\text{C}$.

Por lo anterior, el contenido de agua obtenido representa por lo tanto un valor mínimo. Además, los cambios en la presión afectan el contenido de agua en un margen inferior a los errores asociados al método.

Rancho Seco

Flujo 1

(Muestra RS-06):

El borde de un microfenocristal de plagioclasa (An₅₀) en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.31$) indica una temperatura de 1087 °C y 0.9 wt% de H₂O a 1.0 kbar.

Flujo 2

(Muestra RS-10):

El borde de 3 microfenocristales de plagioclasa (An₅₂₋₅₆) en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.23 \pm 0.02$) indican una temperatura de 1089 \pm 1.7 °C y 0.9 wt% de H₂O a 1.0 kbar.



Flujo 3

(Muestra RS-09):

El borde de 6 microfenocristales de plagioclasa (An_{50-55}) en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.26 \pm 0.02$) indican una temperatura de 1086 ± 3.4 °C y 1.2 ± 0.05 wt% de H_2O a 1.0 kbar.

Flujo 4

(Muestra RS-13):

El borde de 2 microfenocristales de plagioclasa (An_{52-55}) en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.24 \pm 0.02$) indican una temperatura de 1089 ± 5.2 °C y 1.0 ± 0.07 wt% de H_2O a 1.0 kbar.

Flujo 5

(Muestra RS-04):

El borde de 4 microfenocristales de plagioclasa (An_{52-57}) en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.24 \pm 0.02$) indican una temperatura de 1086 ± 2.0 °C y 1.2 wt% de H_2O a 1.0 kbar.

Flujo 6

(Muestra RS-12):

El borde de 3 microfenocristales de plagioclasa (An_{54-57}) en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.23 \pm 0.02$) indican una temperatura de 1093 ± 1.7 °C y 1.0 wt% de H_2O a 1.0 kbar.

Flujo 7

(Muestra RS-02):

El borde de un microfenocristal de plagioclasa (An_{54}) en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.24$) indica una temperatura de 1088 °C y 1.1 wt% de H_2O a 1.0 kbar.



LAVAS NEALTICAN

Flujo 1

(Muestra PO-09):

El núcleo de un fenocristal de plagioclasa (An_{46}) en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.24$) indica una temperatura de 1069 °C y 0.9 wt% de H_2O a 1.5 kbar.

El borde de un fenocristal de plagioclasa (An_{43}) en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.27$) indica una temperatura de 1065 °C y 0.9 wt% de H_2O a 1.5 kbar.

(Muestra PO-41):

El núcleo de un fenocristal de plagioclasa (An_{49}) en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.22$) indica una temperatura de 1073 °C y 0.9 wt% de H_2O a 1.5 kbar.

El borde de 2 fenocristales (An_{42-44}) y un microfenocristal (An_{44}) de plagioclasa en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.27 \pm 0.01$) indican una temperatura de 1064 ± 3.5 °C y 1.0 ± 0.06 wt% de H_2O a 1.5 kbar.

Flujo 2

(Muestra PO-54):

El núcleo de 2 fenocristales (An_{42-47}) y un microfenocristal (An_{45}) de plagioclasa en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.26 \pm 0.03$) indican una temperatura de 1068 ± 5.3 °C y 0.9 ± 0.06 wt% de H_2O a 1.5 kbar.

El borde de un fenocristal de plagioclasa (An_{46}) en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.25$) indica una temperatura de 1071 °C y 0.9 wt% de H_2O a 1.5 kbar.



Flujo 3

(Muestra PO-28):

El núcleo de un fenocristal (An_{43}) y 2 microfenocristales (An_{44-45}) de plagioclasa en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.25 \pm 0.01$) indican una temperatura de 1048 ± 1.0 °C y 1.3 wt% de H_2O a 1.5 kbar.

El borde de 2 fenocristales (An_{41-46}) y un microfenocristal (An_{45}) de plagioclasa en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.25 \pm 0.03$) indican una temperatura de 1049 ± 2.5 °C y 1.3 wt% de H_2O a 1.5 kbar.

(Muestra PO-32):

El núcleo de 2 fenocristales (An_{42-44}) de plagioclasa en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.28 \pm 0.01$) indican una temperatura de 1048 ± 1.4 °C y 1.4 wt% de H_2O a 1.5 kbar.

El borde de 4 fenocristales de plagioclasa (An_{44-47}) en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.25 \pm 0.02$) indican una temperatura de 1055 ± 4.2 °C y 1.3 ± 0.05 wt% de H_2O a 1.5 kbar.

Flujo 4

(Muestra PO-18):

El núcleo de un fenocristal (An_{45}) y 2 microfenocristales (An_{42-44}) de plagioclasa en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.24 \pm 0.02$) indican una temperatura de 1046 ± 2.5 °C y 1.3 wt% de H_2O a 1.5 kbar.

El borde de 3 fenocristales (An_{43-45}) y 2 microfenocristales (An_{42-44}) de plagioclasa en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.24 \pm 0.01$) indican una temperatura de 1046 ± 1.1 °C y 1.3 wt% de H_2O a 1.5 kbar.

(Muestra PO-16):

El núcleo de 2 fenocristales (An_{42-45}) y un microfenocristal (An_{46}) de plagioclasa en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.24 \pm 0.02$) indican una temperatura de 1044 ± 4.4 °C y 1.3 ± 0.06 wt% de H_2O a 1.5 kbar.



El borde de 3 fenocristales (An_{38-42}) y un microfenocristal (An_{45}) de plagioclasa en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.26 \pm 0.03$) indican una temperatura de 1040 ± 5.1 °C y 1.4 ± 0.05 wt% de H_2O a 1.5 kbar.

3. Geotermobarómetro ortopiroxeno-líquido

Para estimar la temperatura y presión de cristalización del ortopiroxeno, presente en muestras del flujo Nealtican y del volcán Rancho Seco, elegimos el geotermobarómetro ortopiroxeno-líquido. Aplicamos la ecuación 28a de Putirka (2008), considerando la presencia de agua en el líquido (estimada con el higrómetro de Waters y Lange, 2015), reduciendo así los errores sistemáticos:

$$\frac{10^4}{T[^\circ\text{C}]} = 4.07 + 0.329[P(\text{GPa})] + 0.12[H_2O^{\text{liq}}] + 0.567 \ln \left[\frac{X_{\text{Fm}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{opx}}}{(X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2 (X_{\text{FeO}}^{\text{liq}} + X_{\text{MnO}}^{\text{liq}} + X_{\text{MgO}}^{\text{liq}})^2} \right] - 3.06 [X_{\text{MgO}}^{\text{liq}}] - 6.17 [X_{\text{KO}_{0.5}}^{\text{liq}}] + 1.89 [Mg\#^{\text{liq}}] + 2.57 [X_{\text{Fe}}^{\text{opx}}]$$

Para los cálculos de presión utilizamos la ecuación 29a de Putirka (2008):

$$P(\text{kbar}) = -13.97 + 0.0129T(^\circ\text{C}) + 0.001416T(^\circ\text{C}) \ln \left[\frac{X_{\text{NaAlSi}_2\text{O}_6}^{\text{opx}}}{X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}} X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}} (X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2} \right] - 19.64 (X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}) + 47.49 (X_{\text{MgO}}^{\text{liq}}) + 6.99 (X_{\text{Fe}}^{\text{opx}}) + 37.37 (X_{\text{Fm}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{opx}}) + 0.748 (H_2O^{\text{liq}}) + 79.67 (X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}} + X_{\text{KO}_{0.5}}^{\text{liq}})$$

Igualmente, asumimos que la composición de los bordes del ortopiroxeno está en equilibrio con un líquido que tiene la composición de la roca total. A su vez, se corroboró el equilibrio considerando el coeficiente de intercambio de Fe-Mg, entre el ortopiroxeno y el líquido: $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{opx-liq}} = 0.29 \pm 0.06$. Y también nos auxiliamos de un test de equilibrio basado en el diagrama de Rhodes (Dungan et al. 1978; Rhodes et al. 1979; Fig A2), donde graficamos el $Mg\#$ líquido vs. $Mg\#$ ortopiroxeno. La precisión estimada es de ± 39 °C y ± 2.6 kbar.

