



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
Posgrado en Ciencias de la Tierra
Centro de Geociencias

ESTRATIGRAFÍA Y EVOLUCIÓN DEL VULCANISMO EFUSIVO
ASOCIADO AL BORDE SUR DE LA CALDERA DE LOS HUMEROS,
PUEBLA, MÉXICO

TESIS

Que para optar el grado de
Maestro en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

Josie Steven Barrios Enríquez

TUTOR:

Dr. Gerardo Carrasco Núñez
Centro de Geociencias UNAM

MIEMBROS DEL JURADO DE EXAMEN:

Dr. Gerardo Aguirre Díaz – Centro de Geociencias UNAM
Dra. Lucia Capra – Centro de Geociencias UNAM
Dr. Pablo Dávila Harris – IPICYT, San Luis Potosí, México
Dr. Denis Ramón Avellán – Instituto de Geofísica UNAM

Santiago de Querétaro, Querétaro, Mayo 2022



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

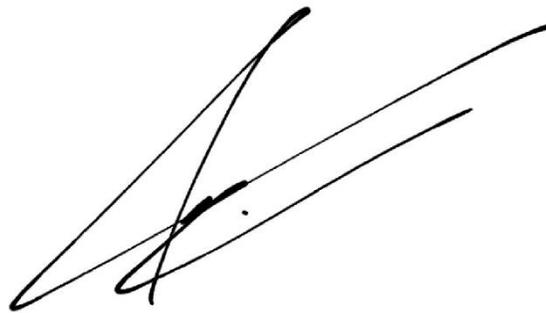
DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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.

Declaratoria de ética

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a las obras de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

A handwritten signature in black ink, consisting of several overlapping, fluid strokes that form a stylized representation of the name Josie Steven Barrios Enríquez.

Josie Steven Barrios Enríquez

A mi familia

Mi mayor motivación para salir adelante en estos tiempos tan difíciles

“El valor de la familia no se compara a ningún bien material, es un fruto de la mano de Dios que ofrece felicidad, bienestar, cuidado y amor a quien la sepa apreciar”

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer al Dr. Gerardo Carrasco Núñez por darme esta oportunidad de seguir siendo su alumno desde Licenciatura, agradezco por nunca dejar de creer en mí, motivarme y apoyarme hasta en los momentos más difíciles. Agradezco mucho su tiempo invertido en mí, sus enseñanzas, cátedras, consejos y comentarios dentro y fuera del Centro de Geociencias. Agradezco el motivarme a realizar este posgrado el cual me abrió muchas puertas, experiencias y oportunidades en la vida, las palabras no me bastan para agradecerle lo mucho que me ha apoyado.

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada que me permitió realizar mis estudios de posgrado. Agradezco enormemente el apoyo brindado de Comisión Federal de Electricidad para la realización de este trabajo.

Se agradece el financiamiento otorgado por los proyectos CeMIE-GEO No.2007032, el proyecto 4.5 del consorcio GEMEX 2015-04-268074 y al proyecto CeMIEGeo 207032 para la realización de esta trabajo. Esta investigación fue apoyada por el Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM IN109220. Agradezco enormemente a la DGAPA-UNAM por la beca recibida.

Agradezco a la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu por su apoyo en los análisis de elementos traza en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) y al Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X-LUGIS (Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica por los análisis de elementos mayores. A Manuel Albarrán Murillo encargado del taller de Molienda y Separación Electrónica por sus consejos y charlas que me ayudaron en el momento de trabajar mis muestras. A Juan Tomás Vázquez Ramírez y al Sr. Oscar encargados del Taller de Laminación del Centro de Geociencias por sus enormes consejos, los cuales me ayudaron en mi trabajo de tesis, además agradezco todas sus platicas que tuvimos en el taller de laminación.

Agradezco enormemente a todo el personal Administrativo del Centro de Geociencias por todo el apoyo me dieron al momento de realizar un trámite, en especial al Sr. Carlos Hernández y toda su hermosa familia Hernández Díaz de León.

Agradezco al M. en C. Javier Hernández por todo su apoyo brindado a lo largo del posgrado, por sus consejos y comentarios en campo.

Agradezco a la coordinadora Ana María González por todo su enorme apoyo brindado desde la licenciatura, no tengo las suficientes palabras para darte las gracias por lo que hiciste por mí y mi familia, Dios te bendiga y gracias por tu hermosa amistad.

Agradezco a los investigadores del Centro de Geociencias que me dieron clases, al Dr. Gerardo Carrasco, Dra. Lucia Capra, Dr. Luca Ferrari, Dr. Roberto Molina, Dr. Jorge Aranda, Dr. Alexander Iriondo, Dr. Bernal y al Dr. Jaime Carrera.

A todos mis compañeros Francisco, Dante, Adrián, Héctor, Bashona, Andrés, Katia, Carlos, Brian, Yazmin, Sandra, Ana. Si no fuera por esos momentos, uno puede tirar la toalla antes de tiempo.

A toda mi hermosa familia que siempre estuvo presente para mí, apoyando y dando ánimos en seguir adelante. A Daniela Peña, mi compañera de vida que siempre estuvo cuando necesité de alguien, te doy las gracias por levantar mis ánimos cuando no podía seguir más.

Gracias a toda aquella persona que me apoyo durante esta etapa de mi vida, Dios los bendiga.

Índice

Agradecimientos.....	4
Índice	6
Índice de figuras	9
Resumen	13
Abstract.....	15
Capítulo 1 - Introducción.....	16
1.1 Ubicación del área de estudio	17
1.2 Antecedentes	17
1.3 Planteamiento del problema.....	20
1.4 Justificación	20
1.5 Hipótesis	20
1.6 Objetivos.....	21
1.6.1 Objetivo general:	21
1.6.2 Objetivos específicos:	21
Capítulo 2 - Marco Geológico	23
2.1 Generalidades del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano.....	23
2.2 Geología regional.....	24
2.2.1 Basamento regional	25
2.2.2 Vulcanismo Pre-caldera	25
2.3 Evolución volcánica de la Caldera de los Humeros	25
2.3.1 Etapa Pre-Caldera.....	28
2.3.2 Etapa Caldera	28
2.3.2.1 Fase formadora de caldera 1 - Ignimbrita Xáltipan.....	28
2.3.2.2 Fase pliniana - Toba Faby	29
2.3.2.3 Fase formadora de caldera 2 - Ignimbrita Zaragoza.....	30
2.3.3 Etapa post-Caldérica	31
2.3.3.1 Fase resurgente	31
2.3.3.2 Fase bimodal y fracturamiento del borde	32
Capítulo 3 - Metodología.....	35
3.1 Recopilación bibliográfica y análisis de muestras preexistentes	35
3.2 Trabajo de campo.....	35

3.3 Trabajo de laboratorio.....	35
3.3.1 Análisis de elementos mayores y traza	36
3.4 Trabajo de gabinete.....	36
3.4.1 Análisis morfoestratigráfico.....	36
3.4.1.1 Obtención de parámetros morfométricos	37
3.4.1.2 Estimación del tiempo de emplazamiento y tasa de efusión para el campo de lavas del borde sur de la caldera de los Humeros.....	38
3.4.2. Morfología de los flujos de lava.....	41
3.4.2.1 Lavas tipo <i>aa</i> y en bloque.....	42
3.4.2.2 Lavas tipo pahoehoe	43
3.4.3 Factores que afectan la morfología de los flujos de lava	43
3.4.3.1 Tasa de efusión	43
3.4.3.2 Propiedades físicas	44
3.4.3.3 Pendiente	44
Capítulo 4 - Estratigrafía y cronología de los flujos de lava	46
4.1 Flujo de lava Victoria.....	46
4.2 Flujo de lava Texcal.....	49
4.3 Flujo de lava Tepeyahualco	50
4.4 Flujo de lava Sarabia.....	56
4.5 Flujo de lava El Limón	59
4.6 Flujo de lava El Pájaro.....	61
Capítulo 5 - Morfometría de los flujos de lava.....	66
Capítulo 6 - Composición de los flujos de lava.....	71
6.1 Petrografía.....	71
6.1.1 Flujo de lava Victoria.....	71
6.1.2 Flujo de lava Texcal	72
6.1.3 Flujo de lava Tepeyahualco.....	73
6.1.4 Flujo de lava Sarabia.....	75
6.1.5 Flujo de lava El Limón.....	76
6.1.6 Flujo de lava El Pájaro	77
6.2 Geoquímica.....	81
6.2.1 Elementos mayores	81
6.2.2 Elementos traza.....	87

Capítulo 7 – Evolución del vulcanismo.....	95
7.1. Reconstrucción de la historia eruptiva del vulcanismo asociado al borde sur de la caldera de los Humeros, Puebla.	95
7.1.1 Etapa eruptiva I	95
7.1.2 Etapa eruptiva II.....	98
7.1.3 Etapa eruptiva III.....	102
7.2 Uso de los parámetros morfométricos de los flujos de lava y sus incertidumbres. ..	106
Capítulo 8 - Conclusiones	108
Referencias	110

Índice de figuras

Figura 1. (a) Ubicación de la Caldera de los Humeros en el sector oriental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, indicada con una estrella amarilla. (b) Ubicación del área de estudio en el sector sur de la caldera, de los Humeros, mostrando la distribución de los principales flujos de lava del campo volcánico sujeto de estudio.	19
Figura 2. Cinturón Volcánico Trans-Mexicano dividido en sus tres sectores geográficos.....	23
Figura 3. Modelo digital del terreno (INEGI) mostrando la localización de volcanes principales dentro de la cuenca Serdán-Oriental (Triángulos azules indican volcanes monogenéticos).	24
Figura 4. Estratigrafía del Complejo Volcánico Los Humeros (Modificado de Carrasco-Núñez et al., 2018)	26
Figura 5. Mapa geológico simplificado de la Caldera de los Humeros (Tomado de Carrasco-Núñez et al., 2018).	27
Figura 6. Afloramiento de la ignimbrita Xáltipan, ubicado ~20 km al este de la caldera de los Humeros, mostrando su facies no soldada.	29
Figura 7. Afloramiento de los depósitos de caída relacionados a la Toba Faby al interior de una cantera cercana al borde inferior de la caldera de los Humeros. Nótese los horizontes de paleosuelos intercalados de color café.	30
Figura 8. Afloramiento de la Toba Llano en el interior de la caldera de los Humeros.	32
Figura 9. Afloramiento de los depósitos de caída que componen el miembro Cuicuiltic en el interior de la caldera de los Humeros.....	33
Figura 10. Vista panorámica desde el borde sur de la Caldera de los Humeros hacia el sur. Las líneas discontinuas delimitan los flujos de lava Sarabia y El Limón.	34
Figura 11. a) Ejemplo del trazado de perfiles topográficos en los flujos de lava Tepeyahualco perpendiculares a su dirección del flujo (línea discontinua). b) Ejemplo de la estimación del área cubierta y la longitud de las unidades de flujo 1A y 1B de los flujos de lava Tepeyahualco. C) Ejemplo de los parámetros morfométricos (espesor y amplitud) obtenidos mediante el uso de los perfiles topográficos.	38
Figura 12. Modelo esquemático de los parámetros morfométricos obtenidos de un flujo de lava.	39
Figura 13. Flujo de lava. Fotografía por Budkov Denis, National Geographic.	41
Figura 14. Morfologías de flujos de lava generados en un ambiente subaéreo. a) Flujos tipo aa compuestos por fragmentos y bloques rotos, angulosos y espinosos. b) Flujos de lava tipo en bloque compuestos por fragmentos individuales con superficies lisas, planas y angulares. c) Flujos de lava tipo pahoehoe con una superficie lisa, continua y en forma de cuerdas entrelazadas. Imágenes modificadas de Kilburn C. (2000).....	42
Figura 15. Imagen satelital que muestra la distribución de los flujos de lava Victoria, Texcal, Tepeyahualco, Sarabia, El Limón y El Pájaro generados a partir del borde sur de la Caldera de los Humeros. Imagen satelital tomada de Google Earth.	46
Figura 16. Distribución de los flujos de lava Victoria y Texcal. (a) Imagen de referencia de los flujos de lava Victoria y Texcal. (b) Imagen satelital mostrando las unidades de flujo que integran a los flujos de lava Victoria y Texcal. Las estrella verdes indican las localidades de la imagen 14a (1) y 14d (2). Imagen de satélite tomada de Google Earth. Los números indican el orden de emplazamiento interpretado para los diferentes miembros de cada flujo, siendo (1) el más antiguo y (3) el más reciente. Los números dentro de una estrella verde indican la ubicación de los sitios en donde se tomaron las fotografías de las figuras que aparecen más adelante. Los triángulos rojos indican la posición de las diferentes bocas eruptivas.....	47
Figura 17. Fotografías del flujo de lava Victoria. (a) Relación estratigráfica entre los flujos de lava El Pájaro (arriba) y Victoria (abajo) en la localidad 1 (b) Muestra de mano Vic-19-1A proveniente del flujo de lava	

Victoria. (c) Muestra de mano Tex-19-1A proveniente del flujo de lava Texcal. (d) Superficie del flujo de lava Texcal en la localidad 2.....	48
Figura 18. Fotografía mostrando al flujo de lava Victoria subyaciendo a depósitos correlacionables con el miembro Cuicuiltic. La estrella verde indica la localidad en la figura 13b.	49
Figura 19. Distribución del flujo de lava Tepeyahualco. (a) Imagen de referencia del flujo de lava Tepeyahualco. (b) Imagen satelital mostrando las unidades de flujo que integran al flujo de lava Tepeyahualco. Las estrellas verdes indican las localidades de las figuras 17, 18, 19 y 20. Imagen de satélite tomada de Google Earth	51
Figura 21. Estructuras volcánicas observadas en la superficie de la unidad 1A del flujo de lava Tepeyahualco.	52
Figura 20. Fotografías de las unidades del flujo Tepeyahualco. (a) Relación estratigráfica entre los flujos de lava El Pájaro (arriba) y la unidad 1A y 1B del flujo Tepeyahualco (abajo). (b) Relación estratigráfica entre las unidades de flujo 3, 2A y 1C.	52
Figura 22. Estructuras volcánicas sobre la superficie de la unidad 1A del flujo de lava Tepeyahualco. (a) Estructura volcánica tipo “Chimenea”. (b) Material aglutinado altamente vesiculado de textura afanítica que compone a la chimenea volcánica. (c) Estructura volcánica tipo “túmulo”. (d) Bloque de textura afanítica que forma parte de los túmulos sobre la superficie del flujo Tepeyahualco.....	53
Figura 23. a) Representación esquemática de la morfología y parámetros morfométricos del canal de lava de la unidad A del flujo de lava Tepeyahualco. b) Margen estacionario del canal de lava de la unidad 2A del flujo de lava Tepeyahualco. c) Crestas o “ridges” perpendiculares a la dirección de flujo sobre la superficie del canal de lava.	54
Figura 24. Fotografías de la unidad 2B del flujo Tepeyahualco. (a y b) Zona superior del flujo de lava Tepeyahualco compuesto por bloques de lava con vesículas elongadas. (c y d) Zona masiva del flujo de lava Tepeyahualco.....	55
Figura 25. Fotografías del flujo Tepeyahualco. (a) Afloramiento en donde se colectó la muestra de carbón situado debajo de la unidad 1A del flujo de lava Tepeyahualco. (b) Acercamiento mostrando al Miembro Cuicuiltic? (abajo), paleosuelo y muestra de carbón (en medio), flujo de lava Tepeyahualco (arriba).	55
Figura 26. Distribución de los flujos Sarabia y El Limón. (a) Imagen de referencia de los flujos de lava Sarabia y EL Limón. (b) Imagen satelital mostrando las unidades de flujo que integran los flujos de lava Sarabia y El Limón. Imagen de satélite tomada de Google Earth.....	56
Figura 27. Fotografías del flujo Sarabia. (a) Superficie irregular de la unidad 1. (b) Bloque moderadamente vesiculado de textura afanítica del sector superior de la unidad 1. (c) Corte de carretera exponiendo las zonas masiva y superior de la unidad 1. (d) Bloque escasamente vesiculado de textura afanítica de la zona masiva de la unidad 1. (e y f) Frente de lava de la unidad de flujo 2. (g) Relación estratigráfica de las unidades de flujo 3 y 4. (h) Frente de lava de la unidad de flujo 4.	57
Figura 28. a) Representación esquemática de la morfología y parámetros morfométricos del canal de lava de la unidad 3 del flujo de lava Sarabia. b) Margen estacionario y crestas “ridges” paralelas a la dirección del flujo mostradas en la superficie del canal de lava de la unidad 3 del flujo de lava Sarabia. c) Cresta o “ridge” ubicada al interior del canal de lava.....	58
Figura 29. Fotografías del flujo de lava El Limón. (a) Frente de lava de la unidad de flujo 3 del flujo de lava El Limón. (b) Muestra de mano Lim-19-3A (c) Superficie relativamente plana del flujo de lava El Limón. (d) Bloque de lava aislado mostrando una corteza tipo aa proveniente del flujo de lava El Limón.	59
Figura 30. Fotografías de los flujos El Limón. (a) Bloques de lava sobre la superficie de los flujos de lava El Limón. (b) Enclave de pómez preservados en bloques de lava. (c) Enclave de lava oxidado rodeado por los flujos El Limón. (d) Enclave de bloques de obsidiana con líticos accidentales (obsidiana, pómez, riolita?, escoria). (e) Superficie compuesta por bloques de lava parcialmente oxidados y fragmentados.	60

Figura 31. Distribución del flujo de lava El Pájaro. a)) Imagen de referencia de los flujos de lava Sarabia y El Limón en la Caldera de los Humeros, Puebla. (b) Imagen satelital mostrando las unidades de flujo del flujo de lava El Pájaro.....	62
Figura 32. Fotografías de la unidad 1 del flujo El Pájaro. (a) Superficie de los flujos de lava. (b) Muestra de mano Paj-19-3A. (c) Bloque de lava afanítico, ligeramente vesiculado. (d) Contacto entre los flujos de lava El Pájaro (arriba) y Tepeyahualco (abajo).....	63
Figura 33. Cronología de los flujos de lava del sector sur de la caldera de los Humeros, Puebla.	64
Figura 34. Graficas de parámetros físicos para los flujos de lava del sector sur de la caldera de los Humeros (a) Volumen DRE y (b) tiempo de emplazamiento calculados en este trabajo.....	68
Figura 35. Volúmenes calculados en este trabajo para las unidades de flujo que componen los flujos de lava del sector sur de la caldera de los Humeros.....	69
Figura 36. Tiempo de emplazamiento estimado en este trabajo para las unidades de flujo que componen los flujos de lava del sector sur de la caldera de los Humeros.	69
Figura 38. Tasas de efusión estimadas en este trabajo para las unidades de flujo que componen los flujos de lava del borde sur de la caldera de los Humeros.	70
Figura 37. Velocidades estimadas en este trabajo para las unidades de flujo que componen los flujos de lava del sector sur de la caldera de los Humeros.....	70
Figura 39. Fotomicrografías de láminas delgadas de las muestras de los flujos de lava Victoria. (NX) Nícoles cruzados. (NII) Nícoles paralelos. Clave de minerales: Pl-plagioclasa; Opx-ortopiroxeno; Ves-vesículas	72
Figura 40. Micrografías de láminas delgadas de las muestras del flujo de lava Texcal. (NX) Nícoles cruzados. (NII) Nícoles paralelos. Clave de minerales: Pl-plagioclasa; Ol-Olivino; Cpx-Clinopiroxeno; Ves-vesículas	73
Figura 41. Micrografías de láminas delgadas de las muestras del flujo de lava Tepeyahualco. (NX) Nícoles cruzados. (NII) Nícoles paralelos. Clave de minerales: Pl-plagioclasa; Opx-Ortopiroxeno; Ves-vesículas. ...	74
Figura 42. Micrografías de láminas delgadas de las muestras del flujo de lava Sarabia. (NX) Nícoles cruzados. (NII) Nícoles paralelos. Clave de minerales: Pl-plagioclasa; Opx-Ortopiroxeno; Ol-Olivino; Ves-vesículas.	75
Figura 43. Micrografías de láminas delgadas de las muestras del flujo de lava El Limón. (NX) Nícoles cruzados. (NII) Nícoles paralelos. Clave de minerales: Pl-plagioclasa; Ol-Olivino; Ves-vesículas.....	77
Figura 44. Micrografías de láminas delgadas de las muestras del flujo de lava El Pájaro. (NX) Nícoles cruzados. (NII) Nícoles paralelos. Clave de minerales: Pl-plagioclasa; Fs-Feldespatos potásico; Opx-Ortopiroxeno; Cpx-Clinopiroxeno; Ves-vesículas.....	78
Figura 45. Diagrama Total-Alkali-Silica $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 (TAS) (Le Maitre et al., 1989) para el campo de lavas Holocénico del borde sur de la Caldera de los Humeros, mostrando las variaciones composicionales que van desde basaltos hasta traquitas. Los datos están normalizados al 100% libres de volátiles. División entre las series alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971).	81
Figura 46. Diagramas Total Alkali Silica ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs SiO_2 (Le Maitre et al., 1989) para cada una de las unidades de flujo de los flujos de lava del campo de lavas Holocénico del borde sur de la Caldera de los Humeros. Los datos están normalizados al 100% libres de volátiles. División entre las series alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971).....	82
Figura 47. (a) Diagrama SiO_2 vs #Mg para las muestras analizadas del campo de lavas del borde sur de la caldera de los Humeros. (b) Diagrama de clasificación de Le Maitre et al. (1989) para el campo de lavas Holocénico del borde sur de la Caldera de los Humeros, el cual separa las series de acuerdo con su contenido de K.	83
Figura 48. Diagramas de variación Harker para los elementos mayores para el campo de lavas del borde sur de la caldera de los Humeros. Todos los datos están reportados en % en peso.....	86

Figura 49. Diagrama de multielementos para el campo de lavas del borde sur de la Caldera de los Humeros. Valores de normalización de Sun & McDonough (1989). Nótese el enriquecimiento de elementos incompatibles LIL (Lado izquierdo) con respecto a los HFSE (Lado derecho).	87
Figura 50. Diagrama de multielementos para los flujos de lava que conforman el campo de lavas del borde sur de la Caldera de los Humeros. Valores de normalización de Sun & McDonough (1989).	88
Figura 51. Diagrama spider de tierras raras (REE) normalizados a condrito para los flujos de lava que conforman el campo de lavas del borde sur de la Caldera de los Humeros. Valores de normalización de Sun & McDonough (1989).	89
Figura 52. Diagrama spider de tierras raras (REE) normalizados a condrito para los flujos de lava del borde sur de la Caldera de los Humeros. Valores de normalización de Sun & McDonough (1989).	90
Figura 53. Diagramas de variación Harker para elementos traza seleccionados reportados en partes por millón (ppm).	91
Figura 54. Mapa geológico del vulcanismo efusivo del borde sur de la caldera de los Humeros, mostrando la distribución general de los diferentes flujos de lava y la discriminación de las unidades que lo componen. Los seis flujos de lava principales se encuentran agrupados en 3 etapas eruptivas.	96
Figura 55. Perfiles esquemáticos mostrando la relación entre los diferentes flujos de lava agrupados en las 3 etapas eruptivas. Trazo de la sección A-A` indicado en la fig. 54.	97
Figura 56. Edades C14 y paleomagnéticas vs volumen de los flujos de lava del borde sur de la caldera de los Humeros. Edades BC, calibradas a 2σ	98
Figura 57. Variación geoquímica con respecto a la estratigrafía de los flujos de lava del borde sur de la Caldera de los Humeros. Clave símbolos: B – Basalto; And – Andesita; Ab – Andesita basáltica; Ta – Traquiandesita; Tab-Traquiandesita basáltica; T – Traquita.	100
Figura 58. Graficas de parámetros físicos para las tres etapas eruptivas que dieron lugar a los flujos de lava del sector sur de la caldera de los Humeros (a) Tiempo de emplazamiento promedio y (b) Tasa de efusión promedio.	104
Figura 59. Relación entre la longitud de las unidades de flujo vs tasa de efusión promedio.	105

Resumen

El Complejo Volcánico de Los Humeros (CVLH) es una de las calderas silíceas más grandes del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), que alberga un campo geotérmico, actualmente con una producción de 95 MW. Los Humeros está localizado en la parte norte del sector oriental del CVTM, en el extremo norte de la cuenca de Serdán-Oriental. Durante el Holoceno, la caldera de los Humeros tuvo una importante fase eruptiva hacia el norte, centro y particularmente, al sur de la Caldera de los Humeros, dominada por un vulcanismo efusivo y explosivo mayormente de composición andesítica-basáltica, como parte de la etapa post-caldérica. La actividad más reciente de la etapa post-caldérica está representada por un campo de lavas bien definido, generado a partir de diferentes centros eruptivos controlados estructuralmente por el borde sur de la caldera de los Humeros. Este vulcanismo Holocénico está compuesto por seis diferentes flujos de lava principales (Victoria, Texcal, Sarabia, El Limón, Tepeyahualco y El Pájaro) que cubren un área de $\sim 216 \text{ km}^2$ y tienen un volumen aproximado de $\sim 5 \text{ km}^3$. Estos flujos de lava fueron emplazados en un periodo de tiempo relativamente corto de entre $\sim 7.3 \text{ ka}$ y 2.86 ka . La historia eruptiva de este campo de lavas fue reconstruida con base en los resultados de los análisis morfológicos, estratigráficos, geocronológicos y químicos de roca total. Estos flujos de lava fueron agrupados en tres etapas eruptivas, los cuales muestran una amplia variación composicional abarcando desde basaltos de olivino y andesitas basálticas, hasta traquiandesitas, traquiandesitas basálticas y traquitas. La primera etapa eruptiva (poco antes de 6033-6422 años BC) está compuesta por los flujos Victoria, seguido de la segunda etapa eruptiva (1950-2679 años BC) compuesta por los flujos Texcal y Sarabia, mientras que la última etapa (600-1330 años BC) está compuesta por los flujos El Limón, Tepeyahualco y El Pájaro, siendo estos últimos los más recientes. Los resultados del análisis morfométrico muestran diferentes dinámicas eruptivas y morfologías principalmente tipo aa y en bloque, relacionadas a cambios en su tasa de efusión, la cual aumenta significativamente durante el inicio de la etapa eruptiva y muestra una tendencia descendente durante el transcurso de ésta, repercutiendo directamente en la morfología de los flujos de lava. El estudio de la evolución del campo de lavas proporciona información relevante sobre el sistema magmático durante el Holoceno, el cual está asociado a inyecciones episódicas de magmas de diferentes composiciones. El análisis de esta actividad volcánica reciente, además de ayudar a caracterizar mejor un sistema geotérmico,

actualmente en explotación, tuvo seguramente un gran impacto en las poblaciones prehispánicas de los alrededores, además de importantes implicaciones de peligro volcánico a futuro.

