

Morfología y reología cuantitativa de la fase efusiva de los volcanes monogenéticos Melón, Mina, Tzinzimacato grande y Tzinzimacato Chico, localizados al occidente de la ciudad de Morelia, México.

Daniela Hernández Villamizar ^a

^a Facultad de ciencias Básicas, Colombia; Daniela.hernandez3@unipamplona.edu.co

Correspondencia: autorresponsable@unipamplona.edu.co

Recibido: Marzo 02, 2024. **Revisado:** marzo 03, 2024. **Aceptado:**

Resumen

Cuatro volcanes monogenéticos se formaron durante los últimos 100 ka (Pleistoceno-Tardío), al occidente de la ciudad de Morelia (México), en la parte centro-oriental del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, situado en la región central del Cinturón Volcánico Transmexicano. Estos incluyen cuatro conos de escoria (Melón, Mina, Tzinzimacato Grande y Tzinzimacato Chico) y varios depósitos de flujos de lava asociados al material emitido durante su fase efusiva. A partir del estudio de las relaciones estratigráficas en campo y el mapeo geológico, se determinó la cronología eruptiva. Posteriormente con base en el análisis de las características morfológicas (dimensiones de flujo) y petrográficas se estimaron los parámetros eruptivos (tasa de efusión y tiempo de la erupción), y la reología de las lavas. Los resultados indican que las lavas más viscosas corresponden a las emitidas por los volcanes Tzinzimacato Grande y Chico; 7.35×10^9 - 2.89×10^9 Pa-s respectivamente, con temperaturas promedio entre 1061-1115 °C. La erupción más voluminosa fue la emitida por el volcán Mina, con una tasa de efusión de 2.4 m³/s y una duración total aproximada de 1.5 años. Aunque el volumen total emitido por el volcán Melón no es tan grande, los datos arrojaron una tasa de efusión alta, lo que probablemente se debe a la composición más máfica de sus lavas.

Palabras clave: volcán monogenético, morfología, reología, temperatura, flujos de lava.

Abstract

Four monogenetic volcanoes erupted during the last 100 ka (Late-Pleistocene), west of the city of Morelia (Mexico), in the central-eastern part of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, located in the central region of the Trans-Mexican Volcanic Belt. These include four scoria cones (Melón, Mina, Tzinzimacato Grande and Tzinzimacato Chico) including lava flows associated with the material emitted during their effusive phase. From the study of stratigraphic relationships in the field and geological mapping, the eruptive chronology was determined. Subsequently, based on the analysis of the morphological (flow dimensions) and petrographic characteristics, the eruptive parameters (effusion rate and eruption time) and the rheology of the lavas were estimated. The results indicate that the most viscous lavas were those emitted by the Tzinzimacato Grande and Chico volcanoes; 7.35×10^9 - 2.89×10^9 Pa-s respectively, at average temperatures of 1061-1115 °C, the most voluminous eruption was the one emitted the Mina volcano, with an effusion rate of 2.4 m³/s and a total duration of approximately 1.5 years. Although the total volume emitted by Melón volcano is not as large, the data revealed a high effusion rate, probably due to a more mafic composition of its lavas.

Keywords: monogenetic volcano, morphology, rheology, temperature, lava flows.

1. Introducción

Los volcanes monogenéticos son un componente importante de muchos campos volcánicos en la tierra. La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), uno de los arcos volcánicos más complejos y activos del mundo exhibe una gran variedad de este tipo de volcanes, concentrados en campos (e.g Campo volcánico Michoacán Guanajuato, CVMG). Gran parte del vulcanismo en México se registra en el área que comprende este arco volcánico, cuyo origen se atribuye a la subducción de la placa de Rivera y Cocos por debajo de la placa norteamericana, con un ángulo de 14° (Pardo & Suarez, 1995). El CVMG se ubica en la parte centro-oeste de este gran arco volcánico, extendiéndose sobre un área de 40.000 km² aproximadamente y presenta una gran variedad de volcanes en mayor proporción conos de escoria ((Hasenaka & Carmichael, 1985a)). Se ha reportado que existen más de 1400 volcanes, con edades desde el Pleistoceno tardío 3.9 Ma hasta el Holoceno, cuyas

composiciones varían de andesita a andesita-basáltica exceptuando en los domos de lava que son andesíticos o dacíticos, (Guilbaud et al., 2012a; Hasenaka & Carmichael, 1987). Se especula que el origen de este campo volcánico, está asociado a la posición casi horizontal de la placa de Cocos en subducción por debajo de la placa norteamericana en unos de sus segmentos a una profundidad de 90 a 120 km (Kim et al., 2012). Allí se reporta la interacción de fallas activas, normales (sistema de fallas Morelia Acambay, SFMA), con dirección E-O (Garduño-Monroy et al., 2009), que delimitan las depresiones lacustres de (Chapala, Cuitzeo, Acambay). El campo volcánico reposa sobre un basamento de granito, granodiorita y cuarzomonzonita (Clark et al., 1982; Schaaf et al., 1995) Clark et al., 1982; Schaaf et al., 1995).

Temas como el origen de los magmas, dinámica eruptiva y distribución de los conos de escoria en el CVMG han sido el foco de muchos estudios previos (e.g Fries, 1953; Gómez-

Tuena et al., 2007; Guilbaud et al., 2012a, 2012b, 2012c; Hasenaka, 1994; Hasenaka & Carmichael, 1985b; Johnson et al., 2009; Ownby et al., 2007; Pola et al., 2014; Siebe et al., 2012; Valentine & Connor, 2015; Williams, 1950) sin embargo, hay relativamente pocos estudios centrados en la morfología y reología de las lavas (Chevrel et al., 2016; Reyes-Guzmán et al., 2018). En este artículo, se proporciona nuevos conocimientos acerca de la dinámica y la reología de las lavas, de cuatro volcanes emplazados en los últimos 100 Ka, pleistoceno tardío (Kshirsagar et al., 2015; Ramírez-Uribe et al., 2019), donde resumimos los principales resultados de una investigación reciente, que se centró en el cálculo de las viscosidades y temperaturas de las lavas, a partir de sus características morfológicas, petrográficas y geoquímicas. A continuación, se describe en detalle los resultados de la investigación, información a partir de la cual se propuso el modelo eruptivo de los volcanes.

2. Localización

El área de estudio se localiza en la parte centro oriental del Campo volcánico Michoacán Guanajuato, en la región central de la Faja Volcánica Transmexicana, a 23 km al occidente de la Ciudad de Morelia y sur-suroeste de la cuenca de Zacapu, en el Estado de Michoacán, México. Los cuatro volcanes monogenéticos objeto de estudio de la presente investigación, se extienden en sentido norte-sur, dentro de un área aproximada de 99 km², en el siguiente orden: Tzinzimacato Chico, Tzinzimacato Grande, Melón y

Mina (Fig. 1B). Dentro de la región se encuentra asentado el municipio de Capula y otros poblados más pequeños tales como: Las Delicias, Tremendo Jasso, Sajo Grande, Sajo Chico, Coro Grande, Coro Chico, San Bernaps y Buenavista (Fig. 1B).

Para acceder al área de estudio existen dos vías principales que comunican a los poblados, hacia el nor-nororiente la vía (Morelia-Cerritos) y hacia nor-noroccidente la vía (Morelia-Capula) (Fig. 1B), en el tramo de las vías se exponen afloramientos de corte de carretera, principalmente de las partes más distales de los flujos de lava de los volcanes, adicionalmente existen varios caminos que cortan los diferentes rasgos morfológicos de los flujos de lava, exponiendo afloramientos de los depósitos producto de la actividad volcánica.

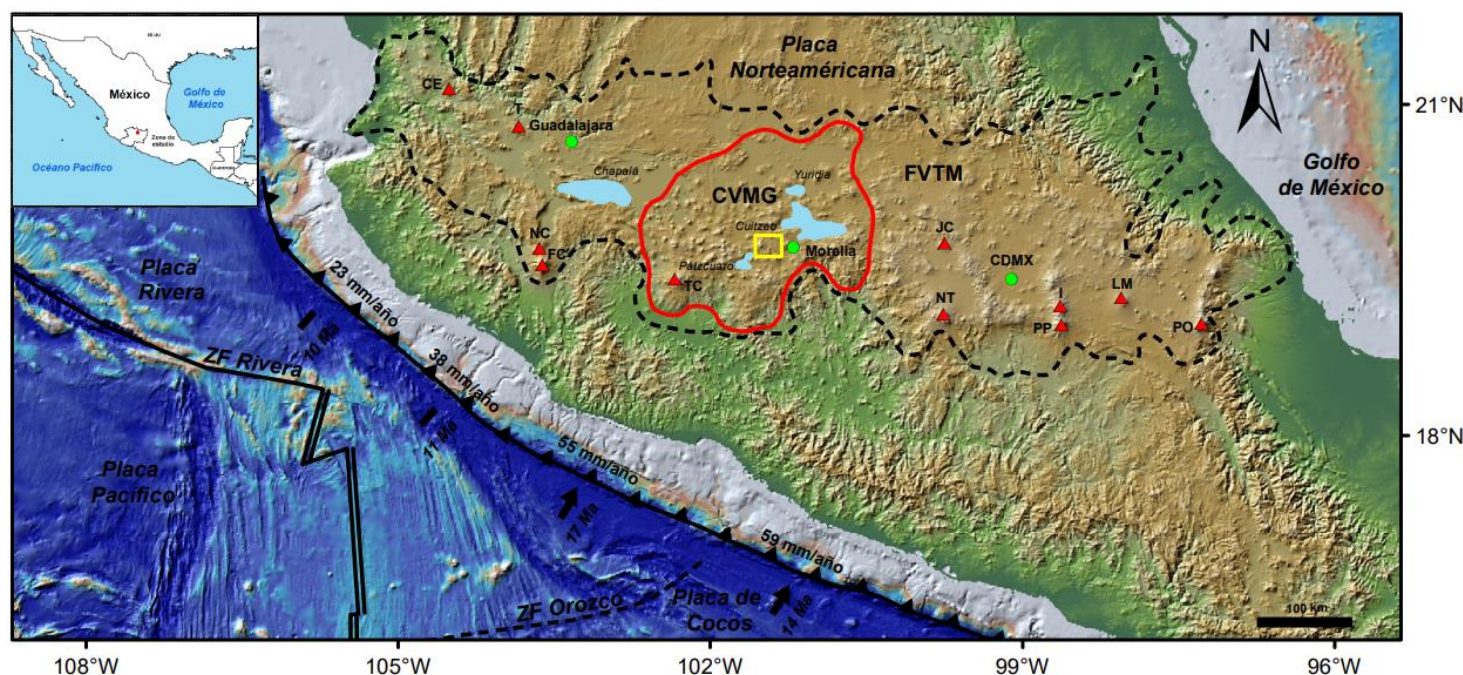


Figura 1. Mapa de localización regional del área de estudio.

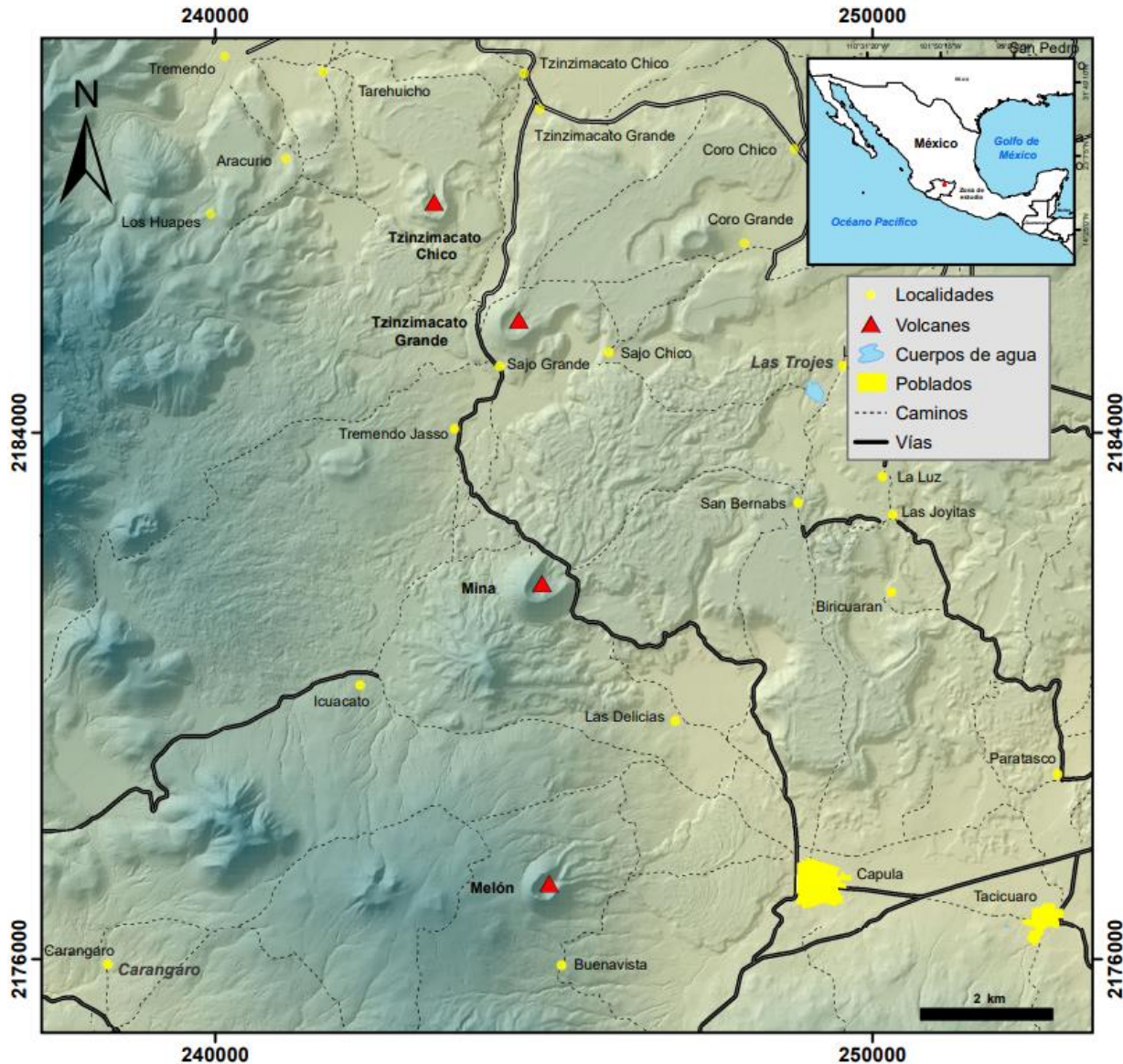


Figura 2. Mapa de localización local de los cuatro volcanes monogenéticos objeto de estudio.

3. Metodología

Con la finalidad de cumplir con los objetivos propuestos en la presente investigación, la metodología se desarrolló mediante cinco fases fundamentales de forma consecutiva, las cuales incluyen:

3.1. Fase de Recopilación de Información Bibliográfica:

En esta fase se realizó la búsqueda y obtención de información geológica regional y local relacionada con el tema de estudio, que incluye: tesis, artículos, libros, planchas geológicas (cuadrángulos del área E14A12-E14A22)

insumos cartográficos (Modelo digital de elevación, imágenes satelitales, archivos shape de elementos cartográficos), entre otras publicaciones realizadas en zonas adyacentes. Posteriormente se realizó la inspección exhaustiva de la información, logrando entender las condiciones geológicas actuales del entorno.