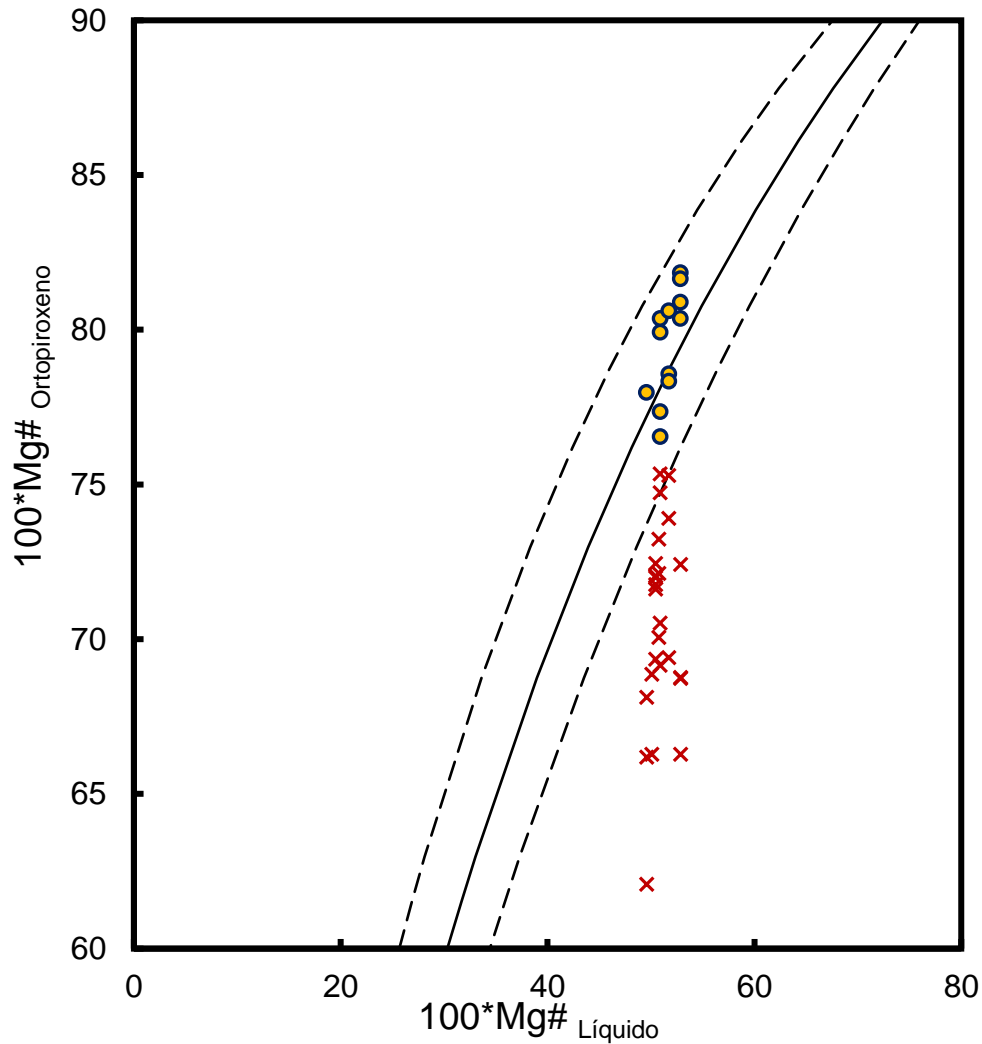


Figura A2. Diagrama de Rhodes del test de equilibrio ortopiroxeno-líquido. Si los ortopiroxenos están en equilibrio con la co-existencia de composiciones de roca total o vidrio, entonces el par líquido-ortopiroxeno supuesto debe graficarse a lo largo de la línea sólida (puntos amarillos), dentro de un límite de error establecido, que corresponde a $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{opx-liq}} = 0.29 \pm 0.06$.

Rancho Seco

Flujo 1

(Muestra RS-06):

El borde de 4 microfenocristales de ortopiroxeno en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.26 \pm 0.01$) indican una temperatura de 1094 ± 3.2 °C y 3.5 ± 0.6 kbar con 1.3 wt% de H₂O.



Flujo 2

(Muestra RS-10):

El borde de un microfenocristal de ortopiroxeno en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.28$) indica una temperatura de 1087 °C y 2.7 kbar con 1.1 wt% de H₂O.

Flujo 4

(Muestra RS-13):

El borde de 4 microfenocristales de ortopiroxeno en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.28 \pm 0.03$) indican una temperatura de 1089 ± 12.5 °C y 1.1 ± 0.8 kbar con 1.1 wt% de H₂O.

Flujo 6

(Muestra RS-12):

El borde de 3 microfenocristales de ortopiroxeno en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.28 \pm 0.02$) indican una temperatura de 1089 ± 8.9 °C y 2.1 ± 0.6 kbar con 1.0 wt% de H₂O.

LAVAS NEALTICAN

Flujo 3

(Muestra PO-32):

El núcleo de un fenocristal y un microfenocristal de ortopiroxeno en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.31 \pm 0.01$) indican una temperatura de 1055 ± 1.3 °C y 3.5 ± 0.7 kbar con 1.3 wt% de H₂O.

Flujo 4

(Muestra PO-18):

El núcleo de un microfenocristal de ortopiroxeno en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.30$) indican una temperatura de 1049 °C y 3.1 kbar con 1.3 wt% de H₂O.



4. Geotermobarómetro clinopiroxeno-líquido

Para estimar la temperatura y presión de cristalización del clinopiroxeno, presente en muestras del flujo Nealtican, elegimos el geotermobarómetro clinopiroxeno-líquido. Aplicamos la ecuación 33 de Putirka (2008), considerando la presencia de agua en el líquido (estimada con el higrómetro de Waters y Lange, 2015), reduciendo así los errores sistemáticos:

$$\frac{10^4}{T[K]} = 7.53 - 0.14 \ln \left[\frac{X_{Jd}^{cpx} X_{CaO}^{liq} X_{Fm}^{liq}}{X_{DiHd}^{cpx} X_{Na}^{liq} X_{Al}^{liq}} \right] + 0.07 [H_2O^{liq}] - 14.9 [X_{CaO}^{liq} X_{SiO_2}^{liq}] - 0.08 \ln [X_{TiO_2}^{liq}]$$

$$- 3.62 [X_{NaO_{0.5}}^{liq} + X_{KO_{0.5}}^{liq}] - 1.1 [Mg\#^{liq}] - 0.18 \ln (X_{EnFs}^{cpx}) - 0.027 P(\text{kbar})$$

Para los cálculos de presión utilizamos la ecuación 32c de Putirka (2008):

$$P(\text{kbar}) = -57.9 + 0.0475T(K) - 40(X_{FeO}^{liq}) - 47.7(X_{CaTs}^{cpx}) + 0.676(H_2O^{liq})$$

$$- 153(X_{CaO_{0.5}}^{liq} X_{SiO_2}^{liq}) + 6.89 \left(\frac{X_{Al}^{cpx}}{X_{AlO_{1.5}}^{liq}} \right)$$

Como posible test de equilibrio, considerando el coeficiente de intercambio entre Fe-Mg, entre el clinopiroxeno y el líquido tenemos: $K_D(\text{Fe-Mg})^{cpx-liq} = 0.28 \pm 0.08$. La precisión estimada es de ± 42 °C y ± 1.5 kbar.

LAVAS NEALTICAN

Flujo 1

(Muestra PO-09):

El núcleo de un fenocristal de clinopiroxeno en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.26$) indica una temperatura de 1074 °C y 4.4 kbar con 0.9 wt% de H₂O.

El borde de un fenocristal y 2 microfenocristales de clinopiroxeno en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.26 \pm 0.001$) indican una temperatura de 1076 ± 7.6 °C y 4.0 ± 0.7 kbar con 0.9 wt% de H₂O.



(Muestra PO-41):

El núcleo de 3 fenocristales de clinopiroxeno en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.26 \pm 0.001$) indican una temperatura de 1071 ± 4.0 °C y 3.6 ± 0.5 kbar con 0.9 wt% de H₂O.

El borde de 2 fenocristales y un microfenocristal de clinopiroxeno en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.25 \pm 0.001$) indican una temperatura de 1056 ± 3.8 °C y 3.4 ± 0.4 kbar con 0.9 wt% de H₂O.

Flujo 2

(Muestra PO-54):

El núcleo de 2 fenocristales de clinopiroxeno en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.26 \pm 0.004$) indican una temperatura de 1075 ± 20.5 °C y 3.7 ± 1.3 kbar con 0.9 wt% de H₂O.

El borde de 3 fenocristales de clinopiroxeno en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.26 \pm 0.001$) indican una temperatura de 1074 ± 8.6 °C y 4.1 ± 0.4 kbar con 0.9 wt% de H₂O.

Flujo 3

(Muestra PO-28):

El núcleo de un fenocristal de clinopiroxeno en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.25$) indica una temperatura de 1031 °C y 2.7 kbar con 1.3 wt% de H₂O.

(Muestra PO-32):

El núcleo de un fenocristal de clinopiroxeno en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.25$) indica una temperatura de 1039 °C y 2.6 kbar con 1.4 wt% de H₂O.

El borde de un fenocristal de clinopiroxeno en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.25$) indica una temperatura de 1037 °C y 2.0 kbar con 1.3 wt% de H₂O.