Abstract

The Los Humeros Volcanic Complex (LHVC) is one of the largest silicic calderas of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB), hosting a geothermal field, with a production of 95 MW. The LHVC is located in the northern part of the eastern sector of the TMVB, and it is part of the far north in the Serdán-Oriental basin. During the Holocene, the LHVC had an important eruptive phase occurred to the north, center and, particularly south part of the LHVC, dominated by an effusive and explosive volcanism mostly of andesitic-basaltic composition as part of the post-caldera stage. The most recent activity of the post-caldera stage is represented by the emission of a well-defined lava field, derived from different eruptive centers structurally controlled by the southern rim of Caldera de Los Humeros. This Holocene volcanism resulted in the formation of a lava field comprising six different lava flows (Victoria, Texcal, Sarabia, El Limón, Tepeyahualco and El Pájaro) covering an area of 216 km² and a volume of 4.87 km³. These lava flows were issued in a relatively short period of time between 7.3 ka and 2.86 ka. The eruptive history of this lava field was reconstructed based on the results of morphological, stratigraphic, geochronological and geochemical analyses. These lava flows were grouped into three eruptive stages, which show a wide compositional variation ranging from olivine basalts and basaltic andesites, to trachyandesites, basaltic trachyandesites and traquites. The first eruptive stage (slightly before 6033-6422 BC years) is composed of Victoria flows being the oldest, followed by the second eruptive stage (1950-2679 BC years) composed of the Texcal and Sarabia flows, while the last eruptive stage (600-1330 BC years) is composed of the flows El Limón, Tepeyahualco and El Pájaro, being the later the most recent. The morphometric analysis shows different eruptive dynamics and morphology mainly type aa and blocky related to changes in effusion rate, which increases significantly during the beginning of the eruptive activity and shows a downward trend during the course of the stage, having a direct impact on the morphology of lava flows. The detailed study of the evolution of the lava field can provide relevant information about the magmatic system during the Holocene associated with very recent episodic magma injections. Analysis of this recent volcanic activity, in addition to helping to better characterize a geothermal system currently in operation, may have had a major impact on pre-Hispanic populations near the area, as well as significant future volcanic hazard implications

Capítulo 1 - Introducción

El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) es uno de los arcos volcánicos relacionados a subducción más complejos en el mundo. Posee más de 8000 edificios volcánicos (Cantagrel y Robin, 1978; Demant, 1978), incluyendo grandes estratovolcanes (ej. Popocatepetl, Ceboruco, Citlaltépetl, Colima, Iztaccíhuatl, Malinche, Cofre de Perote), calderas (ej. La Primavera, Amealco, Acoculco, los Humeros) y extensos campos volcánicos dominados por vulcanismo monogenético (ej. Michoacán-Guanajuato; (Hasenaka, 1994; Hasenaka & Carmichael, 1985).

En el sector oriental del CVTM se encuentra la cuenca Serdán-Oriental, caracterizada por un vulcanismo principalmente monogenético, y por albergar en su parte más septentrional uno de los complejos volcánicos más importantes de México, conocido como el complejo volcánico de los Humeros (CVLH), el cual representa la caldera silícica más grande y activa del CVTM (Cavazos-Álvarez & Carrasco-Núñez, 2020). Este complejo volcánico alberga uno de los campos geotérmicos más importantes en México, que actualmente se encuentra en explotación por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) produciendo ~94 MW de energía (Gutiérrez-Negrín, 2019). Debido al gran potencial geotérmico que este representa, es uno de los campos geotérmicos más estudiados en México.

Estudios recientes revelan que el inicio de la formación del CVLH comenzó hace 164 ± 4.2 ka (Carrasco-Núñez et al., 2018), dicha edad es más joven de lo reportado anteriormente de 460 ± 40 ka (Ferriz & Mahood, 1984). La obtención de una edad mucho más joven es de particular importancia ya que implica que el sistema geotérmico está asociado a una fuente relativamente joven, por lo tanto, el potencial geotérmico debe ser reevaluado.

Este trabajo se enfoca en la actividad volcánica más reciente de la etapa post-caldera del CVLH, la cual está representada por un campo de lavas bien definido, generado a partir de diferentes centros eruptivos alineados en el borde sur de la Caldera. Este campo de lavas ha sido fechado en el Holoceno (Carrasco-Núñez et al., 2017, 2018; Juárez-Arriaga et al., 2018), lo que pudiera tener importantes implicaciones de riesgo volcánico a futuro, además de haber tenido posibles impactos en civilizaciones pre-hispánicas y arqueológicas en la zona.

Este vulcanismo Holocénico es el resultado de múltiples inyecciones de magma emplazadas en un periodo de tiempo relativamente corto de entre ~7.3 ka y 2.86 ka (Carrasco-Núñez et al., 2017b; Dávila-Harris and Carrasco-Núñez, 2014), mostrando una variación composicional que abarca desde basaltos de olivino hasta traquitas. Dicho vulcanismo muestra fuertes variaciones composicionales en un corto periodo de tiempo, lo cual sugiere la existencia de diversos pequeños reservorios magmáticos (Lucci et al., 2020).

Este trabajo comprende el estudio del vulcanismo efusivo más reciente de la etapa post-caldera asociado al borde sur de la caldera de los Humeros, con el propósito de reconstruir su historia eruptiva, mediante la integración de la cronología relativa (morfología, estratigrafía, relaciones en campo) y absoluta (fechamientos ^{14}C .) realizados en este trabajo y derivados de trabajos previos de cada uno de los eventos efusivos que lo compone, analizando su variación composicional (química de roca total, petrografía) en función del tiempo y su dinámica emplazamiento (volumen, tasa de efusión). Este estudio proporciona información relevante sobre la reactivación de la fase resurgente del sistema magmático, con inyecciones episódicas de magma muy recientes, pudiendo revelar condiciones magmáticas que pueden seguir proporcionando calor al sistema geotérmico.

1.1 Ubicación del área de estudio

El CVLH está localizado en la parte norte del sector oriental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, formando el límite norte de la cuenca de Serdán-Oriental. El área de estudio se encuentra ubicada en la zona sur de la Caldera de los Humeros, a lo largo del borde que delimita la estructura caldérica más antigua del CVLH. Comprende un campo de lavas tipo *aa* y en bloque, conformado por 6 flujos principales de lava (Victoria, Texcal, Tepeyahualco, Sarabia, El Limón y El Pájaro) (Figura 1).

1.2 Antecedentes

Los Humeros es uno de los campos geotérmicos productores más estudiados en México, enfocándose principalmente al estudio del interior de la caldera para la producción de energía geotérmica.

Uno de los primeros trabajos relacionados a la exploración geotérmica fue realizado por Yáñez y García (1982), el cual abarca desde la geoquímica de las aguas y gases para

determinar el origen y ubicación del foco termal, hasta estudios hidrológicos, geofísicos para conocer la estructura del subsuelo y localización de anomalías térmicas a profundidad, y trabajos estratigráficos que caracterizan la geología de la región.

Los trabajos relacionados con la geología y la evolución volcánica de la caldera de los Humeros se remontan a Ferriz y Mahood (1984), quienes establecen el origen y la temporalidad de los eventos eruptivos que dieron origen a la Caldera de los Humeros.

Estos y otros estudios han sido la base fundamental para entender el comportamiento del reservorio geotérmico, abarcando los siguientes temas: cartografía geológica (Pérez-Reynoso, 1978; De la Cruz, 1983; Yáñez and García, 1980; Ferriz and Mahood, 1984; Carrasco-Núñez et al., 2017b), geología del subsuelo (Viggiano and Robles, 1988; Cedillo, 1994, 1997, 2000; Viggiano and Flores-Armenta, 2008; Lorenzo-Pulido, 2008; Gutiérrez-Negrín and Izquierdo-Montalvo, 2010; Carrasco-Núñez et al., 2017a), estudios petrológicos (Verma and López, 1982; Verma, 1983; Ferriz and Mahood, 1987), geología estructural (Garduño et al., 1985; López-Hernández, 1995; Norini et al., 2015, 2019), estudios geofísicos (Campos-Enríquez et al., 2005; J. Arzate et al., 2018), vulcanológicos (Carrasco-Núñez and Branney, 2005; Willcox, 2011; Carrasco-Núñez et al., 2012, Dávila-Harris and Carrasco-Núñez et al., 2014; Cavazos-Álvarez and Carrasco-Núñez, 2019; 2020), y geocronológicos (Carrasco-Núñez et al., 2018).

Los primeros trabajos relacionados a la interpretación del campo de lavas del sector sur de la caldera de los Humeros fueron publicados por Pérez-Reynoso (1978), donde se presenta uno de los primeros planos fotogeológicos de la caldera de los Humeros, y se propone una teoría sobre la evolución de este campo de lavas, incluyendo algunas composiciones geoquímicas y descripción de algunos rasgos morfológicos. Adicionalmente se presentan algunos estudios petrológicos sobre el origen y los procesos magmáticos asociados que dieron lugar a este campo de lavas (Verma & Lopez, 1982; Verma, 1983), y en particular, el trabajo de Verma (1985) que propone uno de los primeros modelos esquemáticos de la cámara magmática de la caldera de los Humeros, basado en modelaciones térmicas del área.

Recientemente, Juárez-Arriaga et al., (2018) determinan que los flujos de lava fueron emplazados durante un par de pulsos eruptivos con un intervalo de tiempo relativamente

corto entre cada pulso, además, proponen una distribución estratigráfica y el orden de los eventos eruptivos correspondientes a este campo de lavas. Asimismo, Lucci et al (2020) establecen un nuevo modelo magmático aplicando estudios de petrología y termobarometría a lavas expuestas del Holoceno. En dicho modelo magmático se propone la existencia de múltiples reservorios más o menos interconectados, que alimentan a cámaras magmáticas de menor tamaño en diferentes niveles de la corteza.

A pesar de todos estos trabajos, no se cuenta aún con un estudio detallado sobre la estratigrafía y caracterización composicional en función del tiempo del campo de lavas del sector sur del CVLH, y relaciones morfométricas entre los diferentes flujos emitidos que permitan reconstruir de una forma más precisa la evolución del campo. Esto último es justamente la contribución de este trabajo.

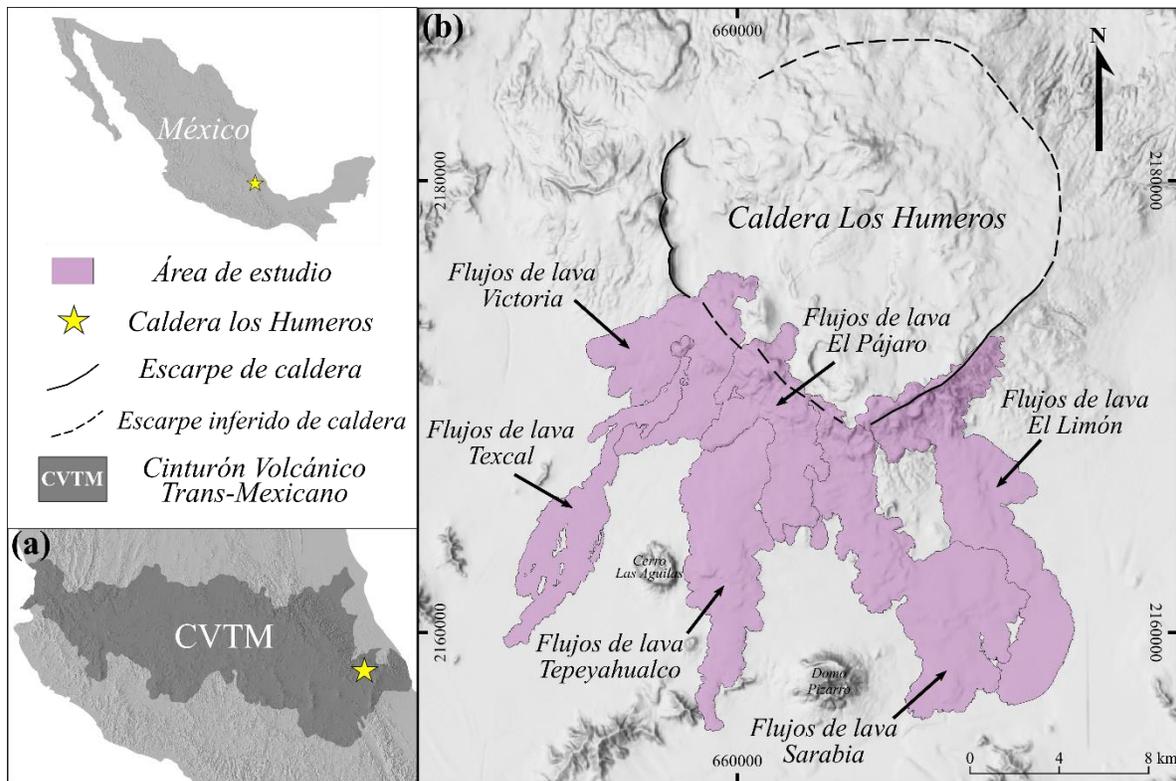


Figura 1. (a) Ubicación de la Caldera de los Humeros en el sector oriental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, indicada con una estrella amarilla. (b) Ubicación del área de estudio en el sector sur de la caldera, de los Humeros, mostrando la distribución de los principales flujos de lava del campo volcánico sujeto de estudio.

1.3 Planteamiento del problema

La complejidad del sistema magmático del CVLH ha motivado la realización y desarrollo de nuevas estrategias para actualizar el conocimiento del reservorio magmático y la fuente de calor que alimenta al sistema geotérmico de la caldera.

Este trabajo se enfoca en la estratigrafía y evolución composicional en función del tiempo del campo de lavas del sector sur de la caldera de los Humeros, ya que representa el evento volcánico más reciente de la etapa post-caldera del complejo volcánico y su estudio aporta información sobre las variaciones composicionales del sistema magmático hasta la actualidad y permite comprender mejor la fuente de calor que alimenta al sistema geotérmico del CVLH.

A pesar de la importancia que representa el vulcanismo más reciente (Holocénico) de la caldera de Los Humeros, al momento no ha sido investigado en detalle y, por lo tanto, no se conocen con precisión cuáles son sus características eruptivas y composicionales que permitan establecer su evolución en el tiempo.

1.4 Justificación

Se considera que a partir del estudio integrado de la información estratigráfica, geocronológica y geoquímica de roca total de las lavas del borde sur del CVLH es posible determinar la evolución química en el sistema magmático y la correspondiente evolución volcánica para esta última actividad eruptiva.

Toda esta información en conjunto permitirá caracterizar mejor el sistema geotérmico de la caldera, a partir de la definición de características de la fuente de calor con implicaciones para la geotermia y el riesgo volcánico.

1.5 Hipótesis

Estudios recientes sobre el origen de la formación de la Caldera de los Humeros revelan edades más jóvenes que las previamente publicadas, lo cual tiene implicaciones importantes sobre la longevidad del sistema geotérmico, ya que pudiera estar relacionado con una fuente de calor asociada a este vulcanismo (Carrasco-Núñez et al., 2018). Con base en el registro geológico de la evolución de la caldera de los Humeros, se ha reconocido una

secuencia de flujos de lava que componen el campo de lavas del sector sur de la caldera de los Humeros, lo que se ha catalogado como el evento volcánico más reciente en la etapa post-caldera.

Con base en las edades reportadas en estudios previos, se han reconocido que el campo de lavas se formó en un periodo de tiempo relativamente corto, sin embargo la naturaleza de los flujos de lava sugiere que fueron emplazados en distintas etapas eruptivas con cortos lapsos de tiempo entre cada etapa, mostrando variaciones en su composición geoquímica de roca total, características petrográficas, volumen y tasa de efusión durante su secuencia eruptiva.

Dichas variaciones composicionales ocurren en secuencias de distintos episodios eruptivos pero que en ocasiones llegan a ser cercanos en el tiempo, lo cual indicaría la existencia de un complejo sistema magmático para la caldera de los Humeros, compuesto por diversos reservorios magmáticos que emitieron una serie de flujos de lava de distintas composiciones, que estuvieron activos de manera casi contemporánea.

1.6 Objetivos

1.6.1 Objetivo general:

Reconstruir la historia eruptiva del campo de lavas del sector sur de la caldera de los Humeros, mediante la integración de una cronología relativa (morfología, estratigrafía, relaciones en campo) y absoluta (Fechamientos ^{14}C) de cada uno de los eventos efusivos que lo integra; y la determinación de las variaciones composicionales (petrográficas y geoquímicas) durante el curso de su secuencia eruptiva y su relación con el sistema magmático-geotérmico.

1.6.2 Objetivos específicos:

- Elaborar una cartografía detallada del campo de lavas asociado al borde sur de la caldera de los Humeros para poder definir con precisión la distribución espacial de cada uno de los flujos de lava que lo compone.
- Establecer la relación estratigráfica de los flujos de lava que componen el campo de lavas mediante la combinación de trabajo de campo y fechamientos ^{14}C .

- Estimar el volumen total de cada flujo de lava para conocer la tasa de efusión asociada a estas erupciones.
- Realizar una caracterización petrográfica y geoquímica de roca total de cada uno de los flujos de lava que componen el campo de lavas.
- Elaborar un mapa morfoestratigráfico detallado que represente la evolución temporal y composicional del vulcanismo más reciente de la etapa post-caldera de la caldera de los Humeros.

Capítulo 2 - Marco Geológico

2.1 Generalidades del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano

El cinturón volcánico Trans-Mexicano (CVTM) es una provincia geológica que se define como un arco volcánico continental de edad entre el Miocénico y Holoceno generado por la subducción de la placa Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana a lo largo de la trinchera Mesoamericana (Demant, 1978; Ferrari et al 1999, 2012) (Figura 2). Esta provincia sobreyace las provincias ignimbríticas de la Sierra Madre Occidental de edad Cenozoica con un basamento heterogéneo representado por terrenos tectonoestratigráficos de diferentes edades y litologías (Ferrari et al., 2012).

El CVTM comúnmente se divide en tres sectores debido a que presentan diferentes características en su régimen tectónico y geológico y rasgos estructurales (Demant, 1978; Pasquaré et al. 1988). El sector occidental se encuentra limitado, al oeste, por la costa del Pacífico y, al este, por la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986). El sector central se encuentra limitado, al oeste por el rift de Colima y, al este, por el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez et al., 2002a). El sector oriental se encuentra limitado, al oeste, por el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y hacia el este, hasta el Golfo de México (Figura 2). En este sector, se localizan la Caldera de Los Humeros.

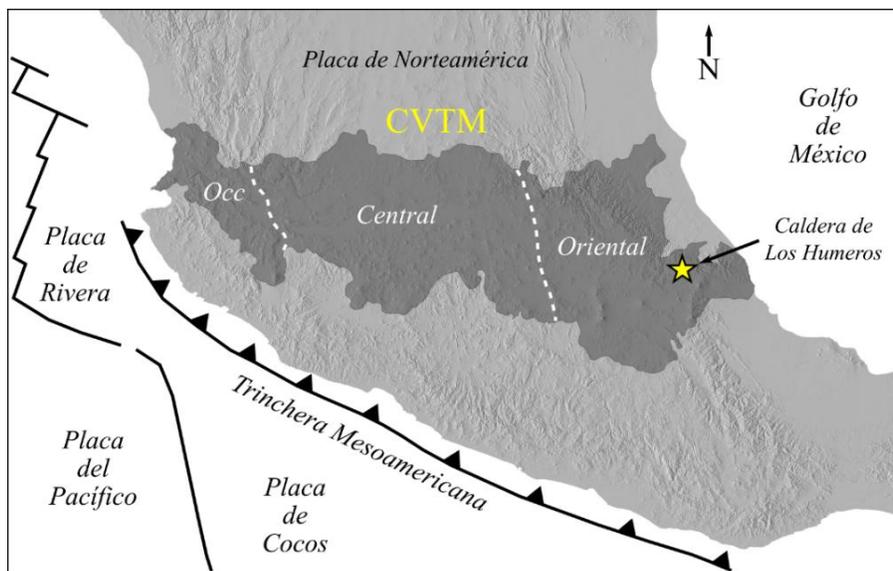


Figura 2. Cinturón Volcánico Trans-Mexicano dividido en sus tres sectores geográficos.

2.2 Geología regional

El CVLH se ubica al noreste del sector oriental del CVTM, en la cuenca Serdán-Oriental, la cual se caracteriza por un vulcanismo cuaternario monogenético bimodal incluyendo por un lado conos de escoria, conos de ceniza, flujos de lava, volcanes tipo mar de composición basáltica, mientras que por el otro, anillos de toba y domos de composición riolítica (Yáñez and García, 1982; Negendak et al., 1985; Riggs and Carrasco-Núñez, 2004; Carrasco-Núñez et al., 2010, 2012a).

La cuenca Serdán-Oriental forma una elevada llanura lacustre, comprendiendo una cuenca endorreica con un área de $\sim 5000 \text{ km}^2$, limitada al norte por el CVLH, al oeste por el campo volcánico de Cerro Grande y, al este por los volcanes Cofre de Perote, Las Cumbres, Citlaltépetl y Sierra Negra (Figura 3).

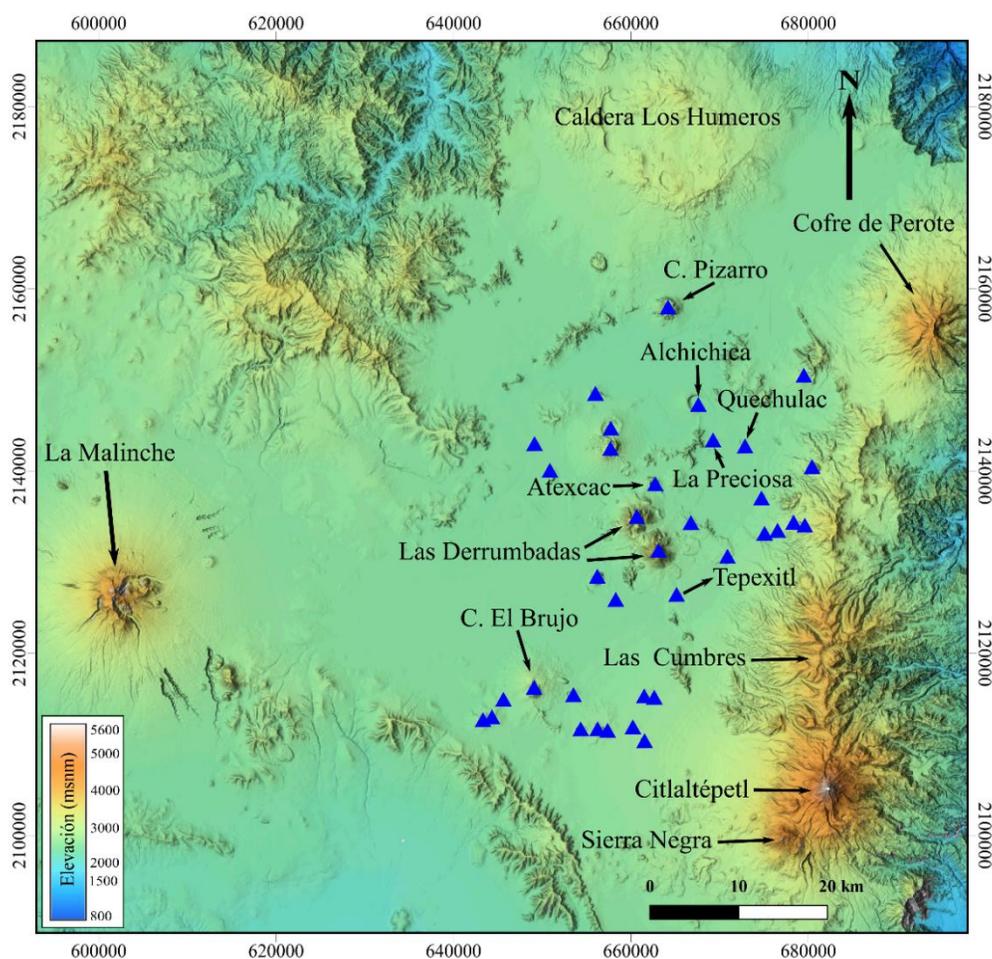


Figura 3. Modelo digital del terreno (INEGI) mostrando la localización de volcanes principales dentro de la cuenca Serdán-Oriental (Triángulos azules indican volcanes monogenéticos).

2.2.1 Basamento regional

El basamento está representado por el complejo cristalino Paleozoico-Mesozoico denominado como el Macizo de Teziutlán (Yáñez y García, 1982). Este complejo basal está constituido por rocas intrusivas y metamórficas incluyendo esquistos verdes, granodioritas y granitos con edades de entre 246 a 131 Ma (Yáñez y García, 1982). Este basamento se encuentra parcialmente cubierto por una gruesa secuencia sedimentaria altamente deformada que se desarrolló en la fase orogénica compresiva del Cretácico tardío – Eoceno (Orogenia Laramide) y generó el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de la Sierra Madre Occidental (Viniegra, 1965; Ferriz y Mahood, 1984; Gómez-Tuena et al., 2003; Fitz-Díaz et al., 2018).

La secuencia sedimentaria Mesozoica fue intrusionada por una serie de cuerpos intrusivos tipo “stock”, de composición granítica y granodiorítica, con edades K/Ar de 14.5 a 31 Ma (Yáñez y García, 1982), mientras que estudios recientes que revelan edades U/Pb de 15.12 ± 0.64 Ma (Carrasco-Núñez et al., 2017a).

2.2.2 Vulcanismo Pre-caldera

La actividad volcánica en el área del CVLH comenzó en el Mioceno tardío con el emplazamiento de las unidades Cuyoaco y Alseseca (K/Ar, 10.5 ± 0.7 Ma, López-Hernández, 1995; Yáñez y García, 1982). Dichas unidades corresponden a flujos de lava fracturados de composición andesítica – dacítica con espesores de 800 a 900 m (Yáñez y García, 1982), correlacionadas al vulcanismo andesítico del complejo volcánico Cerro Grande, con una edad K/Ar de 8.9 a 11 Ma (Carrasco-Núñez et al., 1997a; Gómez-Tuena and Carrasco-Núñez, 2000). La actividad volcánica del Plioceno inició con el emplazamiento de la unidad volcánica Teziutlán con edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que varían de entre 1.46 ± 0.31 Ma y 2.65 ± 0.42 Ma (Carrasco-Núñez, et al., 2017a).

2.3 Evolución volcánica de la Caldera de los Humeros

La evolución general de la Caldera de Los Humeros fue inicialmente propuesta por Ferriz and Mahood (1984) en cuatro etapas principales, sin embargo, basado en nuevos datos geocronológicos, Carrasco-Núñez et al. (2018) propuso una nueva estratigrafía volcánica, donde se divide en tres etapas principales de acuerdo a su edad y actividad volcánica: Pre-

caldérica, Caldérica y Post-caldérica (Figura 4), iniciando su historia eruptiva hace ~ 164 ky. La figura 5 muestra un mapa geológico simplificado de la Caldera de los Humeros.

Grupo		Estratigrafía	Edad
Etapa Post-Caldera	Fase bimodal y fracturamiento del borde	Lavas El Pájaro	2.86 ± 0.03 ka (¹⁴ C) ^e
		Lavas Limón	
		Lavas Sarabia	
		Lavas Tepeyahualco	
		Lavas Texcal	3.87 ± 0.13 ka (¹⁴ C) ^e
		Lavas Victoria	
		Miembro Cuicuilitic	7.3 ± 0.1 ka (¹⁴ C) ^f
	Lavas traquiandesíticas San Antonio - Las Chapas	8.9 ± 0.03 ka (¹⁴ C) ^e	
	Fase Resurgente	Toba Llano	28.3 ± 1.1 ka (¹⁴ C) ^d
		Miembro Xoxoctic	
		Lavas Maxtaloya	
		Traquitas Chicomiapa-Los Parajes	
Domos riolíticos y Dacíticos		44.8 ± 1.7 ka (U/Th) ^c	
Domos riolíticos	50.7 ± 4.4 ka (Ar/Ar) ^c		
Etapa Caldera	Fase formadora de Caldera 2	Ignimbrita Zaragoza	69 ± 13 ka (Ar/Ar) ^c
	Fase Pliniana	Toba Faby	70 ± 23 ka (Ar/Ar) ^c
	Fase formadora de Caldera 1	Ignimbrita Xáltipan	164 ± 4.2 ka (Ar/Ar) ^c
Etapa Pre-Caldera	Domos riolíticos		270 ± 17 ka (U/Th) ^c
			693 ± 1.9 ka (Ar/Ar) ^c
Vulcanismo Pre-Caldérico	Lavas Teziutlán		1.46 ± 0.31 Ma (Ar/Ar) ^b 2.65 ± 0.42 Ma (Ar/Ar) ^b
	Unidades Cuyoaco y Alseseca		10.5 ± 0.7 Ma (K/Ar) ^a
Basamento Pre-volcánico	Stock's de granitos y granodioritas		15.12 ± 0.64 Ma ^b (U/Pb)
	Secuencia sedimentaria Mesozoica		
	Macizo de Teziutlán		131 a 246 Ma (K/Ar) ^a
(a) - Yáñez & García (1982)		(d) - Rojas-Ortega (2016)	
(b) - Carrasco-Núñez et al., (2017a)		(e) - Carrasco-Núñez et al., (2017b)	
(c) - Carrasco-Núñez et al., (2018)		(f) - Dávila-Harris & Carrasco-Núñez (2014)	

Figura 4. Estratigrafía del Complejo Volcánico Los Humeros (Modificado de Carrasco-Núñez et al., 2018)

2.3.1 Etapa Pre-Caldera

Esta etapa está representada por abundantes domos riolíticos que afloran al oeste de la caldera y en su borde occidental. Algunos pequeños afloramientos al sur de la caldera, fueron fechados en 486.5 ± 2.4 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Carrasco-Núñez et al., 2018), los cuales fueron previamente reportados con una edad de 470 ± 80 ka por Ferriz & Mahood (1984).