3.2 Fase de análisis espacial (SIG)

En esta fase se realizó la cartografía preliminar, en la cual se identificaron y reconocieron las unidades volcánicas y las características morfológicas superficiales de los productos asociados a su actividad, para esto se procesó un Modelo Digital de elevación de alta resolución LIDAR tipo terreno, con resolución de 5m, proporcionado por

INEGI, México, obteniendo insumos rásters que incluyen: pendientes, sombras, disección vertical, los cuales sirvieron como base para identificar contactos entre diferentes unidades de flujos. Adicionalmente con el uso de estos, se calcularon parámetros morfométricos como el espesor, longitud promedio, anchura máxima, de los flujos de lava, entre otras como área, volumen y pendientes siguiendo la metodología (Salinas y López-Blanco, 2010).

3.2 Fase de Campo

Esta fase se desarrolló mediante dos etapas, las cuales incluyen: (A) Cartografía de las unidades volcánicas y sus productos asociados, (B) Toma de muestras y registro de datos, las cuales se describen a continuación.

A. Cartografía de las unidades volcánicas y sus productos asociados: durante el desarrollo de esta etapa se realizó el recorrido del área de estudio a través de las vías principales y los caminos que brindaban acceso a las diferentes unidades volcánicas y sus flujos de lava, se establecieron 64 estaciones, donde se reconocieron y definieron las características morfológicas y los contactos de las unidades de flujos de lava, identificando el orden estratigráfico de los eventos.

B. Toma de muestras y Registro de datos: Durante el desarrollo de esta etapa se realizó la recolección sistemática de 59 muestras de roca en las diferentes estaciones, principalmente distribuidas en los frentes de flujo de lava y zonas cercanas al cráter de los volcanes, donde se identificaron las características mineralógicas físicas de las rocas, y se realizó la respectiva descripción de las mismas. Posteriormente se midió el espesor de los frentes de flujo, con un distanciómetro, Nikon Forestry Pro, y se registraron los datos.

3.3 Fase de Laboratorio

Se realizó la selección y preparación de muestras, para el desarrollo de secciones delgadas.

A. Elaboración de secciones delgadas: este proceso se realizó en el laboratorio de petrografía del Instituto de Geofísica unidad Michoacán, UNAM Campus Morelia, donde se seleccionaron 19 muestras de roca prístinas. Bajo el uso de la máquina Buehler Trim Saw se cortaron las muestras de mano en forma de rectángulos de 5cm de largo por ~2.5 cm de ancho y 1 cm de espesor. Posteriormente fueron desbastadas con lija y abrasivo de carburo de silicio.

Consecuentemente se prepararon los portaobjetos y luego se les adhirieron con resina epóxica a las muestras dejándolos secar al sol por 15 minutos. Después se procedió a cortar las muestras con la Máquina Buehler Petro Thin hasta reducirlas a ~90 μm de espesor. Una vez cortadas se

desbastaron con los abrasivos hasta llevarlas a ~30 μm de espesor y observar sus minerales en el microscopio.

B. Análisis petrográfico de secciones delgadas: Las secciones delgadas, se observaron bajo un microscopio petrográfico de luz polarizada Olympus BX60 del laboratorio de petrografía del Instituto de Geofísica unidad Michoacán, UNAM Campus Morelia, identificando texturas y fases minerales presentes. Posteriormente se realizó un conteo de 1000 puntos por sección delgada, desplazando automáticamente la sección 3 mm entre cada punto y 1mm entre línea de conteo. El desplazamiento horizontal se hizo con la ayuda de un contador eléctrico que avanza 3 mm al marcar, con un teclado especial en punto. El contador se compone por una placa que tiene una regla marcada en sus bordes y dos engranes, uno de cada lado, que se mueven manualmente, para desplazar verticalmente las líneas de conteo.

3.4 Análisis de datos

En esta fase se realizó la interpretación de los datos obtenidos en las fases descritas anteriormente, adicionalmente se utilizó un conjunto de datos de química mineral y roca total (elementos mayores y oligoelementos) *ver anexos*, obtenidos con la técnica de espectrometría de masas con fusión de la muestra por plasma acoplado inductivamente (FUS-ICPS) en los laboratorios de Activation laboratories Inc, en Ancaster, Canadá. y la microsonda electrónica, por sus siglas en inglés EPMA (Electron Probe Microanalyzer), utilizada en el laboratorio de microanálisis de la unidad Michoacán Geofísica de la UNAM, estos datos fueron proporcionados por el proyecto Investigadores por México adscrito a la unidad básica de Michoacán y fueron la base para el cálculo de las temperaturas de emplazamiento de los flujos de lava, siguiendo la metodología de Geotermobarómetros como el del olivino-liquido propuesto por Beattie (1993) y modificado por Putirka (2008), y el de la plagioclasa propuesto por Putirka (2008).

3.4 Fase de redacción

En esta fase se realizó la interpretación de los resultados obtenidos en las fases anteriores y se desarrollaron hipótesis y conclusiones que argumentan y responden el planteamiento central de la presente investigación.



Figura 3. Fotografías de la elaboración de las secciones delgadas, Fuente: Autor.

4. Resultados

4.1 Morfología

En este apartado se realizó un estudio de las características morfológicas de los flujos de lava que conforman la fase efusiva de los cuatro volcanes monogenéticos, donde se determinaron las características superficiales principales (e.g pliegues, frentes de flujo, leveé, entre otras) tomando como base la información de campo y el análisis de los insumos obtenidos a partir del Modelo Digital de Elevación. Como resultado se obtuvo información relevante que permitió inferir los contactos entre los flujos, su disposición y relaciones estratigráficas, permitiendo categorizarlos como unidades de flujo independientes emitidas durante la erupción, pero no en el mismo tiempo. Esta información se representó gráficamente en los mapas morfológicos y geológicos ver (Figura 6,7 y 8). Adicionalmente se midieron las dimensiones de cada una de las unidades de flujo identificadas como principales, aquellas en las que se evidenciaba rastro de su fuente y su exposición era completa, sin ser cubierta por otros flujos.

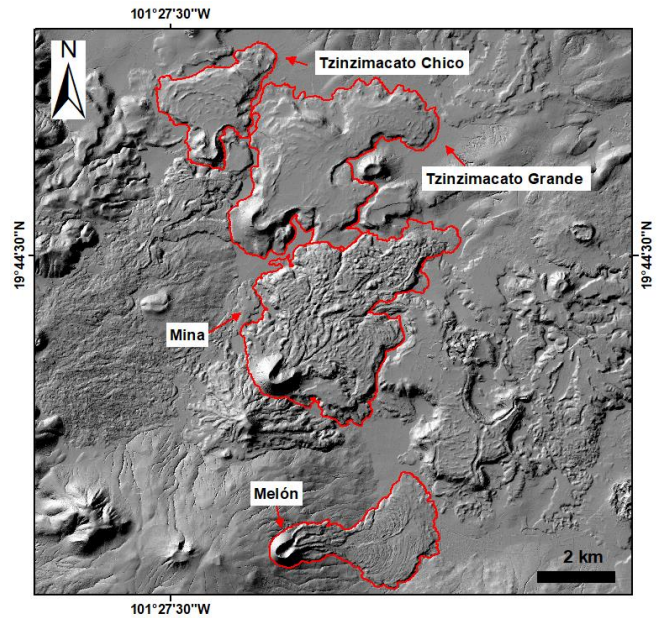


Figura 4. Imagen del Modelo digital de elevación LIDAR, el contorno de color rojo indica el material emitido durante la fase efusiva (flujos de lava). Fuente: Autor.

De acuerdo con las características morfológicas determinadas y utilizando la categorización de los diferentes tipos de flujo propuesta por MacDonald (1953), los flujos de lava emitidos por los volcanes Melón, Mina, Tzinzimacato Grande y Chico, corresponden a lavas en bloques.

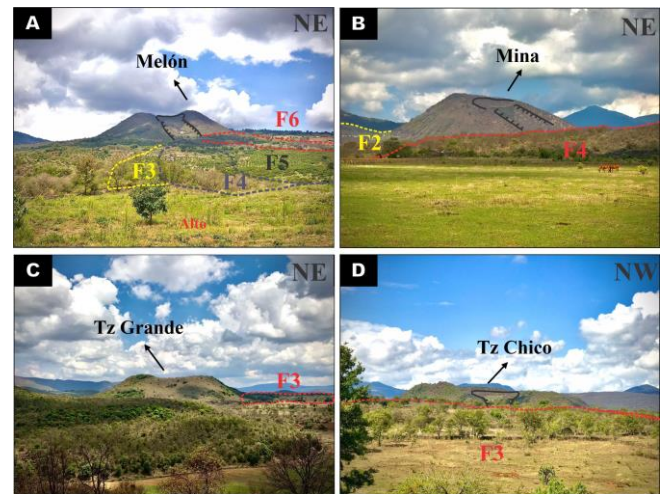


Figura 5. Fotografías, de los conos de escoria y algunos flujos de lava representativos en campo, Fuente: Autor.

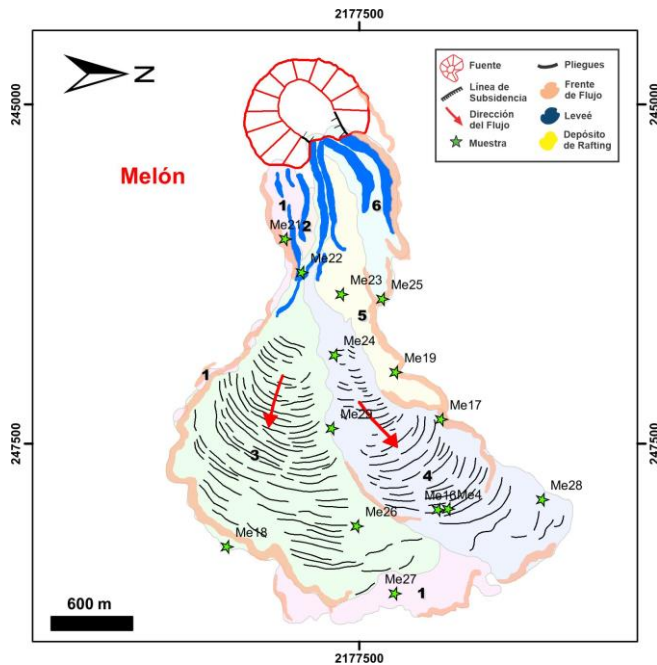


Figura 6. Mapa morfológico del volcán Melón, Fuente: Autor.

En el volcán Melón, se observan dos flujos principales (F3 y F4), los cuales no se encuentran cubiertos y es apreciable su fuente de emisión. Uno de ellos el que posee mayor área 1.58 km^2 , representado con un color verde claro (Figura 6) presenta un espesor promedio de 34 m. y una dirección de emplazamiento hacia el este, su distribución se observa como un lóbulo independiente. El pulso eruptivo que dio origen a este lóbulo en un comienzo, desarrollo estructuras como leveé, las cuales, aun son observables, (Figura 6), y presentan dimensiones entre 54 y 60 m de ancho, indicando que los pulsos de lava posteriores al primero que genero los leveé, fueron canalizados parcialmente por estas estructuras. No obstante, los leveé solo se encuentran en la parte inicial del lóbulo principal, muy próxima a la fuente, esto permite inferir, que la pendiente favoreció en un punto de su movilización la expansión lateral y la formación de frentes de flujo en vez de estructuras de este tipo (Figura 6). Este flujo presenta una longitud total de $\sim 3555 \text{ m}$, considerado como su alcance máximo.

En la zona inicial, más cercana a la fuente de emisión se registra una anchura mínima de $\sim 267 \text{ m}$ y en la zona más distal, presenta una anchura máxima de $\sim 1281 \text{ m}$. En el frente de la zona distal, se observa una superficie de breakout, que avanza 1m de distancia quedando justo adelante del frente de flujo. Este tipo de superficies se forman debido a que el interior del flujo es el último en enfriarse acumulando presión y temperatura interna, cuando esta energía excede la resistencia de la corteza del flujo enfriada, ocurre una inflación del frente y termina en un avance

subyacente de algunos bloques de la corteza exterior del flujo (Farquharson et al., 2015).

La siguiente unidad de flujo diferenciada con un color verde violeta claro (Figura 6), más pequeña en área 1.58 km^2 , presenta una dirección de emplazamiento hacia el NE, su distribución también se observa como un lóbulo independiente, generado a partir de un pulso eruptivo, cuyo volumen sobrepasó las estructuras de leveé que canalizaron el lóbulo descrito anteriormente, este presenta una longitud de $\sim 3099 \text{ m}$, considerado como su alcance máximo, con una anchura mínima de $\sim 90 \text{ m}$ en la zona más cercana a la fuente de emisión y una anchura mínima de $\sim 867 \text{ m}$ en la zona más distal de flujo. En ambos flujos descritos anteriormente se visualiza una serie de pliegues denominados pandeo, que evidencian la dirección del emplazamiento del flujo, y que se forman debido a la tensión de compresión de la superficie (viscosidad superficial) y una tensión que ejerce el peso de la lava, (Fink & Fletcher 1978).

Aparentemente, primero se emplazó el flujo que alcanzó $\sim 3555 \text{ m}$ de distancia, con un ancho promedio de $\sim 325 \text{ m}$ y posteriormente se emplazó el flujo que alcanzó $\sim 3099 \text{ m}$ de distancia con anchura promedio de 282. Hay evidencia de que el cono de este volcán sufrió un colapso en dirección NE, que propicio una avalancha de material piroclástico, quedando cubierto por los eventos posteriores, descritos en el apartado de cronología de los eventos. El área total ocupada por este volcán (flujos y cono) es de 6.58 km^2 y el volumen total emitido es de 0.835 km^3 .

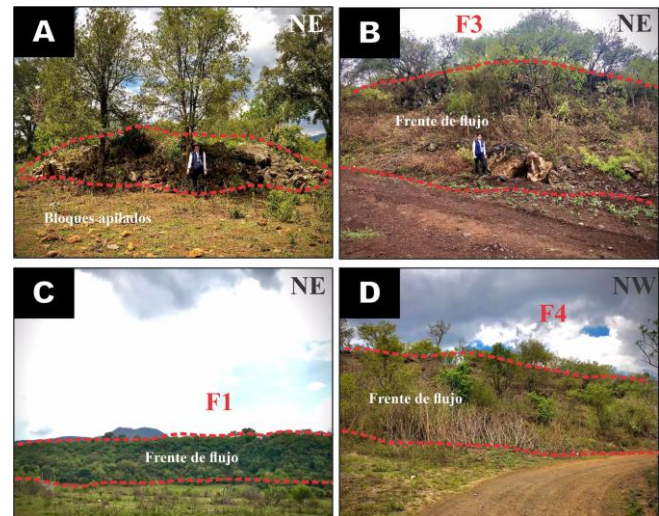


Figura 7. Fotografías de rasgos morfológicos en campo de las unidades de flujo del volcán Mina, Fuente: Autor.