Flujo 4

(Muestra PO-18):

El núcleo de un microfenocristal de clinopiroxeno en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.25$) indica una temperatura de 1034 °C y 2.9 kbar con 1.3 wt% de H₂O.

(Muestra PO-16):

El núcleo de un fenocristal de clinopiroxeno en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.25$) indica una temperatura de 1040 °C y 3.6 kbar con 1.3 wt% de H₂O.

El borde de 2 microfenocristales de clinopiroxeno en equilibrio con la composición de la roca total ($K_D = 0.25$) indican una temperatura de 1034±0.4 °C y 3.1±0.4 kbar con 1.4 wt% de H₂O.

5. Geotermómetro de óxidos de Fe-Ti

Debido a que la difusión química en los óxidos de hierro y titanio es muy rápida (p. ej., Freer y Hauptman, 1978), los geotermómetros de óxidos de Fe-Ti funcionan bien al registrar las temperaturas justo antes de una erupción (Takeuchi, 2011). En algunos casos, incluso permiten estimar la temperatura de la mezcla de magmas, justo después del evento de mezcla de magma (Venezky y Rutherford, 1999). Sin embargo, los óxidos de Fe-Ti también se pueden reequilibrar fácilmente durante el proceso de enfriamiento de flujos de lava, lo que hace difícil medir la temperatura para las condiciones pre-eruptivas (Takeuchi, 2011).

En las lavas Nealtican también pudimos estimar algunas temperaturas basándonos en el nuevo modelo del termómetro de óxidos de Fe-Ti de Ghiorso y Evans (2008), el cual estima la temperatura del magma basándose en la química mineral de óxidos de hierro-titanio, representados en este caso por magnetita e ilmenita. Este nuevo modelo se puede aplicar a conjuntos de datos de pares de óxidos naturales de rocas volcánicas silíceas (Ghiorso y Evans, 2008).



Las estimaciones de temperatura de este geotermómetro se pueden realizar utilizando el intercambio de $\text{Fe}^{+2}\text{Ti} \leftrightarrow (\text{Fe}^{+3})_2$ o $\text{Fe}^{+2} \leftrightarrow \text{Mg}$ entre los dos óxidos. La precisión estimada es de ± 50 °C.

El geotermómetro de óxidos de Fe-Ti desarrollado en Ghiorso (2008) está disponible como una calculadora en línea (http://melts.ofm-research.org/CORBA_CTserver/OxideGeothrm/OxideGeothrm.php), la cual se utilizó en este trabajo.

Cabe mencionar que sólo se usaron los pares en equilibrio entre titanomagnetita e ilmenita que aprobaron el test de equilibrio de partición Mg/Mn de Bacon y Hirschmann (1988).

LAVAS NEALTICAN

Flujo 3

(Muestra PO-32):

Dos pares magnetita/ilmenita en equilibrio indican una temperatura de 969 ± 7.8 °C.

Flujo 4

(Muestra PO-18):

Un par magnetita/ilmenita en equilibrio indica una temperatura de 925 °C.

Referencias

- Bacon, C. R., Hirschmann, M. M., 1988. Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between Fe-Ti oxides. *American Mineralogist* 73: 57–61.
- Beattie, P., 1993. Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 115:103-111. <https://doi.org/10.1007/BF00712982>
- Dungan, M.A., Long, P.E., Rhodes, J.M., 1978. Magma mixing at mid-ocean ridges: evidence from legs 45 and 45-DSDP. *Geophysical Research Letters* 5(6): 423-425. <https://doi.org/10.1029/GL005i006p00423>
- Freer, R., Hauptman, Z., 1978. An experimental study of magnetite-titanomagnetite interdiffusion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 16(3): 223–231. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(78\)90015-8](https://doi.org/10.1016/0031-9201(78)90015-8)
- Ghiorso, M.S., Evans, B.W., 2008. Thermodynamics of Rhombohedral Oxide Solid Solutions and a Revision of the Fe-Ti Two-oxide Geothermometer and Oxygen-barometer. *American Journal of Science* 308: 957-1039. <https://doi.org/10.2475/09.2008.01>



- Losantos, E., Cebriá, J.M., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M., López-Ruiz, J., 2014. Condiciones de cristalización y diferenciación de las lavas del volcán El Metate (Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato, México). *Estudios Geológicos* 70(2): 1-19. <http://dx.doi.org/10.3989/egeol.41589.349>
- Putirka, K.D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69(1): 61–120. <http://dx.doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>.
- Rhodes, J.M., Dungan, M.A., Blanchard, D.P., Long, P.E., 1979. Magma mixing at mid-ocean ridges: evidence from basalts drilled near 22°N on the mid-Atlantic ridge. *Tectonophysics* 55(1-2): 35-61. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90334-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90334-2)
- Roberge, J., Delgado-Granados, H., Wallace, P.J., 2009. Mafic magma recharge supplies high CO₂ and SO₂ gas fluxes from Popocatepetl volcano, Mexico. *The Geological Society of America* 37(2): 107–110. <https://doi.org/10.1130/G25242A.1>
- Takeuchi, S., 2011. Preeruptive magma viscosity: An important measure of magma eruptibility. *Journal of Geophysical Research* 116(B10): 1-19. <https://doi.org/10.1029/2011JB008243>
- Venezky, D.Y., Rutherford, M.J., 1999. Petrology and Fe-Ti oxides reequilibration of the 1991 Mount Unzen mixed magma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 89(1–4): 213–230. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00133-4](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00133-4)
- Waters, L.E., Lange, R.A., 2015. An updated calibration of the plagioclase-liquid hygrometer-thermometer applicable to basalts through rhyolites. *American Mineralogist* 100: 2172-2184. <https://doi.org/10.2138/am-2015-5232>
- Witter, J.B., Kress, V.C., Newhall, C.G., 2005. Volcán Popocatepetl, Mexico. Petrology, Magma Mixing, and Immediate Sources of Volatiles for the 1994–Present Eruption. *Journal of petrology* 46(11): 2337–2366. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi058>



Anexo 3

MÉTODOS DE CÁLCULO DE LAS PROPIEDADES RELÓGICAS Y TIEMPOS DE EMPLAZAMIENTO

1. Viscosidad estimada por el método petrológico

La viscosidad aparente (η_{app}) de una mezcla de partículas polidispersas (cristales y burbujas de diversas formas y tamaños) en una fase líquida (correspondiente al fundido silicatado) puede definirse mediante:

$$\eta_{app} = \eta_{melt} \cdot \eta_r = \eta_{melt}(T, X) \cdot \eta_r(\phi, r, \dot{\gamma}) \quad (1)$$

donde la viscosidad del fundido (η_{melt}) es newtoniana y depende de la temperatura y la composición; η_r la viscosidad relativa, de la abundancia volumétrica y la relación de aspecto de las partículas, así como de la velocidad de deformación del flujo (Chevrel et al., 2013).

La viscosidad del líquido intersticial se estimó mediante el modelo GRD (Giordano et al., 2008). Este modelo fue elegido sobre otros modelos (por ejemplo, Shaw, 1969; Bottinga y Weill, 1972; Hui y Zhang, 2007) porque considera un rango más amplio de composiciones químicas e incluye la dependencia no arreniana de la temperatura de la viscosidad del fundido silicatado siguiendo la ecuación de Vogel-Fulcher-Tammann, es decir en este caso la viscosidad no es inversamente proporcional al aumento de la temperatura (Fulcher, 1925):

$$\log \eta_{melt} = A + \frac{B(X)}{T - C(X)} \quad (2)$$

donde A es una constante que representa el límite inferior de la viscosidad del fundido silicatado a alta temperatura; y B y C son parámetros de ajuste dependiendo de la composición química (Giordano et al., 2008).

Para las estimaciones usamos una hoja de calculo disponible en línea (<https://www.eoas.ubc.ca/~krussell/VISCOSITY/grdViscosity.html>) en la cual



ingresamos la composición de algunos vidrios (líquido intersticial) que se midieron mediante microsonda electrónica, además de las temperaturas estimadas mediante geotermobarometría. A su vez, asumimos un bajo contenido de agua disuelta (0.1 wt% de H₂O) para la estimación del líquido intersticial al momento de la erupción.

A medida que la lava se enfría, los cristales crecen añadiendo una población de partículas sólidas a la mezcla. La viscosidad relativa se calculó considerando una mezcla bimodal con partículas gruesas (fenocristales) y las partículas finas (microfenocristales y microlitos) modeladas, en un fundido silicatado intersticial newtoniano sin burbujas, tomado en cuenta los mejores parámetros de ajuste de las ecuaciones que se describen a continuación, y considerando relaciones de aspecto similares a nuestras fases minerales.