El segundo grupo está truncado por el escarpe occidental de Oyameles, con una edad de 693 ± 1.9 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Carrasco-Núñez et al., 2018). Además se tiene reportado un domo riolítico que está dentro del rango de otros domos del sector oeste, fuera de la caldera, con una edad de 270 ± 17 ka (U/Th, zircón), el cual fue previamente fechado por el método K/Ar con una edad de 360 ± 100 , mientras que otro domo más al norte fue fechado en 220 ± 40 ka por Ferriz & Mahood (1984).

2.3.2 Etapa Caldera

La etapa caldérica está representada por dos fases mayores formadoras de calderas, las cuales se asocian al emplazamiento de las ignimbritas Xáltipan y Zaragoza, separadas por una importante fase eruptiva pliniana (Toba Faby) (Figura 4).

2.3.2.1 Fase formadora de caldera 1 - Ignimbrita Xáltipan

La primera y más grande erupción formadora de caldera produjo la estructura tipo trap-door de la Caldera de los Humeros (Norini et al., 2019), la cual es asociada al emplazamiento de la ignimbrita Xáltipan y se le atribuye un volumen no compactado de 344 km^3 (291 km^3 – DRE), cubriendo un área de $\sim 4620 \text{ km}^2$ (Cavazos and Carrasco-Núñez, 2019). Esta unidad ha sido fechada en 164.0 ± 4.2 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Carrasco-Núñez et al., 2018), siendo esta edad mucho más joven que la edad reportada por Ferriz & Mahood (1984) de 460 ± 40 ka (Figura 6).

La ignimbrita Xáltipan está compuesta por clastos de pómez riolítica y, en menor proporción, pómez riodacítica. Los clastos de pómez contienen plagioclasa, piroxeno, biotita y hornblenda. El nombre de Xáltipan deriva de la localidad tipo en donde fue descrita con potentes espesores, al noreste de la Caldera de los Humeros, en los alrededores del poblado de Xáltipan (Ferriz & Mahood, 1984; Yáñez & García, 1982).



Figura 6. Afloramiento de la ignimbrita Xáltipan, ubicado ~20 km al este de la caldera de los Humeros, mostrando su facies no soldada.

Esta unidad se encuentra sepultada mayormente por unidades volcánicas más jóvenes de fuentes volcánicas adyacentes del CVLH, además de presentar variaciones en litofacies que cambian drásticamente su aspecto (Cavazos and Carrasco-Núñez, 2019). Actualmente, la ignimbrita Xáltipan representa la erupción formadora de la caldera más grande del CVTM (Cavazos and Carrasco-Núñez, 2020).

2.3.2.2 Fase pliniana - Toba Faby

Sobreyaciendo al primer evento formador de caldera se encuentra una sucesión de 15 unidades de depósitos de caída de composición riolítica-andesítica, separados por varios paleosuelos. Dichos depósitos de caída fueron designados con el nombre de Toba Faby, cubriendo un área de ~1000 km², con un volumen estimado de ~10 km³ (Ferriz & Mahood, 1984; Willcox, 2011). Los múltiples paleosuelos encontrados entre los depósitos de caída indican que esta secuencia no fue producto de una sola erupción, sino de múltiples episodios eruptivos (Figura 7).

Esta secuencia representa la segunda mayor actividad explosiva de la caldera de los Humeros, la cual está asociada a altas columnas eruptivas que dieron a lugar a una amplia

dispersión de pómez, con una dirección preferente hacia el sureste de la caldera, atribuido a la dirección del viento predominante durante la erupción. Las posibles fuentes eruptivas se encuentran en el cuadrante sureste de la caldera de los Humeros, como lo indican los mapas de isopacas elaborados por Willcox (2011).

Esta unidad fue fechada en 70 ± 23 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Carrasco-Núñez et al., 2018), que es mucho más joven de lo reportado previamente por Ferriz & Mahood (1984) con edades de 270 ± 30 y 190 ± 40 ka (K/Ar, Ferriz & Mahood, 1984), o por las edades K/Ar propuestas por Willcox (2011) de 260 ± 40 y 140 ± 20 ka.



Figura 7. Afloramiento de los depósitos de caída relacionados a la Toba Faby al interior de una cantera cercana al borde inferior de la caldera de los Humeros. Nótese los horizontes de paleosuelos intercalados de color café.

2.3.2.3 Fase formadora de caldera 2 - Ignimbrita Zaragoza

Después de un relativo corto periodo de reposo se registra la segunda erupción formadora de caldera, que dio lugar a la formación de una caldera de ~9-10 km de diámetro nombrada como la Caldera de Los Potreros. La formación de dicha caldera está asociada al emplazamiento de la ignimbrita Zaragoza (Carrasco-Núñez and Branney, 2005).

La ignimbrita Zaragoza posee espesores que van de < 2m a 16m y está compuesta por fragmentos juveniles de pómez de color blanca a gris de composición riodacítica, pómez negra andesítica, escasa pómez de color café, pómez dacítica y trazas de pómez andesítica basáltica (Ferriz and Mahood, 1987; Carrasco-Núñez and Branney, 2005). Posee una distribución radial alrededor de la caldera, alcanzando distancias mayores a 18 km del borde de la caldera. La ignimbrita Zaragoza muestra un doble zoneamiento composicional que va de normal a inverso resultado de complejos procesos magmáticos de mezcla de magmas (Carrasco-Núñez et al., 2012). La parte basal de esta unidad está compuesta predominantemente por pómez riodacítica (69 - 71 wt% SiO₂), graduando a una parte central a pómez andesítica y riodacítica (54 – 63 wt% SiO₂), la cual a su vez cambia a una composición riodacítica (69 - 71 wt% SiO₂) en la parte más alta de la secuencia estratigráfica (Carrasco-Núñez et al., 2012).

Carrasco-Núñez et al (2018) reporta una edad de 69 ± 16 ka (⁴⁰Ar/³⁹Ar) para la ignimbrita Zaragoza, la cual es mucho más joven que la reportada previamente por Willcox (2011) de 140 ± 12 ka (⁴⁰Ar/³⁹Ar) o la edad K/Ar estimada en 100 ± 30 ka por Ferriz & Mahood (1984).

2.3.3 Etapa post-Caldérica

De acuerdo con nueva información geocronológica reportada por Carrasco-Núñez et al., (2018), la etapa post-Caldérica ha sido dividida en dos diferentes fases eruptivas, las cuales se describen a continuación:

2.3.3.1 Fase resurgente

La primera fase de la etapa post-caldérica está representada por el emplazamiento de domos riolíticos y dacíticos en la parte central de la caldera, con edades U/Th de 44.8 ± 1.7 ka (Carrasco-Núñez et al., 2018), siendo éstas edades más jóvenes que las edades K/Ar previamente reportadas por Ferriz & Mahood (1984) de 60 ± 20 ka. Existe además actividad volcánica fuera de la caldera, representada por domos riolíticos hacia el norte, fechados en 50.7 ± 4.4 ka (⁴⁰Ar/³⁹Ar, Carrasco-Núñez et al., 2018). Seguido de este evento formador de domos, se emitieron una serie de flujos de lava de composición traquítica (Chicomiapa-Los Parajes) en el sector interno y norte de la caldera, y lavas de composición traquiandesítica

(Maxtaloya) aflorando en el interior de la caldera, pero mayormente expuestas en las paredes internas del cráter Xalapazco.

Esta actividad fue seguida por una secuencia de erupciones explosivas que produjeron unidades de depósitos de caída de pómez dacítica. Para la primera unidad, nombrada como el Miembro Xoxoctic, con un volumen de $\sim 0.6 \text{ km}^3$, se reporta una edad de $\sim 50 \text{ ka}$ (Ferriz & Mahood, 1984). Sobreyaciendo a los flujos Maxtaloya se encuentra una segunda unidad piroclástica, que consiste en depósitos de flujos piroclásticos nombrados como Toba Llano (Ferriz & Mahood, 1984; Rojas-Ortega, 2016), con una edad mínima de $28.3 \pm 1.1 \text{ ka}$ (^{14}C , cal years B.P. 30,630 29,29745; Rojas-Ortega, 2016) obtenida de un paleosuelo en la cima de esta unidad (Figura 8).



Figura 8. Afloramiento de la Toba Llano en el interior de la caldera de los Humeros.

2.3.3.2 Fase bimodal y fracturamiento del borde

La segunda fase es más joven (Holocénica) y está caracterizada por la alternancia de actividad volcánica explosiva y efusiva, con un amplio rango de composiciones en los sectores centro, norte y sur de la Caldera de los Humeros. Dentro de los márgenes de la Caldera y al norte de esta se encuentra expuesta una secuencia de flujos de lava de color gris oscuro, con una alta a moderada vesicularidad, de composición traquiandesítica conocida como “San Antonio-Las Chapas”. Estos flujos fueron fechados en $8.9 \pm 0.03 \text{ ky}$ (^{14}C , Carrasco-Núñez et al., 2017b), y son sobreyacidos por el miembro Cuicuiltic.

Dentro de la caldera, y en los sectores E y NE, se observan afloramientos de una secuencia de flujos de lava de color gris oscuro, moderadamente vesiculados de composición andesítica basáltica y andesítica, designados como Flujos de lava Orilla del Monte (Ferriz & Mahood, 1984). Un afloramiento en el sector este muestra como ésta secuencia de flujos de lava es sobreyacida por la toba Cuicuiltic, de la misma forma que las lavas San Antonio-Las Chapas, por lo que podrían estar asociadas a un mismo periodo eruptivo.

Posterior a esta actividad efusiva, se registra el último evento de mayor explosividad durante el Holoceno en el CVLH, representado por el miembro Cuicuiltic, que combina actividades eruptivas tanto Plinianas como Estrombolianas de manera simultánea (Dávila-Harris & Carrasco-Núñez, 2014). El miembro Cuicuiltic está compuesto por una alternancia de depósitos de caída de composición bimodal que incluye pómez traquidacítica y escoria andesítica basáltica negra, cubriendo un área de $\sim 250 \text{ km}^2$ en sus facies proximales. Esta secuencia fue subdividida en 9 unidades de acuerdo a sus características químicas y texturales y fue fechada en $7.3 \pm 0.1 \text{ ka}$ (^{14}C , Dávila-Harris & Carrasco-Núñez, 2014) (Figura 9).



Figura 9. Afloramiento de los depósitos de caída que componen el miembro Cuicuiltic en el interior de la caldera de los Humeros.

La actividad más reciente de la etapa post-caldera está caracterizada por el emplazamiento de un campo de lavas bien definido generado a partir de diferentes bocas eruptivas que, en su mayoría, parecen estar controladas estructuralmente por el borde sur de la Caldera de los Humeros (Figura 10), las cuales son el objetivo de esta tesis.

Estas bocas eruptivas alimentaron diversos flujos de lava (Victoria, Texcal, Tepeyahualco, Sarabia, Frijol Colorado/Limón y El Pájaro), alcanzando longitudes de hasta ~16.5 km. Dicho campo de lavas muestra una amplia variación composicional abarcando basaltos de olivino, andesitas basálticas, traquiandesitas, traquiandesitas basálticas y traquitas, emplazados en un periodo relativamente corto (ligeramente anterior a 7.3 ka y 2.86, Carrasco-Núñez et al., 2017; Dávila-Harris & Carrasco-Núñez, 2014). Este campo volcánico es justamente el objeto de este estudio.

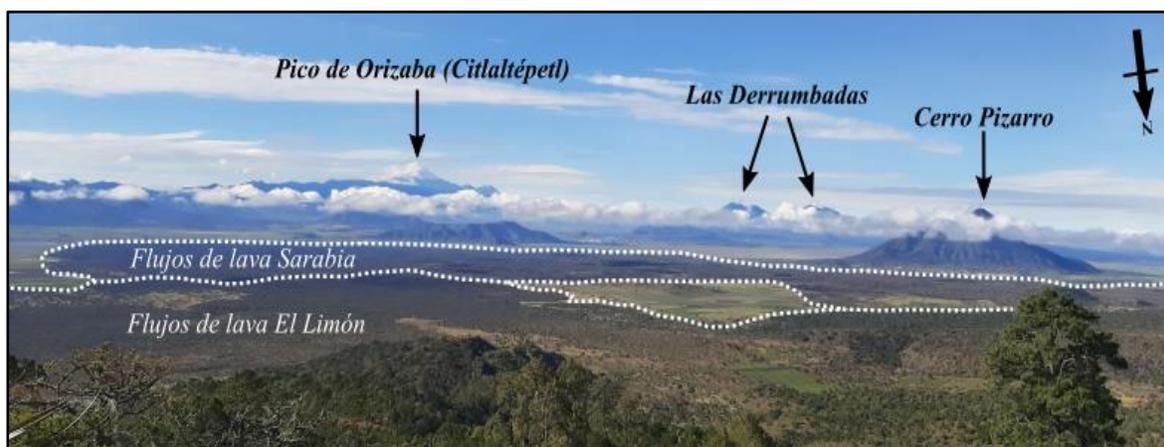


Figura 10. Vista panorámica desde el borde sur de la Caldera de los Humeros hacia el sur. Las líneas discontinuas delimitan los flujos de lava Sarabia y El Limón.

Capítulo 3 - Metodología

Para la realización de este estudio se desarrollaron las siguientes etapas:

3.1 Recopilación bibliográfica y análisis de muestras preexistentes

En esta etapa se dio a la tarea de recopilar, revisar y analizar los antecedentes del área de estudio, esto incluye tesis, artículos científicos, informes técnicos, mapas geológicos, así como la base de datos geoquímicos y petrográficos de las muestras del mapa geológico de la caldera de los Humeros por Carrasco-Núñez et al (2017b).

3.2 Trabajo de campo

En esta etapa se realizaron tres salidas a campo durante los meses de Julio y Agosto del 2019, y en Marzo del 2020, en las cuales se recolectaron un total de 13 muestras frescas, libres de alteración e intemperismo, correspondientes a unidades de flujo determinados previamente mediante parámetros morfológicos (Barrios, 2018), con la finalidad de completar el cubrimiento de las unidades representativas del campo volcánico considerado en este estudio.

Durante el trabajo de campo, se realizó la búsqueda específica de paleosuelos en la base de los flujos de lava con el fin de encontrar y coleccionar material fechable (carbón vegetal o paleosuelos) por ^{14}C , con el fin de proponer refinar la estratigrafía de los diferentes flujos de lava. Adicionalmente, se realizaron descripciones de la morfología de los flujos de lava (estructuras volcánicas, contactos entre unidades de flujo, texturas, espesores, morfología superficial), tanto en los cortes de carretera disponibles, como en excavaciones que exponían la parte interna de los flujos de lava.

3.3 Trabajo de laboratorio

Las muestras colectadas se trabajaron en el taller de molienda y pulverizado del Centro de Geociencias (CGEO) de la Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Querétaro. Una fracción de cada muestra se utilizó para la elaboración de las láminas delgadas en el taller de laminación de CGEO, las cuales se analizaron utilizando un microscopio de luz polarizada con cámara integrada, con el fin de determinar las fases minerales que componen las lavas, proporciones modales y sus texturas.

Otra parte de la muestra se trituró con la ayuda de una prensa hidráulica para después tamizar la muestra con una malla de plástico ~2mm. Los fragmentos retenidos en la malla #20 (~0.97mm) se colocaron en vasos de precipitado para enjuagarse en repetidas ocasiones con agua desionizada (DI-H₂O) para asegurar su óptima limpieza. Una vez eliminada la mayor cantidad de polvo, las muestras se enjuagaron por última vez con agua desionizada en un baño ultrasónico en el laboratorio de Vulcanología Física de CGEO para después secarse en un horno controlado a una temperatura de ~100°.

El segundo paso consistió en el pulverizado de la muestra, para lo cual se utilizó una pulverizadora de alúmina (alúmina shatterbox). Como resultado de este paso se obtuvieron ~30g de polvo (~ 0.074mm) de cada muestra para llevar a cabo los análisis geoquímicos correspondientes.

3.3.1 Análisis de elementos mayores y traza

Para el análisis de elementos mayores, las muestras pulverizadas fueron enviadas al laboratorio de Fluorescencia de Rayos X - LUGIS (Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica) del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Ciudad de México, utilizando los procedimientos descritos por Lozano Santa-Cruz et al (1995). Mientras que los análisis de elementos traza y tierras raras fueron realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) en CGEO, utilizando un espectrómetro de masas con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) modelo Thermo XSeries-ii y siguiendo los procedimientos estándar descritos por Mori et al (2007).

3.4 Trabajo de gabinete

3.4.1 Análisis morfoestratigráfico

En esta etapa se realizó un análisis detallado de la morfometría y estratigrafía del campo de lavas del borde sur de la caldera de los Humeros, basado en la morfoestratigrafía propuesta por Barrios-Enríquez (2018). La morfología y morfometría de los flujos de lava fue analizada por medio de la interpretación de imágenes satelitales proporcionadas por *Google Earth*, imágenes *LANSAT* y modelos de elevación digital complementado con descripciones realizadas durante las salidas a campo. Los rasgos morfológicos analizados en este trabajo incluyen: la ubicación de las posibles centros eruptivos, direcciones de flujo,

estructuras de flujo, márgenes laterales (*levees*), crestas (*ridges*), zonas de rompimiento (*breakout*), morfología superficial y unidades de flujo. La estratigrafía de los flujos de lava fue definida por medio de fechamientos ^{14}C (Carrasco-Núñez et al., 2017b) y relaciones estratigráficas realizadas en trabajo de campo, además de considerar los resultados paleomagnéticos publicados por Juárez-Arriaga et al (2018). Cabe destacar que todas las edades fueron calibradas a 2 sigma utilizando el software libre Calib.7 (Stuiver, Reimer & Reimer, <http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk/calib/>)

3.4.1.1 Obtención de parámetros morfométricos

El espesor y amplitud (anchura) promedio de cada unidad de lava fueron obtenidos usando el DEM *Shuttle Radar Topography Mission* (Descargado de <https://earthexplorer.usgs.gov/>) con una resolución de ~30 m, a través de distintos perfiles topográficos (Fig. 11a). El número de perfiles topográficos trazados por unidad de flujo puede variar debido a su longitud. Sin embargo, es importante tomar en cuenta que un mayor número de perfiles topográficos tiende a reducir errores en la obtención de los parámetros morfométricos (Figura 11c).

El área cubierta por la unidades de flujo se estimó a partir del uso de polígonos utilizando el software QGIS (Figura 11b). Debido a que la mayor parte del área de las unidades de flujo se encuentran sepultadas por unidades más recientes, el área total de cada unidad de flujo fue inferida utilizando evidencias geomorfológicas, tales como los límites visibles de los flujos de lava, dirección de flujo y la superposición de unidades más recientes.

La longitud de cada unidad de lava se calculó desde su posible centro eruptivo siguiendo su dirección de flujo hasta el frente de lava (Figura 11b). En el caso de que no fuera identificado su centro eruptivo, la longitud del flujo de lava se midió a partir del borde de la caldera, considerando que esta fuera la solución más viable.

El volumen para cada unidad de flujo se obtuvo a partir de la multiplicación del área total inferida calculada por el espesor promedio:

$$V = (A)(H) \quad (\text{Ec.2})$$

Donde V es el volumen, A es el área total inferida de la unidad de flujo y H es el espesor promedio de la unidad de flujo. Una vez obtenido el volumen de cada unidad de flujo,

es posible calcular el volumen total inferido para todo el flujo de lava. El valor obtenido es el volumen equivalente de roca densa (DRE).

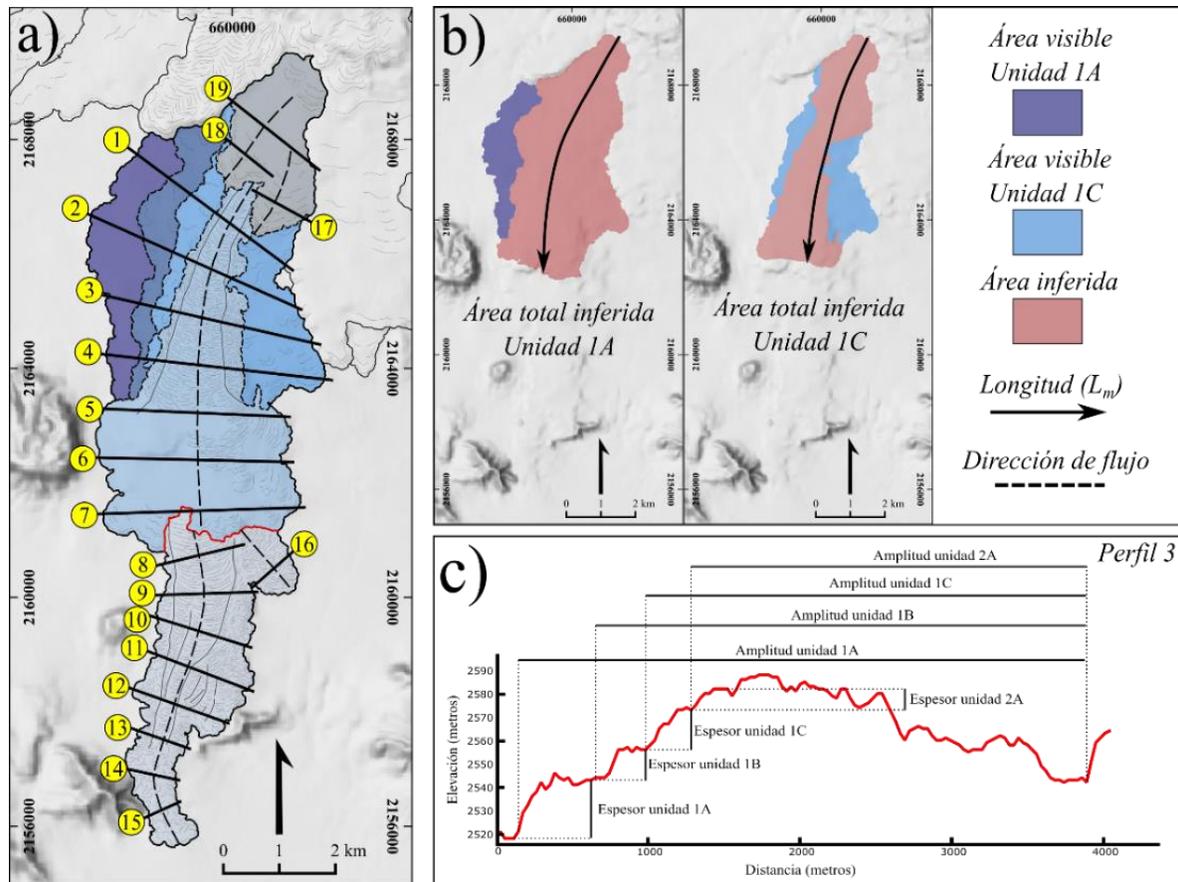


Figura 11. a) Ejemplo del trazado de perfiles topográficos en los flujos de lava Tepeyahualco perpendiculares a su dirección del flujo (línea discontinua). b) Ejemplo de la estimación del área cubierta y la longitud de las unidades de flujo 1A y 1B de los flujos de lava Tepeyahualco. C) Ejemplo de los parámetros morfométricos (espesor y amplitud) obtenidos mediante el uso de los perfiles topográficos.

3.4.1.2 Estimación del tiempo de emplazamiento y tasa de efusión para el campo de lavas del borde sur de la caldera de los Humeros

La tasa de efusión es definida como el volumen de material emitido (m^3) por unidad de tiempo (s), dicho parámetro es importante para entender la dinámica de emplazamiento de un flujo de lava. En este trabajo fueron utilizados dos métodos diferentes para estimar la tasa de efusión del campo de lavas del borde sur de la caldera de los Humeros.

El primer método es el modelo propuesto por Kilburn & Lopes (1991) (Ec.3), el cual relaciona dimensiones del flujo de lava como el espesor, longitud, anchura, pendiente y la duración de la erupción. La siguiente ecuación muestra la relación entre estos parámetros:

$$(W_m / L_m) H^2 \sin \alpha = b k T_{KL} \quad (\text{Ec.3})$$

por lo tanto:

$$T_{KL} = W_m H^2 \sin \alpha / b k L_m \quad (\text{Ec.4})$$

Donde W_m es la amplitud máxima continua, L_m la longitud máxima, H es el espesor promedio de flujo, α es la pendiente por la cual se desplaza el flujo de lava, b es una constante igual a 3 para flujos de lava que poseen una amplitud mayor que su espesor, k es la constante de difusividad térmica ($4.24 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$; Kilburn & Lopes, 1991) y T_{KL} es la duración de la erupción (Figura 12).

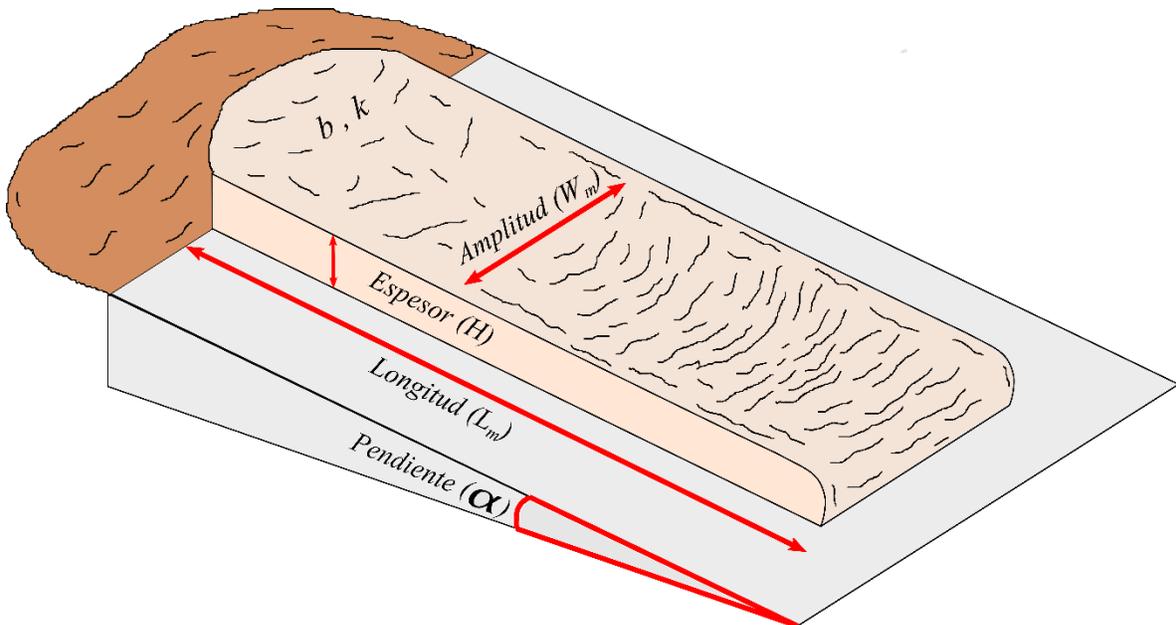


Figura 12. Modelo esquemático de los parámetros morfológicos obtenidos de un flujo de lava.