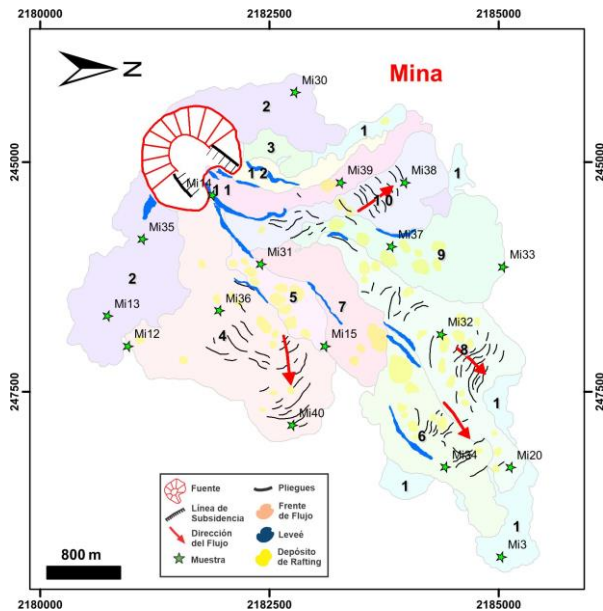


Figura 8. Mapa morfológico del volcán Mina, Fuente: Autor.

El volcán Mina expone un campo de flujos de lava, donde se infiere que emitió al menos 12 unidades (Figura 8). Para este volcán se determinaron 6 unidades de flujo principales, cuya disposición, distribución y emplazamiento es claro, respecto a sus características morfológicas observables (Figura 8). En su mayoría los demás flujos se exponen unos sobre otros, su dinámica de emplazamiento no es clara, ya que se encuentran por debajo de las unidades aquí definidas como principales.

El emplazamiento de una unidad de flujo representa un evento, que se considera ocurrido en un tiempo específico dentro de la erupción, no obstante de acuerdo con la evidencia durante la erupción de Mina, hubieron emplazamientos de forma simultánea, lo que propició el apilamiento y aplastamiento de lavas correspondientes a una de unidad frente a otra, por lo tanto, no son visibles algunas características morfológicas importantes, tales como; sus frentes de flujo, leveés, pliegues y dirección de emplazamiento, pero que al estar en contacto infrayacente con las lavas principales expuestas, se consideran como eventos anteriores y pertenecientes a una fase temprana de la erupción.

Las unidades de flujo F8, F7 y F6 presentan características en común (fase temprana), una de ellas corresponde a la dirección de emplazamiento, las tres unidades se emplazaron con dirección NE, y presentan áreas de 1.82 km², 1.39 km² y 0.94 m² respectivamente. Estas se encuentran muy próximas entre sí y en contacto lateral, su distribución se observa como lóbulos independientes, que presentan espesores promedio similares entre 49 m, 40 m y 5

m. Se observan estructuras de leveés no tan preservadas e irregulares, entre 50 y 60 m de ancho, localizadas hacia los bordes laterales de los flujos, que evidencian la presencia de canales antiguos de lava. La unidad F5 presenta un ancho mayor, de 475 m con respecto a la unidad F6 de 394 m y la unidad F4 de 374 m respectivamente.

La unidad F4 tuvo un mayor alcance, que corresponde a 3628 m de distancia, desde la fuente hasta la parte más distal, donde dejó de avanzar. Seguidamente la unidad F5 tuvo un alcance de 2686 m de distancia, sobre la superficie, no obstante, para esta unidad no es claro el recorrido desde la fuente, ya que la unidad F6, se encuentra cubriendo la parte inicial de la trayectoria del flujo, por lo tanto, se midió la longitud, desde donde se observa su recorrido inicial aparente.

Las tres unidades presentan estructuras de breakout en sus frentes, que no superan los 4 m de longitud, (Figura 8) estas estructuras evidencian, el comportamiento activo del núcleo de los flujos de lava, que posterior al enfriamiento de la corteza superficial, la temperatura y presión acumulada en el interior del núcleo fundido del flujo, vence la resistencia de la corteza y en respuesta se expande y fractura la corteza, generando un nuevo lóbulo con dimensiones más pequeñas. (Farquharson et al., 2015).

Las unidades F11, F10 y F9, se distribuyen como lóbulos independientes, en contacto lateral, muy próximos entre sí. Presentan una dirección de emplazamiento hacia el NW, desde la fuente de emisión, hasta la parte más distal, donde culminó su trayectoria, exceptuando la unidad F3, donde no es claro el inicio desde la fuente, debido a que la unidad F2, se encuentra cubriendo la parte inicial de la trayectoria que recorrió el flujo. Estas unidades presentan áreas de 0.71 m², 1.06 m² y 1.39 m² respectivamente, con diferentes espesores promedio, entre 78 m, 99 m y 55 m. La unidad F1 recorrió una mayor distancia, con un alcance máximo de 2859 m de longitud, seguidamente la unidad F2 tuvo un alcance de 2631 m y por último la unidad F3 con un alcance máximo de 2382 m de longitud. La unidad F3 presenta un ancho promedio mayor, de 334 m, respecto a la unidad F1 y F2 cuyo ancho promedio es de 241 m y 324 m.

En las tres unidades se observan estructuras de leveé, con dimensiones entre 40 y 50 m de ancho. Estas estructuras evidencian la presencia de antiguos canales de lava, que posteriormente fueron alimentados por pulsos eruptivos que originaron las unidades descritas. Los leveés se formaron en un evento anterior, como consecuencia del derrame lateral a favor de la pendiente topográfica y el enfriamiento de la lava. Las unidades F1 y F2, exponen estructuras de breakout justo en el frente de los flujos, que alcanzaron varios m de longitud. La unidad F2, expone

pliegues tipo estructuras buclikg, que evidencian la dirección del flujo.

Se observa evidencia de que ocurrió un evento de colapso del cráter en dirección NE, esto propició una avalancha de material piroclástico, que fue arrastrada por los flujos de lava generados posteriormente. Este material piroclástico se observa morfológicamente como montículos (depósitos de rafting (Figura 9)) en las inmediaciones de los flujos de lava. El área total ocupada por este volcán (flujos y cono) es de 15.45 km² y emitió un volumen de 2.70 Km³.

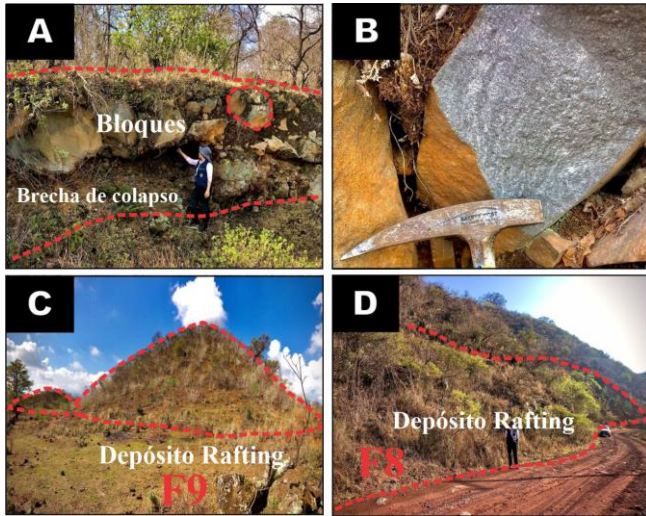


Figura 9. Fotografías de rasgos morfológicos en campo de las unidades de flujo del volcán Mina, Fuente: Autor.

El volcán Tzinzimacato Grande emitió 3 unidades de flujo, en este trabajo se considera la unidad F3, como flujo principal debido a que esta se encuentra totalmente expuesta desde la fuente de emisión hasta su parte más distal (Figura 10), La unidad F3 se distribuye en 3 lóbulos aparentes que se generaron tras la emisión de un mismo pulso eruptivo, con una dirección de emplazamiento hacia en N. Esta unidad se encuentra en contacto con las unidades F1 y F2, presenta un área total de 8.8 km², con un espesor promedio estimado de 90 m, y un ancho promedio de 1274 m. Tuvo un alcance máximo de ~5009 m de longitud, con una anchura mínima de 752 m hacia la parte más cercana de la fuente de emisión y máxima de 1998 m, en uno de sus lóbulos.

Se observan estructuras de leveé, (Figura 11C) que no son continuas a lo largo de la trayectoria que recorrió el flujo, no obstante, están presentes en la zona más cercana a la fuente de emisión, el centro y la zona distal del flujo. Estas estructuras presentan dimensiones entre 40 y 50 m de ancho, evidenciando la existencia de canales antiguos de lava, que fueron alimentados por un pulso de lava posterior que generó la unidad F3. Las estructuras de leveé se formaron en un evento anterior, como consecuencia del esparcimiento lateral de la lava a favor de la pendiente y el enfriamiento de los

bordes. En las partes distales del flujo se observan pliegues tipo estructuras de buclikg (Figura 10), las cuales permiten inferir la dirección del flujo. Justo en los frentes de los lóbulos se exponen estructuras de breakout (Figura 10), que no superan los 2 m de longitud. El área total ocupada por este volcán (flujos y cono) es de 13.61 km² y emitió un volumen de 1.75 Km³.

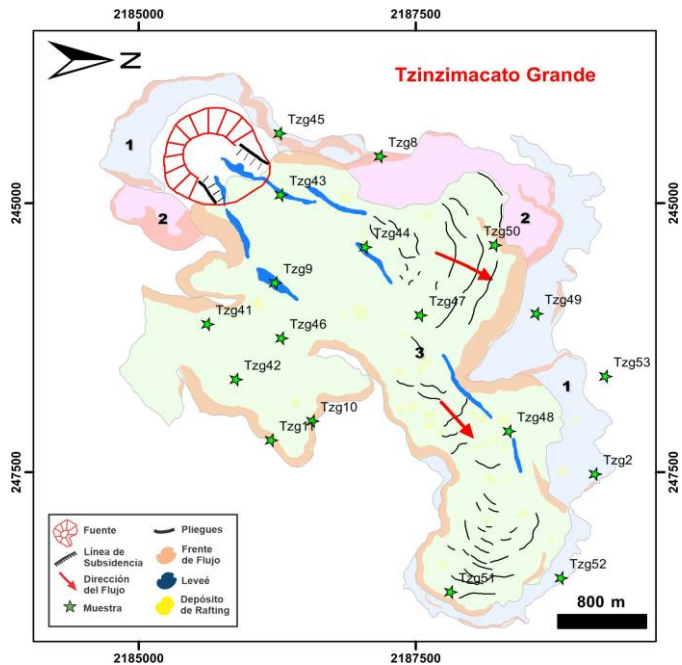


Figura 10. Mapa Morfológico del volcán Tzinzimacato Grande, Fuente: Autor.

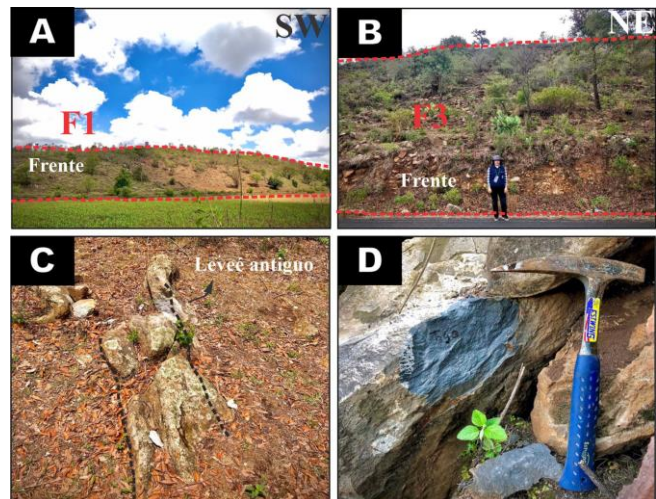


Figura 11. Fotografías de rasgos morfológicos en campo de las unidades de flujo del volcán Tzinzimacato Grande, Fuente: Autor.

El volcán Tzinzimacato Chico emitió 3 unidades de flujo, aquí se considera la unidad F3, ya que esta es la unidad que se encuentra totalmente expuesta, y se evidencia

completamente su trayectoria de recorrido sobre la superficie. La unidad F3 se distribuye en forma de 2 lóbulos aparentes, que se originaron tras la emisión del mismo pulso eruptivo, con una dirección de emplazamiento hacia el N, esta unidad se encuentra suprayaciendo a las demás unidades (F1 y F2) y en contacto lateral. Presenta un área total estimada de 3.13 Km², con un espesor promedio de 61 m, y un ancho promedio de 1617 m. Tuvo un alcance máximo de ~2045 m de longitud, con una anchura mínima ~124 m hacia la parte más de la fuente de emisión cercana y máxima de ~2378 m en la zona más distal.

Se observan estructuras de leveé que no son continuas, localizadas en la parte más cercana a la fuente de emisión. Estas estructuras presentan dimensiones entre 30 y 35 m de ancho, evidenciando la existencia de canales antiguos de lava, que fueron alimentados por un pulso de lava posterior que generó la unidad F3. Las estructuras de leveé se formaron en un evento anterior. En las partes distales de flujo de observan pliegues tipos estructuras de Buclikg, las cuales permiten inferir la dirección del flujo. Justo en los frentes de los lóbulos se exponen estructuras breakout, que no superan los 3 m de longitud. El área Total, ocupada por este volcán (flujos y cono) es de 4.8 km² y emitió un volumen de 0.533 km³

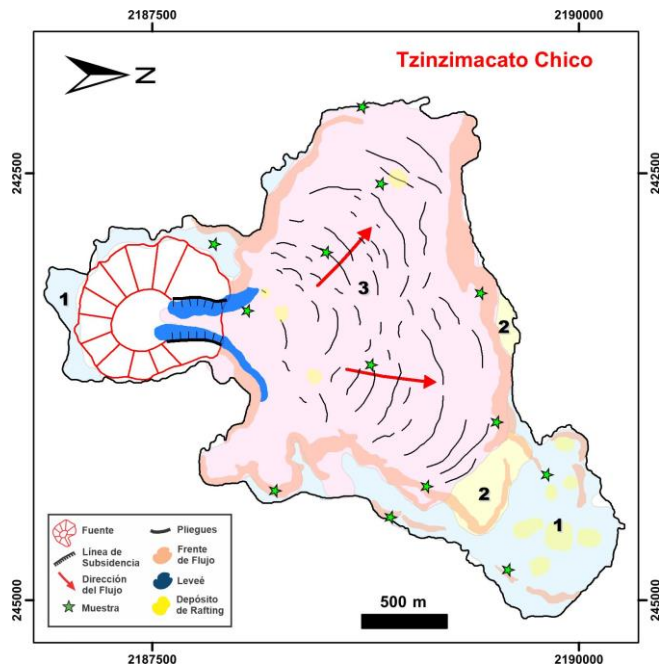


Figura 12. Mapa Morfológico del volcán Tzinzimacato Chico, Fuente: Autor.