Para tener en cuenta el efecto de los cristales en la viscosidad de la mezcla, se aplica típicamente la ecuación de Einstein-Roscoe, que hace referencia a la viscosidad relativa (efecto de las partículas, en este caso cristales):

$$\eta_r(\phi) = (1 - R\phi)^{-2.5} \quad (3)$$

en el que ϕ es la fracción volumétrica de los cristales y R es igual a uno sobre el empaquetamiento máximo ("maximum packing", ϕ_m) de cristales, siendo éste el contenido de cristales que hace que el movimiento adicional sea reológicamente imposible. Este valor generalmente se cree que está en el rango de 50-70% de cristales por volumen (Harris y Rowland, 2015).

Otra ecuación común para el cálculo de la viscosidad relativa es la de ecuación de Krieger-Dougherty (1959):

$$\eta_r = \left(1 - \frac{\phi}{\phi_m}\right)^{-B\phi_m} \quad (4)$$

donde η_r es la viscosidad relativa debida al efecto de los cristales, ϕ es la fracción cristalina, ϕ_m es el empaquetamiento máximo y B el coeficiente de Einstein. La fracción del empaquetamiento máximo es la fracción cristalina máxima que se logra mediante la acumulación de sólidos orientados aleatoriamente (Chevrel et al., 2013).

A su vez, Moitra y Gonnermann (2015) también proponen una ecuación similar para el cálculo de la viscosidad relativa:

$$\eta_r = \left(1 - \frac{\phi}{\phi_m}\right)^{-\alpha} \quad (5)$$



donde α es un parámetro de ajuste, ϕ es la fracción cristalina y ϕ_m es el empaquetamiento máximo.

Sin embargo, las ecuaciones de Einstein-Roscoe, Krieger-Dougherty (1959), Moitra y Gonnermann (2015) presentan muchos problemas para modelar fracciones cristalinas (ϕ) mayores al 35%, como ocurre con el % de plagioclasas de las muestras de las zonas de estudio, sobre todo en el volcán Rancho Seco.

Debido a lo anterior, el efecto de los cristales se calculó utilizando el modelo de Costa et al. (2009), el cual es útil para altos contenidos de cristales. Este modelo se basa en una relación semi-empírica no newtoniana para suspensiones polidispersas diluidas altamente concentradas, teniendo en cuenta la forma de las partículas y la dependencia de la tasa de deformación ("strain rate"):

$$\eta_r(\phi) = \frac{1 + \left(\frac{\phi}{\phi_m}\right)^\delta}{\left[1 - F\left(\frac{\phi}{\phi_m}, \xi, \gamma\right)\right]^{B\phi_m}} \quad (6)$$

con F dada por:

$$F = (1 - \xi) \operatorname{erf} \left[\frac{\sqrt{\pi}}{2(1 - \xi)} \frac{\phi}{\phi_*} \left(1 - \frac{\phi^\gamma}{\phi_*^\gamma}\right) \right] \quad (7)$$

La función de error erf describe una transición reológica por debajo y por arriba del límite del empaquetamiento máximo. El modelo de Costa se utiliza aquí con los parámetros de ajuste presentes en Cimarelli et al. (2011) basados en experimentos análogos de suspensiones polidispersas que incluyen partículas gruesas, equidistantes y partículas finas y oblicuas en un líquido newtoniano libre de burbujas (análogo al fundido intersticial silicatado). Este modelo nos permite cuantificar la evolución reológica restante de la lava cristalina por encima de la fracción cristalina crítica donde el comportamiento de la mezcla está controlado por la red sólida (Chevrel et al., 2013). De esta manera, para las muestras del volcán Rancho Seco, los microfenocristales de plagioclasa fueron considerados esferoides prolatos (relación de aspecto de 9.05, empaquetamiento máximo de 0.44, $\delta=4.45$, $\gamma=8.55$, $\phi_*=0.28$ y $\xi=1 \times 10^{-3}$), mientras que los microfenocristales de piroxenos fueron considerados esferas (relación de aspecto de 1.03, empaquetamiento máximo de 0.61, $\delta=11.40$, $\gamma=1.60$, $\phi_*=0.67$ y $\xi=10 \times 10^{-3}$). En este caso tomamos los cálculos estimados a una tasa de deformación de 1 s^{-1} , esto considerando que muchas de las muestras tienen textura traquítica, es decir que los



cristales sufrieron cierta deformación y se orientaron en una dirección preferencial. , considerando la forma y la relación de aspecto de nuestros cristales.

Por su parte, para las muestras de la lava Nealtican, las plagioclasas se consideraron prolatos angulares (relación de aspecto de 8.50, empaquetamiento máximo de 0.32, $\delta= 12.90$, $\gamma= 0.10$, $\phi_*=0.24$ y $\xi= 30\times 10^{-3}$) mientras que los piroxenos y olivinos se consideraron formas equidistantes angulares (relación de aspecto de 1.82, empaquetamiento máximo de 0.47, $\delta= 11.48$, $\gamma= 0.69$, $\phi_*=0.51$ y $\xi= 0.05\times 10^{-3}$). En este caso tomamos los cálculos estimados a una tasa de deformación de 10^{-4} s^{-1} , debido a que no se observa claramente una textura traquítica.

Es importante mencionar que aunque las vesículas están presentes en algunas de las muestras y es probable que las burbujas hayan afectado el comportamiento del flujo (por ejemplo, Pinkerton y Sparks, 1978; Lipman et al., 1985), en la actualidad no existe ninguna ley general que describa su efecto completo sobre la viscosidad aparente de las burbujas en la lava (Stein y Spera, 1992; Quane y Russell, 2005; Pistone et al., 2012) y, por lo tanto, no se consideran en este trabajo (Chevrel et al., 2013).



2. Propiedades reológicas de flujo y tasas de efusión estimadas a partir del método morfológico

En 1925 Harold Jeffreys introdujo una ecuación que permite calcular la velocidad media (\bar{v}) de un fluido newtoniano que fluye en un canal que es (8) semicircular o cuadrado o (9) que es mucho más ancho que su espesor (Jeffreys, 1925):

$$\bar{v} = \frac{d^2 \rho g \sin \alpha}{8\eta} \quad (8) \qquad \bar{v} = \frac{d^2 \rho g \sin \alpha}{3\eta} \quad (9)$$

Aquí, d es la profundidad de la lava en el canal, ρ es la densidad de lava, g es la aceleración de la gravedad, α es el ángulo de la pendiente por la cual la lava está fluyendo y η es la viscosidad de la lava (Harris y Rowland, 2015).

Sin embargo, la fórmula de Jeffreys es para fluidos newtonianos, específicamente agua. Dichos fluidos fluirán cuando se aplique una cantidad infinitesimal de fuerza o esfuerzo de cizalla. Para un fluido Bingham, sin embargo, el esfuerzo de cizalla debe exceder un valor crítico antes de que éste comience a fluir.

El valor crítico de esfuerzo de cizalla que debe alcanzarse antes de que se produzca el flujo está determinado por la resistencia al flujo (τ_0). Éste, a su vez, está relacionado con un espesor de flujo crítico (H) por debajo del cual los esfuerzos de cizalla son insuficientes para forzar al fluido a moverse hacia abajo en una pendiente dada (Harris y Rowland, 2015). El esfuerzo de cizalla en la base de un flujo (τ_0) puede estimarse a partir de:

$$\tau_0 = \rho g H \sin \alpha \quad (10)$$

Asumiendo un comportamiento newtoniano, la geometría del flujo de lava sobre una superficie inclinada depende de su viscosidad, densidad, velocidad de derrame y la fuerza que impulsa el flujo (es decir, la gravedad), y está dada por la ecuación de Jeffreys y posteriormente modificada por Nichols (1939):

$$\eta = \frac{\rho g H^2 \sin \alpha}{3u} \quad (11)$$

Cabe mencionar que las lavas tienden a comportarse como fluidos tipo Bingham. Debido a que la ecuación de Jeffreys no tiene un término que tenga en



cuenta el efecto de la resistencia al flujo, sobreestimar  las velocidades y subestimar  las viscosidades si se aplica a un fluido tipo Bingham (Harris y Rowland, 2015).

En el contexto de flujos de lava canalizados, Hulme (1974) propuso ecuaciones para definir la resistencia al flujo de una lava canalizada (τ_c) a partir de las dimensiones de los levées (Chevrel et al., 2016b):

$$\tau_c = \rho g(W - w) \sin^2 \alpha \quad (12)$$

Donde W corresponde al ancho del flujo y w al ancho del canal.

Basado en la teoría de Hulme, Wilson y Head (1983) proporcionaron una ecuación que relaciona la viscosidad aparente del flujo dentro del canal con la tasa de efusión (Q) y el límite elástico (τ):

$$\eta = \frac{w^3 \tau \sin^2 \alpha}{24Q}; \text{ cumpliendo con } \frac{w}{W - wc} < 1 \quad (13)$$

Donde w es el ancho del canal y W el ancho de todo el flujo.