El segundo método para estimar la tasa de efusión fue el modelo Graetz (Pinkerton & Sparks, 1976; Hulme & Fielder, 1977; Guest et al., 1987). Éste es un modelo empírico de enfriamiento limitado por conducción, en el cual, el enfriamiento de un flujo de lava es comparado con un fluido caliente que se desplaza a través de un tubo frío. La transferencia de calor a través del flujo es descrita por el número de Graetz (G_z) expresado como:

$$G_z = \mu H^2 / k L \quad (\text{Ec.5})$$

Donde μ es la velocidad promedio del flujo, H es el espesor, k es la constante de difusividad térmica y L es la longitud del flujo. Pinkerton & Sparks (1976) y Pinkerton & Wilson (1994) determinaron mediante estudios empíricos realizados en los flujos de lava basálticos del Etna y Hawaii que el avance de los flujos de lava se detenía cuando el número de Graetz (G_z) tenía un valor por debajo de 300.

La tasa de efusión está dada por la Ec.6 y la velocidad del flujo de lava, por la Ec.7 :

$$Q = \mu H W \quad (\text{Ec.6})$$

$$\mu = Q / H W \quad (\text{Ec.7})$$

Donde W es la amplitud del flujo de lava, entonces la ecuación 5 puede ser reescrita como:

$$G_z = (Q / k L) (H / W) \quad (\text{Ec.8})$$

Por lo tanto, despejando Q de la Ec.8 se puede obtener :

$$Q = (G_z k L W) / H \quad (\text{Ec.9})$$

y así, se puede calcular la tasa de efusión, a partir de los parámetros morfométricos. Considerando la Ec.5 es posible estimar la duración del emplazamiento de los flujos de lava mediante la ecuación:

$$T_{G_z} = H^2 / G_z k \quad (\text{Ec.10})$$

3.4.2. Morfología de los flujos de lava.

En este apartado se describen las diferentes morfologías de los flujos de lava y los factores que las controlan. Un flujo de lava puede ser definido como un flujo de roca fundida o magma constituido por una mezcla de líquido silicatado, cristales, volátiles en solución y exsolución, emitido a la superficie de la tierra durante una actividad volcánica efusiva esencialmente no explosiva (Figura 13). Los flujos de lava son la estructura volcánica más común en nuestro planeta, cubriendo aproximadamente el 70% de la superficie de la tierra, en donde la mayoría se encuentra fuera de vista escondida en el piso oceánico (Kilburn C., 2000).



Figura 13. Flujo de lava. Fotografía por Budkov Denis, National Geographic.

Los flujos de lava muestran grandes variaciones en su forma y tamaño además de su estructura interna y superficie. Estas variaciones pueden ser controladas por la naturaleza del entorno dentro del cual son emitidos, o por la naturaleza del entorno en el cual fluyen o ambas (Kilburn, 2000). La apariencia de la superficie o corteza de los flujos de lava proporciona una base para poder clasificarlos según su morfología en tres categorías principales: Pahoehoe, aa y en bloque. La tabla 1 muestra un resumen de las morfologías más comunes en la superficie de los flujos de lava.

3.4.2.1 Lavas tipo *aa* y en bloque

Los flujos de lava tipo *aa* son más frecuentes, presentan superficies rugosas y espinosas sobre las cuales resulta difícil y peligroso transitar. A estos grandes campos de lava se les conoce en México como malpaís. Estas superficies están constituidas por bloques y clastos más o menos angulosos (Figura 14a), producidos debido al enfriamiento de la corteza, por lo que al ser arrastrada por un flujo de lava subyacente esta se fisura y se fragmenta debido a su falta de plasticidad. Por otro lado, los flujos de lava en bloque se caracterizan por fragmentos individuales de lava de algunos metros de altura con superficies lisas, planas y angulares (Figura 14b), cubiertos por una superficie de lavas rotas (Kilburn C., 2000).

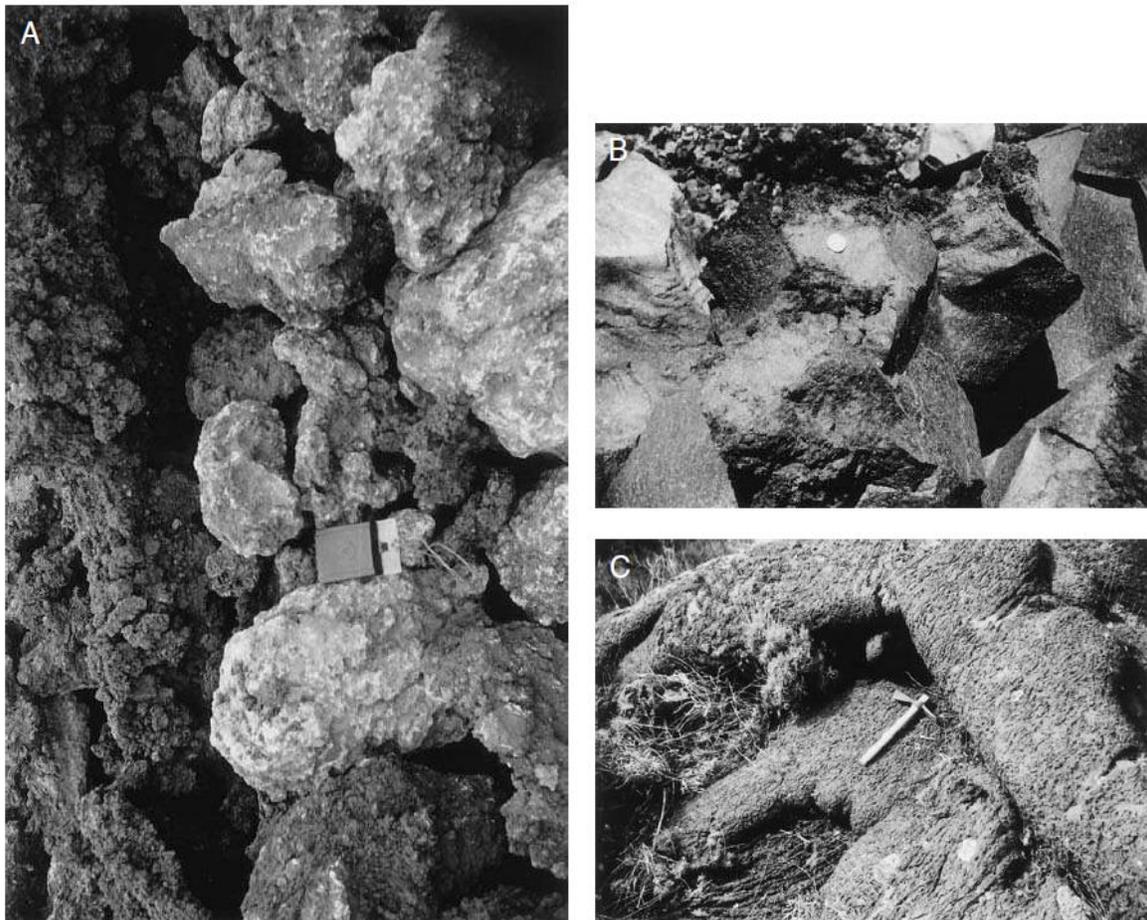


Figura 14. Morfologías de flujos de lava generados en un ambiente subaéreo. a) Flujos tipo aa compuestos por fragmentos y bloques rotos, angulosos y espinosos. b) Flujos de lava tipo en bloque compuestos por fragmentos individuales con superficies lisas, planas y angulares. c) Flujos de lava tipo pahoehoe con una superficie lisa, continua y en forma de cuerdas entrelazadas. Imágenes modificadas de Kilburn C. (2000).

Estos tipos de flujos de lava muestran tendencias evolutivas simples, las cuales se caracterizan por sus superficies rotas y sus frentes de lava tienden a avanzar como unidades individuales. Los frentes de lava en bloque se quiebran y desmoronan hasta producir un frente de escombros, mientras que los frentes de lava aa comienzan como flujos en forma de hojas o capas, pero terminan como masas sólidas que se fragmentan a lo largo de su espesor para poder mantener el avance. Los frentes de lava se engrosan con el avance del flujo de lava, usualmente hasta diez veces su grosor inicial, alcanzando típicamente hasta 20 metros para las lavas aa, mientras que las lavas en bloque logran alcanzar varias decenas de metros.

3.4.2.2 Lavas tipo pahoehoe

Las lavas pahoehoe son las menos viscosas de todas las lavas y forman estructuras fluidales. Poseen dimensiones similares a las lavas tipo aa, pero estas lavas avanzan normalmente diez veces más lento. A diferencia del resto de los flujos de lava, su superficie suele ser lisa y suave debido a que estas lavas se esparcen lentamente su superficie resiste el desgarre y ruptura, aunque a veces al escapar el gas de la colada lentamente se forman burbujas provocando oquedades someras en su superficie. Estos flujos de lava suelen amontonarse y entrelazándose entre sí dando lugar a lavas en forma de tripa.

3.4.3 Factores que afectan la morfología de los flujos de lava

Los flujos de lava muestran grandes variaciones en su forma y tamaño además de su estructura interna y superficie. Estas variaciones pueden ser controladas por la naturaleza del entorno dentro del cual son emitidos, o por la naturaleza del entorno en el cual fluyen o ambas. Muchas de estas diferencias pueden ser tratadas inicialmente dividiéndolas en flujos de lava de baja viscosidad (bajo contenido de sílice) y alta viscosidad (alto contenido de sílice) (Cas & J.V. Wright, 2012).

Sin embargo, existen tres factores principales que afectan la morfología de los flujos de lava: tasa de efusión, propiedades físicas y pendiente.

3.4.3.1 Tasa de efusión

La tasa de efusión puede ser definida como el volumen de material emitido por unidad de tiempo (m^3/s). Walker (1973) considera la tasa de efusión como el factor más importante

que controla la morfología de un flujo de lava. Esto es debido a que la distancia recorrida por el flujo de lava es proporcional a su tasa de efusión.

Los flujos de lava emitidos con altas tasas de efusión recorren mayores distancias antes de que el enfriamiento inhiba su movimiento. Walker (1971) sugiere que los flujos de lava emitidos a una alta tasa de efusión forman flujos de largo alcance compuestos de una simple unidad de flujo, conocidas como lavas simples, mientras aquellos flujos que son emitidos a una baja tasa de efusión producen flujos de lava compuestos de unidades de flujo apiladas y cercanas a la fuente, conocidas como lavas compuestas.

3.4.3.2 Propiedades físicas

La viscosidad y *yield strenght* (resistencia interna) son factores importantes debido a que pueden controlar la movilidad, geometría y morfología del flujo de lava. La viscosidad puede ser definida como la resistencia que opone una sustancia a fluir cuando se le aplica un esfuerzo cortante, se mide en poise. Hulme (1974) indicó que el principal factor que gobernaba la morfología de un flujo de lava era su reología No-Newtoniana. Los fluidos No-Newtonianos se dividen en dos partes: Fluidos Pseudoplásticos y Bingham.

Los fluidos tipo Bingham necesitan que el valor de esfuerzo de cizalla aplicado sea mayor al de su *yield strenght* para comenzar a fluir. Los flujos de lava son sustancias Bingham, debido a que de esta forma su extensión superficial y espesor dependen de la resistencia interna (*yield strenght*). Una lava ácida, es decir, más viscosa tiene un *yield strenght* alto, por lo tanto tiende a poseer un espesor más grueso y a cubrir un área menor. Mientras que una lava básica, es decir menos viscosa tiene un *yield strenght* más bajo, por lo que su espesor es más delgado y cubren áreas más grandes.

3.4.3.3 Pendiente

Las dimensiones de un flujo de lava pueden variar inversamente proporcional a la pendiente del suelo (Hulme, 1974). Una lava es más delgada en una ladera inclinada, lo que favorece a la formación de canales de lava y un flujo de lava más estrecho. Por otro lado, en una ladera más suave el espesor de la lava es más grueso y puede comenzar a extenderse más para cubrir una mayor superficie. Sin embargo, el efecto de la pendiente en la longitud de los flujos de lava ha sido menor comparada con otros factores (Walker, 1973a).

Tabla 1. Morfologías más comunes en la superficie de los flujos de lava. oceánico. (Kilburn C., 2000).

Morfología	Descripción
Lavas aa	Su superficie es cubierta por fragmentos de corteza irregulares. Avanzan más lento, baja tasa de efusión, son más viscosas.
Escombros (<i>Rubble</i>)	Lavas formadas por fragmentos pequeños sueltos.
Flujo de escoria (<i>Clinker flow</i>)	Lavas formadas de fragmentos sueltos de varios centímetros de diámetro
Lavas pahoehoe	Del Hawaiano pahoehoe, que significa "suave". Superficies onduladas o acordonadas, de apariencia arrugada y de aspecto suave y liso.
Lavas cordadas (<i>Ropy lavas</i>)	Se forman en estados tempranos de las lavas pahoehoe. Consisten en un tren de corrugaciones o cordones de pocos centímetros de alto. Su eje longitudinal es perpendicular a la dirección en el cual el flujo de lava se mueve.
Lavas esponjosas (<i>Shelly lavas</i>)	Son lavas muy esponjosas, altamente vesiculadas, con una corteza frágil sobre ampollas huecas de lava.
túnel de lava	Se forman cuando el espesor de la corteza del flujo de lava aumenta y son internamente protegidos por la corteza gruesa.
Hornitos (Ampollas)	Son pequeños conos secundarios que se elevan pocos metros de alto, encima de la corteza.
Cordilleras o Crestas de presión	Son elongaciones o cejas, hacia arriba de la corteza del flujo de lava. Ocurren sub paralelamente a la dirección del flujo, en la margen del flujo.
Túmulos (Ampollas)	Son pequeños montes o domos en forma de burbujas. Su origen es por levantamiento causadas por presión de lava fluyendo debajo de la corteza o presión asociada por volatilización de agua subterránea.
Lava en pasta de dientes (<i>Toothpaste lava</i>)	Formada por lava de baja temperatura que es extruida en la forma de pasta de dientes.
Canal de lava	Se desarrollan cuando la parte más móvil del flujo de lava drena hacia afuera sobre sus partes más antiguas y menos móviles.
Levées	Expresión superficial de un derrame de lava en forma de arrugar o cordones. Existen longitudinales y transversales. Ocurren por acreción de la lava sobre las partes de movimiento más lento.
Lavas en bloques	Tienen una superficie cubierta por fragmentos angulares. Difieren de las lavas aa en que los fragmentos tienen caras curvas y planas con filos angulares. Son más gruesas y viscosas que las lavas aa.
Lavas almohadilladas	Lavas que extruyen en condiciones acuosas o subacuosas.

Capítulo 4 - Estratigrafía y cronología de los flujos de lava

El campo de lavas del sector sur de la caldera de los Humeros está compuesto por seis flujos de lava principales (Victoria, Texcal, Tepeyahualco, Sarabia, El Limón y El Pájaro), los cuales presentan una morfología tipo aa y en bloques, cubriendo un área total de ~216 km² y alcanzando longitudes de hasta 16 km (Figura 15). Cada uno de estos flujos de lava fueron generados a partir de bocas eruptivas independientes, aunque todos asociados de alguna manera al borde sur de la caldera.

En este capítulo se presentan las descripciones morfológicas de cada flujo de lava, además de las relaciones estratigráficas determinadas mediante la interpretación de imágenes satelitales a distintas escalas y el análisis de las relaciones en campo, fechamientos ¹⁴C y paleomagnéticos previamente publicados como los generados en este trabajo.

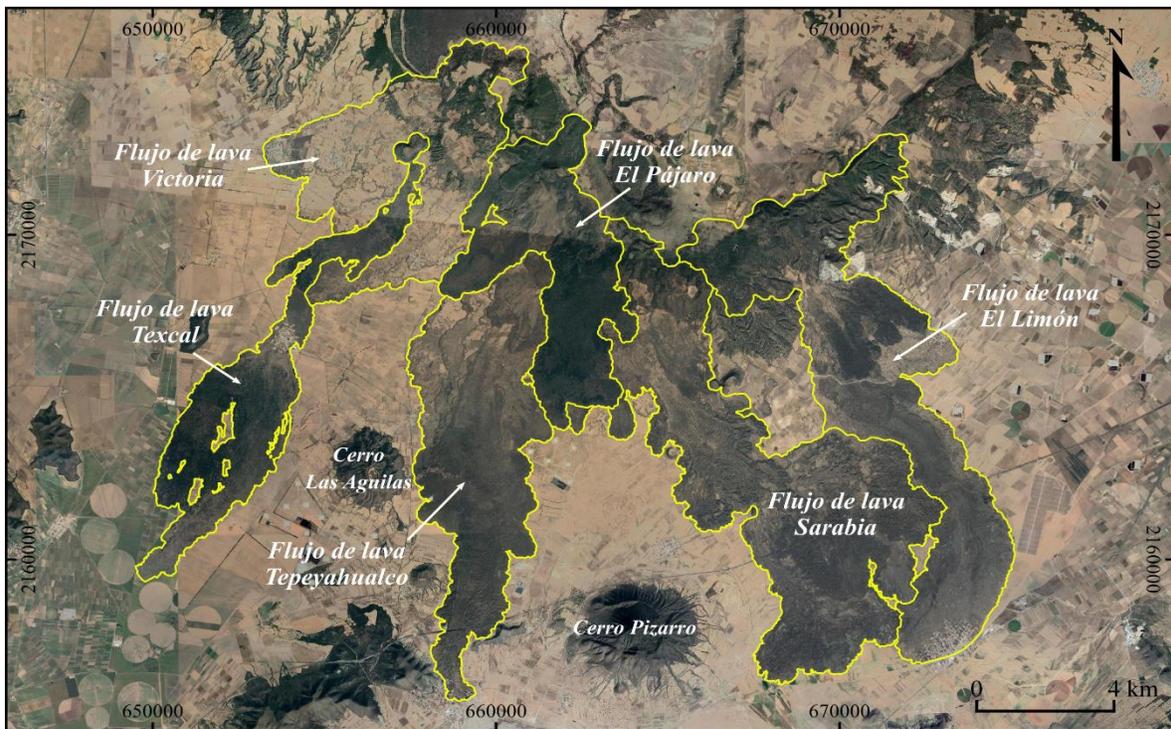


Figura 15. Imagen satelital que muestra la distribución de los flujos de lava Victoria, Texcal, Tepeyahualco, Sarabia, El Limón y El Pájaro generados a partir del borde sur de la Caldera de los Humeros. Imagen satelital tomada de Google Earth.

4.1 Flujo de lava Victoria

El flujo de lava Victoria se encuentra distribuido en el sector suroeste del borde sur de la caldera de los Humeros, cubre un área de ~30.1 km² y tiene una longitud máxima de

~10.6 km (Figura 16a). Debido al avanzado grado de erosión en la superficie del flujo de lava, resulta difícil poder discriminar las unidades de flujo que componen al flujo de lava Victoria. Sin embargo, se pudieron distinguir al menos dos unidades de flujo principales, con espesores que van desde los ~3 a 10 m, además de múltiples frentes de flujo con una dirección preferencial hacia el suroeste (Figura 16b).

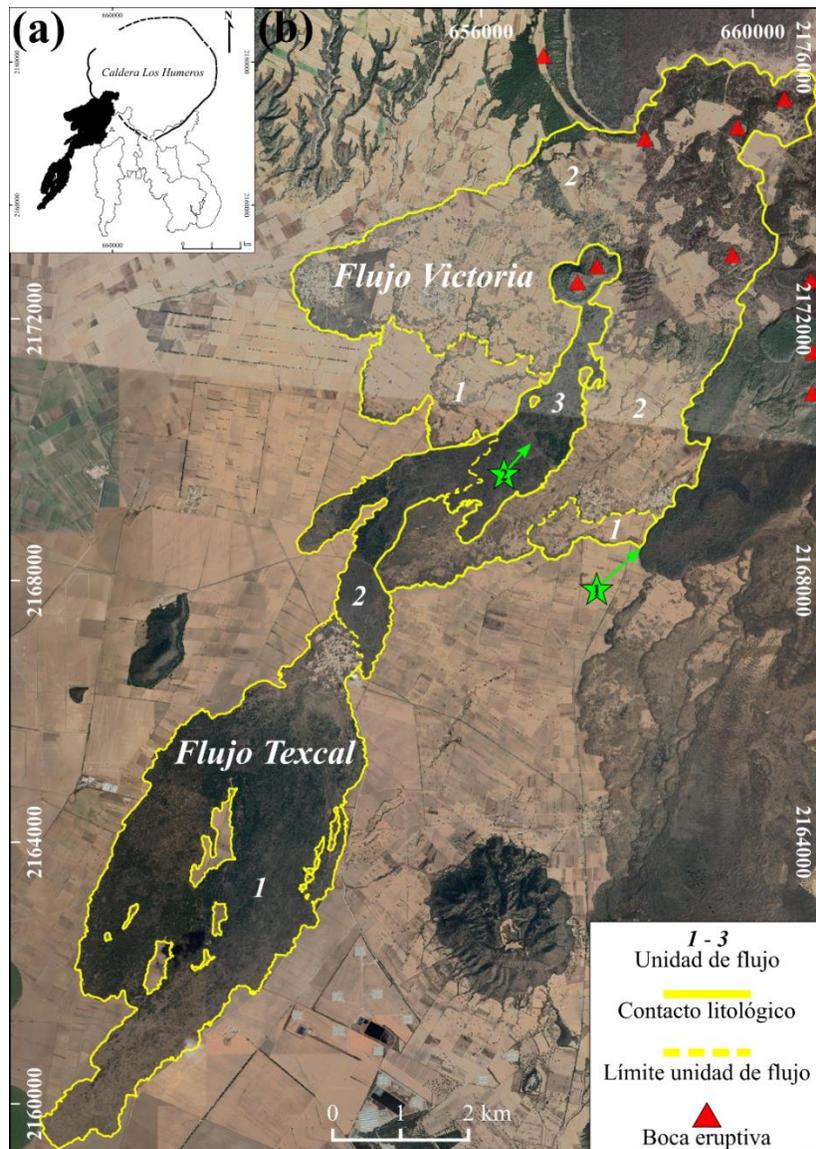


Figura 16. Distribución de los flujos de lava Victoria y Texcal. (a) Imagen de referencia de los flujos de lava Victoria y Texcal. (b) Imagen satelital mostrando las unidades de flujo que integran a los flujos de lava Victoria y Texcal. Las estrellas verdes indican las localidades de la imagen 14a (1) y 14d (2). Imagen de satélite tomada de Google Earth. Los números indican el orden de emplazamiento interpretado para los diferentes miembros de cada flujo, siendo (1) el más antiguo y (3) el más reciente. Los números dentro de una estrella verde indican la ubicación de los sitios en donde se tomaron las fotografías de las figuras que aparecen más adelante. Los triángulos rojos indican la posición de las diferentes bocas eruptivas

El flujo de lava Victoria es de color gris oscuro a negro, de textura afanítica, con vesículas alargadas, alineadas a la dirección del flujo, con una estructura de lavas en bloque (Figura 17b). Estos flujos de lava está cubiertos al centro por el flujo de lava Texcal y parcialmente por el flujo de lava El Pájaro hacia su flanco este (Figura 17a).

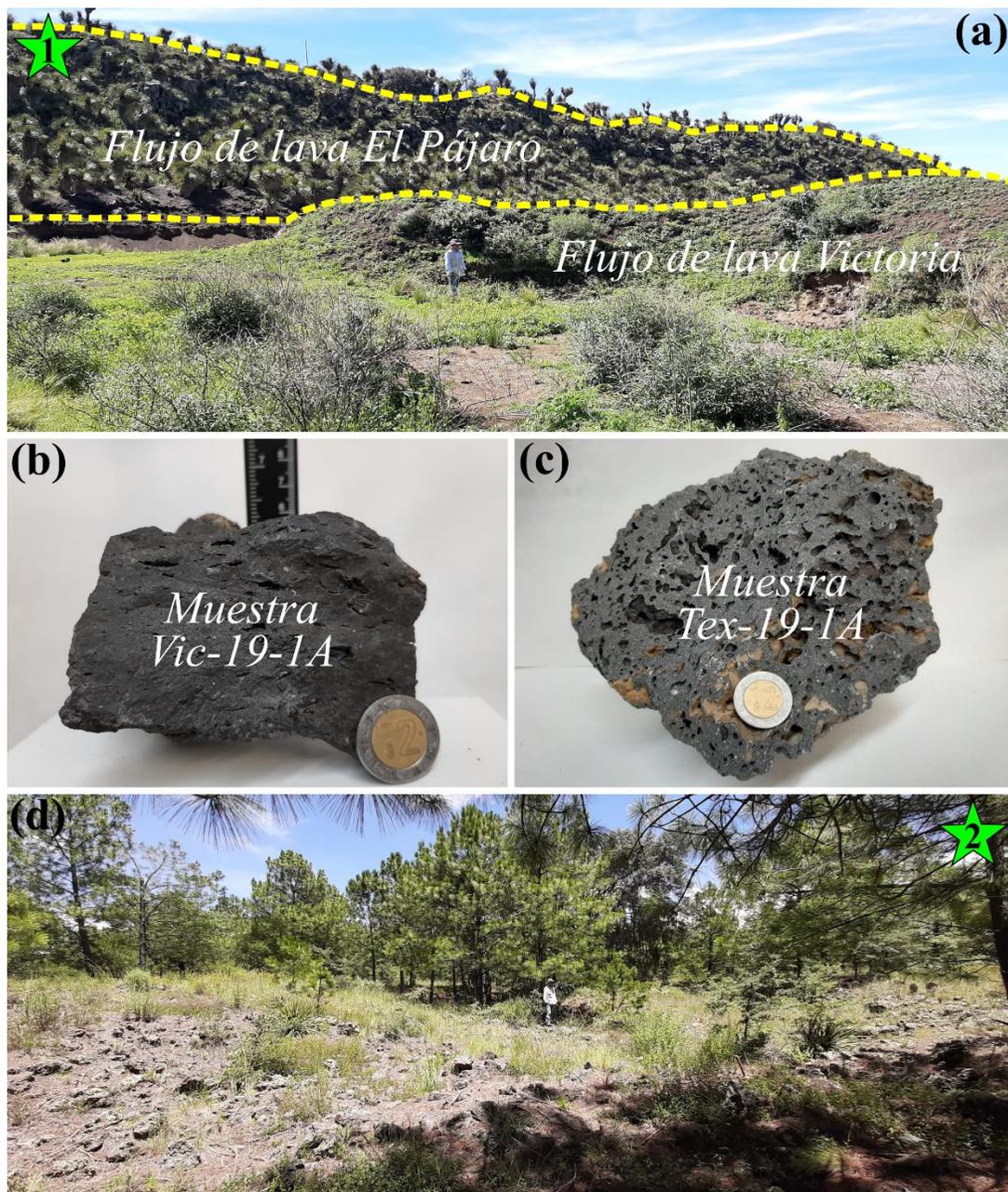


Figura 17. Fotografías del flujo de lava Victoria. (a) Relación estratigráfica entre los flujos de lava El Pájaro (arriba) y Victoria (abajo) en la localidad 1 (b) Muestra de mano Vic-19-1A proveniente del flujo de lava Victoria. (c) Muestra de mano Tex-19-1A proveniente del flujo de lava Texcal. (d) Superficie del flujo de lava Texcal en la localidad 2.