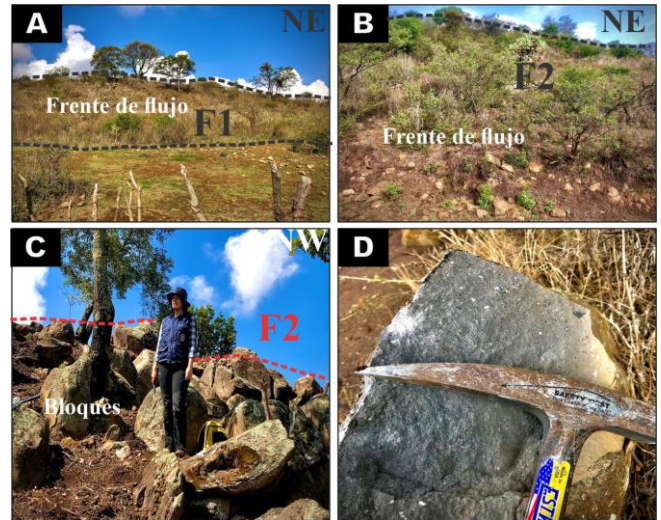


Figura 13. Fotografías de rasgos morfológicos en campo de las unidades de flujo del volcán Tzinzimacato Chico, Fuente: Autor.

4.2 Parámetros eruptivos y propiedades reológicas (estimadas a partir de características morfológicas)

En este apartado se realizó el cálculo de parámetros eruptivos, tales como; tasa de efusión, tiempo de emplazamiento, velocidad promedio. Adicionalmente se calcularon propiedades reológicas como la viscosidad. Nichols, (1939) propuso utilizar la ecuación de Jeffreys, (1925) para calcular la viscosidad de un flujo de lava a partir de sus dimensiones morfológicas. La ecuación de Jeffreys modela el comportamiento de un flujo de lava partiendo del concepto de que este interactúa como un fluido Newtoniano, no obstante Hulme, (1974) introdujo en la literatura la idea de que un flujo de lava en ciertas condiciones puede fluir como un líquido tipo Bingham. Entonces Hulme, (1974) propuso calcular la viscosidad involucrando la variable conocida como Yield Strength o fuerza de corte. Estos trabajos fueron confirmados y modificados a través de experimentos con materiales de reologías conocidas (Fink & Griffiths, 1992; Gregg & Fink, 1996). Finalmente, en investigaciones realizadas por (Hulme, 1974; Moore et al., 1978; Pikerton & Wilson, 1994), se relacionaron ciertos parámetros eruptivos como la tasa de efusión, variable principal para determinar las condiciones de viscosidad en el momento de emplazamiento de los flujos.

(C. Kilburn & Lopes, 1991) propusieron una ecuación para calcular el tiempo de emplazamiento, partiendo del supuesto de que la superficie de un flujo de lava pierde calor por radiación y conducción, lo cual genera que el flujo durante su avance se comporte como un fluido laminar y uniforme tipo newtoniano, con tasas de deformación bajas. Es relevante mencionar que la viscosidad determina el avance de los flujos, y a su vez esta propiedad reológica varía de acuerdo a la composición química,

temperatura y cristalinidad. Es así como flujos de lava menos viscosos se emplazarán más rápido que los flujos más viscosos, (Cas & Wright, 1988; Hulme, 1974; C. Kilburn, 2000; C. Kilburn & Lopes, 1991; Walker, 1993)

A continuación, se presentan las ecuaciones tomadas de los trabajos mencionados anteriormente y utilizadas aquí para el cálculo de variables tales como; tasa de efusión, velocidad promedio, tiempo de emplazamiento, Yield Strenght y viscosidad.

$$Q = \frac{G_z k L W}{H} \quad (1)$$

Donde Q es la tasa de efusión en m^3/s^2 , k es la difusividad térmica ($= 4.21 \times 10^{-7} m/s^2$; (C. Kilburn & Lopes, 1991) L la longitud máxima, W el ancho y H el espesor promedio del flujo, G_z es el número de Grätz que indica que el proceso de transferencia de calor está controlado por la conducción y está definido como $G_z = (\mu H^2) / (kL)$ (Hulme & Fielder, 1997; Pikerton & Wilson, 1994; Pinkerton & Sparks, 1976) observaron que el límite de enfriamiento en flujos basálticos del Etna y Hawaii dejaban de avanzar en el límite de enfriamiento, cuando G_z tenía un valor crítico debajo de 300. En este trabajo se asume este valor, aplicado en flujos andesíticos (e.g. Chevrel et al., 2016b) a partir del cual se calcula la tasa de efusión (ec. 1) y la velocidad del flujo con la siguiente ecuación:

$$\mu = \frac{Q}{wH} \quad (2)$$

Donde μ es la velocidad promedio (m/s). Considerando que el flujo es laminar y regular con comportamiento newtoniano, la ecuación de Jeffreys, (1925), posteriormente modificada para ser aplicada en lavas por Nichols, (1939) permite calcular la viscosidad del flujo entero:

$$\eta = \frac{\rho g H^2 \text{sen} \alpha}{3\mu} \quad (3)$$

Donde η es la viscosidad total del flujo (Pa·s), ρ la densidad de la lava ($2600+100 \text{ kg/m}^3$), g la aceleración

gravitacional (9.81 m/s^2), α la pendiente y 3 una constante para flujos cuyo ancho es mayor que el espesor.

Considerando un comportamiento tipo Bingham, el *yield strength* del flujo (Pa) puede estimarse a partir de su espesor como:

$$\tau = \rho g H \text{sen} \alpha \quad (4)$$

Y de acuerdo con Hulme, (1974) los flujos canalizados tienen un *yield strength* (τ_c , Pa) estimados considerando el espesor del flujo (W) y del canal (w_c) delimitado por las levees:

$$\tau_c = \rho g (W - w_c) \text{sen}^2 \alpha \quad (5)$$

Wilson & Head (1983), apoyándose en la teoría de Hulme, relacionaron la viscosidad aparente del flujo dentro del canal con la tasa de efusión y el *Yield strength*:

$$\eta = \frac{w_c^3 \tau_c \text{sen}^2 \alpha}{24Q} \quad (6)$$

La duración del emplazamiento de los flujos puede ser aproximada a través de dos métodos: 1) considerando el número de Grätz (ec. 7) y 2) por la ecuación 8, propuesta por (C. Kilburn & Lopes, 1991)

$$t_{Gz} = \frac{H^2}{G_z k} \quad (7)$$

$$t_{kL} = \frac{W_m H^2 \text{sen} \alpha}{n k L_m} \quad (8)$$

Los valores de longitud, espesor, ancho y pendiente que hacen parte de las ecuaciones descritas anteriormente, se obtuvieron a partir del promedio de 10 valores estimados por parámetro y por unidad de flujo principal de cada volcán. Es decir, se promediaron los valores de cada parámetro morfológico del flujo más representativo en los volcanes. Para los cuatro volcanes se identificaron en el siguiente orden las unidades de flujo principales: Melón; F3 y F4 (Figura 14 y Figura 15) y, Mina; F6, F7, F8, F9, F10 y F11 (Figura 16 y Figura 17), Tzinzimacato Grande; F3 (Figura 18) Y Tzinzimacato Chico; F3 (Figura 19).

Las unidades F3 y F4, presentan viscosidades aparentes, según la (ec.3), con órdenes de magnitud entre y 1.80×10^4 y 2.56×10^5 Pa·s respectivamente, siendo la unidad F3 de menor viscosidad (1.80×10^4 Pa·s). Para las dos unidades se calculó la viscosidad por el método de Hulme (ec. 6) ya que cumplían la condición donde $W_c/(W-W_c) < 1$, con este método la unidad F3 y F4 arrojaron resultados de viscosidad con magnitudes entre 1.89×10^4 y 1.03×10^5 Pa·s respectivamente, para valores de yield strength calculados entre 1.39×10^4 y 2.26×10^4 Pa,

Con respecto a la tasa de efusión (ec.1) y la velocidad promedio (ec. 2), la unidad F3 presenta la tasa más alta con un valor estimado de $7.58 \text{ m}^3/\text{s}$, con una velocidad promedio de 34.7 m/día , la cual se considera como una de las unidades con mayor volumen de material emitido a una velocidad relativamente alta en comparación con la unidad F4 que se movilizó más lento. La unidad F4, presenta la tasa de efusión y velocidad más baja con valores estimados de $6.4 \text{ m}^3/\text{s}$ y 30.9 m/día , lo cual era de esperarse por su composición un poco más evolucionada.

El tiempo de emplazamiento de cada unidad se calculó tomando como referencia (ec. 7 y 8), para el pulso que genero la unidad F3, se estimó una duración total de 104 días a partir de la ecuación 7, y 392 días a partir de la ecuación 8. La unidad F4 obtuvo un menor tiempo de emplazamiento estimado de 100 días a partir de la ecuación 7 y 189 días a partir de la ecuación 8. Estos tiempos se calcularon únicamente considerando la unidad principal de flujo, por lo que son considerados como valores mínimos y a partir de estos se timo la duración total de la erupción (Tabla 1). La diferencia del tiempo de emplazamiento estimada por cada método no es tan grande, excepto por la unidad F3 donde el tiempo usando la ecuación 8 es mucho mayor al de la ecuación 7. El promedio mínimo de viscosidad estimado para las lavas de Melón, es de 1.37×10^5 mediante la ecuación 3 y 6.09×10^4 mediante la ecuación 6, con una duración total de la erupción de 0.64 años.

Figura 14. Perfiles de elevación perpendiculares a la dirección del emplazamiento (línea discontinua) de la unidad principal de flujo F3, de Melón, Fuente: Autor.

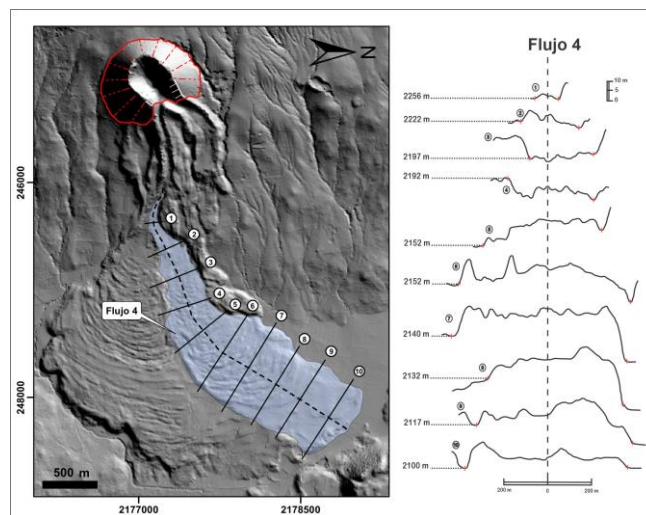


Figura 15. Perfiles de elevación perpendiculares a la dirección del emplazamiento (línea discontinua) de la unidad principal de flujo F4, de Melón, Fuente: Autor.

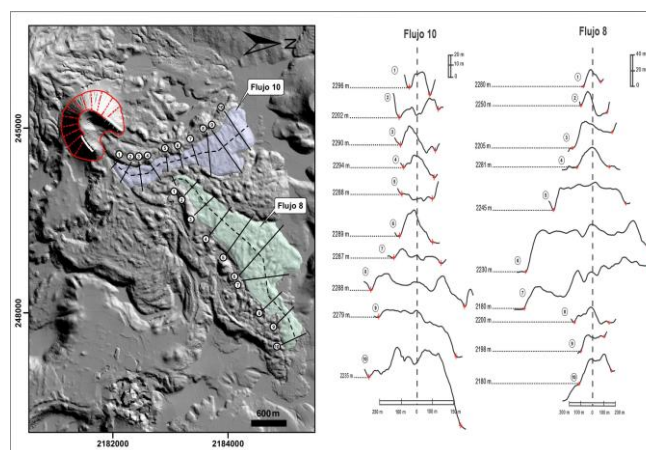
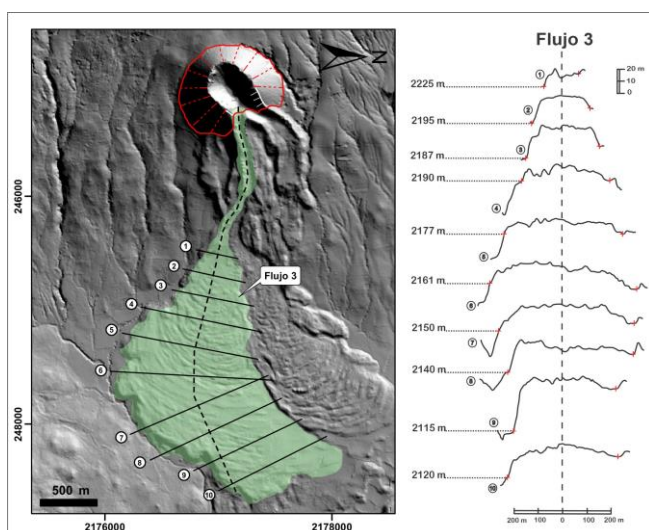


Figura 16. Perfiles de elevación perpendiculares a la dirección del emplazamiento (línea discontinua) de las unidades de flujo principales F10 y F8, de Mina, Fuente: Autor.



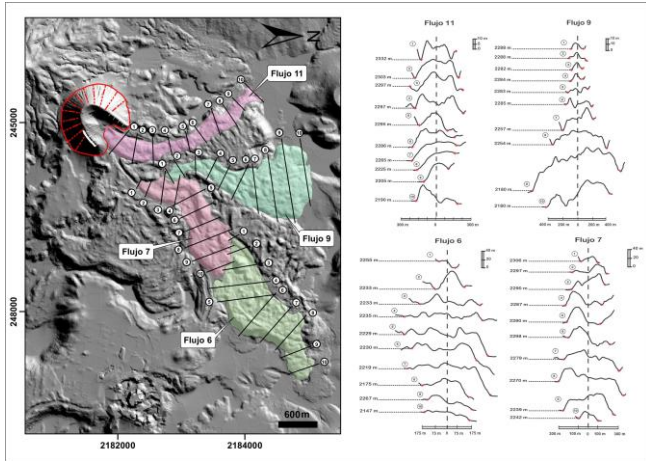


Figura 17. Perfiles de elevación perpendiculares a la dirección del emplazamiento (línea discontinua) de las unidades principales F11, F9, F7, F6 de Mina, Fuente: Autor.

Las unidades F6, F7, F8, F9, F10 y F11 presentan viscosidades aparentes según la (ec.3), en el siguiente orden: 2.18×10^3 , 1.60×10^6 , 1.10×10^4 , 3.40×10^3 , 2.60×10^3 , y 3.28×10^5 Pa·s (Tabla 1). Para todas las unidades se calculó la viscosidad por el método de Hulme (ec.6), obteniendo resultados en el siguiente orden: 5.36×10^3 , 3.65×10^5 , 2.58×10^5 , 4.06×10^5 , 3.40×10^4 y 1.67×10^5 Pa·s respectivamente. Para valores de Yield Strength calculados en el mismo orden: 9.64×10^3 , 1.16×10^4 , 2.04×10^4 , 1.56×10^4 , 1.29×10^4 y 2.04×10^4 Pa.