Asimismo, la longitud del flujo de lava (L) está relacionada con su velocidad (u) a través del número de Gr tz (adimensional) (G_z ; Knudson y Katz, 1958; Guest et al., 1987; Pinkerton y Wilson, 1994), que considera la relación entre la disipación de calor a lo largo de la longitud del flujo y de la pérdida de calor por conducción:

$$G_z = \frac{uH^2}{kL} \quad (14)$$

donde u (m/s) es la velocidad media, k la difusividad térmica (equivalente a 4.21×10^{-7} m/s²; Kilburn y Lopes, 1991), H el espesor y L la longitud del flujo. Varios estudios han descrito la relación entre las tasas de derrame y las longitudes de flujo (Walker, 1973; Pinkerton, 1987; Pinkerton y Sparks, 1976; Pinkerton y Wilson, 1994) y han llegado a la conclusión de que los flujos limitados por enfriamiento se detienen cuando G_z llega a un valor crítico de 300 (Chevrel et al., 2013). La tasa de efusión volumétrica (Q) se relaciona con la velocidad mediante:

$$Q = uWH = \frac{G_z kLW}{H} \quad (15)$$

Finalmente, para estimar los tiempos de emplazamiento, tomado en cuenta la ecuación del G_z , simplemente dividimos el volumen del flujo (calculado al multiplicar el espesor promedio por el área del flujo) entre la tasa de efusión previamente calculada en la ecuación 15 (Chevrel et al., 2016b). Además, utilizamos la ecuación de Kilburn y Lopes (1991), la cual considera la pérdida de calor superficial por



radiación y conducción y que puede aplicarse mejor a los casos de flujo de bloques donde el avance del flujo está limitado por la formación de cortezas (Chevrel et al., 2016b). En este modelo, el movimiento del núcleo del flujo se trata como constante, uniforme y laminar y se comporta como un fluido newtoniano a bajas tasas de deformación. A su vez, Kilburn y Lopes (1991) derivaron una ecuación que relaciona el tiempo de emplazamiento (t_{KL}) con las dimensiones finales del flujo, independientemente de la tasa de efusión, las propiedades intrínsecas de la lava (viscosidad, densidad) y las fuerzas motrices (gravedad):

$$\frac{W_m}{L_m} H^2 \sin \alpha = nkt_{KL} \quad (16)$$

y por lo tanto:

$$t_{KL} = \frac{W_m H^2 \sin \alpha}{nkL_m} \quad (17)$$

Dónde W_m y L_m son el ancho y la longitud máximos del campo de flujo (aquí usamos el ancho medio calculado a partir de diversos perfiles a lo largo de los flujos seleccionados), n es un factor igual a 3 para flujos con un ancho mayor su espesor (heredado de la ecuación de Jeffreys) (Chevrel et al., 2016b). Kilburn y Lopes (1991) estiman que los errores para t son del 10% y del 70% para $\frac{W_m}{L_m} H^2 \sin \alpha$.

Referencias

- Bottinga, Y., Weill, D.F., 1972. The viscosity of magmatic silicate liquids: A model for calculation. *American Journal of Science* 272: 438–475.
- Chevrel, M.O., Guilbaud, M.N., Siebe, C., 2016b. 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): 1-32. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1020-9>
- Chevrel, M.O., Platz, T., Hauber, E., Baratoux, D., Lavallée, Y., Dingwell, D.B., 2013. Lava flow rheology: A comparison of morphological and petrological methods. *Earth and Planetary Science Letters* 384:109–120. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.022>
- Cimarelli, C., Costa, A., Mueller, S., Mader, H.M., 2011. Rheology of magmas with bimodal crystal size and shape distributions: Insights from analog experiments. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 12(7): 1–14. <https://doi.org/10.1029/2011GC003606>
- Costa, A., Caricchi, L., Bagdassarov, N., 2009. A model for the rheology of particle-bearing suspensions and partially molten rocks. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10(3): 1–13. <https://doi.org/10.1029/2008GC002138>
- Fulcher, G.S., 1925. Analysis of recent measurements of the viscosity of glasses. *Journal of the American Ceramic Society* 8: 339–355.
- Giordano, D., Russell, J.K., Dingwell, D.B., 2008. Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters* 271: 123–134.
- Guest, J.E., Kilburn, C.R.J., Pinkerton, H., Duncan, A.M., 1987. The evolution of lava flow-fields: observations of the 1981 and 1983 eruptions of Mount Etna, Sicily. *Bulletin of Volcanology* 49, 527–540. <https://doi.org/10.1007/BF01080447>



- Harris, A.J.L., Rowland, S.K., 2015. Lava Flows and Rheology. En: Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, pp. 321-342. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00017-1>
- Hui, H., Zhang, Y., 2007. Toward a general viscosity equation for natural anhydrous and hydrous silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 403–416.
- 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. <https://doi.org/10.1080/14786442508634662>
- Kilburn, C.R.J., Lopes, R., 1991. General patterns of flow field growth: Aa and blocky lavas. *Journal of Geophysical Research* 96(B12): 19721–19732. <https://doi.org/10.1029/91JB01924>
- Knudson, J.G., Katz, D.L., 1958. Fluid Dynamics, Heat Transfer. McGraw-Hill, pp. 81–82.
- Krieger, I.M., Dougherty, T.J., 1959. A mechanism for non-Newtonian flow in suspensions of rigid spheres. *Journal of Rheology* 3: 137–152. <https://doi.org/10.1122/1.548848>
- Lipman, P.W., Banks, N.G., Rhodes, J.M., 1985. Degassing-induced crystallization of basaltic magma and effects on lava rheology. *Nature* 317: 604–607.
- Moitra, P., Gonnermann, H.M., 2015. Effects of crystal shape- and size-modality on magma rheology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 16(1): 1–26. <https://doi.org/10.1002/2014GC005554>
- Mueller, S., Llewellyn, E.W., Mader, H.M., 2010. The rheology of suspensions of solid particles. *Philosophical Transactions of the Royal Society Series A* 466: 1201–1228. <https://doi.org/10.1098/rspa.2009.0445>
- Nichols, R.L., 1939. Viscosity of lava. *Journal of Geology* 47: 290–302.
- Pinkerton, H., 1987. Factor affecting the morphology of lava flows. *Endeavour* 11(2): 73–79. [https://doi.org/10.1016/0160-9327\(87\)90241-9](https://doi.org/10.1016/0160-9327(87)90241-9)
- 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. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(76\)90005-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(76)90005-6)
- Pinkerton, H., Sparks, R.S.J., 1978. Field measurements of the rheology of lava. *Nature* 276: 383–385.
- Pinkerton, H., Wilson, L., 1994. Factor controlling the lengths of channel-fed lava flows. *Bulletin of Volcanology* 6, 108–120. <https://doi.org/10.1007/BF00304106>
- Pistone, M., Caricchi, L., Ulmer, P., Burlini, L., Ardia, P., Reusser, E., Marone, F., Arbaret, L., 2012. Deformation experiments of bubble- and crystal-bearing magmas: Rheological and microstructural analysis. *Journal of Geophysical Research* 117(B5): 1-39. <https://doi.org/10.1029/2011JB008986>
- Quane, S., Russell, J.K., 2005. Welding: Insights from high-temperature analogue experiments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142(1-2): 67–87. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.10.014>
- Shaw, H.R., 1969. Rheology of basalt in the melting range. *Journal of Petrology* 10(3): 510–535. <https://doi.org/10.1093/petrology/10.3.510>
- Stein, D.J., Spera, F.J., 1992. Rheology and microstructure of magmatic emulsions: Theory and experiments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 49(1-2): 157–174. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90011-2](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90011-2)
- Walker, G.P.L., 1973. Lengths of lava flows. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A* 274(1238): 107–118.
- Wilson, L., Head, J.W., 1983. A comparison of volcanic eruption processes on Earth, Moon, Mars, Io and Venus. *Nature* 302: 663–669. <https://doi.org/10.1038/302663a0>