El flujo de lava Victoria se considera los más antiguos del campo de lavas estudiados en este trabajo por diversos factores, como son: el alto grado de erosión en superficie, mayor presencia de suelo con vegetación y su relación estratigráfica con un depósito de caída que pudiera ser correlacionado al último evento explosivo de la caldera de los Humeros conocido como el miembro Cuicuiltic (Dávila-Harris and Carrasco-Núñez, 2014) (Figura 18), por lo que se le considera una edad ligeramente mayor de $7,355 \pm 105$ ky BP (6,422 – 6,033 años BC), ya que no hay una clara evidencia de que ambos eventos fueron emplazados con una diferencia importante de tiempo (por ej. ausencia de suelo).

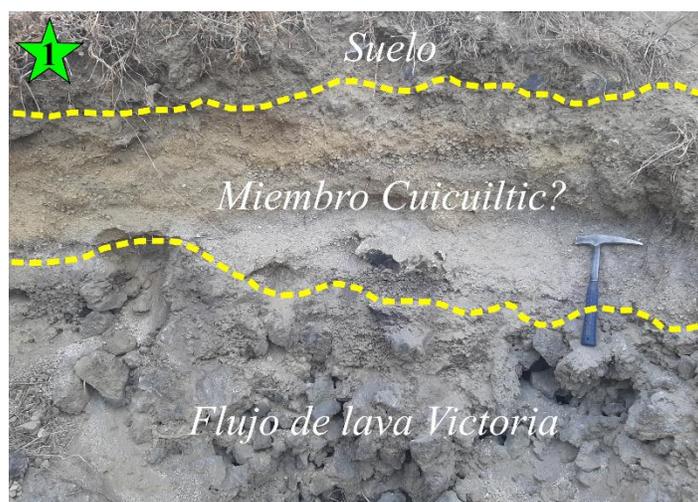


Figura 18. Fotografía mostrando al flujo de lava Victoria subyaciendo a depósitos correlacionables con el miembro Cuicuiltic. La estrella verde indica la localidad en la figura 13b.

4.2 Flujo de lava Texcal

El flujo de lava Texcal (o también conocido como Tenextepec por otros autores) se encuentra distribuido en el sector suroeste del borde sur de la caldera de los Humeros, cubre un área de ~ 23.2 km² y tiene una longitud máxima de ~ 16 km (Figura 16a). Mediante el análisis de imágenes satelitales se lograron identificar al menos 3 unidades de flujo principales (Figura 16b), compuestas por distintos lóbulos delgados, con espesores promedio de ~ 5 m. Las 3 unidades de flujo son de color gris oscuro, muestran texturas porfídicas y son altamente vesiculados (Figura 17c); contienen principalmente cristales de olivino y plagioclasa, con una morfología irregular de lavas tipo *aa* (Figura 17d).

En la figura 16 se observan dos bocas eruptivas en la parte más septentrional del flujo que indican las fuentes de emisión del flujo de lava Texcal, ubicadas ~ 4 km al este del

poblado Guadalupe Victoria, sobreyaciendo a los flujos de lava Victoria. Estos flujos de lava tienen una edad ^{14}C de 3870 ± 130 años BP (Cal 2679 – 1950 años BC) reportada por Carrasco-Núñez et al., (2017b), proveniente de un paleosuelo muestreado en la base del flujo y edades paleomagnéticas que oscilan entre 2606 – 1960 años BC (Juárez-Arriaga et al., 2018).

4.3 Flujo de lava Tepeyahualco

El flujo de lava Tepeyahualco se distribuye en el sector sur-suroeste del borde sur de la caldera de los Humeros, cubren un área de $\sim 34.41 \text{ km}^2$ y poseen una longitud de $\sim 14 \text{ km}$ (Figura 19a). El análisis de imágenes satelitales y relaciones en campo ha permitido dividir a los flujos de lava Tepeyahualco en 3 unidades de flujo principales con espesores que varían de ~ 10 a 17 m (figura 19b), los cuales incluyen flujos individuales que son identificados en este trabajo como subunidades o miembros distintos.

La unidad de flujo 1 se divide en 3 subunidades (1A, 1B y 1C), presentan una morfología de lavas en bloques con escasos microcristales de plagioclasa y olivino y una baja vesicularidad con dirección de flujo.

Las relaciones estratigráficas sugieren que la unidad 1A fue la primera en ser emitida y fue sobreyacida por las unidades 1B y 1C (Figura 20). Estas unidades de flujo fueron apilándose en una sucesión aparentemente continua, ya que no se observan evidencias de interrupciones prolongadas como la presencia de paleosuelos entre ellas. La unidad 1A se derramó con una mayor amplitud que las demás unidades (1B y 1C), alcanzando una longitud máxima marcada por el último afloramiento en contacto con la unidad de flujo 2A. Además es posible observar estructuras volcánicas como túmulos (*ampollas*) y chimeneas (*hornitos*) sobre la superficie de estos flujos de lava (Figura 21 y 22).

La unidad de flujo 2 se divide en 2 subunidades (2A y 2B), las cuales sobreyacen a la unidad de flujo 1. La unidad de flujo 2A representa un canal de lava bien definido de $\sim 8.9 \text{ km}$ de longitud (Figura 23a), con márgenes estacionarios (*levees*) de ~ 6 a 8 m de altura (Figura 23b) y crestas (*ridges*) perpendiculares a la dirección del flujo (Figura 23c). La zona central del canal de lava tienen una amplitud de $\sim 330 \text{ m}$ en la parte más cercana a la fuente

(Sector inicial), aumentando hasta los ~1.9 km de amplitud en su parte más distal (Sector distal) (Figura 23a).

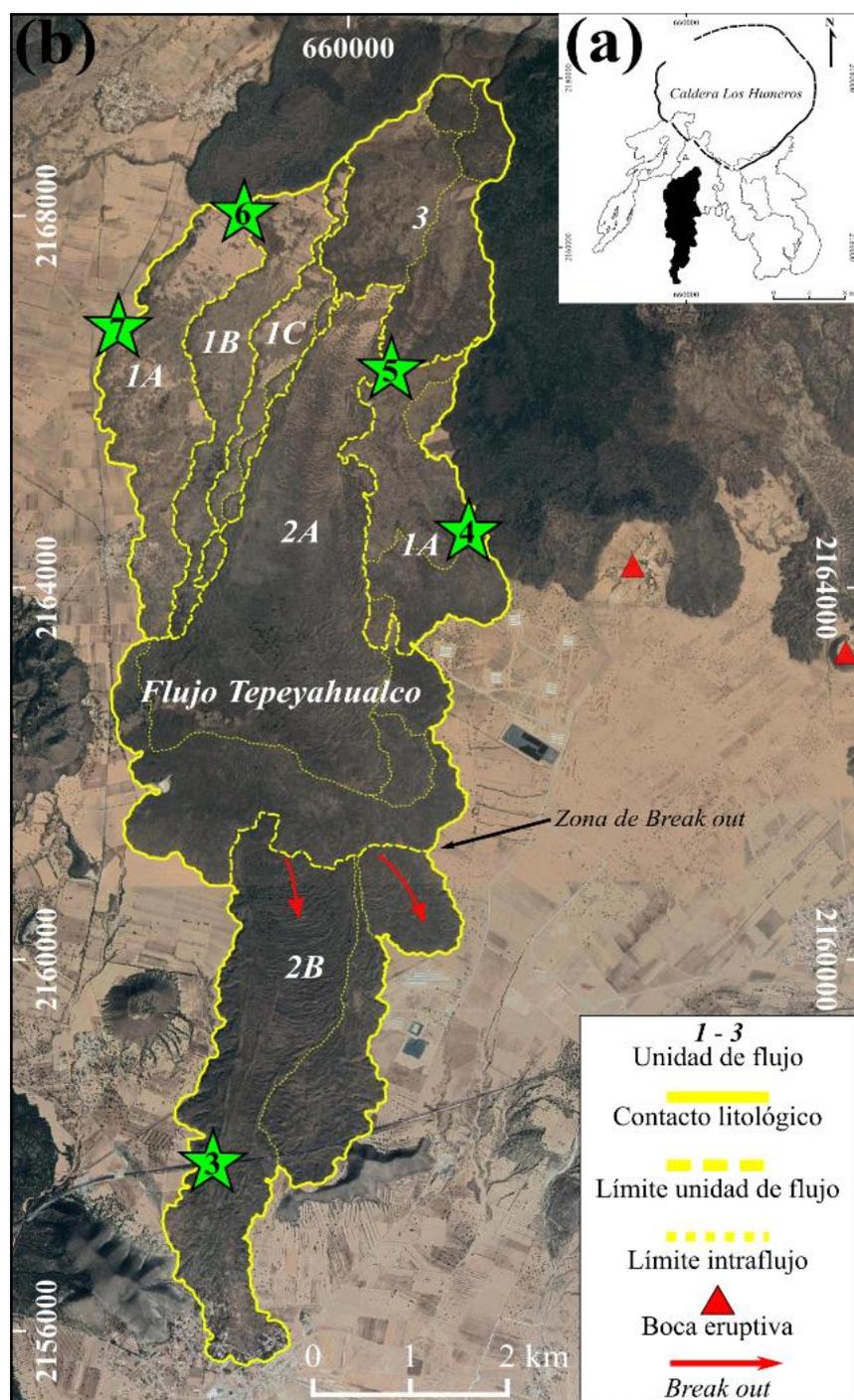


Figura 19. Distribución del flujo de lava Tepeyahualco. (a) Imagen de referencia del flujo de lava Tepeyahualco. (b) Imagen satelital mostrando las unidades de flujo que integran al flujo de lava Tepeyahualco. Las estrellas verdes indican las localidades de las figuras 17, 18, 19 y 20. Imagen de satélite tomada de Google Earth

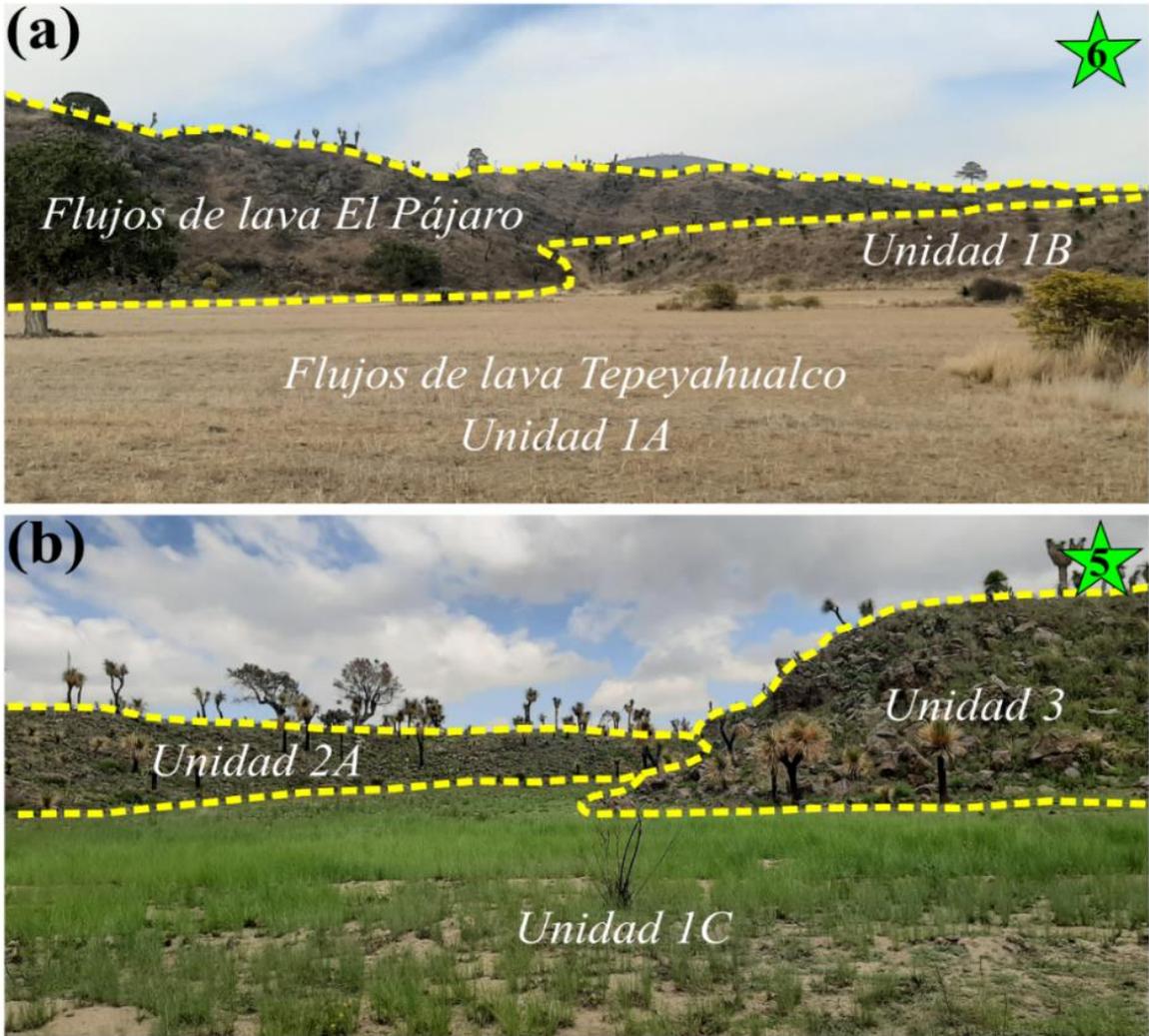


Figura 20. Fotografías de las unidades del flujo Tepeyahualco. (a) Relación estratigráfica entre los flujos de lava El Pájaro (arriba) y la unidad 1A y 1B del flujo Tepeyahualco (abajo). (b) Relación estratigráfica entre las unidades de flujo 3, 2A y 1C.



Figura 21. Estructuras volcánicas observadas en la superficie de la unidad 1A del flujo de lava Tepeyahualco.

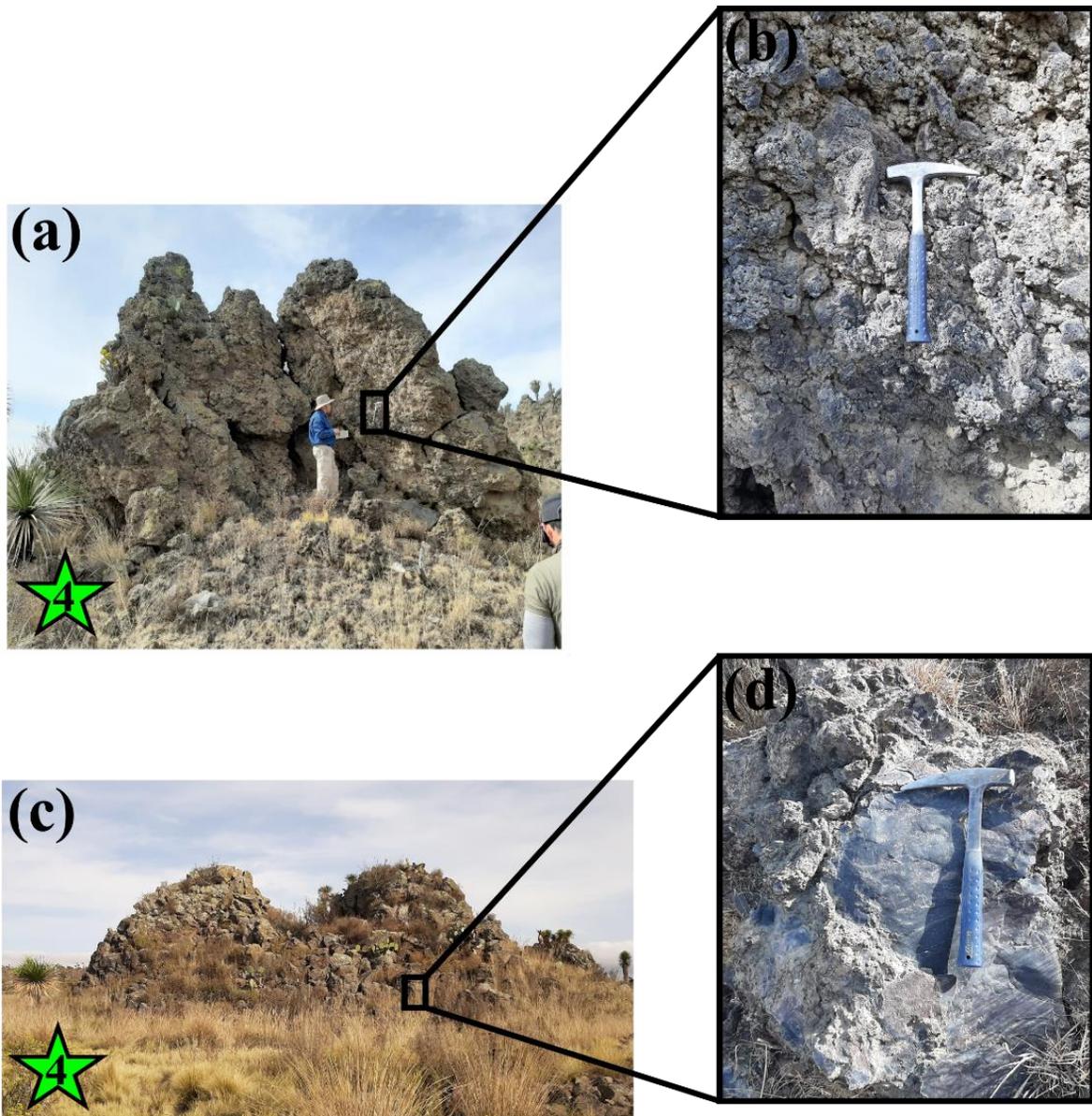


Figura 22. Estructuras volcánicas sobre la superficie de la unidad 1A del flujo de lava Tepeyahualco. (a) Estructura volcánica tipo “Chimenea”. (b) Material aglutinado altamente vesiculado de textura afanítica que compone a la chimenea volcánica. (c) Estructura volcánica tipo “túmulo”. (d) Bloque de textura afanítica que forma parte de los túmulos sobre la superficie del flujo Tepeyahualco.

La unidad 2B se originó a partir de la ruptura del frente de lava de la unidad 2A. La unidad 2A presenta una morfología de lavas en bloque. Debido al corte realizado por la carretera es posible observar las zonas superior y masiva de la unidad de flujo 2B (Figura 24). La zona superior está compuesta por fragmentos irregulares angulares, con abundantes vesículas elongadas en la dirección de flujo (Figura 24b). La zona masiva de la unidad 2B

está compuesta por grandes bloques de lava angulares de textura afanítica con escasas vesículas (Figura 24d).

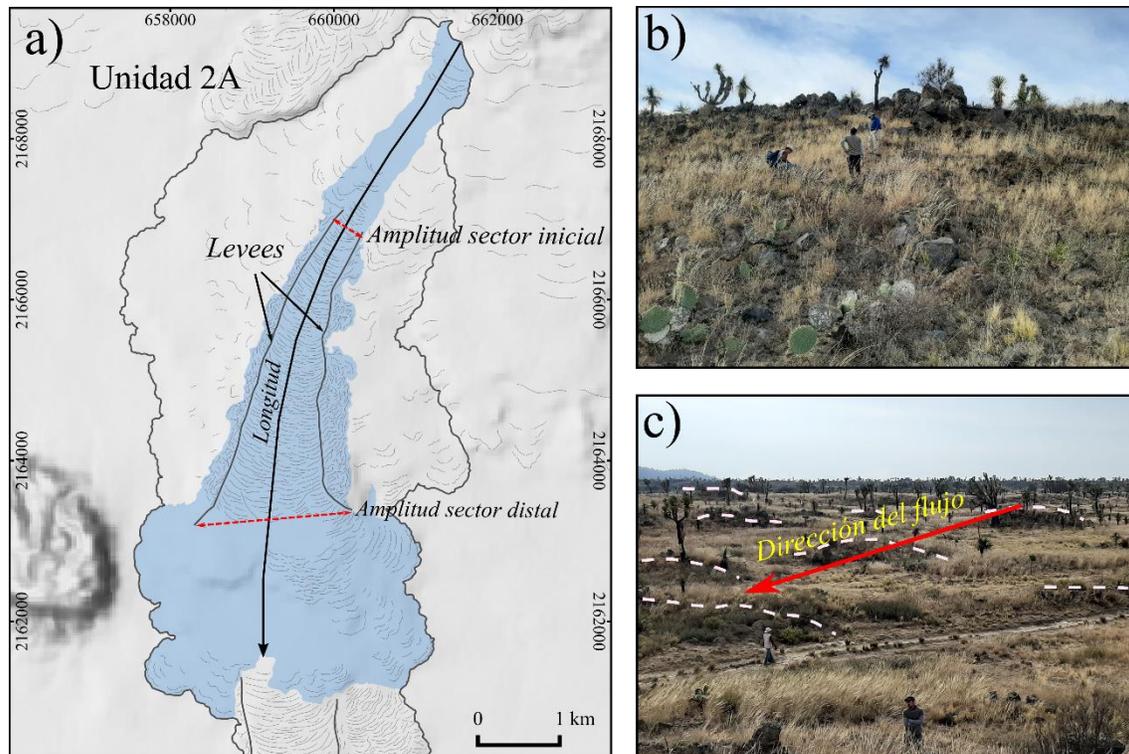


Figura 23. a) Representación esquemática de la morfología y parámetros morfométricos del canal de lava de la unidad A del flujo de lava Tepeyahualco. b) Margen estacionario del canal de lava de la unidad 2A del flujo de lava Tepeyahualco. c) Crestas o “ridges” perpendiculares a la dirección de flujo sobre la superficie del canal de lava.

La unidad 3 representa el último evento efusivo del flujo de lava Tepeyahualco y sobreyace a las unidades de flujo 1A, 1B, 1C, 2A y 2B. Esta unidad presenta dos lóbulos con dirección hacia el sur, presentan una morfología de lavas en bloque de textura porfídica con cristales de plagioclasa, escasos olivinos y una baja vesicularidad.

Estos flujos de lava tienen una edad máxima ^{14}C de 2630 ± 30 años BP (Cal 838 – 777 años BC), a partir de una muestra de carbón encontrada en la base del flujo de lava, recolectada en este trabajo (Figura 33). Esta nueva edad ^{14}C se puede correlacionar con las edades paleomagnéticas entre 1300 y 600 años BC obtenidas previamente por Juárez-Arriaga et al., (2018).



Figura 24. Fotografías de la unidad 2B del flujo Tepeyahualco. (a y b) Zona superior del flujo de lava Tepeyahualco compuesto por bloques de lava con vesículas elongadas. (c y d) Zona masiva del flujo de lava Tepeyahualco.



Figura 25. Fotografías del flujo Tepeyahualco. (a) Afloramiento en donde se colectó la muestra de carbón situado debajo de la unidad 1A del flujo de lava Tepeyahualco. (b) Acercamiento mostrando al Miembro Cuicuiltic? (abajo), paleosuelo y muestra de carbón (en medio), flujo de lava Tepeyahualco (arriba).

4.4 Flujo de lava Sarabia

El flujo de lava Sarabia se encuentra distribuido en el sector sureste del borde sur de la caldera, cubre un área de $\sim 54.42 \text{ km}^2$ y tiene una longitud desde el borde de la caldera hasta su frente de $\sim 16.5 \text{ km}$ (Figura 26). El análisis de imágenes satelitales y relaciones en campo ha permitido dividir al flujo Sarabia en 5 unidades de flujo principales, con espesores promedio que varían entre ~ 11 a 25 m (Figura 26).

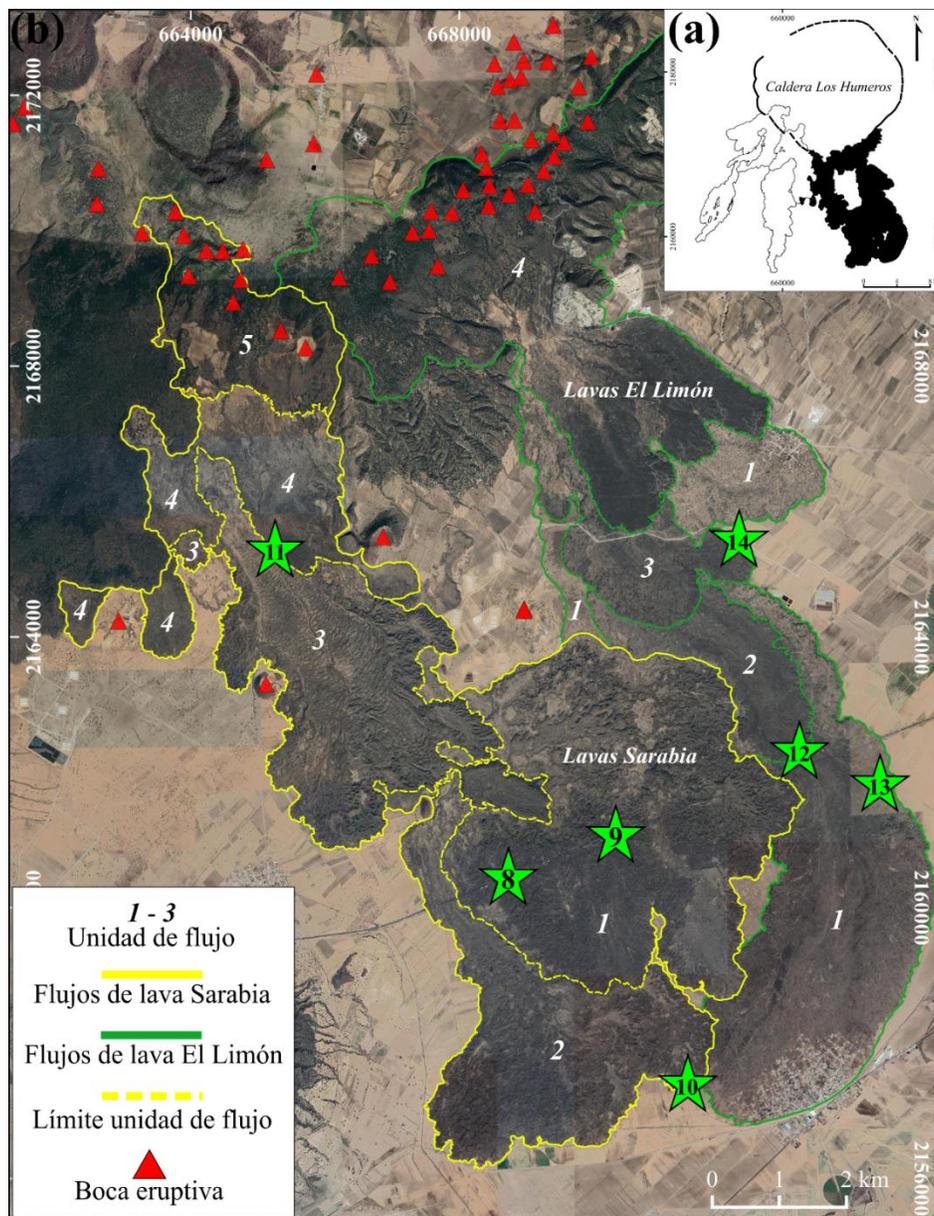


Figura 26. Distribución de los flujos Sarabia y El Limón. (a) Imagen de referencia de los flujos de lava Sarabia y EL Limón. (b) Imagen satelital mostrando las unidades de flujo que integran los flujos de lava Sarabia y El Limón. Imagen de satélite tomada de Google Earth.

La unidad 1 está representada por una serie de flujos de lava de morfología en bloques con una superficie irregular compuesta por fragmentos y grandes bloques vesiculados (Figura 26a,b). El corte realizado por la carretera es posible observar la zona masiva y superior de esta unidad de flujo.