Se obtuvieron resultados de tasas de efusión en el mismo orden: 4.1, 2.3, 3.5, 1.8, 1.7, 1.1 m^3/s respectivamente, con un promedio mínimo estimado de 2.41 m^3/s por unidad de flujo. La unidad F6 emitió un mayor volumen de lava por unidad de tiempo (4.1 m^3/s), mientras que la unidad F11 emitió el volumen más pequeño. Se estimaron velocidades en el siguiente orden: 13.7, 6.1, 9.9, 3.9, 1.5 y 3.5 m/día respectivamente, con un promedio mínimo estimado de 6.4 m/día por unidad de flujo principal. Los flujos de lava más lentos corresponden a las unidades F10 y F11, y la unidad F6 alcanza una mayor rapidez.

Con respecto al tiempo de emplazamiento calculado a partir de la ecuación 7 se obtuvieron resultados en el mismo orden: 195, 368, 365, 560, 1731, 806 días. La unidad F6, obtuvo un menor tiempo de emplazamiento (195 días) mientras que las unidades F10 y F11 obtuvieron el mayor tiempo de emplazamiento. A partir de la ecuación 8 se obtuvieron resultados en el siguiente orden: 102, 207, 186, 376, 903 y 421 días. La diferencia del tiempo de emplazamiento estimada por cada método no es tan grande, excepto por las unidades F10 y F11, donde el tiempo calculado a partir de la ecuación 7 es mucho mayor. El promedio mínimo del tiempo de emplazamiento estimado

por unidad de flujo para el volcán Mina es de 365 días de duración.

El promedio mínimo de viscosidad estimado para las lavas de Mina, es de 3.24×10^5 mediante la ecuación 3 y 2.58×10^5 mediante la ecuación 6, con una duración total de la erupción de 9 años.

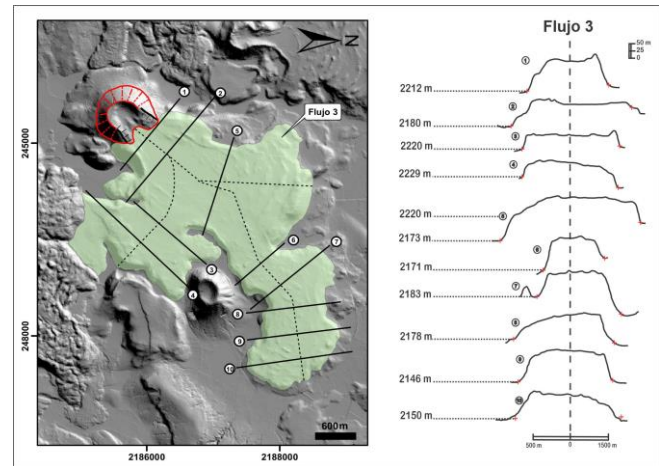


Figura 18. Perfiles de elevación perpendiculares a la dirección del emplazamiento (línea discontinua) de las unidades de flujo principal F3, del volcán Tzinzimacato Grande, Fuente: Autor.

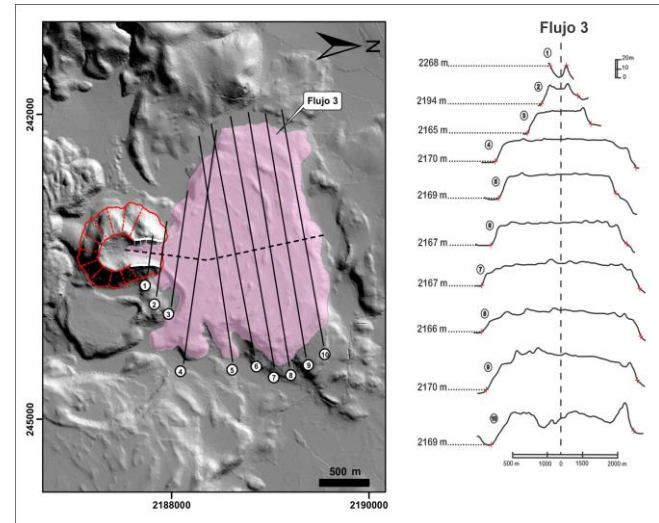


Figura 19. Perfiles de elevación perpendiculares a la dirección del emplazamiento (línea discontinua) de las unidades de flujo principal F3, del volcán Tzinzimacato Chico, Fuente: Autor.

Las unidades F3 (Tzinzimacato Grande) y F3 (Tzinzimacato Chico), presentan viscosidades aparentes, según la ecuación 2, con magnitudes de 6.81×10^{10} y 3.53×10^9 Pa·s respectivamente, siendo la unidad F3 (Tzinzimacato Grande) más viscosa en comparación con la otra unidad. Las viscosidades calculadas por el método de Hulme (ec.6) arrojaron resultados con magnitudes de 7.53×10^8 y 2.98×10^9 , para valores de yield Strength calculados entre 1.59×10^5 y 3.94×10^4 .

La unidad F3 (Tzinzimacato Grande) presenta valores de tasa efusión y velocidad promedio mayores, $8.9 \text{ m}^3/\text{s}$ y 6.6 m/día respectivamente, siendo esta la más rápida, con respecto a la unidad F3 (Tzinzimacato Chico) que presenta una tasa menor de $6.8 \text{ m}^3/\text{s}$ y una velocidad promedio 5.9 m/día . El tiempo de emplazamiento estimado a partir de la ecuación 7, para la unidad F3 (Tzinzimacato Grande) es de 750 días, y 342 días para la segunda unidad. A partir de la ecuación 8, la primera unidad obtuvo un tiempo de emplazamiento estimado de 820 días y 412 días para la segunda unidad. La diferencia del tiempo de emplazamiento estimada por cada método no es tan grande.

Tabla 1. Datos parámetros eruptivos, y propiedades reológicas, obtenidos para las unidades d eflujo de cada volcán a partir de aproximaciones morfológicas.

Constantes Físicas										
Densidad (Kg/m ³)	2600									
Aceleración gravitacional g (m/s ²)	9.81									
Número de Grätz Gz [-]	300									
Difusividad térmica k [m ² /s]	4.21E-07									
Volcanes	Metón				Mina				T Grande	T Chico
Unidades de Flujo	F3	F4	F11	F10	F9	F8	F6	F7	F3	F3
Dimensiones										
Longitud (m)	3555	3099	2859	2631	2382	3628	2686	2243	3321	2045
Promedio	3327				2738				-	-
Ancho de Flujo (m)	1052±325	542±282	241±62	324±169	334±190	374±137	475±216	394±154	1274±356.6	1617±848.4
Ancho del canal (m)	23±19	47±8	38±15	35±33	37±22	38±6	46±23	31±10	49±15	50±9
Espesor (m)	34±1.3	33±1.9	78±1.6	99±3.8	55±3.2	49±2.1	40±1.9	49±2.6	90±2.1	61±1.8
Pendiente (°)	6.1±0.1	3.8±0.3	3.6±0.2	2.4±0.03	2.6±0.05	2.8±0.01	1.7±0.6	1.8±0.05	4.19±0.1	1.82±0.1
Área total [km ²] (Flujos+cono)	6.05				15.32				13.61	4.83
Volumen total [Km ³]	0.83				2.7				1.75	0.53
Área Total [Km ²]	2.54	1.58	0.91	1.06	1.31	1.82	1.39	0.94	8.88	3.13
Volumen total (area*espesor)[m ³]	52.34E+06	78.92E+06	55.99E+06	105.55E+06	72.63E+06	90.27E+06	56.13E+06	46.63E+06	8.04E+08	1.92E+08
Aspect ratio (A/H)*	51	43	12	12	23	31	33	22	37	33
Parámetros reológicos por el método de Gratz										
Viscosidad aparente por la ecuación de Jeffreys [P as]	1.80E+04	2.56E+05	3.28E+05	2.60E+03	3.40E+03	1.10E+04	2.18E+03	1.60E+06	6.81E+10	3.53E+09
%error	14%	16%	25%	335	19%	7%	39%	15%	8%	11%
Promedio	1.37E+05				3.24E+05				-	-
Viscosidad aparente por el método de Hulme [P as]	1.89E+04	1.03E+05	1.67E+05	3.40E+04	4.06E+05	2.58E+05	5.36E+03	3.65E+05	7.35E+08	2.89E+09
%error	16%	14%	9%	23%	32%	11%	8%	35%	4%	6%
Promedio	6.09E+04				2.58E+05				-	-
Yield Strength [Pa]	1.63E+04	2.02E+04	1.25E+05	1.06E+05	6.38E+04	4.41E+04	3.04E+04	3.95E+04	1.61E+05	5.43E+04
%error	10%	15%	13%	29%	11%	35%	28%	21%	16%	7%
Yield Strength por el modelo de Hulme [Pa]	1.39E+04	2.56E+04	2.04E+04	1.29E+04	1.56E+04	2.04E+04	9.64E+03	1.16E+04	1.59E+05	3.94E+04
%error	12%	5%	19%	26%	14%	5%	31%	16%	24%	7%
Tasa de efusión [m ³ /s]	7.85	6.4	1.1	1.7	1.8	3.5	4.1	2.3	8.9	6.8
Promedio por unidad de flujo principal	7.1				2.4				8.9	6.8
%error	18%	12%	25%	9%	5%	145	19%	21%	23%	26%
Velocidad [m/día]	34.7	30.9	3.5	1.5	3.9	9.9	13.7	6.1	6.6	5.9
%error	34%	22%	15%	19%	8%	11%	29%	39%	4%	8%
t ₀ [días]	104	100	806	1356	560	365	195	368	750	342
%error	41%	12%	4%	23%	18%	12%	26%	9%	21%	32%
Aproximación por el método Kilburn and Lopes (1991)										
T _{KL} [días]	145	126	421	1229	533	297	163	329	820	412
%error	16%	9%	4%	15%	19%	28%	35%	9%	14%	17%
Promedio										

4.3. Cronología de los eventos

En este apartado se expone en orden cronológico el emplazamiento de las unidades de flujo de lava, como material emitido durante la actividad los cuatro volcanes monogenéticos. Es relevante mencionar que en este trabajo se considera que las unidades expuestas en los mapas de eventos eruptivos (

Figura 20), conforman la fase efusiva de una erupción antigua de cada volcán, la cual se generó paulatinamente, mediante varios episodios, considerados como pulsos de lava, con características morfológicas y relaciones estratigráficas de campo diferenciables.

Para el volcán Melón se identificaron 6 unidades de flujo, emitidas durante su erupción en el siguiente orden cronológico: la unidad F1 es la más antigua, se considera que fue la primera en emplazarse, con una dirección de distribución inferida hacia el NE, localizada en la región cercana al cráter, esta se encuentra infrayaciendo a la unidad F2, que se emplazó posteriormente con una dirección similar a la unidad anterior (

Figura 20). Sobre esta unidad reposa la unidad la unidad F3 que se emplazó en un evento posterior a la unidad F2, con una dirección hacia el NE, alcanzando decenas de metros de distancia. Después se emplazó la unidad F4 con una dirección hacia el NE, esta se encuentra bien expuesta, desde la fuente hasta la parte más distal, y suprayace a la unidad F3 (

Figura 20). Mas tarde se emplazó la unidad F5, con una dirección NE, localizada cerca al cráter, y con poca longitud de alcance, esta se encuentra suprayaciendo a la unidad F4 e infrayaciendo a la unidad F6 que fue el último y más reciente pulso eruptivo, con una dirección de emplazamiento hacia NE, localizado hacia un margen del cráter colapsado (

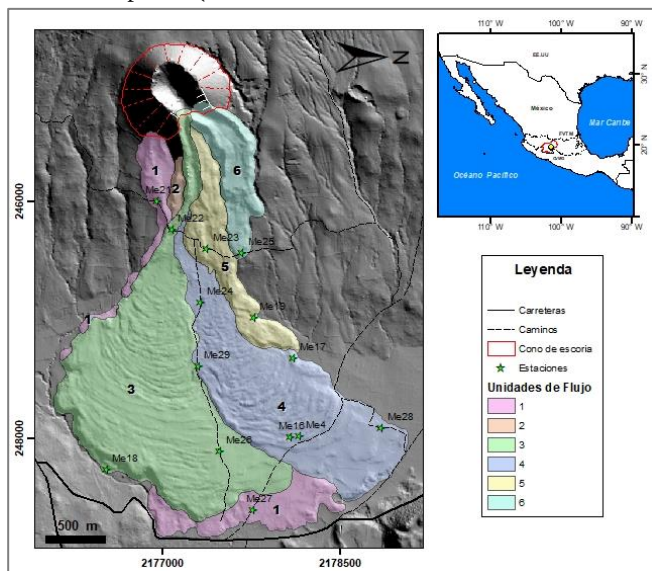


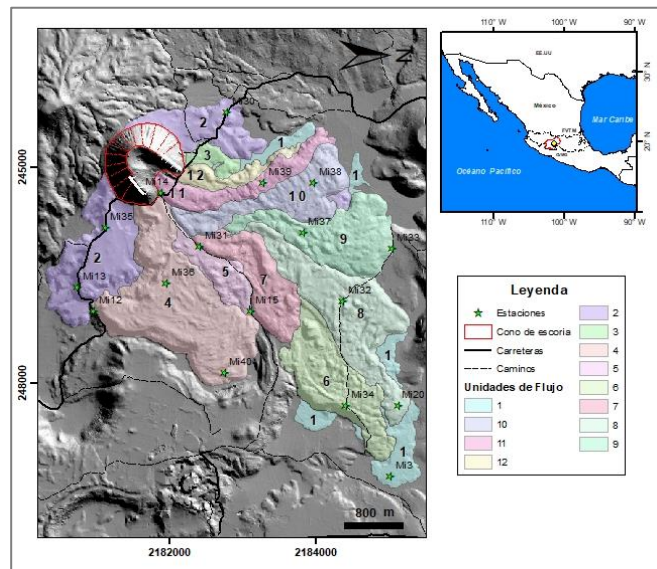
Figura 20).

Figura 20. Mapa de eventos eruptivos del volcán Melón, Fuente: Autor.

Para el volcán Mina se identificaron 12 unidades de flujo, emplazadas en el siguiente orden cronológico: se considera que F1, F2 y F3 se emplazaron en una etapa temprana de la fase efusiva de la erupción, con una dirección hacia el este, la unidad F1 se encuentra infrayaciendo a la unidad F2, y esta última se dispone suprayaciendo a la unidad F3. Seguidamente se considera que las unidades F4, F5, F6, F7 y F8, se emplazaron en una etapa secundaria con una dirección de emplazamiento hacia el este, donde la unidad F4 se encuentra muy próxima a la unidad F5, pero la

anterior se encuentra en una posición más baja que la unidad 5, la unidad 6 se encuentra infrayaciendo a la unidad 7.