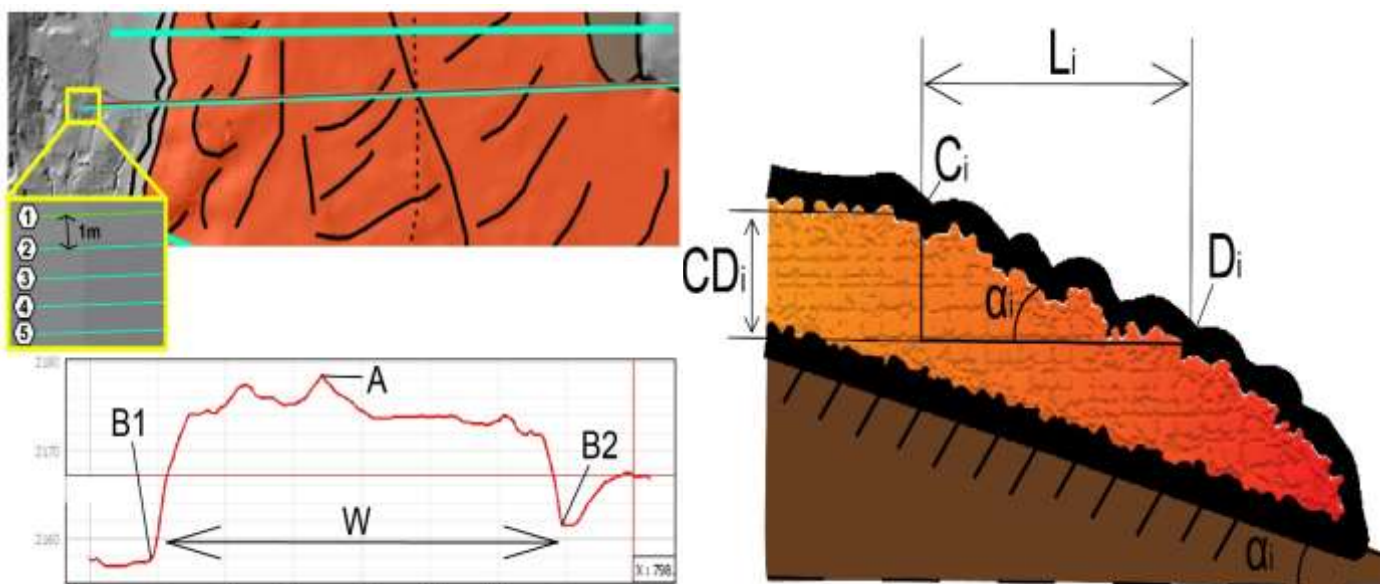


Anexo 4

Mediciones a través de perfiles individuales

Cada perfil consta de 5 sub-perfiles separados 1 m entre sí. En los perfiles seleccionados de los flujos de lava del volcán Popocatepetl no se observa claramente del desarrollo de canales, esto sólo se observó en algunos perfiles del del volcán Rancho Seco.

Es importante aclarar que para tener una buena estimación del espesor promedio de los flujos, los perfiles se deberían de trazar a lo largo de todo el flujo, sin embargo en nuestro estudio se trazaron perfiles lo largo de los flujos seleccionados y se tomaron en cuenta sólo los perfiles donde se observa mejor el espesor de los mismos, ya que algunos de estos están canalizados y no permiten tener una buena estimación de este parámetro. En las siguientes imágenes se indican los parámetros medidos en los flujos.





1. Parámetros morfológicos de flujos seleccionados del volcán Rancho Seco

Ancho del flujo W (Flujo 5)										
Perfil	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	442.56	504.10	549.80	537.55	615.31	603.29	609.26	648.64	643.09	649.15
2	452.85	503.38	549.92	537.97	617.46	598.54	613.17	648.20	646.53	648.49
3	452.74	506.24	549.83	536.69	616.04	598.05	611.49	648.29	642.29	646.06
4	451.95	503.23	549.92	537.43	618.71	598.04	613.42	648.97	647.94	647.14
5	448.38	503.80	550.73	539.81	618.98	595.91	617.83	649.62	644.51	645.80
Promedio x [m]	449.70	504.15	550.04	537.89	617.30	598.77	613.03	648.74	644.87	647.33
$\pm\sigma_x$ [m]	4.39	1.22	0.39	1.17	1.61	2.73	3.15	0.58	2.35	1.47
No. de perfiles	10									
Promedio de W [m]	581.18									
$\pm\sigma_w$ del ancho medio del flujo x [m]	0.71									
Ancho del flujo W [m]	581.18 \pm 0.71									

Ancho del flujo W (Flujo 6)									
Perfil	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	576.30	618.14	588.38	588.99	573.13	573.11	601.50	730.11	816.35
2	577.44	617.25	592.35	586.98	576.83	568.96	598.72	727.50	816.13
3	574.89	617.93	591.17	590.39	572.97	570.33	598.71	727.44	816.05
4	575.13	617.93	592.94	588.34	571.65	571.84	598.57	727.99	817.62
5	574.47	621.20	591.16	586.15	572.94	571.02	598.24	728.26	818.12
Promedio x [m]	575.65	618.49	591.20	588.17	573.50	571.05	599.15	728.26	816.85
$\pm\sigma_x$ [m]	1.21	1.55	1.75	1.67	1.96	1.56	1.33	1.09	0.95
No. de perfiles	9								
Promedio de W [m]	629.15								
$\pm\sigma_w$ del ancho medio del flujo x [m]	0.49								
Ancho del flujo W [m]	629.15 \pm 0.49								

Ancho de canal de flujo w (Flujo 5)					Ancho canal de flujo w (Flujo 6)		
Perfil	1	2	3	4	Perfil	1	2
1	177.02	231.88	226.98	273.85	1	160.81	168.03
2	194.98	231.55	227.03	274.06	2	161.15	168.99
3	194.93	232.87	226.99	273.41	3	160.75	169.07
4	194.59	236.52	227.03	273.78	4	161.55	169.09
5	189.46	236.79	227.37	277.47	5	161.20	168.79
Promedio x [m]	190.20	233.92	227.08	274.52	Promedio x [m]	161.09	168.79
$\pm\sigma_x$ [m]	7.73	2.54	0.16	1.67	$\pm\sigma_x$ [m]	0.32	0.44
No. de perfiles	4				No. de perfiles	2	
Promedio de w [m]	231.43				Promedio de w [m]	164.94	
$\pm\sigma_w$ del ancho medio del canal de flujo x [m]	2.08				$\pm\sigma_w$ del ancho medio del canal de flujo x [m]	0.27	
Ancho de canal de flujo w [m]	231.43 \pm 2.08				Ancho de canal de flujo w [m]	164.94 \pm 0.27	

Longitud del flujo L* (Flujo 5)		Longitud del flujo L (Flujo 6)	
No. de mediciones	Longitud [m]	No. de mediciones	Longitud [m]
1	3943.96	1	2553.39
2	3944.86	2	2553.50
3	3943.39	3	2553.53
4	3942.61	4	2553.42
5	3943.24	5	2553.04
Promedio L [m]	3943.61	Promedio L [m]	2553.38
$\pm\sigma_L$ [m]	0.85	$\pm\sigma_L$ [m]	0.20
Longitud del flujo L [m]	3943.61 \pm 0.85	Longitud del flujo L [m]	2553.38 \pm 0.20

*Nota: La longitud se midió desde la última ruptura importante de la pendiente hasta la parte más distal del flujo de lava.



Pendiente de flujo α^* (Flujo 5)						
Perfil	L	Cy	Dy	CD	α	
1	103.87	2176.86	2175.33	1.53	0.84	
2	103.88	2186.94	2183.45	3.49	1.93	
3	103.87	2174.46	2172.84	1.62	0.89	
4	103.87	2178.51	2176.69	1.82	1.00	
5	103.87	2180.77	2177.70	3.07	1.69	
Promedio L [m]	103.87	Promedio CD		2.31		
$\pm\sigma_L$ [m]	0.001	$\pm\sigma_{CD}$		0.908		
No. de perfiles	5					
Derivada de primer orden ∂L [m]	0.010					
Derivada de primer orden ∂CD [m]	-0.0002					
Promedio α [°]	1.27					
$\pm\sigma_\alpha$ [°]	0.0002					
Pendiente de flujo α [°]	1.27 \pm 0.0002					
Pendiente de flujo α (Flujo 6)						
Perfil	L	Cy	Dy	CD	α	
1	130.79	2270.04	2268.69	1.35	0.59	
2	130.79	2270.48	2268.71	1.77	0.78	
3	130.79	2231.18	2228.04	3.14	1.38	
4	130.79	2225.95	2223.71	2.24	0.98	
5	130.79	2222.32	2219.01	3.31	1.45	
Promedio L [m]	130.79	Promedio CD		2.36		
$\pm\sigma_L$ [m]	0.001	$\pm\sigma_{CD}$		0.851		
No. de perfiles	5					
Derivada de primer orden ∂L [m]	0.008					
Derivada de primer orden ∂CD [m]	-0.0001					
Promedio α [°]	1.03					
$\pm\sigma_\alpha$ [°]	0.0001					
Pendiente de flujo α [°]	1.03 \pm 0.0001					

*Nota: Los perfiles para obtener la pendiente fueron trazados paralelamente a la dirección del flujo, en la superficie del flujo de lava o en zonas adyacentes al flujo.