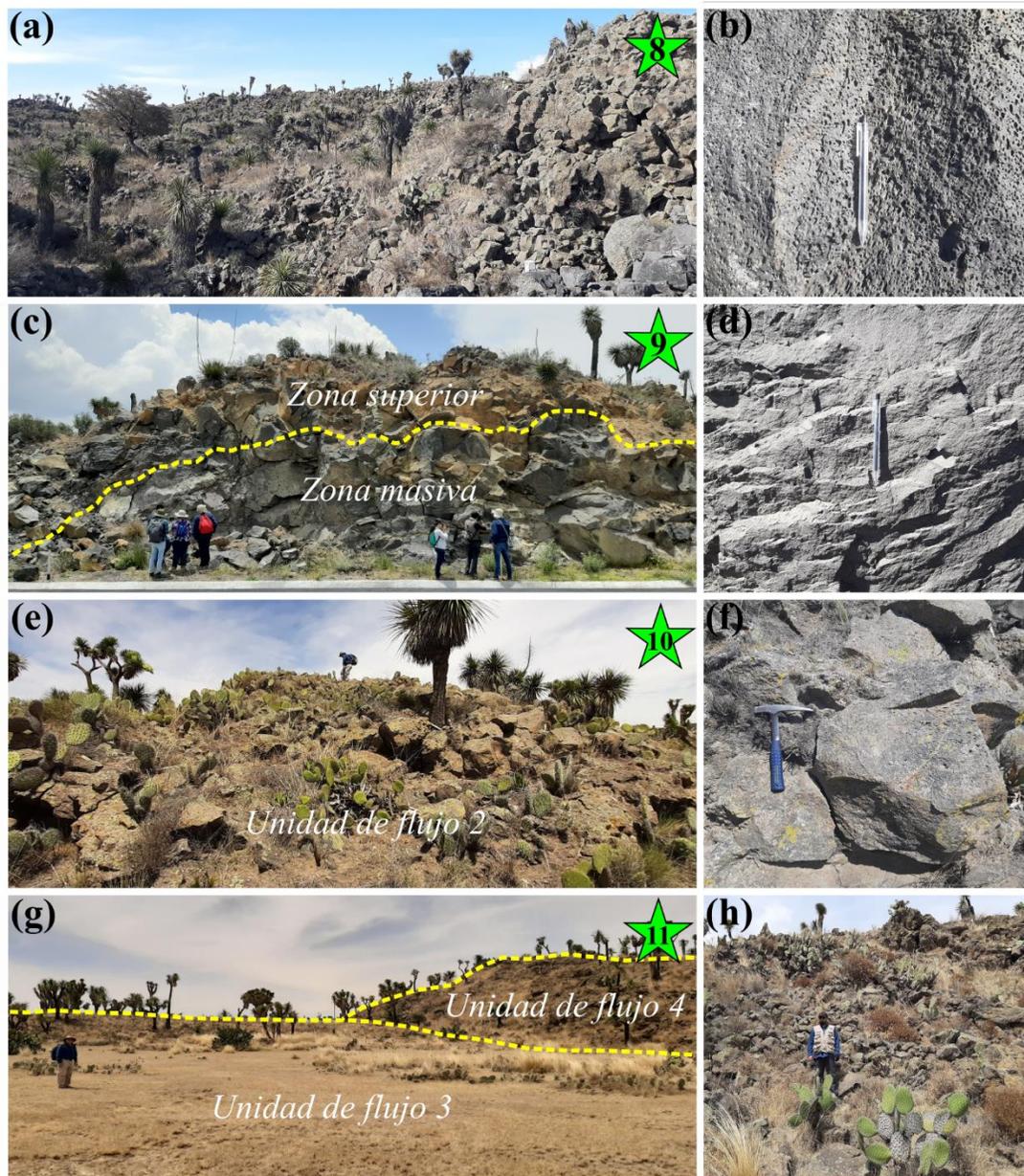


Figura 27. Fotografías del flujo Sarabia. (a) Superficie irregular de la unidad 1. (b) Bloque moderadamente vesiculado de textura afanítica del sector superior de la unidad 1. (c) Corte de carretera exponiendo las zonas masiva y superior de la unidad 1. (d) Bloque escasamente vesiculado de textura afanítica de la zona masiva de la unidad 1. (e y f) Frente de lava de la unidad de flujo 2. (g) Relación estratigráfica de las unidades de flujo 3 y 4. (h) Frente de lava de la unidad de flujo 4.

La zona masiva de la unidad 1 está compuesta por bloques de lava de textura afanítica con vesículas alargadas con dirección de flujo. Por otro lado, la zona superior está compuesta por fragmentos y grandes bloques de lava moderadamente vesiculados (Figura 26). Esta unidad de flujo se considera como la primera en ser emitida debido a que la sobreyacen o bordean el resto de las unidades de flujo.

La unidad de flujo 2 bordea la topografía preexistente de la unidad 1, por lo cual se considera más reciente. Presenta una morfología de lavas en bloques de textura afanítica escasamente vesiculados.

La unidad 3 sobreyace a las unidades de flujo 1 y 2 y representa el emplazamiento de un canal de lava con una longitud máxima desde el borde de la caldera de ~11 km (Figura 28a). Este canal de lava tiene una amplitud de ~480 m en el sector más cercano a la fuente, aumentando hasta ~1.6 km en su parte más distal de la fuente (Sector distal). Este canal de lava se encuentra separado por márgenes estacionarios (*levees*) y crestas (*ridges*) perpendiculares a la dirección del flujo de hasta 3m de altura (Figura 28b y c).

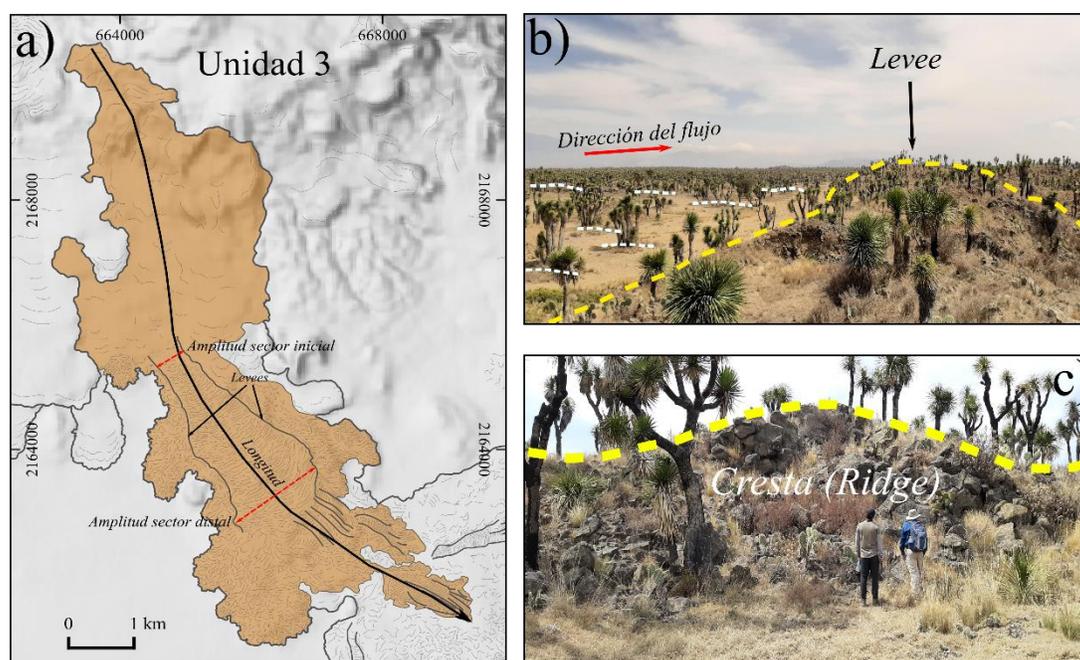


Figura 28. a) Representación esquemática de la morfología y parámetros morfométricos del canal de lava de la unidad 3 del flujo de lava Sarabia. b) Margen estacionario y crestas “ridges” paralelas a la dirección del flujo mostradas en la superficie del canal de lava de la unidad 3 del flujo de lava Sarabia. c) Cresta o “ridge” ubicada al interior del canal de lava.

La unidad 4 sobreyace a la unidad 3, posee una morfología de lavas en bloque de textura porfídica con cristales de plagioclasa y olivino. Mediante el uso de imágenes satelitales se observa que la unidad 4 está compuesta por una serie de pulsos intra-flujo distribuidos y apilados entre si en dirección al sureste. Mientras que la unidad 5 representa el último pulso eruptivo perteneciente a los flujos de lava Sarabia.

Estos flujos de lava fueron fechados aplicando el método de paleomagnetismo por Juárez-Arriaga et al., (2018), obteniendo edades que oscilan entre 2080 y 2380 años BC (Figura 33). Además, estos flujos de lava son sobreyacidos parcialmente al norte por el flujo de lava El Pájaro.

4.5 Flujo de lava El Limón

El flujo de lava El Limón se encuentra distribuidos en el sector sureste del borde sur de la caldera de los Humeros, cubren un área de $\sim 48 \text{ km}^2$ y poseen una longitud desde el borde de la caldera hasta su frente de $\sim 15 \text{ km}$ (Figura 26b). Estos flujos de lava poseen una morfología de lavas en bloque moderadamente vesiculados, son de color gris oscuro de textura porfídica con cristales de plagioclasa y olivino (Figura 29b).

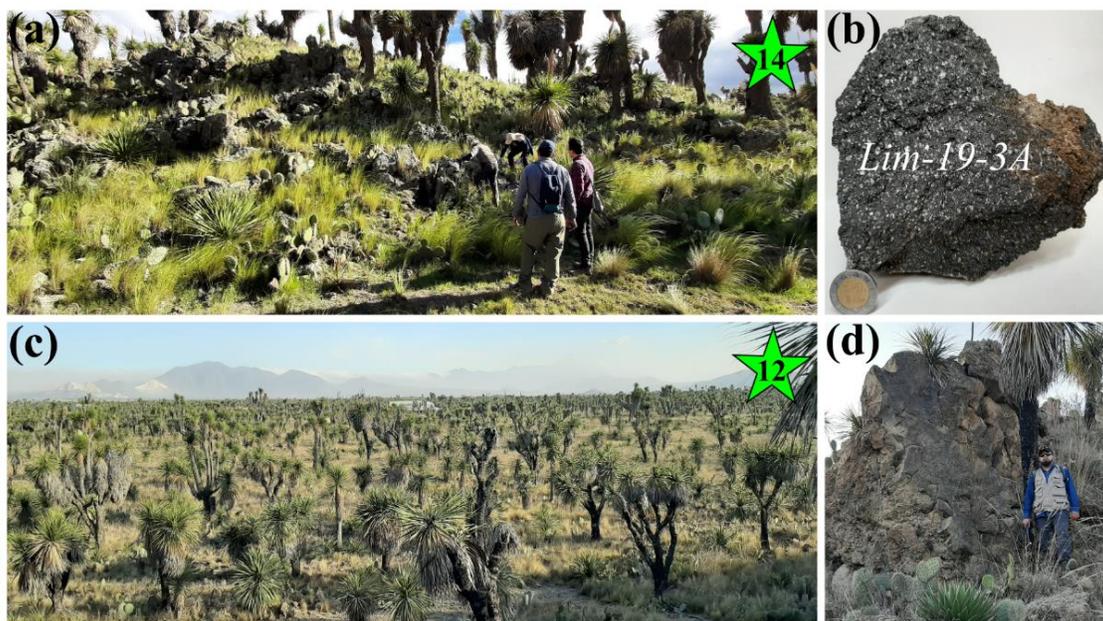


Figura 29. Fotografías del flujo de lava El Limón. (a) Frente de lava de la unidad de flujo 3 del flujo de lava El Limón. (b) Muestra de mano Lim-19-3A (c) Superficie relativamente plana del flujo de lava El Limón. (d) Bloque de lava aislado mostrando una corteza tipo aa proveniente del flujo de lava El Limón.



Figura 30. Fotografías de los flujos El Limón. (a) Bloques de lava sobre la superficie de los flujos de lava El Limón. (b) Enclave de pómez preservados en bloques de lava. (c) Enclave de lava oxidado rodeado por los flujos El Limón. (d) Enclave de bloques de obsidiana con líticos accidentales (obsidiana, pómez, riolita?, escoria). (e) Superficie compuesta por bloques de lava parcialmente oxidados y fragmentados.

El análisis de imágenes satelitales y relaciones en campo han permitido identificar 4 unidades de flujo principales. Estas cuatro unidades de flujo representan una serie de pulsos de lava cuya longitud desde el borde de la caldera disminuye desde los ~15 km (unidad 1) hasta los ~5.5 km (unidad 4). El flujo de lava el Limón posee una morfología de lavas en bloque con una superficie irregular compuesta por bloques de lava de entre ~4 a 5 m de altura, moderadamente vesiculados con frecuentes fragmentos líticos accidentales principalmente de obsidiana, cuarzo, riolita y pómez (Figura 30). Es interesante observar cómo fueron preservados esos fragmentos, sin presentar evidencias de haber sido fundidas, aunque fuera de manera parcial. La unidad 2 sobreyace a la unidad 1 y representa a un pulso de lava de lavas en bloque con una superficie compuesta por fragmentos angulosos y accidentados (Figura 29d).

Las unidades 3 y 4 presentan una morfología de lavas en bloques con una corteza compuesta por bloques de color gris oscuro de textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa y olivino, moderadamente vesiculados.

Estos flujos de lava han sido fechados por el método de paleomagnetismo por Juárez-Arriaga et al., (2018), obteniendo edades que oscilan entre 1330 – 660 años BC (Figura 33). Además, los flujos de las unidades 1 y 2 bordean la topografía preexistente de las lavas El Limón, haciendo evidente que fueron emplazados de manera posterior a estos últimos flujos y, por tanto, son más recientes (Figura 21).

4.6 Flujo de lava El Pájaro.

El flujo de lava El Pájaro se encuentra distribuido en la parte central del sector sur de la caldera de los Humeros y cubre un área más restringida en comparación con el resto de los flujos con ~25.7 km². El análisis de la morfología mediante el uso de imágenes satelitales permitió dividirlos en 3 unidades de flujo principales.

La unidad de flujo 1 posee una longitud máxima de ~8.2 km y cubre parcialmente a los flujos de lava Sarabia y Tepeyahualco. Esta unidad de flujo posee una morfología de lavas en bloques, de textura porfídica con cristales de plagioclasa, escasas vesículas alargadas y bandeamiento de flujo (Figura 32b). Los bloques son de aproximadamente 0.4 a cerca de 1 m de altura y poseen una delgada corteza áspera y oxidada de apenas ~10 cm de grosor

(Figura 32c). La unidad 2 está dividida en 2 miembros (2A y 2B), debido a que estas sobreyacen a la unidad 1 y no existe un contacto directo que ponga en evidencia su orden de emplazamiento.

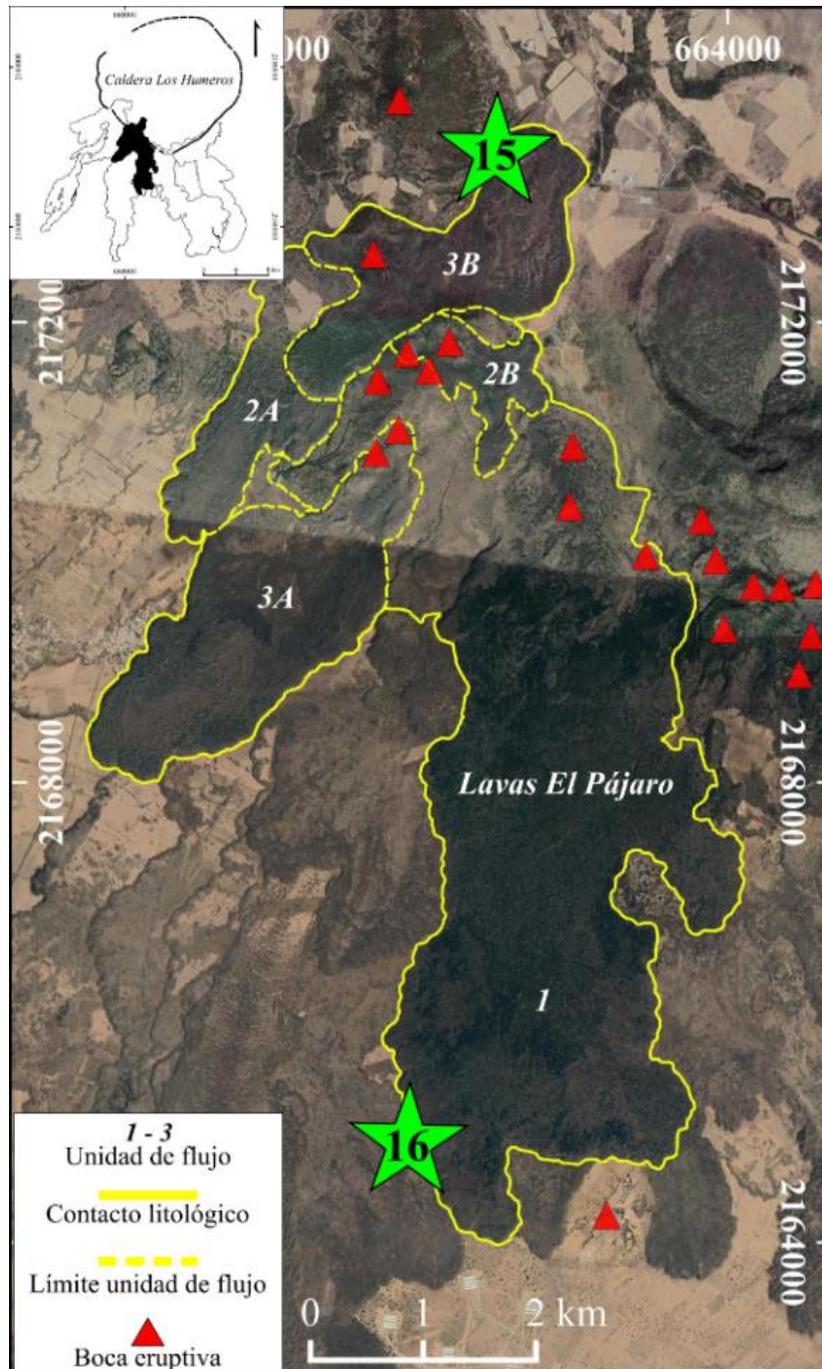


Figura 31. Distribución del flujo de lava El Pájaro. a) Imagen de referencia de los flujos de lava Sarabia y El Limón en la Caldera de los Hornos, Puebla. (b) Imagen satelital mostrando las unidades de flujo del flujo de lava El Pájaro.

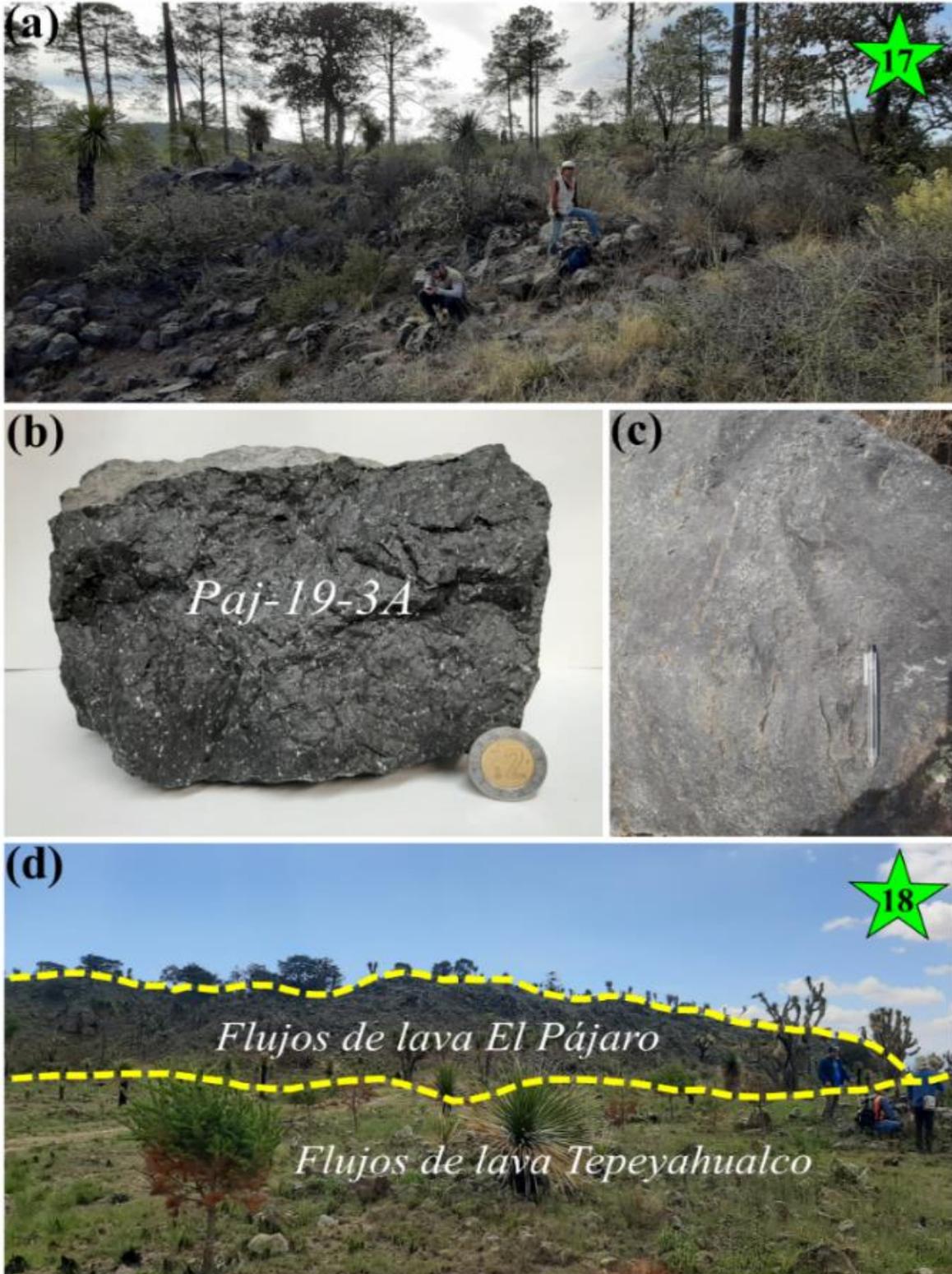


Figura 32. Fotografías de la unidad 1 del flujo El Pájaro. (a) Superficie de los flujos de lava. (b) Muestra de mano Paj-19-3A. (c) Bloque de lava afanítico, ligeramente vesiculado. (d) Contacto entre los flujos de lava El Pájaro (arriba) y Tepeyahualco (abajo).

La unidad de flujo 2A representa el emplazamiento de un canal de lava con una longitud máxima desde su posible fuente de emisión hasta su frente de ~3.4 km. Esta unidad de lava posee una morfología de lavas en bloque de textura porfídica con cristales de plagioclasa.

La unidad de flujo 2B representa un flujo de lava cuyo frente está dividido en 4 lóbulos con direcciones de flujo diferentes. La unidad 3 está dividida en 2 miembros (3A y 3B) debido a que ambos miembros sobreyacen a la unidad de flujo 1, existe un contacto entre las unidades 3A y 2A, revelando que la unidad 3A fue emitida posterior a la unidad 2A, y la unidad 3B sobreyace las unidades 1, 2A y 2B.

La unidad 3A fue emitida a través de una boca eruptiva que sobreyace a la unidad 1, alcanza una longitud de ~4 km, posee una morfología de lavas en bloques y cubre parcialmente a los flujos de lava Victoria. La unidad 3B representa el último evento eruptivo de este campo de lavas, esta unidad de flujo fue emitida al parecer a través de una sola boca eruptiva, creando una colada con un espesor de ~14 m. La colada presenta dos lóbulos principales con direcciones de flujo al suroeste y al noreste, cubriendo un área de ~2.87 km².

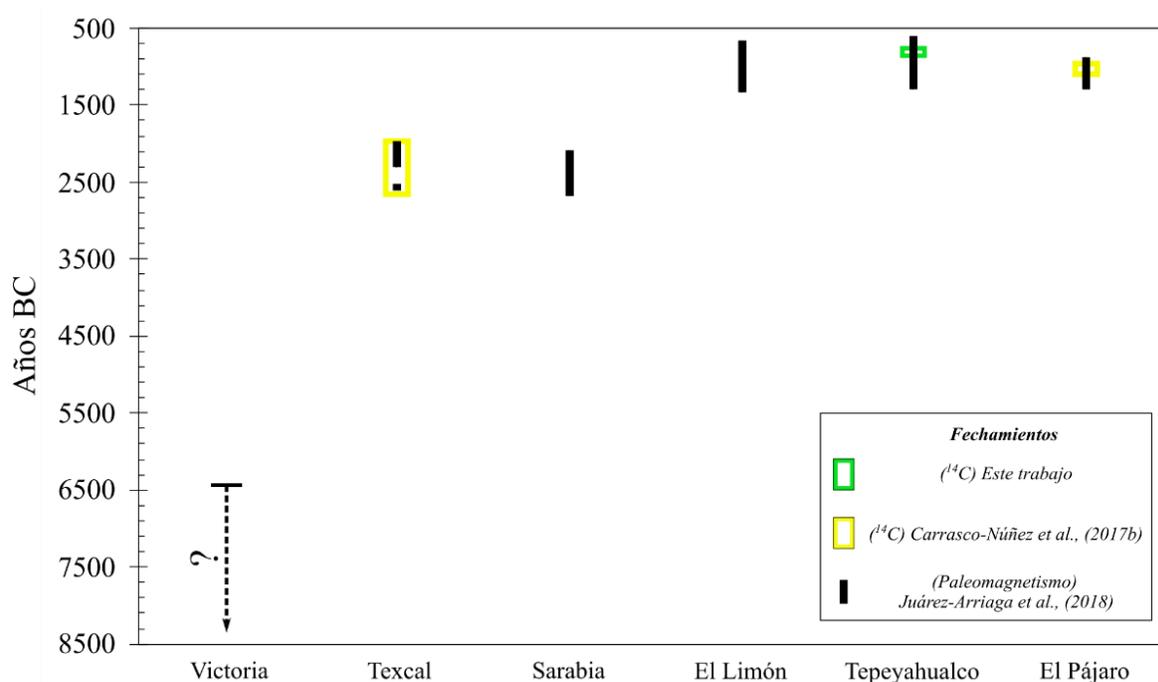


Figura 33. Cronología de los flujos de lava del sector sur de la caldera de los Humeros, Puebla.

Estos flujos de lava tienen una edad ^{14}C de 2860 ± 30 años BP (Cal 1117 – 930 años BC) reportada por Carrasco-Núñez et al., (2017b), misma que se traslapa con las edades paleomagnéticas que oscilan entre 876 – 2847 años BC (Juárez-Arriaga et al., 2018) (Figura 33). Además, estos flujos de lava se consideran como el último evento efusivo del campo de lavas estudiado, debido a que sobreyacen a la mayoría de los flujos de lava más recientes del campo.

Capítulo 5 - Morfometría de los flujos de lava

En este capítulo se describen los parámetros morfométricos (área, volumen, longitud, ancho y espesor) obtenidos para cada uno de los flujos de lava del borde sur de la caldera de los Humeros (Victoria, Texcal, Tepeyahualco, Sarabia, El Limón y El Pájaro). Los resultados se muestran en la tabla 2.

Para el cálculo de la tasa de efusión, velocidad y duración de la erupción fueron aplicados dos métodos diferentes, cuyas fórmulas han sido descritas previamente (sección 3.4.1.1). El primer método es el propuesto por Kilburn & Lopes (1991) utilizando la ecuación 4 (sección 3.4.1.1). Este método considera que la interacción entre el calor interno y la corteza exterior fría es importante en la evolución de un flujo de lava. Además, considera que el avance del flujo es gobernado por lava interna cerca del frente de lava, en donde se asume que el flujo es de tipo laminar (estable y uniforme). Debido a las bajas tasas de deformación, el uso de un modelo reológico Newtoniano parece ser razonable debido a las bajas tasas de deformación. El segundo modelo se basa en el método de Graetz (Pinkerton & Sparks, 1976; Hulme & Fielder, 1977; Guest et al., 1987), utilizando las ecuaciones 9 y 10 (sección 3.4.1.1). Este método considera una tasa de efusión continua y estable, sin considerar variaciones en el diámetro del conducto.