Debido a la proximidad con la que se exponen las unidades entre sí, se interpreta que los eventos fueron sucesivos y algunos coetáneos como en el caso de F6 y F5, que se encuentran al mismo nivel estratigráfico, sin embargo, presentan características morfológicas distintas. Por último se emplazaron las unidades F9, F10, F11, y F12, en una etapa tardía de la erupción, con dirección de emplazamiento hacia el Norte, alcanzando decenas de metros desde el cráter hasta la zona más distal, estas unidades se encuentran muy próximas entre sí, sin embargo se diferencian morfológicamente una de otra y la unidad F9 se dispone infrayaciendo a la unidad F10, esta última se exhibe en una posición inferior a la unidad F11, y por último la unidad F12,



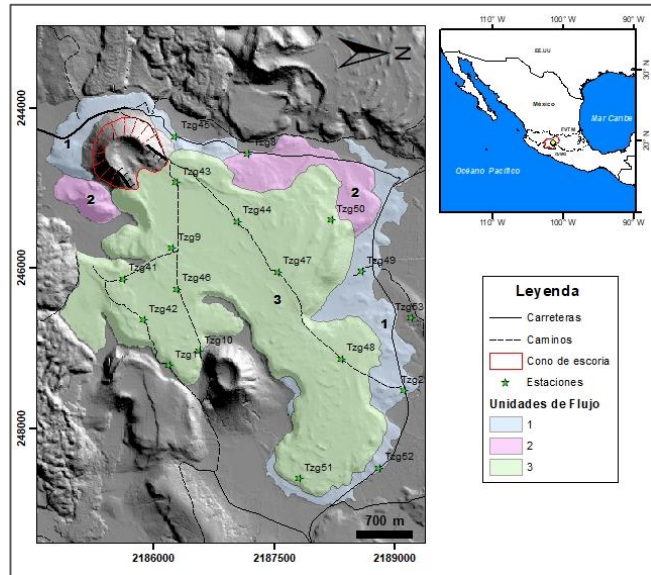
Se encuentra suprayaciendo a F11, siendo F12 el ultimo evento emitido por el volcán.

Figura 21. Mapa de eventos eruptivos del volcán Mina, Fuente: Autor.

Para el volcán Tzinzimacato Grande, se identificaron 3 unidades de flujo, emitidas en el siguiente orden cronológico: la primera unidad en emplazarse fue F1 con una dirección hacia el este, alcanzando decenas de metros, esta se encuentra infrayaciendo a la unidad F2, y se observan algunas partes del flujo muy cercanas al cráter. Posteriormente se emplazó la unidad F2, la cual fue cubierta se encuentra infrayaciendo a la unidad F3 y fue cubierta parcialmente por la misma, siendo la unidad F3, el último y más reciente evento en emplazarse, la cual se encuentra expuesta en su totalidad desde la parte más cercana al cráter hasta su punto de máximo alcance.

Para el volcán Tzinzimacato Chico, se identificaron 3 unidades de flujo, emitidas en el siguiente orden cronológico: la primera unidad en emplazarse fue F1 con una

dirección hacia el norte, alcanzando decenas de metros, esta se encuentra infrayaciendo a la unidad F2, esta última cubre parcialmente a la unidad F1, y corresponde al siguiente evento en emplazarse infrayaciendo a la unidad F3 la cual se exhibe cubriendo casi totalmente la unidad F2, F3 fue el último y más reciente evento en emplazarse, y se encuentra expuesta totalmente desde la fuente muy cercana a la cráter



hasta el máximo punto de avance del flujo.

Figura 22. Mapa de eventos eruptivos del volcán Tzinzimacato Grande, Fuente: Autor.

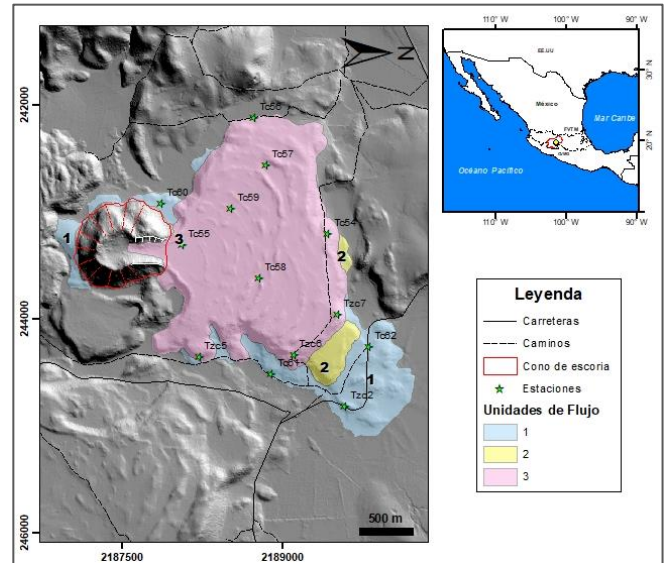


Figura 23. Mapa de eventos eruptivos del volcán Tzinzimacato Chico, Fuente: Autor.

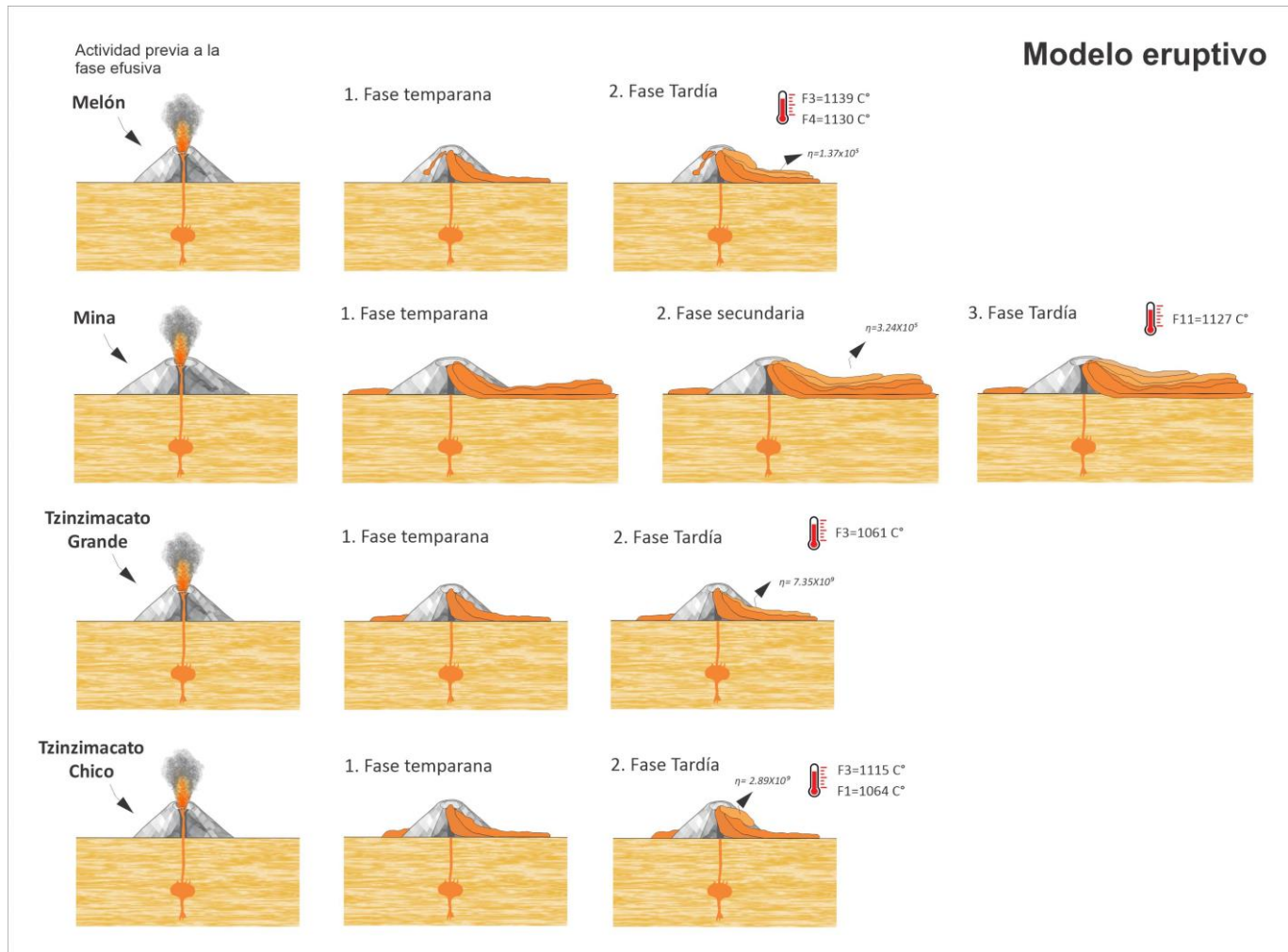


Figura 24. Modelo eruptivo que explica el desarrollo de la fase efusiva de los cuatro volcanes monogenéticos, Fuente: Autor.

4.3 Composición de las lavas

4.3.1 Geoquímica

En este apartado se exponen los resultados del análisis químico de 17 muestras, previamente descrito en la metodología. Para el volcán Melón se registra la composición química de las unidades F3, F4 (unidades de flujo principal) y unidad F5, de las cuales esta última presenta una composición más evolucionada con un contenido SiO_2 de 57.39 wt%, seguido por la unidad F4 con un valor de 56.97 wt%, y por último el menos evolucionado F3 con un valor de 55.19 % wt, siendo la unidad menos más máfica. Para Mina se registra la composición química de las unidades F8, F6, y F11, de las cuales F6 y F11 presentan una composición similar y más evolucionada con valores de SiO_2 entre 56.24 y 56.02 % wt respectivamente, siendo la unidad F8 la menos evolucionada, con un contenido de SiO_2 de 54.47 %wt.

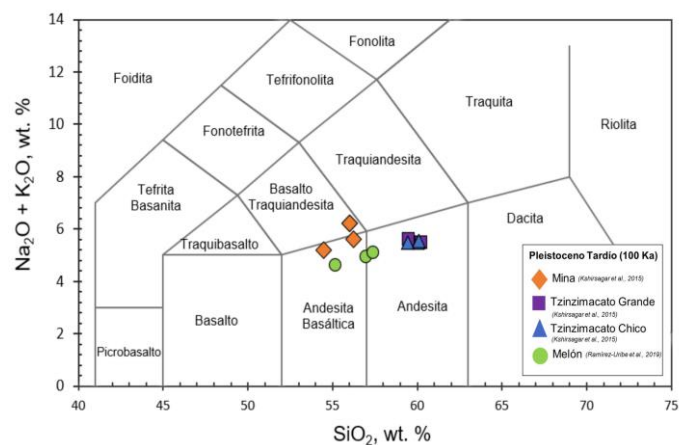


Figura 25. Diagrama de SiO_2 vs álcalis total, de las muestras de las unidades de flujo de los volcanes.

Tabla 2. Análisis químicos de elementos mayores (wt%) de las muestras de unidades de flujo de los volcanes monogenéticos, Fuente: Proyecto investigadores por México.

Análisis químicos de elementos mayores (wt%) de las muestras de Las unidades de flujo de los volcanes; Melón, Mina, Tzinzimacato Grande y Tzinzimacato Chico														
Volcán	Melón				Mina		Tzinzimacato Grande			Tzinzimacato Chico				
N° Muestra	Me26	Me17	Me23	Mi32	Mi34	Mi39	TG2	TG9	TG8	TC60	TC59	TC62		
Tipo de roca	Andesita Basáltica	Andesita Basáltica	Andesita Basáltica	Andesita Basáltica	Andesita Basáltica	Andesita Basáltica	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita		
Latitud (N)	19°40'36.29"	19°40'56.28"	19°40'31.84"	19°44'19.73"	19°44'22.09"	19°43'43.40"	19°46'54.54"	19°45'19.96"	19°45'49.92"	19°46'11.36"	19°46'33.05"	19°47'15.24"		
Longitud (W)	101°24'9.45"	101°24'36.73"	101°25'7.95"	101°24'55.13"	101°24'5.61"	101°25'51.27"	101°24'35.48"	101°25'35.13"	101°26'15.63"	101°27'12.59"	101°27'10.97"	101°26'27.29"		
Altura (msnm)	2329	2345	2338	2339	2345	2243	2248	2131	2115	2058	20111	2063		
	Límite de detección	Método de análisis												
SiO ₂	0.01	FUS-ICP	56.35	56.42	55.02	54.49	56.18	56.55	59.61	60.61	59.40	59.41	59.26	60.07
Al ₂ O ₃	0.01	FUS-ICP	16.79	16.39	17.48	17.31	17.71	16.65	17.35	17.18	17.36	17.51	18.08	18.00
Fe ₂ O ₃ (T)	0.01	FUS-ICP	7.27	7.29	7.63	9.15	8.06	7.98	6.59	6.50	6.21	6.12	5.71	5.66
MnO	0.001	FUS-ICP	0.12	0.13	0.13	0.14	0.13	0.12	0.10	0.10	0.11	0.09	0.10	0.09
MgO	0.01	FUS-ICP	5.23	5.19	5.78	4.70	3.85	4.65	3.00	3.63	4.01	3.13	3.17	3.19
CaO	0.01	FUS-ICP	6.81	6.86	7.56	7.09	6.63	7.13	6.22	6.09	6.43	6.42	6.75	6.58
Na ₂ O	0.01	FUS-ICP	3.58	3.75	3.44	3.91	4.10	4.35	3.90	3.77	3.68	3.62	4.03	3.98
K ₂ O	0.01	FUS-ICP	1.29	1.27	1.18	1.27	1.52	1.94	1.62	1.76	1.80	1.99	1.41	1.48
TiO ₂	0.001	FUS-ICP	0.82	0.81	0.92	1.25	1.14	1.08	0.75	0.82	0.70	0.78	0.68	0.69
P ₂ O ₅	0.01	FUS-ICP	0.24	0.25	0.05	0.43	0.37	0.54	0.19	0.25	0.02	0.18	0.04	0.00
LOI		FUS-ICP	0.41	-0.04	0.50	0.29	0.20	-0.03	-0.15	0.21	0.24	0.63	0.30	0.00
Total	0.01	FUS-ICP	98.91	98.32	99.69	100.03	99.89	100.96	99.18	100.92	99.96	99.88	99.53	99.74

Para el volcán Tzinzimacato Grande se registran composiciones de las unidades F1, F2 y F3, de las cuales F1 y F2 presentan una composición más evolucionada con un contenido de SiO₂ de 60.10 y 60.06 %wt respectivamente, y la unidad F9, presenta una composición más Máfica con un contenido de 59.42 wt%. Para el volcán Tzinzimacato Chico se registran composiciones de las unidades F1 y F3, la unidad F3, presenta una composición menos evolucionada con un contenido de SiO₂ que varía entre 59.54 y 59.48 wt%, y la unidad F1 presenta una composición más evolucionada con un contenido de 60.23 wt%. En la (Figura 25) se muestra el tipo de roca de las muestras según la clasificación propuesta por Le Bas et al. (1986).

4.3.2 Petrografía

Se estudiaron (anexo 5 y 6) 19 láminas delgadas, 5 láminas representativas por las unidades de flujo de los volcanes Melón, Mina y Tzinzimacato Grande, y 4 láminas por las unidades de Tzinzimacato Chico. En cada una de ellas se realizó un conteo de puntos para estimar las proporciones de los minerales que contenían. Las muestras presentan de 1 a 5 vol.%, de vesículas irregulares ligeramente alargadas (0.3 a 1 mm), las muestras presentan un contenido de matriz de 53 a 78 vol. % y está conformada por vidrio y microlitos que no se pueden distinguir uno del otro. El contenido de fenocristales (tamaño > 0.3 mm) varía desde 0.5 a 23.9 vol. %, y las fases minerales observadas corresponde a plagioclasas (<2mm), olivino (Figura 26 B, <1mm), hiperstena (<0.5 mm), enstatita (0,4 mm) augita (<0.8mm), y ocasionalmente hornblenda opacitizada (Figura 28A).