Altura del flujo H (Flujo 5)										
Altura máxima de la superficie A										
Perfil	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	2230.96	2183.42	2183.81	2183.57	2178.87	2180.04	2178.57	2176.95	2172.50	2169.17
2	2231.09	2183.42	2183.81	2183.51	2178.87	2180.05	2178.03	2176.95	2172.84	2169.17
3	2231.09	2183.42	2183.63	2183.51	2178.69	2180.30	2178.03	2176.85	2172.84	2169.17
4	2231.09	2183.42	2183.63	2183.51	2178.69	2180.30	2178.03	2176.85	2172.85	2167.91
5	2230.99	2183.65	2183.63	2183.51	2178.69	2180.30	2178.03	2176.85	2172.85	2167.85
Promedio A [m]	2231.04	2183.47	2183.70	2183.52	2178.76	2180.20	2178.14	2176.89	2172.78	2168.65
$\pm\sigma_A$ [m]	0.064	0.103	0.099	0.027	0.099	0.140	0.241	0.055	0.154	0.707
No. de perfiles	10									

Altura de la base inferior B1										
Perfil	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	2207.050	2168.230	2164.010	2161.810	2159.620	2159.210	2157.580	2149.260	2140.840	2140.190
2	2207.050	2168.230	2164.010	2161.810	2159.620	2159.210	2157.580	2149.260	2140.840	2140.190
3	2207.050	2168.220	2164.010	2161.810	2159.620	2159.100	2157.580	2149.320	2140.840	2140.150
4	2207.050	2168.220	2164.010	2161.810	2159.620	2159.100	2157.420	2149.320	2140.850	2140.150
5	2206.150	2168.220	2164.010	2161.810	2159.620	2159.100	2157.580	2149.320	2140.850	2140.150
Promedio B1 [m]	2206.87	2168.22	2164.01	2161.81	2159.62	2159.14	2157.55	2149.30	2140.84	2140.17
$\pm\sigma_{B1}$ [m]	0.402	0.005	0.000	0.000	0.000	0.060	0.072	0.033	0.005	0.022

Altura de la base inferior B2										
Perfil	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	2207.05	2175.57	2164.01	2161.81	2167.45	2165.68	2161.48	2146.42	2133.60	2131.39
2	2207.05	2175.57	2164.01	2161.81	2167.45	2164.99	2161.48	2146.42	2133.60	2131.39
3	2207.05	2175.98	2164.01	2161.81	2167.59	2164.99	2160.77	2146.42	2133.60	2131.39
4	2207.05	2175.98	2164.01	2161.81	2167.59	2164.99	2160.77	2146.42	2133.60	2131.39
5	2207.05	2175.98	2164.01	2161.81	2167.59	2164.99	2160.77	2146.42	2133.80	2130.90
Promedio B2 [m]	2207.05	2175.82	2164.01	2161.81	2167.53	2165.13	2161.05	2146.42	2133.64	2131.29
$\pm\sigma_{B2}$ [m]	0.000	0.225	0.000	0.000	0.077	0.309	0.389	0.000	0.089	0.219
Promedio de B1 y B2 [m]	2206.96	2172.02	2164.01	2161.81	2163.58	2162.14	2159.30	2147.86	2137.24	2135.73
variación sistemática para B1 y B2 [m]	0.127	5.368	0.000	0.000	5.596	4.231	2.479	2.034	5.094	6.275
H [m]	24.08	11.45	19.69	21.71	15.18	18.06	18.84	29.03	35.53	32.92
$\pm\sigma_x$ [m]	0.142	5.369	0.099	0.027	5.597	4.234	2.491	2.034	5.096	6.315
Promedio H [m]	22.65									
$\pm\sigma_H$ de la altura media del flujo x [m]	1.24									
Altura del flujo H [m]	22.65 ± 1.24									



Altura del flujo H (Flujo 6)									
Altura máxima de la superficie A									
Perfil	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	2294.58	2290.48	2287.83	2288.28	2287.26	2284.89	2285.12	2281.81	2283.89
2	2294.55	2290.54	2287.86	2288.27	2287.16	2284.99	2284.70	2281.81	2284.11
3	2294.11	2290.94	2287.72	2288.18	2287.04	2284.85	2284.44	2281.70	2284.01
4	2293.86	2290.96	2287.51	2288.20	2287.04	2284.69	2284.19	2281.62	2284.02
5	2293.68	2291.00	2287.41	2288.17	2287.13	2284.04	2283.59	2281.66	2284.47
Promedio A [m]	2294.15	2290.78	2287.67	2288.22	2287.13	2284.69	2284.41	2281.72	2284.10
$\pm\sigma_A$ [m]	0.404	0.251	0.198	0.051	0.092	0.380	0.574	0.088	0.222
No. de perfiles	9								
Altura de la base inferior B1									
Perfil	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	2259.11	2264.36	2254.03	2249.44	2243.50	2240.50	2240.71	2223.02	2227.47
2	2259.11	2264.43	2253.76	2249.32	2243.30	2240.73	2240.74	2223.11	2227.65
3	2259.14	2264.48	2253.74	2249.19	2243.27	2240.42	2240.75	2223.16	2227.95
4	2259.16	2264.75	2253.57	2249.21	2243.23	2240.55	2240.63	2223.13	2228.00
5	2259.17	2264.66	2253.71	2249.24	2243.06	2240.44	2240.65	2223.12	2228.18
Promedio B1 [m]	2259.14	2264.53	2253.76	2249.28	2243.27	2240.53	2240.70	2223.11	2227.85
$\pm\sigma_{B1}$ [m]	0.029	0.160	0.168	0.101	0.160	0.124	0.053	0.055	0.285
Altura de la base inferior B2									
Perfil	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	2264.42	2263.49	2253.02	2256.22	2251.76	2254.67	2241.89	2243.28	2236.59
2	2264.38	2263.84	2253.16	2256.30	2251.68	2254.89	2241.90	2243.30	2236.66
3	2264.33	2263.64	2253.09	2256.06	2251.99	2254.83	2241.88	2243.32	2236.79
4	2264.28	2263.49	2253.04	2256.08	2252.37	2254.77	2241.67	2243.25	2236.52
5	2264.27	2263.35	2253.00	2256.00	2252.37	2254.81	2241.93	2243.29	2236.34
Promedio B2 [m]	2264.33	2263.56	2253.06	2256.13	2252.03	2254.79	2241.85	2243.29	2236.58
$\pm\sigma_{B2}$ [m]	0.063	0.188	0.064	0.124	0.326	0.079	0.102	0.025	0.168
Promedio de B1 y B2 [m]	2261.74	2264.05	2253.41	2252.71	2247.65	2247.66	2241.28	2233.20	2232.22
Desviación sistemática para B1 y B2 [m]	3.675	0.687	0.495	4.846	6.195	10.088	0.817	14.270	6.172
H [m]	32.42	26.74	34.26	35.51	39.47	37.03	43.13	48.52	51.88
$\pm\sigma_x$ [m]	3.697	0.732	0.533	4.846	6.196	10.095	0.999	14.270	6.176
Promedio H [m]	38.77								
$\pm\sigma_H$ de la altura media del flujo x [m]	2.28								
Altura del flujo H [m]	38.77 ± 2.28								



2. Parámetros morfológicos de los flujos seleccionados de la lava Nealtican

Ancho del flujo W (Flujo 3)									
Perfil	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	1179.18	1137.96	1065.20	1074.91	1102.54	1001.70	965.84	940.81	889.20
2	1179.22	1137.95	1065.25	1075.10	1103.15	1001.62	965.78	941.85	890.06
3	1179.25	1137.96	1065.22	1074.29	1102.71	1001.15	967.27	939.72	889.87
4	1179.24	1137.90	1065.09	1074.83	1106.27	1000.84	965.89	941.33	889.59
5	1179.15	1137.95	1063.05	1074.89	1102.85	1002.15	966.01	940.87	890.02
Promedio x [m]	1179.21	1137.94	1064.76	1074.80	1103.50	1001.49	966.16	940.92	889.75
$\pm\sigma_x$ [m]	0.04	0.03	0.96	0.31	1.56	0.51	0.63	0.79	0.36
No. de perfiles	9								
Promedio de W [m]	1039.84								
$\pm\sigma_W$ del ancho medio del flujo x [m]	0.25								

Ancho del flujo W [m] 1039.84 ± 0.25

Ancho del flujo W (Flujo 4)						
Perfil	1	2	3	4	5	6
1	1248.91	1603.43	1942.22	1945.96	1992.59	2192.07
2	1248.92	1603.37	1936.16	1945.97	1992.59	2192.83
3	1251.95	1603.13	1939.23	1945.96	1989.64	2192.83
4	1252.33	1603.12	1936.18	1948.83	1989.65	2192.81
5	1252.33	1603.10	1936.14	1948.97	1989.64	2193.07
Promedio x [m]	1250.89	1603.23	1937.99	1947.14	1990.82	2192.72
$\pm\sigma_x$ [m]	1.81	0.16	2.72	1.61	1.62	0.38
No. de perfiles	6					
Promedio de W [m]	1820.46					
$\pm\sigma_W$ del ancho medio del flujo x [m]	0.67					

Ancho del flujo W [m] 1820.46 ± 0.67

Longitud del flujo L* (Flujo 3)		Longitud del flujo L* (Flujo 4)	
No. de mediciones	Longitud [m]	No. de mediciones	Longitud [m]
1	10058.70	1	6678.23
2	10059.18	2	6677.93
3	10058.52	3	6678.23
4	10058.71	4	6678.12
5	10058.58	5	6678.76
Promedio L [m]	10058.74	Promedio L [m]	6678.25
$\pm\sigma_L$ [m]	0.26	$\pm\sigma_L$ [m]	0.31
Longitud del flujo L [m] 10058.74 ± 0.26		Longitud del flujo L [m] 6678.25 ± 0.31	

*Nota: La longitud se midió desde la última ruptura importante de la pendiente hasta la parte más distal del flujo de lava.