Sin embargo, la comparación de los valores obtenidos de ambos métodos es válido debido a que ambos asumen que los flujos de lava se detienen a causa enfriamiento, tal como se ha realizado en otros casos de estudio (ej. Carrasco-Núñez, 1997; Chevrel et al., 2013, 2016). Es por ello por lo que se ha considerado la obtención del valor promedio de ambos métodos como una forma de ponderar dichos métodos.

Los volúmenes calculados en este trabajo muestran valores inferiores durante el emplazamiento de los flujos Victoria con 0.46 km^3 y Texcal de 0.17 km^3 , esto seguido de un fuerte incremento en el volumen relacionado a los flujos de lava Sarabia de 1.63 km^3 y disminuyendo progresivamente con el tiempo hasta los flujos de lava El Pájaro (0.34 km^3) (Figura 34a). Además, se observan ciertas oscilaciones en los volúmenes calculados para las unidades de flujo de los flujos de lava Tepeyahualco, Sarabia y El Pájaro mostrando en general tendencias a disminuir con el tiempo, a excepción de los flujos Victoria (Figura 35).

Tabla 2. Parámetros morfométricos calculados en este trabajo para los flujos de lava del borde sur de la Caldera de los Humeros. Clave: (a) Método de Graetz, (b) Método Kilburn & Lopes (1991).

Flujo de lava	Unidad de flujo	Longitud L _m (m)	Amplitud W _m (m)	Espesor H (m)	Pendiente α (°)	Área (m ²)	Volumen (m ³)	Volumen (Km ³)	Tiempo de emplazamiento (Días)		Velocidad (m/día)		Tasa de efusión (m ³ /s)	
									a	b	a	b	a	b
Victoria	1	8339	6389.99	3.68	3.68	2.96E+07	1.09E+08	0.109	10.19	76.12	1046.12	140.04	1830.31	206.64
	2	10660	5073.62	10.55	9.03	3.34E+07	3.52E+08	0.352	10.19	76.12	1046.12	140.04	647.79	53.53
Texcal	1	16104.00	1176.47	5.59	1.65	2.11E+07	1.18E+08	0.118	2.86	0.60	5625.78	26744.49	428.14	2263.05
	2	7681.00	789.75	5.61	1.61	5.67E+06	3.18E+07	0.032	2.89	0.83	2662.28	9215.85	136.54	441.84
	3	4296.00	815.11	5.17	3.19	3.43E+06	1.77E+07	0.018	2.45	2.58	1755.24	1663.46	85.58	79.45
Sarabia	1	15546.00	4259.58	11.19	1.37	3.93E+07	4.40E+08	0.440	11.48	7.52	1353.83	2066.62	747.14	676.56
	2	16525.00	1898.32	14.32	1.25	1.78E+07	2.55E+08	0.255	18.79	4.71	879.62	3510.04	276.71	627.15
	3	11824.00	2304.31	25.79	1.95	2.25E+07	5.79E+08	0.579	60.96	40.42	193.97	292.51	133.43	165.87
	4	6918.00	1228.14	16.78	4.32	1.58E+07	2.65E+08	0.265	25.79	34.49	268.24	200.59	63.97	88.81
	5	3844.00	1332.30	16.09	13.57	5.40E+06	8.69E+07	0.087	23.72	192.86	162.09	19.93	40.21	5.21
El Limón	1	15739.79	1872.13	11.96	0.57	4.75E+07	5.68E+08	0.568	13.10	1.55	1201.36	10152.91	311.25	4238.73
	2	9895.37	1160.74	10.15	1.40	2.50E+07	2.54E+08	0.254	9.44	2.71	1047.72	3655.80	142.90	1085.64
	3	7444.14	1595.16	7.03	1.36	2.40E+07	1.68E+08	0.168	4.53	2.30	1644.63	3233.73	213.40	847.08
	4	5598.47	2418.39	10.25	3.44	2.28E+07	2.34E+08	0.234	9.63	24.97	581.15	224.21	166.78	108.40
Tepeyahualco	1A	7389.00	3767.70	13.49	1.18	2.09E+07	2.82E+08	0.282	16.68	17.51	443.01	421.89	260.63	186.35
	1B	7510.00	3038.95	10.47	1.47	1.73E+07	1.81E+08	0.181	10.05	10.43	747.45	720.03	275.28	200.53
	1C	7169.00	2656.21	11.94	1.58	1.44E+07	1.71E+08	0.171	13.07	13.35	548.56	536.95	201.39	148.61
	2A	8948.00	2103.90	17.80	1.10	1.34E+07	2.39E+08	0.239	29.04	13.11	308.11	682.60	133.56	210.65
	2B	6071.00	1264.07	14.97	2.53	8.34E+06	1.25E+08	0.125	20.55	18.89	295.46	321.47	64.73	76.56
	3	3300.00	1118.33	12.19	2.00	3.95E+06	4.82E+07	0.048	13.61	16.10	242.46	205.00	38.25	34.64
El Pájaro	1	8272.00	2159.93	12.08	4.92	1.76E+07	2.13E+08	0.213	13.36	29.93	618.99	276.40	186.87	82.26
	2A	3430.00	735.05	9.62	10.38	1.77E+06	1.70E+07	0.017	8.48	32.74	404.53	104.77	33.10	6.02
	2B	1639.00	414.25	8.77	10.50	9.85E+05	8.64E+06	0.009	7.04	32.43	232.80	50.54	9.78	3.08
	3A	4019.00	1205.94	13.74	3.35	4.15E+06	5.70E+07	0.057	17.31	30.34	232.24	132.45	44.54	21.74
	3B	2294.00	778.50	14.64	5.18	2.87E+06	4.20E+07	0.042	19.63	60.15	116.86	38.14	15.41	8.08

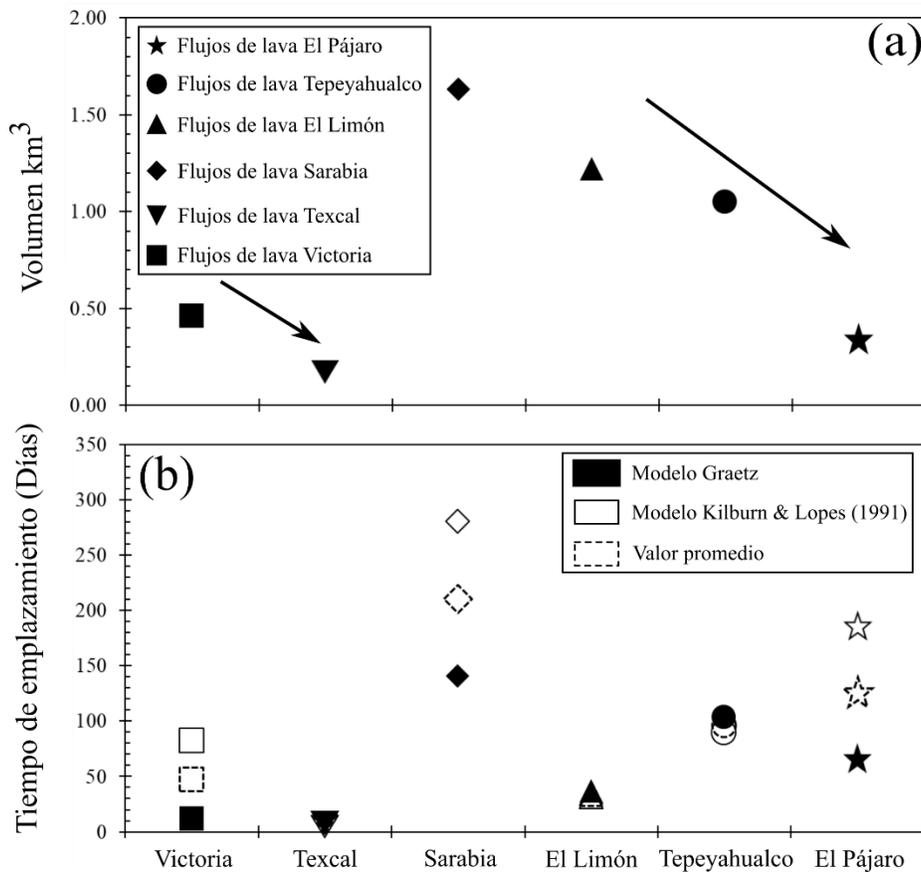


Figura 34. Graficas de parámetros físicos para los flujos de lava del sector sur de la caldera de los Humeros (a) Volumen DRE y (b) tiempo de emplazamiento calculados en este trabajo.

Con respecto a tiempo de emplazamiento, se observan valores más precisos con menos dispersión para los flujos de lava Texcal, El Limón y Tepeyahualco en comparación con los flujos de lava Victoria, Sarabia y El Pájaro (Figura 34b).

Los tiempos de emplazamiento calculados para los diferentes flujos muestran, en general, mucha dispersión en sus etapas finales; sin embargo, es posible identificar algunas tendencias generales tales como el incremento con respecto al tiempo para los flujos de lava Victoria, Sarabia, El Limón y El Pájaro, además de ciertas oscilaciones para los flujos de lava Tepeyahualco y Texcal (Figura 36). En el caso de la velocidad y tasas de efusión, ambos parámetros muestran en general una tendencia a disminuir con el tiempo. Se aprecia una mayor dispersión de ambos valores durante las etapas iniciales, como en el caso de los flujos de lava Victoria, Texcal, El Limón y El Pájaro (Figuras 37 y 38).

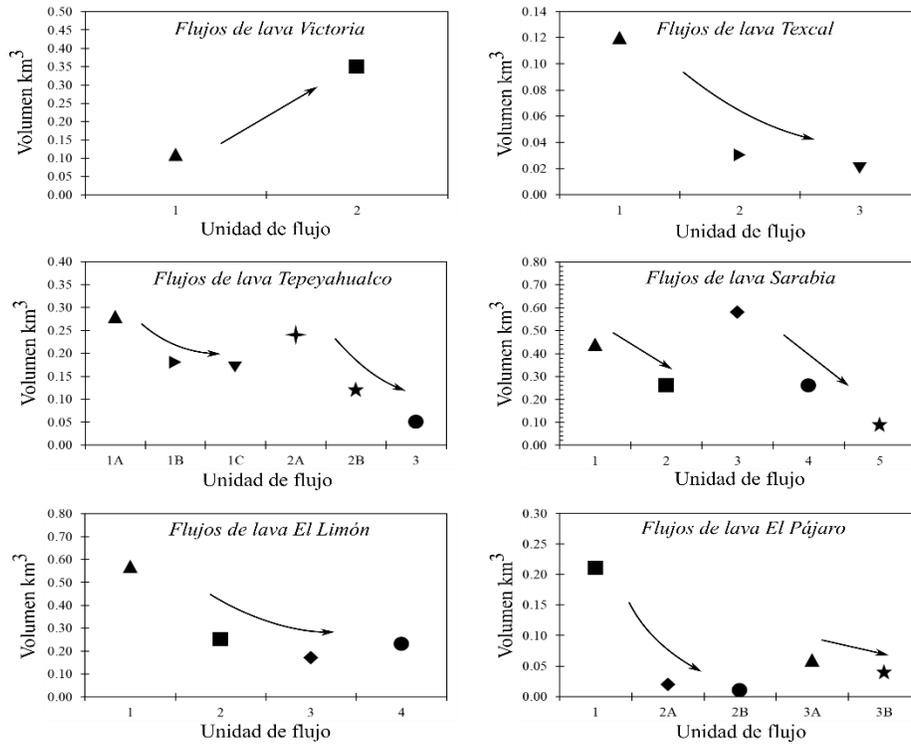


Figura 35. Volúmenes calculados en este trabajo para las unidades de flujo que componen los flujos de lava del sector sur de la caldera de los Humeros.

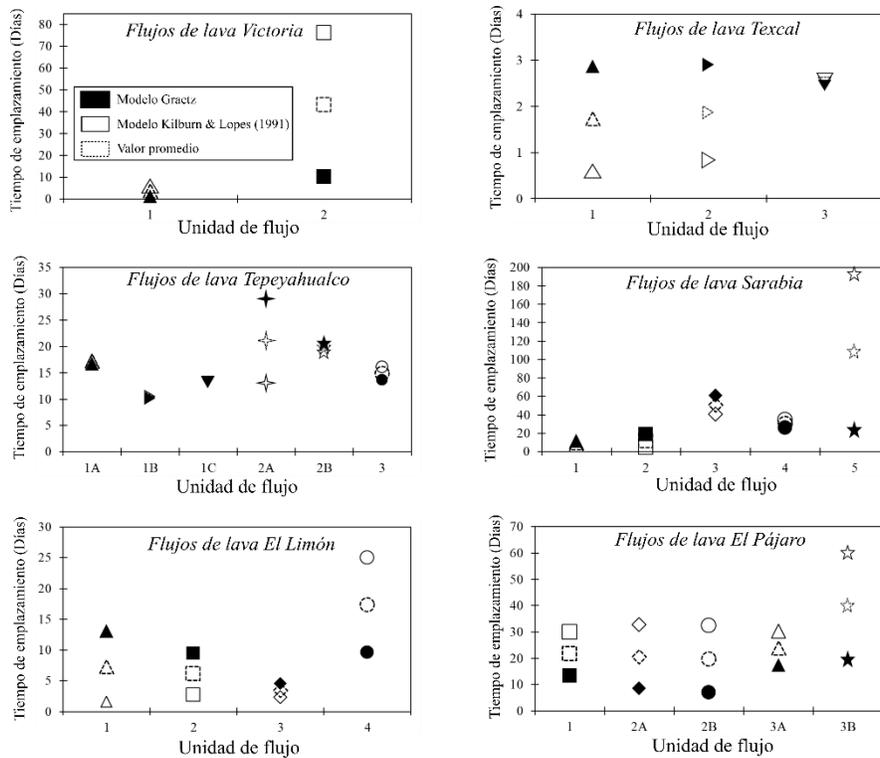


Figura 36. Tiempo de emplazamiento estimado en este trabajo para las unidades de flujo que componen los flujos de lava del sector sur de la caldera de los Humeros.

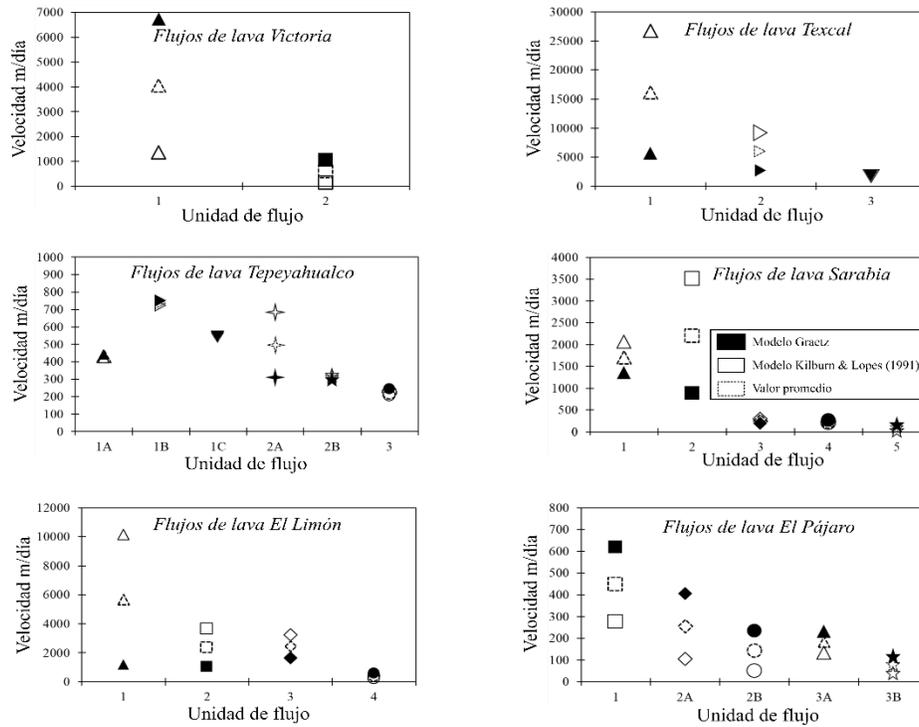


Figura 37. Velocidades estimadas en este trabajo para las unidades de flujo que componen los flujos de lava del sector sur de la caldera de los Humeros.

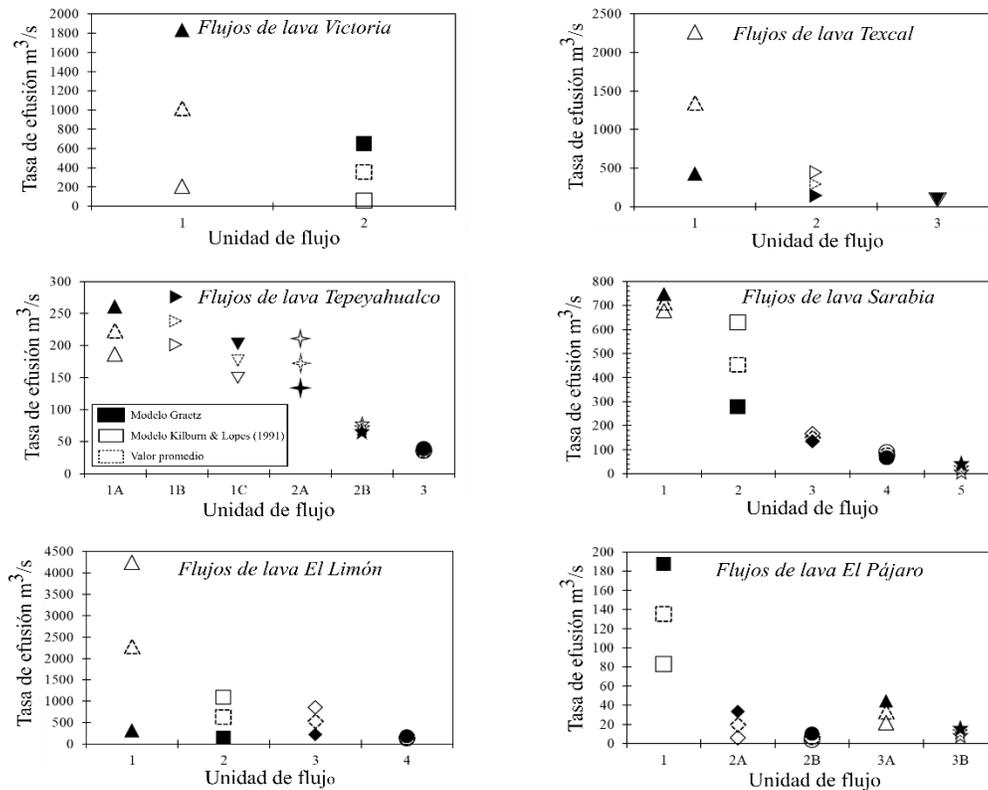


Figura 38. Tasas de efusión estimadas en este trabajo para las unidades de flujo que componen los flujos de lava del borde sur de la caldera de los Humeros.

Capítulo 6 - Composición de los flujos de lava

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos de los estudios petrográficos y análisis geoquímicos de roca total de las muestras del campo de lavas del borde sur de la caldera de los Humeros.

6.1 Petrografía

En esta etapa se realizaron estudios petrográficos a las muestras del campo de lavas del sector sur de la caldera de los Humeros. Dicho estudio consistió en realizar una detallada descripción de las texturas y mineralogía presentes en las muestras estudiadas. Los resultados se muestran en la tabla 3. A continuación se describe de manera separada la petrografía de cada flujo de lava.

6.1.1 Flujo de lava Victoria

Las muestras del flujo Victoria presentan una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, 2 piroxenos, olivino y minerales opacos, embebidos en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa con un arreglo pilotaxítico, con orientación de flujo y vidrio, en menor proporción (Figura 39). Además, presentan vesículas alargadas con orientación de flujo.

La plagioclasa es la fase mineral más abundante y se presenta como fenocristales euhedrales > subhedrales, con una abundancia de entre 5% a 8%, tamaños de entre 0.4 a 1mm de longitud, presentando maclado simple y polisintético. Los fenocristales de plagioclasa de los flujos de lava Victoria son predominantemente labradorita-bitownita (determinadas por el método Michel-Lévy), mostrando algunos una textura de tamiz (sieve) y zoneamiento (~2% a 3%).

En cuanto a los piroxenos, el ortopiroxeno es el más abundante y se presenta como fenocristales subhedrales > euhedrales con una abundancia de entre 2% a 3% y tamaños de entre 0.3 a 0.7mm de longitud. El clinopiroxeno se presenta como fenocristales subhedrales > anhedrales con una abundancia de ~1% y tamaños de entre 0.3mm a 0.5mm de longitud.

El olivino es la fase mineral menos abundante y se presenta como micro-fenocristales anhedrales > subhedrales con una abundancia de ~1% y tamaños de entre 0.2 a 0.4mm de longitud.

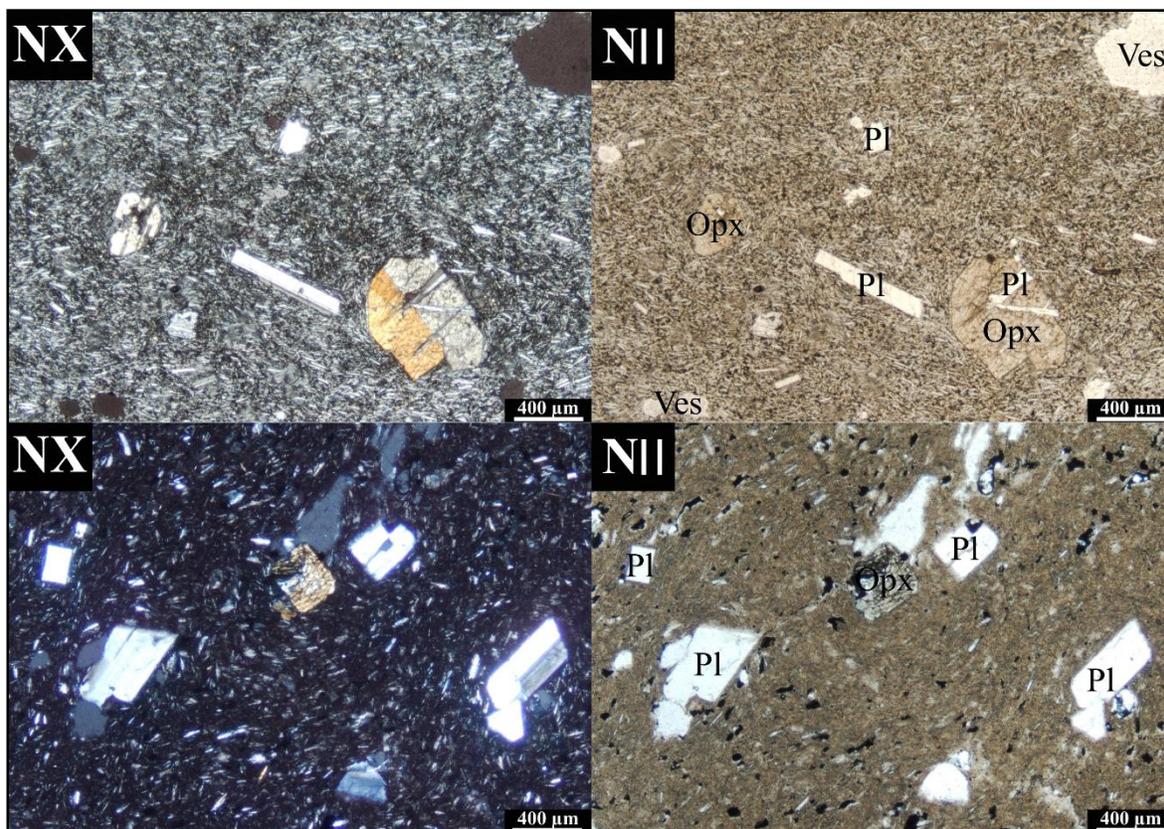


Figura 39. Fotomicrografías de láminas delgadas de las muestras de los flujos de lava Victoria. (NX) Nícoles cruzados. (NII) Nícoles paralelos. Clave de minerales: Pl-plagioclasa; Opx-ortopiroxeno; Ves-vesículas

6.1.2 Flujo de lava Texcal

Las muestras del flujo de lava Texcal presentan una textura porfídica-intersertal, con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y minerales opacos sobre una matriz microlítica de plagioclasa con textura pilotaxítica, sin orientación de flujo (Figura 40). Además, presentan vesículas con una abundancia de ~10% a 15%.

La plagioclasa es la fase mineral más abundante y se presenta como fenocristales subhedrales > euhedrales con una abundancia de entre 50% a 55%, tamaños de entre 0.4 a 1.3 mm de longitud, presentando maclado carlsbad-albita y polisintético. Los fenocristales de plagioclasa del flujo de lava Texcal son predominantemente del grupo de la labradorita-

bytownita o anortita (determinadas por el método Michel-Lévy), encontrándose algunos con textura de tamiz y zoneamiento (~1 a 3%).

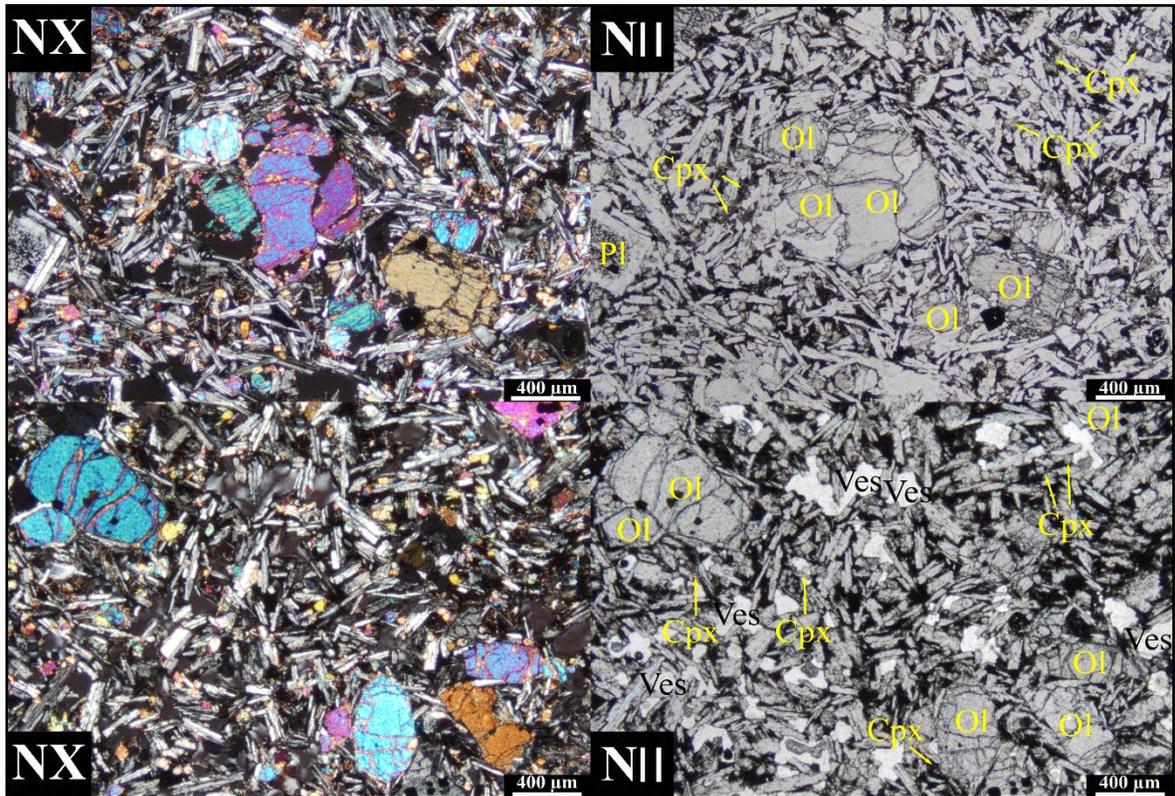


Figura 40. Micrografías de láminas delgadas de las muestras del flujo de lava Texcal. (NX) Nícoles cruzados. (NII) Nícoles paralelos. Clave de minerales: Pl-plagioclasa; Ol-Olivino; Cpx-Clinopiroxeno; Ves-vesículas

El olivino se presenta como fenocristales anhedrales > subhedrales con una abundancia de entre 15% a 20% y tamaños de entre 0.4 a 1.3 mm de longitud. Además, se observan microlitos de olivino dispersos en la matriz.