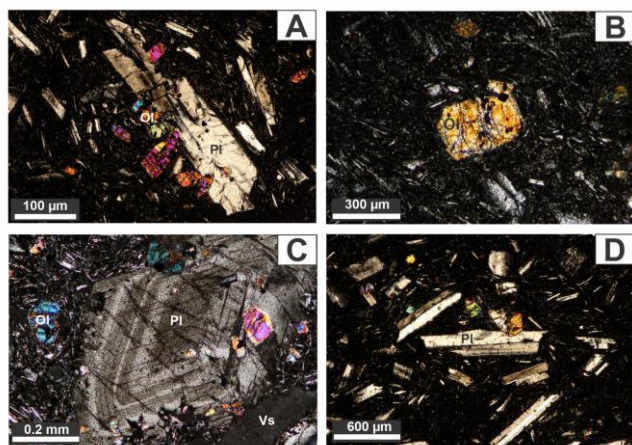
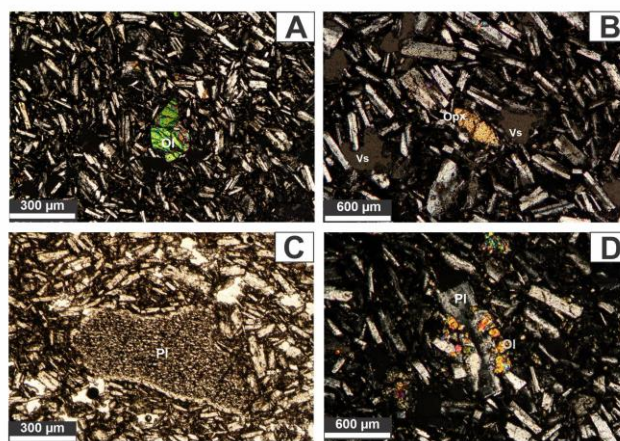


Figura 26. Microfotografías de los flujos de lava del volcán Melón. A. Glomeropórfidos de plagioclase y olivino, B. Fenocristal de olivino con inclusiones de óxidos, C. Glomerocrystal de plagioclase zonada y olivino, D. Microfenocristal de plagioclase,

Las muestras de las unidades del volcán Melón presentan textura porfirítica con una variación entre 0.1 y 13 vol.% de fenocristales, entre 0.2 y 9 vol.% de microfenocristales, entre 55 y 70 vol.% de matriz (microlitos y vidrio), y entre 0.3 y 1.4 vol.% de óxidos. Las vesículas (hasta 5 vol.%), son irregulares con tamaños de hasta 0.5 mm, ligeramente redondeadas. Los fenocristales y microfenocristales corresponden a fases de plagioclasas y olivinos, que en algunos casos forman glomeropórfidos (0.03 mm a 1,68 mm) (Figura 26 A, C y D). Las plagioclasas Exhiben maclas predominantemente simples, compuestas y ocasionalmente polisintéticas (Figura 26 D). Esporádicamente presentan zonamiento (

Figura 20C), y embahamiento en los bordes de los



cristales.

Figura 27. Microfotografías de los flujos de lava del volcán Mina. A. Fenocristal de augita, B. Fenocristal de ortopiroxeno (enstatita), C. Fenocristal de plagioclase exhibiendo textura tamiz, D. Glomeropórfido de plagioclase y olivino.

Las muestras de las unidades del volcán Mina presentan textura porfirítica con una variación entre 7 y 15 vol.% de fenocristales, entre 0.1 y 12 vol.% de microfenocristales, entre 66 y 78 vol.% de matriz (microlitos y vidrio), y entre 0.2 y 1.5 de óxidos. Las vesículas (hasta 6 vol.%), son irregulares con tamaños hasta 0.6 mm, ligeramente alargadas. Los fenocristales corresponden fases de plagioclasas, olivinos y ortopiroxenos (enstatita <5mm), que en algunas zonas forman glomeropórfidos (<1 mm) (Figura 27B), las plagioclasas exhiben maclas predominantemente simples y compuestas, y algunos cristales presentan bordes de reacción y textura tamiz (Figura 27). Los microfenocristales corresponde a fases de plagioclase y clinopiroxenos (augita <0.3 mm).

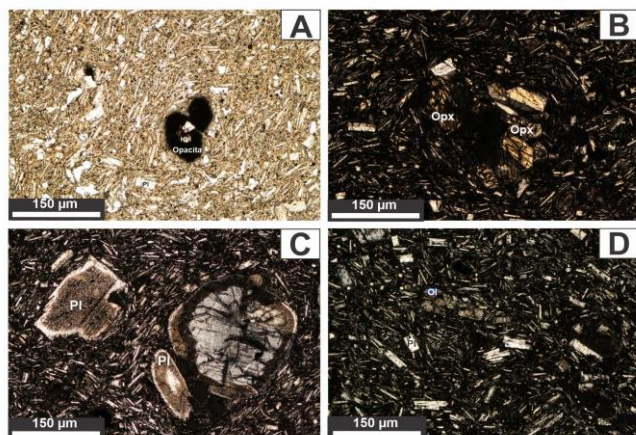


Figura 28. Microfotografías de los flujos de lava del volcán Tzinzimacato Grande. A. Microfenocristal de hornblenda opacitizada, exhibiendo bordes de reacción, B. Glomeropórfido de plagioclasa y ortopiroxenos (Enstatita e hiperstena), C. Glomerocrystal de plagioclasa zonada y olivino, D. Fenocristales y microfenocristales de plagioclasa zonada, exhibiendo textura tamiz y bordes de reacción.

Las muestras de las unidades del volcán Tzinzimacato Grande presentan textura porfírica con una variación entre 3 y 20 vol.% de fenocristales, entre 0.1 y 18 vol.% de microfenocristales y entre 53 y 66 vol.% de matriz (microlitos y vidrio), y entre 0.3 y 1.3 de óxidos. Las vesículas (hasta 3.2 vol.%), son irregulares con tamaños hasta 0.3 mm, ligeramente alargadas. Los fenocristales corresponden a fases de plagioclasas, y ortopiroxenos (enstatita e hiperstena <5mm), que ocasionalmente conforman glomeropórfidos (<0.7 mm) (Figura 28B), las plagioclasas exhiben maclas predominantemente simples y compuestas, ocasionalmente polisintética. Algunos cristales presentan zonación, textura tamiz y bordes de reacción (Figura 28 C). Los microfenocristales corresponde a fases de plagioclase y hornblenda opacitizada, con bordes de reacción (Figura 28 A).

Las muestras de las unidades del volcán Tzinzimacato Chico presentan textura porfírica con una variación entre 16 y 26 vol.% de fenocristales, entre 0.1 y 17 vol.% de microfenocristales y entre 24 y 65 vol.% de matriz (microlitos y vidrio), y entre 0.4 y 1.2 de óxidos. Las vesículas (hasta 4.1 vol.%), son irregulares con tamaños hasta 0.2 mm, ligeramente redondeadas. Los fenocristales corresponden a fases de plagioclasas, ortopiroxenos (enstatita < 6 mm) y clinopiroxenos (augita <0.8 mm), en algunas zonas formando glomeropórfidos (< 1.2 mm) (Figura 29 B, C), las plagioclasas Exhiben maclas predominantemente simples y compuestas, y algunos cristales presentan textura tamiz, y embahiamiento en sus bordes (Figura 29 A, D). Los microfenocristales corresponden a fases de plagioclase y ortopiroxenos (Hiperstena <0.3 mm).

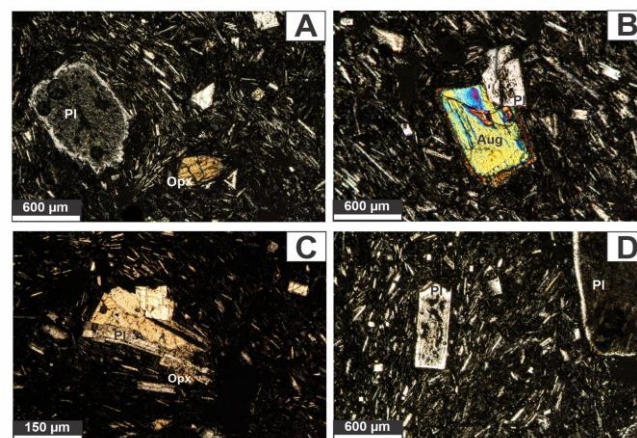


Figura 29. Microfotografías de los flujos de lava del volcán Tzinzimacato Chico. A. Fenocristal de plagioclase exhibiendo textura tamiz, B. Glomerocrystal de augita y plagioclase, C. glomerocrystal de ortopiroxenos (Enstatita) y plagioclase, D. Fenocristal de plagioclase con textura tamiz.

4.4 Temperaturas de los flujos de lava

Para el cálculo de las temperaturas de las unidades de flujo propuestas en este trabajo se utilizaron composiciones químicas de borde y núcleo de fases minerales como el olivino y la plagioclase. Los datos de dichas composiciones. (anexo 1 y 2), fueron obtenidos a partir del análisis de las muestras mediante un equipo EMPA (Electrón Probe Microanalyzer), utilizado en el laboratorio de microanálisis de la unidad Michoacán Geofísica de la UNAM. Con este equipo se realizaron mediciones en las láminas delgadas de los flujos principales de los cuatro volcanes (Me16, Me26, Mi39, Tg8, Tg9, Tc62, Tc59) correspondientes a las unidades de flujo principales.

Posteriormente al análisis de química mineral, se aplicaron dos geotermobarómetros: olivino-líquido y plagioclase-liquido propuestos por (Putirka, 2008), para los dos geotermobarómetros se utilizaron composiciones de roca total y líquido residual (anexos 3 y 4) con el que cada fase cristalina se equilibró, considerando que la primera fase en cristalizar fue el olivino y posteriormente cristalizó la plagioclase.

La composición de líquido residual, se obtuvo restando a la composición de roca total la composición de núcleo y borde de las fases cristalizadas, este último valor multiplicado por el porcentaje de volumen de la fase presente en la muestra (obtenido en el análisis mineralógico modal) (anexos).

Para el uso del geotermobarómetro del olivino-liquido se requirió de la presión del magma, para esto se utilizó el rango de presión propuesto por Hasenaka y Carmichael (1978) y Hasenaka (1994) que corresponde a 5 Kbar, valor mínimo

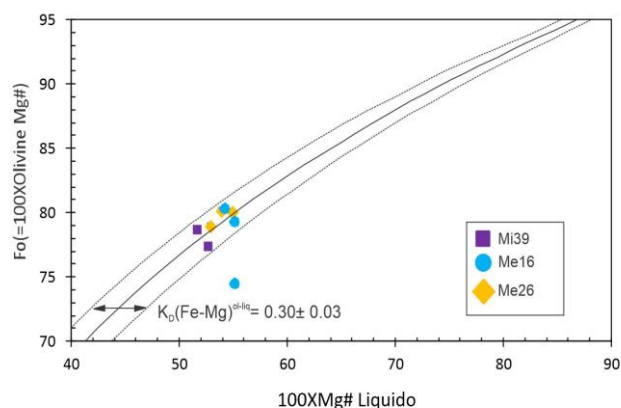
para composiciones de núcleo y 8 Kbar, valor máximo para composiciones de borde y núcleo, en sistemas evolucionados, aplicado para volcanes que están formados a partir de flujos de lava andesíticos. Para comprobar el equilibrio de las fases de olivino en el líquido residual, se consideró el coeficiente de intercambio (independiente de la temperatura) de Fe-Mg entre el olivino y el líquido, calculando el #Mg olivino y # Mg líquido, cuyos resultados se evaluaron con la constante de equilibrio KD (Fe-Mg)^{ol-liq}= 0.3±0.03 (Putirka, 2008). Estos datos se testearon mediante un diagrama de Rhodes (Rhodes et al.,1979) (Figura 30), donde los puntos fuera del equilibrio corresponden a datos que no son confiables. Finalmente, la temperatura se calculó a partir de la siguiente ecuación:

$$T(^{\circ}\text{C}) = \{15294.6 + 1318.8P(\text{GPa}) + 2.4834[P(\text{GPa})]^2\} / \{8.048 + 2.8352 \ln D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}} + 2.097 \ln [1.5(C_{\text{NM}}^{\text{L}})] + 2.575 \ln [3(C_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})] - 1.41NF + 0.222H_2O^{\text{liq}} + 0.5P(\text{GPa})\} \quad (9)$$

Donde:

$$\begin{aligned} D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}} &= X_{\text{MgO}}^{\text{ol}} / X_{\text{MgO}}^{\text{liq}} \\ C_{\text{NM}}^{\text{liq}} &= X_{\text{FeO}}^{\text{liq}} + X_{\text{MnO}}^{\text{liq}} + X_{\text{MgO}}^{\text{liq}} + X_{\text{CaO}}^{\text{liq}} + X_{\text{CoO}}^{\text{liq}} + X_{\text{NiO}}^{\text{liq}} \\ C_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}} &= X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}} \\ NF &= \frac{7}{2} \ln(1 - X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}}) + 7 \ln(1 - X_{\text{TiO}_2}^{\text{liq}}) \end{aligned} \quad (10)$$

Figura 30. Diagrama Rhodes, expresa el equilibrio para el olivino en el líquido residual. Los puntos fuera de la línea de incertidumbre (punteadas) corresponde a datos no confiables.



Para el cálculo de las temperaturas y presiones a partir del geotermobarómetro de la plagioclasa líquida se utilizaron las siguientes ecuaciones:

$$\begin{aligned} \frac{10^4}{T(\text{K})} &= 6.4706 + 0.3128 \ln \left(\frac{X_{\text{An}}^{\text{pl}}}{X_{\text{CaO}}^{\text{liq}} (X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}})^2 (X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2} \right) - 8.103 (X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}) \\ &+ 4.872 (X_{\text{KAlO}_2}^{\text{liq}}) + 1.5346 (X_{\text{Ab}}^{\text{pl}})^2 + 8.661 (X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2 \\ &- 3.341 \times 10^{-2} (P(\text{kbar})) + 0.18047 (H_2O^{\text{liq}}) \end{aligned} \quad (11)$$

$$\begin{aligned} P(\text{kbar}) &= -42.2 + 4.94 \times 10^{-2} T(\text{K}) + 1.16 \times 10^{-3} T(\text{K}) \ln \left(\frac{X_{\text{Ab}}^{\text{pl}} X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}} X_{\text{CaO}}^{\text{liq}}}{X_{\text{An}}^{\text{pl}} X_{\text{NaAlO}_2}^{\text{liq}} X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}} \right) \\ &- 382.3 (X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2 + 514.2 (X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^3 - 19.6 \ln (X_{\text{Ab}}^{\text{pl}}) - 139.8 (X_{\text{CaO}}^{\text{liq}}) \\ &+ 287.2 (X_{\text{NaAlO}_2}^{\text{liq}}) + 163.9 (X_{\text{KAlO}_2}^{\text{liq}}) \end{aligned} \quad (12)$$

Tabla 3. Datos de las temperaturas obtenidas para muestras analizadas, mediante geotermobarómetro del olivino-líquido.