Pendiente de flujo α^* (Flujo 3)						
Perfil	L	Cy	Dy	CD	θ	
1	100.68	2757.80	2754.28	3.52	2.01	
2	100.68	2648.86	2647.01	1.85	1.06	
3	100.73	2536.17	2534.95	1.23	0.70	
4	100.66	2535.24	2533.01	2.23	1.27	
5	101.15	2548.31	2544.13	4.18	2.37	
Promedio L [m]	100.78		Promedio CD	2.60		
$\pm\sigma_L$ [m]	0.208		$\pm\sigma_{CD}$	1.217		
No. de perfiles	5					
Derivada de primer orden ∂L [m]	0.010					
Derivada de primer orden ∂CD [m]	-0.0003					
Promedio α [°]	1.48					
$\pm\sigma_\alpha$ [°]	0.0021					
Pendiente de flujo α [°] 1.48 ± 0.0021						



Pendiente de flujo α^* (Flujo 4)						
Perfil	L	Cy	Dy	CD	θ	
1	100.40	2794.85	2787.53	7.32	4.18	
2	100.41	2804.77	2798.93	5.83	3.33	
3	100.41	2772.90	2764.06	8.84	5.05	
4	100.24	2738.89	2731.67	7.22	4.13	
5	100.65	2730.67	2721.46	9.21	5.25	
Promedio L [m]	100.42		Promedio CD	7.69		
$\pm\sigma_L$ [m]	0.145		$\pm\sigma_{CD}$	1.364		
No. de perfiles	5					
Derivada de primer orden ∂L [m]	0.010					
Derivada de primer orden ∂CD [m]	-0.0008					
Promedio α [°]	4.39					
$\pm\sigma_\alpha$ [°]	0.0018					
Pendiente de flujo α [°]	4.39 \pm 0.0018					

*Nota: Los perfiles para obtener la pendiente fueron trazados paralelamente a la dirección del flujo, en la superficie del flujo de lava o en zonas adyacentes al flujo.

Altura del flujo H (Flujo 3)									
Altura máxima de la superficie A									
Perfil	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	2652.24	2645.86	2633.62	2617.04	2601.48	2597.36	2592.01	2581.51	2575.75
2	2654.48	2646.33	2633.26	2617.04	2601.48	2596.45	2592.18	2581.51	2575.69
3	2654.48	2647.65	2633.26	2616.70	2601.88	2596.93	2592.18	2581.51	2575.69
4	2654.48	2647.65	2633.02	2616.70	2601.98	2596.80	2592.30	2581.51	2575.89
5	2655.42	2648.73	2632.95	2616.70	2601.98	2596.00	2592.30	2581.19	2575.89
Promedio A [m]	2654.22	2647.24	2633.23	2616.84	2601.76	2596.71	2592.19	2581.45	2575.78
$\pm\sigma_A$ [m]	1.177	1.150	0.263	0.187	0.259	0.514	0.117	0.142	0.104
No. de perfiles	9								

Altura de la base inferior B1									
Perfil	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	2545.061	2543.879	2540.286	2536.020	2532.304	2539.970	2542.541	2533.490	2529.681
2	2545.061	2543.773	2539.463	2536.325	2532.304	2539.667	2543.216	2533.490	2530.138
3	2545.061	2543.213	2539.463	2536.325	2532.698	2539.667	2543.216	2533.665	2530.138
4	2545.586	2543.331	2539.463	2536.325	2532.698	2539.146	2543.216	2533.283	2530.138
5	2545.586	2543.205	2539.904	2536.325	2532.698	2539.082	2543.767	2533.283	2530.138
Promedio B1 [m]	2545.27	2543.48	2539.72	2536.26	2532.54	2539.51	2543.19	2533.44	2530.05
$\pm\sigma_{B1}$ [m]	0.288	0.322	0.372	0.136	0.216	0.380	0.435	0.162	0.204

Altura de la base inferior B2										
Perfil	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
1	2552.54	2548.63	2550.79	2543.46	2543.09	2544.39	2534.79	2531.77	2522.07	
2	2552.54	2548.75	2551.10	2543.46	2543.09	2544.39	2534.79	2531.77	2522.07	
3	2552.54	2548.75	2551.10	2544.18	2543.09	2544.39	2534.01	2531.77	2522.07	
4	2552.93	2548.75	2551.66	2544.18	2543.23	2544.39	2533.94	2531.17	2521.07	
5	2552.93	2549.13	2551.66	2544.07	2543.37	2544.62	2533.94	2531.17	2521.07	
Promedio B2 [m]	2552.70	2548.80	2551.26	2543.87	2543.18	2544.44	2534.30	2531.53	2521.67	
$\pm\sigma_{B2}$ [m]	0.214	0.190	0.382	0.377	0.124	0.101	0.456	0.326	0.552	
Promedio de B1 y B2 [m]	2548.98	2546.14	2545.49	2540.07	2537.86	2541.97	2538.74	2532.48	2525.86	
Corrección sistemática para B1 y B2 [m]	5.251	3.760	8.163	5.376	7.521	3.486	6.290	1.355	5.923	
H [m]	105.24	101.11	87.74	76.77	63.90	54.74	53.45	48.96	49.92	
$\pm\sigma_x$ [m]	5.381	3.932	8.167	5.379	7.525	3.524	6.291	1.362	5.924	
Promedio H [m]	71.31									
$\pm\sigma_H$ de la altura media del flujo x [m]	1.88									
Altura del flujo H [m]	71.31 \pm 1.88									



Altura del flujo H (Flujo 4)						
Altura máxima de la superficie A						
Perfil	1	2	3	4	5	6
1	2804.01	2805.42	2789.78	2772.35	2755.14	2765.79
2	2804.01	2805.42	2789.78	2772.35	2755.14	2765.30
3	2804.10	2805.36	2789.35	2772.35	2755.14	2765.22
4	2804.10	2805.36	2789.35	2773.20	2755.37	2765.22
5	2804.10	2805.36	2789.35	2773.20	2755.37	2764.65
Promedio A [m]	2804.06	2805.39	2789.52	2772.69	2755.23	2765.23
$\pm\sigma_A$ [m]	0.046	0.032	0.238	0.468	0.123	0.404
No. de perfiles	6					

Altura de la base inferior B1						
Perfil	1	2	3	4	5	6
1	2728.955	2728.667	2685.469	2685.927	2675.642	2637.781
2	2728.955	2728.667	2685.807	2685.960	2675.113	2637.722
3	2728.187	2728.661	2685.807	2685.960	2675.113	2637.722
4	2729.111	2728.661	2685.807	2685.960	2675.851	2637.722
5	2729.111	2728.661	2685.807	2685.618	2675.851	2637.694
Promedio B1 [m]	2728.86	2728.66	2685.74	2685.89	2675.51	2637.73
$\pm\sigma_{B1}$ [m]	0.386	0.003	0.151	0.150	0.376	0.032

Altura de la base inferior B2						
Perfil	1	2	3	4	5	6
1	2728.96	2720.70	2685.47	2685.93	2675.64	2665.12
2	2728.96	2720.94	2685.81	2685.96	2675.11	2665.12
3	2728.19	2721.59	2685.81	2685.96	2675.11	2665.12
4	2729.11	2721.59	2685.81	2685.96	2675.85	2664.94
5	2729.11	2721.02	2685.81	2685.62	2675.85	2664.94
Promedio B2 [m]	2728.86	2721.17	2685.74	2685.89	2675.51	2665.05
$\pm\sigma_{B2}$ [m]	0.386	0.400	0.151	0.150	0.376	0.101
Promedio de B1 y B2 [m]	2728.86	2724.92	2685.74	2685.89	2675.51	2651.39
Corrección sistemática para B1 y B2 [m]	0.000	5.301	0.000	0.000	0.000	19.317
H [m]	75.20	80.47	103.78	86.80	79.72	113.85
$\pm\sigma_x$ [m]	0.046	5.301	0.238	0.468	0.123	19.321
Promedio H [m]	89.97					
$\pm\sigma_H$ de la altura media del flujo x [m]	3.34					
Altura del flujo H [m]	89.97 ± 3.34					