Volcán	Flujo	Muestra	n	Composición del líquido	T (°C) ±43°	P (Kbar)
Tzinzimacato Grande	F3	TG9 n	(5) f	Líquido residual	1061	4
	F3	TG8 b	(7) f	Líquido residual	1061	6
Tzinzimacato Chico	F3	TC59 n	(2) f	Líquido residual	1115	5
	F1	TC62 b	(5) f	Líquido residual	1064	7

Tabla 4. Datos de temperaturas obtenidas para muestras analizadas, mediante la aplicación del geotermobarómetro del plagioclasa-Líquido

Volcán	Flujo	Muestra	n	Composición del líquido	T (°C) ±43°	P (Kbar)
Melón	F3	Me26 n	(5) f	Líquido residual	1139	5
	F3	Me26 b	(7) f	Líquido residual	1129	8
	F3	Me26 n	(2) mf	Líquido residual	1131	5
	F4	Me16 b	(5) f	Líquido residual	1129	5
	F4	Me16 b	(3) mf	Líquido residual	1243	5
Mina	F11	Mi39 n	(10) f	Líquido residual	1127	5
	F11	Mi39 b	(12) f	Líquido residual		

Los resultados indican que las lavas que conforman unidades F3 y F4 del volcán Melón empezaron a formarse a temperaturas aproximadas entre 1129 y 1139 ± 43° (por olivino-líquido), correspondientes a muestras extraídas de puntos en zonas distales del flujo. para la unidad F11 del volcán Mina se registra una temperatura aproximada de 1127± 43°, de una muestra extraída de la parte central del flujo. para las unidades de flujo principales de los volcanes Tzinzimacato Grande y Chico (F3) se registran temperaturas aproximadas de 1061 y 1115 ± 43°, en condiciones cercanas a la superficie (por la plagioclasa líquida).

5. Discusión

La tasa de efusión gobierna la ubicación y la dinámica de los flujos de lava, este parámetro depende de propiedades intrínsecas del magma como la viscosidad (que varía de acuerdo a la composición, contenido de volátiles y temperatura), y de otras propiedades como la velocidad de efusión y tiempo de emplazamiento. Uno de los hallazgos más relevantes de esta investigación revela que el volcán Tzinzimacato Grande de composición más evolucionada (andesítica) presenta una tasa de efusión promedio alta, y

que volcanes como Melón que, pese a tener una composición química más máfica, presenta una tasa de efusión similar al volcán mencionado, esto es cuestionable ya que el tiempo de la erupción de Melón fue menor, y de acuerdo a su composición se esperaría obtener una tasa de efusión promedio más grande, no obstante aquí se interpreta que el magma que produjo la erupción de Melón tuvo un mayor contenido de volátiles (contenido de vesículas en muestra), lo cual probablemente fue un limitante en la velocidad de efusión y el volumen de emplazamiento por unidad de tiempo.

Morfológicamente las lavas con tendencia a ser más viscosas (Tzinzimacato Grande y Chico), registran espesores promedios más grandes, no obstante, las lavas del volcán Mina menos viscosas, registran espesores similares, a partir de esto se infiere que la pendiente topográfica tuvo un rol incidente en la velocidad con la que desplazaron los flujos sobre la superficie, y consecuentemente en el enfriamiento, ya que si se compara la composición de Mina con Melón, partimos del supuesto de que son similares pero aun así sus espesores no son iguales, no obstante la pendiente topográfica por la que se desplazó la lava de Melón es mucho mayor a la de Mina, por lo tanto se considera que la pendiente fue un factor influyente.

El volcán Melón durante su erupción emitió 6 flujos de lava, los primeros 3 se generaron en la etapa temprana con una dirección hacia el E, y los 3 últimos se generaron en la etapa tardía hacia el NE. Los datos obtenidos a partir de su morfología indican que, en promedio estos flujos avanzaron 3327 m sobre la superficie a una velocidad de 32.8 m/día, con una duración total de 116 días, durante su emplazamiento, esto permite inferir que la dinámica de las lavas de este tipo de volcanes representa una amenaza para los poblados que se encuentran en habitando el campo monogenético

El mayor volumen de lava fue emitido por el volcán Mina, con una erupción que se produjo episódicamente, durante una fase temprana, posteriormente secundaria, y por último una tardía, su fase efusiva obtuvo el mayor tiempo promedio en años, logrando un gran alcance, lo anterior permite inferir que la dinámica de los flujos de este volcán, pese a su composición menos evolucionada, fue muy alta, con flujos que avanzaron en promedio 2738 m sobre la superficie topográfica, no obstante los datos de las velocidades de avance de sus flujos presentan diferencias considerables, este fenómeno se explica, a partir de la variación del contenido de vesículas y fenocristales, lo cual probablemente interfirió en la viscosidad y velocidad de avance de las lavas. No obstante, es importante mencionar que las diferencias de las velocidades son considerables, pero no muy significativas, para determinar la dinámica individual de un flujo, ya que también intervienen otras variables extrínsecas, como la pendiente de la superficie donde se emplazaron.

Las lavas con mayor contenido de SiO_2 % wt, arrojaron datos de viscosidades y temperaturas más altas, de acuerdo a su morfología y química, como era de esperarse, no obstante, es importante mencionar que los datos de viscosidades son aproximaciones a la reología de estas lavas y existe la posibilidad de que hayan imprecisiones en los cálculos, por alguna medición equivocada o porque en las fórmulas no se contemple alguna variable que intervenga en dicha reología, no obstante los datos obtenidos no se encuentran alejados de datos comparados para lavas de composiciones similares en el mundo, y esto más el cálculo del error proporciona una mayor confiabilidad en la aproximación de los valores obtenidos en los resultados.

Las temperaturas calculadas para las diferentes unidades de flujo, son valores de temperaturas extrapolados desde el último episodio de cristalización que sucedió en el magma hasta el emplazamiento de la lava en superficie, no obstante la diferencia, de temperatura desde este proceso no varía sustancialmente ($\pm 43^\circ \text{C}$) y es por esto que se aplican estos geotermobarómetros para sistemas volcánicos, de acuerdo con lo anterior puede haber sobreestimación en el valor de las temperaturas, sin embargo los valores obtenidos son coherentes con datos de otras lavas de la misma la composición en otros sistemas volcánicos.

6. Conclusiones

Las lavas más viscosas corresponden a las emitidas por los volcanes Tzinzimacato Grande y Chico como se exponen en los resultados, emplazadas a temperaturas más bajas, con respecto a los otros volcanes, este resultado evidencia que factores como la composición química y el grado de cristalinidad, gobiernan la forma de emplazamiento y la dinámica del flujo, puesto que estas lavas presentan contenidos más altos de SiO_2 entre 59 y 60 % wt, típico de composiciones más evolucionadas (andesita), y adicionalmente contienen mayor volumen de fenocristales como se registró en la petrografía muestras analizadas.

La tasa de efusión es un parámetro esencial necesario para el modelado de futuras erupciones, ya que en gran medida de esta depende la ubicación y el comportamiento del flujo. Los resultados de este trabajo arrojaron que el volcán Melón a pesar de no presentar volúmenes grandes de material emitido, comparado con Tzinzimacato Grande y Chico, presenta tasas de efusión relativamente altas, esto se explica a partir del tiempo de la erupción que comparado con los dos volcanes anteriores fue menor, evidenciado así la alta efusividad asociada a su composición química más máfica (andesita basáltica) y a las velocidades promedio por esta misma causa, con la que se movilizó por la superficie, logrando un largo alcance.

La erupción más compleja desde el punto de vista morfológico corresponde a la del volcán Mina Las características morfológicas analizadas, sugieren que el volcán Melón emitió al menos 11 pulsos de lava durante su erupción efusiva interpretados como unidades, emitidas paulatinamente en tres etapas de erupción; temprana, secundaria y tardía. En la etapa temprana se generaron Las unidades F1, F2 y F3 con una dirección de derrame hacia el E, posteriormente estas fueron cubiertas por la etapa secundaria en la que se emitieron los eventos que formaron las unidades F4, F5, F6, F7 y F8, con una dirección de derrame hacia el este, y finalmente se produjo la fase tardía que emitió las unidades F9, F10 y F11 con una dirección de derrame hacia el norte. Las direcciones de emplazamiento permitieron identificar las diferentes etapas de la erupción.

7. Agradecimientos

Agradezco a Dios primeramente por ser mi refugio más excelso y hermoso. Por su compañía en los días más difíciles, por sus bendiciones y su infinito amor.

Le dedico este trabajo a mi padre, Daniel, por ser el apoyo más grande de mi vida. Te amo papá, gracias a ti soy lo que soy y todo es para ti.

Quiero agradecer también a mis estimados tutores el Dr. Hugo Delgado Granados, profesor Ilich Sebastián Villamizar y el Dr. Jesús Roberto Vidal, quienes con su paciencia y dedicación guiaron día tras día este trabajo. Por la amistad, los consejos e infinitos conocimientos brindados, además de toda la confianza y apoyo. Los quiero mucho.

7. Bibliografías

- [1] Cas, R. A. F. , & Wright, J. V. (1988). *Volcanic successions modern and ancient* (First edition 1987). <https://doi.org/10.1007/978-0-412-44640-5>
- [2] Chevreil, M. O., Guilbaud, M. N., & Siebe, C. (2016). The ~AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico): Magma source, crustal storage, eruptive dynamics, and lava rheology. *Bulletin of Volcanology*, 78(4). <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1020-9>
- [3] Clark, K. F., Foster, C. T., & Damon, P. E. (1982). Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 533–544.
- [4] Farquharson, J. I., James, M. R., & Tuffen, H. (2015). Examining rhyolite lava flow dynamics through photo-based 3D reconstructions of the 2011-2012 lava flowfield at Cordón-Caulle, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 304, 336–348. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.004>
- [5] Fink, J. H., & Griffiths, R. W. (1992). A laboratory analog study of the surface morphology of lava flows extruded from point and line sources. In *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Vol. 54).
- [6] Fries, C. (1953). Volumes and weight of pyroclastic material, lava and water. *Transactions, American Geophysical Union*, 34.
- [7] Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2007). Igneous petrogenesis of the trans-mexican volcanic belt. *Special Paper of the Geological Society of America*, 422, 129–181. [https://doi.org/10.1130/2007.2422\(05\)](https://doi.org/10.1130/2007.2422(05))
- [8] Gregg, T. K. P., & Fink, J. H. (1996). Quantification of extraterrestrial lava flow effusion rates through laboratory simulations. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 101(E7), 16891–16900. <https://doi.org/10.1029/96JE01254>
- [9] Guilbaud, M. N., Siebe, C., Layer, P., & Salinas, S. (2012a). Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán 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>
- [10] Guilbaud, M. N., Siebe, C., Layer, P., & Salinas, S. (2012b). Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán 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>
- [11] Guilbaud, M. N., Siebe, C., Layer, P., & Salinas, S. (2012c). Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán 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>
- [12] Hasenaka, T. (1994). Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoac in-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63, 13–31.
- [13] Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. E. (1985a). The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1–2). [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90007-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90007-1)
- [14] Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. E. (1985b). The Cinder Cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: Their age, volume and distribution, and magma discharge Rate. *Journal of*

- Volcanology and Geothermal Research*, 25, 105–124.
- [15] Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. E. (1987). The Cinder Cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico: Petrology and Chemistry. *Revista de Vulcanología e Investigación Geotérmica*, 28, 241–269. <http://petrology.oxfordjournals.org/>
- [16] Hulme, G. (1974). The Interpretation of Lava Flow Morphology. *Geopliys. J. K. Astr. Soe*, 39, 361–383. <https://academic.oup.com/gji/article/39/2/361/619759>
- [17] Hulme, G., & Fielder, G. (1997). Effusion rates and rheology. *Phil.Trans.R. Soc. Lond. A*, 285, 227–234.
- [18] Jeffreys, H. (1925). LXXXIV. 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>
- [19] Johnson, E. R., Wallace, P. J., Delgado Granados, H., Manea, V. C., Kent, A. J. R., Bindeman, I. N., & Donegan, C. S. (2009). Subduction-related volatile recycling and magma generation beneath Central Mexico: Insights from melt inclusions, oxygen isotopes and geodynamic models. *Journal of Petrology*, 50(9), 1729–1764. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp051>
- [20] Kilburn, C. (2000). Lava flows and flow fields. In *Encyclopedia of volcanoes* (pp. 291–305). Academic Press.
- [21] Kilburn, C., & Lopes, R. (1991). General patterns of flow field growth: aa and blocky lavas. *Journal of Geophysical Research*, 96(B12). <https://doi.org/10.1029/91jb01924>
- [22] Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M. N., Salinas, S., & Layer, P. W. (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>
- [23] Moore, H., Arthur, D., & Schaber, G. (1978). Yield strenght of flows on the Earth, Mars, and moon. In: *Proc. Lunar Planet, Conf.9th*, 3351–3378.
- [24] Nichols, R. L. (1939). VISCOSITY OF LAVA. *Bull Hawaiian Vol. Observ*, XV, I–4. <http://www.journals.uchicago.edu/t-and-c>
- [25] Ownby, S., Delgado Granados, H., Lange, R. A., & Hall, C. M. (2007). Volcán Tancítaro, Michoacán, Mexico, 40Ar/39Ar constraints on its history of sector collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161(1–2), 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.10.009>
- [26] Pardo, M., & Suarez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7). <https://doi.org/10.1029/95jb00919>
- [27] Pikerton, H., & Wilson, L. (1994). Factors controlling the lengths of channel-fed lava flows Harry Pinkerton, Lionel Wi. *Bull Volcanol*, 56, 108–120.
- [28] Pinkerton, H., & Sparks, R. S. J. (1976). SUB-TERMINAL LAVAS, MOUNT ETNA: A CASE HISTORY OF THE FORMATION OF A COMPOUND LAVA FIELD. In *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Vol. 1).
- [29] Pola, A., Macías, J. L., Osorio-Ocampo, S., Garduño-Monroy, V. H., Melchor, C. S., & Martínez-Martínez, J. (2014). Geological Setting, Volcanic Stratigraphy, and Flank Failure of the El Estribo Volcano, Pátzcuaro (Michoacán, Mexico). In *Springer Geology* (pp. 1251–1256). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-04364-7_240
- [30] Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 61–120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>
- [31] 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*, 388. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.106674>
- [32] 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). <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1193-5>
- [33] Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M. del S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., & Kohler, H. (1995). Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. *Tectonics*, 14, 1339–1350.
- [34] Siebe, C., Guilbaud, M.-N., Salinas, S., & Chedeville, C. (2012). Eruption of Alberca de los Espinos tuff cone causes transgression of Zacapu lake ca. 25,000yrBP in Michoacán, Mexico. *IAVCEI-CMV/CVS-IAS 4IMC Conference*.

- <https://www.researchgate.net/publication/283927123>
- [35] Valentine, G. A., & Connor, C. B. (2015). Basaltic Volcanic Fields. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 423–439). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-385938-9.00023-7>
 - [36] Walker, G. P. L. (1993). Basaltic-volcano systems. *Geological Society Special Publication*, 76, 3–38. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.076.01.01>
 - [37] Williams, H. (1950). Volcanoes of the Paricutin region, Mexico: geologic investigations in the Paricutin area, Mexico. *US Geol Surv Bull*, 965, 165–279.
 - [38] Wilson, L., & Head, J. (1983). A comparison of volcanic. *Nature*.