El clinopiroxeno se presenta como fenocristales anhedrales > subhedrales con textura subofítica, creciendo en forma de listones entre intersticios de plagioclasas, se observan parcialmente oxidados y reemplazados por minerales opacos.

6.1.3 Flujo de lava Tepeyahualco.

Las muestras del flujo de lava Tepeyahualco presentan una textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa, 2 piroxenos, olivino y minerales opacos sobre una matriz

compuesta por microlitos de plagioclasa con textura pilotaxítica, orientación de flujo y vidrio en menor proporción (Figura 41). Además, presentan vesículas con orientación de flujo y una abundancia de ~7% a 15%.

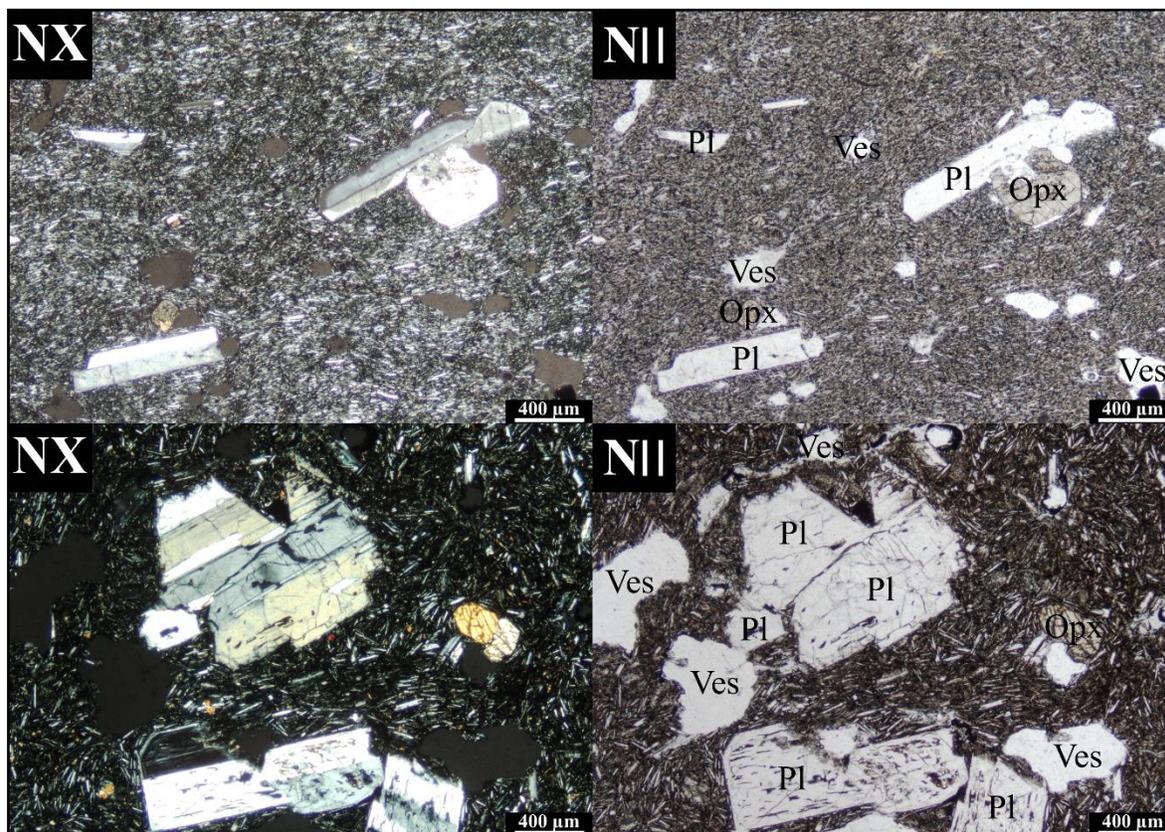


Figura 41. Micrograffías de láminas delgadas de las muestras del flujo de lava Tepeyahualco. (NX) Nícoles cruzados. (NII) Nícoles paralelos. Clave de minerales: Pl-plagioclasa; Opx-Ortopiroxeno; Ves-vesículas.

La plagioclasa se presenta como fenocristales euhedrales > subhedrales con una abundancia de entre 5% a 15%, tamaños de entre 0.4 a 2mm de longitud, presentando maclado simple y polisintético. Los fenocristales de plagioclasa de los flujos de lava Tepeyahualco son predominantemente labradorita-bytownita (determinadas por el método Michel-Lévy). Escasos fenocristales de plagioclasa (~1% a 2%) presentan textura de tamiz, zoneamiento y bahías de exsolución.

Con relación a los piroxenos, el ortopiroxeno se presenta como fenocristales subhedrales > euhedrales, con una abundancia de entre 1% a 2% y tamaños de entre 0.2mm a 0.5mm de longitud; mientras que el clinopiroxeno se presenta como fenocristales

subhedrales > anhedrales, con una abundancia de entre 1% a 3% y tamaños de entre 0.2mm a 0.5mm de longitud.

El olivino se presenta como fenocristales anhedrales > subhedrales con una abundancia de entre 1% a 3%, tamaños de entre ~0.3mm a escasos fenocristales con una longitud de ~1.3mm.

6.1.4 Flujo de lava Sarabia.

Las muestras del flujo de lava Sarabia presentan una textura porfídica y porfídica-intersertal, fenocristales de plagioclasa, 2 piroxenos, olivino y minerales opacos sobre una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa con textura intersertal, arreglo pilotaxítico y vidrio, en menor proporción (Figura 42). Además, las muestras presentan alta vesicularidad con una abundancia de entre ~10% a 35%.

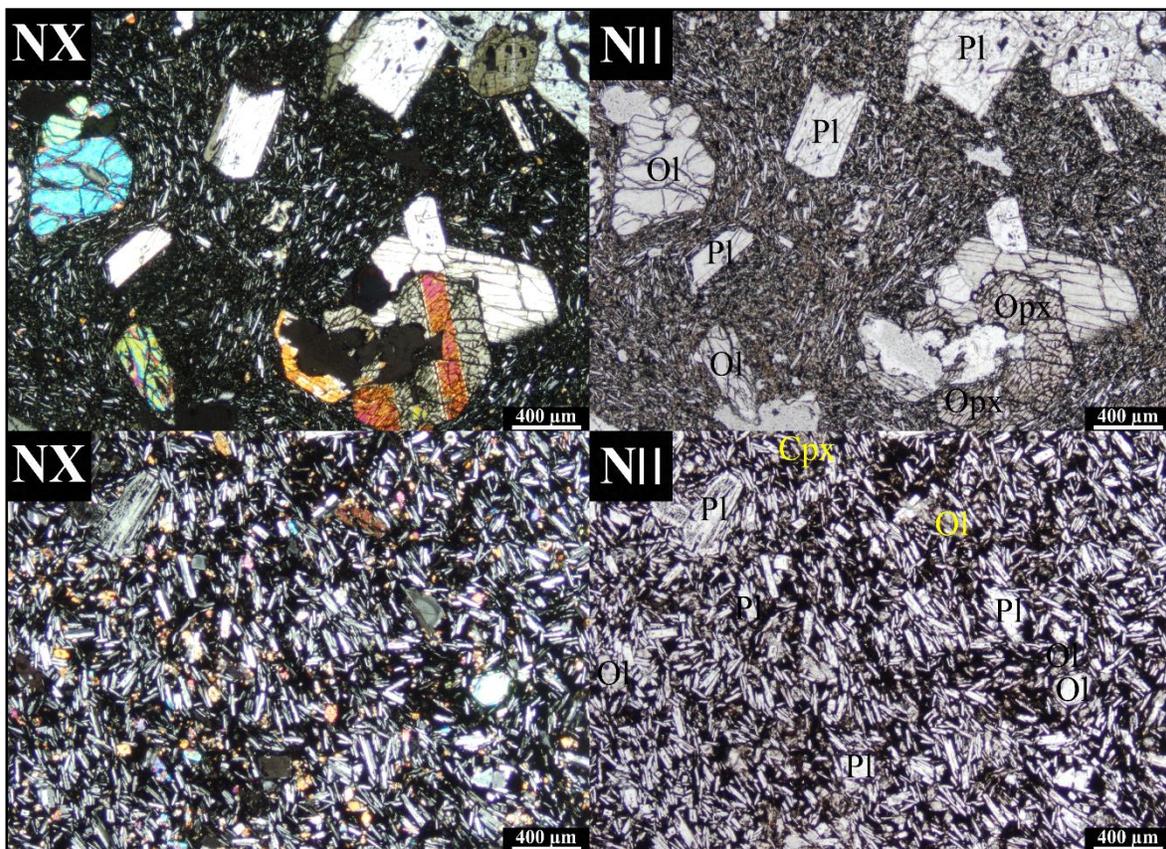


Figura 42. Micrografías de láminas delgadas de las muestras del flujo de lava Sarabia. (NX) Nícoles cruzados. (NII) Nícoles paralelos. Clave de minerales: Pl-plagioclasa; Opx-Ortopiroxeno; Ol-Olivino; Ves-vesículas.

La plagioclasa se presenta como fenocristales subhedrales > euhedrales, con una abundancia que varía de entre 7% a 30%, tamaños de entre 0.4 a 2mm de longitud, presentando maclado carlsbad-albita y polisintético. Los fenocristales de plagioclasa de los flujos de lava Sarabia son predominantemente anortitas-labradoritas (determinadas por el método Michel-Lévy). Abundantes fenocristales de plagioclasa presentan textura de tamiz, zoneamiento y bahías de exsolución.

El clinopiroxeno se presenta como fenocristales subhedrales > anhedrales con tamaños de entre 0.4mm a escasos fenocristales con ~1.7mm de longitud y una abundancia de ~1% a 7%. Solo algunos fenocristales de clinopiroxeno presentan bordes de reacción. El ortopiroxeno se presenta como fenocristales subhedrales > anhedrales con tamaños de entre 0.3mm a escasos fenocristales, con 1mm de longitud y una abundancia de ~1% a 10%.

El olivino se presenta como fenocristales anhedrales > subhedrales con tamaños de entre 0.4mm a escasos fenocristales con una longitud de ~2mm y una abundancia de entre ~1% a 5%.

6.1.5 Flujo de lava El Limón

Las muestras del flujo de lava Limón presentan textura porfídica y porfídica-intersertal, contienen fenocristales de plagioclasa, 2 piroxenos, olivino y minerales opacos sobre una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa con textura intersertal, mostrando un arreglo pilotaxítico y vidrio, en menor proporción (Figura 43). Además, las muestras presentan alta vesicularidad estimada entre ~10% a 20%.

La plagioclasa se presenta como fenocristales subhedrales > euhedrales con una abundancia que varía de entre 7% a 20%, tamaños de entre 0.4 a 1mm de longitud, con escasos fenocristales con una longitud de 2mm. Presentan maclado carlsbad-albita y polisintético. Los fenocristales de plagioclasa son predominantemente anortitas > labradoritas (determinadas por el método Michel-Lévy).

En relación con los piroxenos, el ortopiroxeno es el más abundante y se presenta como fenocristales subhedrales > euhedrales con tamaños de entre 0.3mm a 1.4mm de longitud y abundancias de entre ~2% a 8%. El clinopiroxeno se presenta como fenocristales anhedrales > subhedrales con tamaños de entre 0.3mm a 0.4mm de longitud y abundancias de entre ~1%

a 2%. Además, se observan bordes de reacción de fenocristales de clinopiroxeno. El olivino se presenta como fenocristales anhedrales > subhedrales con tamaños de entre 0.3mm a 0.5mm de longitud y escasos fenocristales con 1.2mm de longitud.

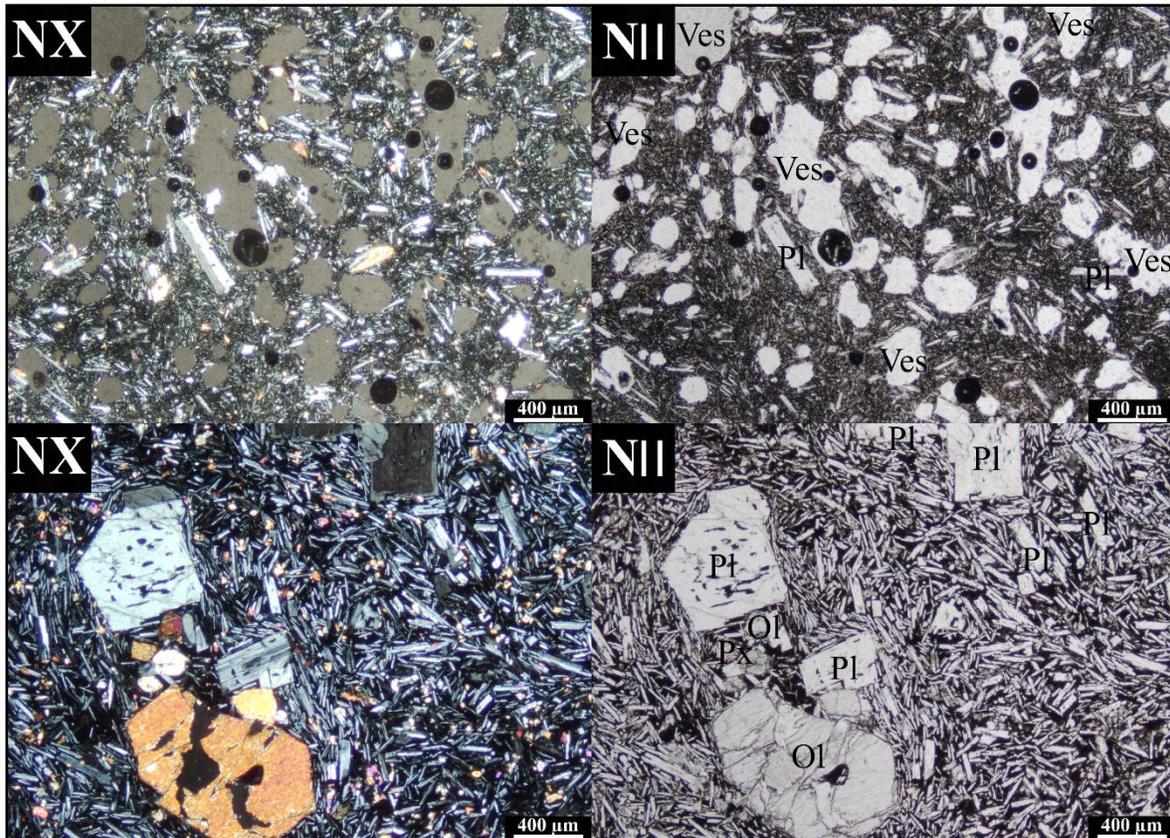


Figura 43. Micrografías de láminas delgadas de las muestras del flujo de lava El Limón. (NX) Nícoles cruzados. (NII) Nícoles paralelos. Clave de minerales: Pl-plagioclasa; Ol-Olivino; Ves-vesículas.

6.1.6 Flujo de lava El Pájaro

Las muestras del flujo de lava El Pájaro presentan una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico y 2 piroxenos sobre una matriz compuesta por microlitos de feldespato potásico con textura traquílica, orientación de flujo y vidrio (Figura 44). Además, Las muestras presentan una baja vesicularidad, orientación de flujo y una abundancia de ~3% a 5%.

La plagioclasa se presenta como fenocristales euhedrales > subhedrales con una abundancia que varía de entre 5% a 7% y tamaños de entre 0.3 a 0.1mm de longitud.

Presentan maclado simple y ocasionalmente carlsbad-albita y se identificaron como andesinas (determinadas por el método Michel-Lévy).

El feldespato potásico se presenta como fenocristales euhedrales > subhedrales con una abundancia de entre ~7% a 12% y tamaños de entre 0.4mm a ~1mm de longitud. Los fenocristales de feldespato potásico son identificados como Sanidino.

El ortopiroxeno se presenta como fenocristales euhedrales > subhedrales con tamaños de entre 0.3mm a 0.5mm de longitud. El clinopiroxeno se presenta como fenocristales euhedrales > subhedrales con tamaños de entre 0.3mm a 0.4mm de longitud.

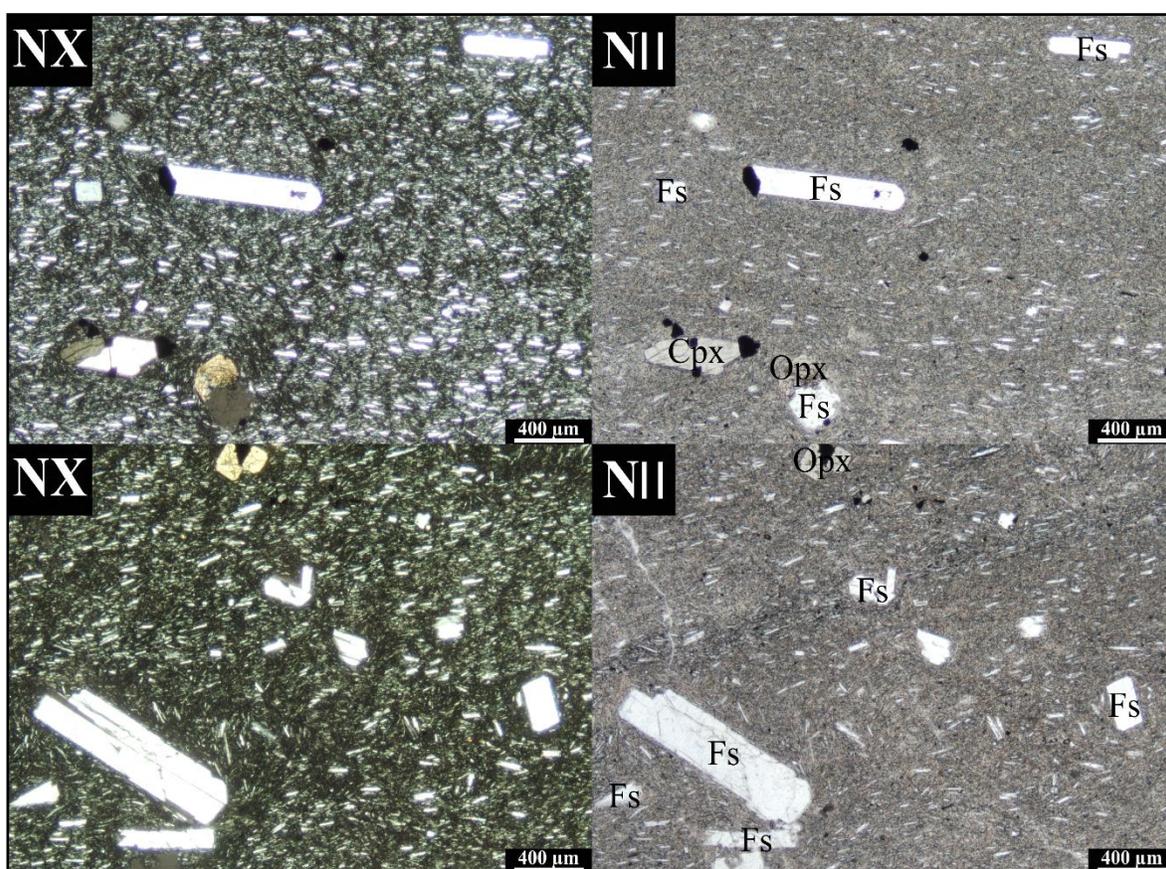


Figura 44. Micrografías de láminas delgadas de las muestras del flujo de lava El Pájaro. (NX) Nícoles cruzados. (NII) Nícoles paralelos. Clave de minerales: Pl-plagioclasa; Fs-Feldespato potásico; Opx-Ortopiroxeno; Cpx-Clinopiroxeno; Ves-vesículas.

Tabla 3. Resumen de los resultados del análisis petrográfico de las muestras de los flujos de lava del borde sur de la caldera de los Humeros. Clave de minerales: Pl-Plagioclasa; Ol- Olivino; Cpx-Clinopiroxeno; Opx-Ortopiroxeno; Fs-Feldespatos potásico; Op-Minerales opacos.

Flujos de lava	Unidades de flujo	Muestra	Mineralogía primaria	Minerales - Estimación visual %							Clasificación Petrográfica
				Pl	Ol	Cpx	Opx	Fs	Op	Total %	
Victoria	1	HK-14-37	Pl > Opx > Ol	5	1		2		1	9	Andesita basáltica de Opx
		Vic-19-1A	Pl > Opx > Ol	5	1		2		1	9	Andesita basáltica de Opx
	2	HJ-14-70	Pl > Opx > Ol	7	1		3		1	12	Andesita basáltica de Opx
		HK-14-15	Pl > Opx > Cpx + Ol	8	1	1	2		1	13	Andesita basáltica de 2px
		HK-14-17	Pl > Opx > Cpx + Ol	7	1	1	3		1	13	Andesita basáltica de 2px
		HK-14-18	Pl > Opx > Cpx + Ol	5	1	1	2		1	10	Andesita basáltica de 2px
		HK-14-36	Pl > Opx > Cpx > Ol	5	1	1	2		1	10	Andesita basáltica de 2px
		HK-14-38	Pl > Opx > Cpx + Ol	5	1	1	2		1	10	Andesita basáltica de 2px
		HK-14-39	Pl > Opx > Ol	5	2		3		1	11	Andesita basáltica fluidal de Opx
		HK-14-40	Pl > Opx > Cpx + Ol	5	1	1	3		1	11	Andesita basáltica de 2px
Texcal	1	Tex-19-1A	Pl > Ol > Cpx	30	15	3			2	50	Basalto de olivino
	2	Tex-19-2A	Pl > Ol > Cpx	30	15	5			2	52	Basalto de olivino
		Tex-19-2B	Pl > Ol > Cpx	32	15	5			2	54	Basalto de olivino
	3	HK-14-16	Pl > Ol > Cpx	35	18	7			1	61	Basalto de olivino
Sarabia	1	Sar-19-1B	Pl > Ol > Cpx	10	3	1			1	15	Andesita basáltica microlítica de Ol y Cpx
	2	Sar-19-2A	Pl > Cpx > Opx + Ol	10	1	3	1		1	16	Andesita basáltica microlítica de 2px
		HK-14-47	Pl > Cpx > Opx + Ol	7	2	3	2		1	15	Andesita basáltica de 2px
	3	HK-14-19	Pl > Cpx + Opx + Ol	10	2	2	2		1	17	Andesita basáltica microlítica de 2px + Ol
		HK-14-23	Pl > Cpx + Opx + Ol	10	2	2	2		1	17	Andesita basáltica microlítica de 2px + Ol
		HK-14-46	Pl > Cpx	7		2			1	10	Andesita porfídica de Cpx
4	Sar-19-1A	Pl > Cpx > Opx > Ol	15	2	5	3		1	26	Andesita basáltica porfídica de 2px	

		HK-14-45	Pl > Opx > Ol	20	5	10	1	36	Andesita basáltica porfídica de Opx		
	5	Sar-19-1D	Pl > Ol > Cpx	10	3	1	1	15	Andesita basáltica microlítica de Ol y Cpx		
El Limón	1	HJ-14-42	Pl > Ol > Cpx > Opx	7	3	2	1	1	14	Andesita basáltica de Ol y 2px	
		HK-14-20	Pl > Opx > Cpx > Ol	7	1	2	3	1	14	Andesita basáltica de 2px	
		HK-14-48	Pl > Ol > Cpx + Opx	10	3	2	2	1	18	Andesita basáltica de Ol y 2px	
		HK-14-50	Pl > Ol > Cpx	10	3	2		1	16	Andesita basáltica de Ol y Cpx	
	2	Lim-19-2A	Pl > Ol > Opx > Cpx	7	3	1	2	1	14	Andesita basáltica de Ol y 2px	
	3	Lim-19-3A	Pl > Opx > Ol > Cpx	15	5	1	8	1	30	Andesita basáltica de 2px y Ol	
	4	HJ-14-39	Pl > Opx + Cpx + Ol	15	2	2	5	1	25	Andesita basáltica de 2px y Ol	
		HJ-14-40	Pl > Opx > Cpx + Ol	20	2	2	5	1	30	Andesita basáltica porfídica de 2px y Ol	
Tepeyahualco	1A	HJ-14-27	Pl > Ol > Opx	7	2		1	1	11	Andesita basáltica porfídica de Ol y Opx	
	1B	HJ-14-28	Pl > Cpx + Opx > Ol > Fs	5	1	2	2	1	1	12	Andesita basáltica porfídica de 2px
	1C	HJ-14-29	Pl > Opx > Cpx	5		1	2		1	9	Andesita basáltica porfídica de 2px
		HJ-14-30	Pl > Cpx + Opx > Ol	5	1	2	2		1	11	Andesita basáltica porfídica de 2px
		HJ-14-32	Pl > Cpx > Opx + Ol + Fs	7	1	2	1	1	1	13	Andesita basáltica porfídica de 2px
		HJ-14-71	Pl > Opx > Cpx + Ol + Fs	5	1	1	3	1	1	12	Andesita basáltica porfídica de 2px
	2A	HJ-14-73	Pl > Cpx + Opx + Ol	7	1	1	1		1	11	Andesita basáltica porfídica de 2px
	2B	Tep-19-3A	Pl > Cpx + Opx + Ol	10	1	1	1		1	14	Andesita basáltica porfídica de 2px
	3	HJ-14-31	Pl > Cpx + Opx > Ol	15	1	2	2		1	21	Andesita basáltica porfídica de 2px
	El Pájaro	1	HJ-14-33	Fs > Pl > Opx > Cpx	5		1	3	7		16
2A		Paj-19-3A	Fs > Pl > Cpx > Opx	4		3	1	6		14	Traquiandesita de 2px
2B		HJ-14-23	Fs > Pl > Cpx > Opx	4		2	1	5		12	Traquiandesita de 2px
3A		HJ-14-34	Fs > Pl > Cpx + Opx	5		1	1	7		14	Traquiandesita de 2px
3		HJ-14-22	Fs > Pl > Cpx + Opx	3		1	1	5		10	Traquiandesita de 2px

6.2 Geoquímica

Para la interpretación de los resultados derivados de los análisis geoquímicos de elementos mayores, se realizó la normalización al 100% (libre de LOI) del porcentaje en peso (wt%) total de óxidos mayores. Para los elementos traza se utilizaron las concentraciones obtenidas en ppm (partes por millón). Los resultados se muestran en las tablas 4 y 5.

6.2.1 Elementos mayores

En el diagrama de TAS (Le Maitre al., 1989) se observa que las muestras del campo de lavas del borde sur de la caldera de los Humeros son mayormente de carácter subalcalino de acuerdo al límite propuesto por Irvine y Baragar (1971) a excepción de algunas muestras de los flujos de lava El Pájaro (Figura 45). Composicionalmente varían desde basaltos hasta traquitas, con contenidos de SiO_2 que varían desde 48.3 hasta 67.7 % en peso y un #Mg que va de 25.01 a 69.03 (Figura 48a).

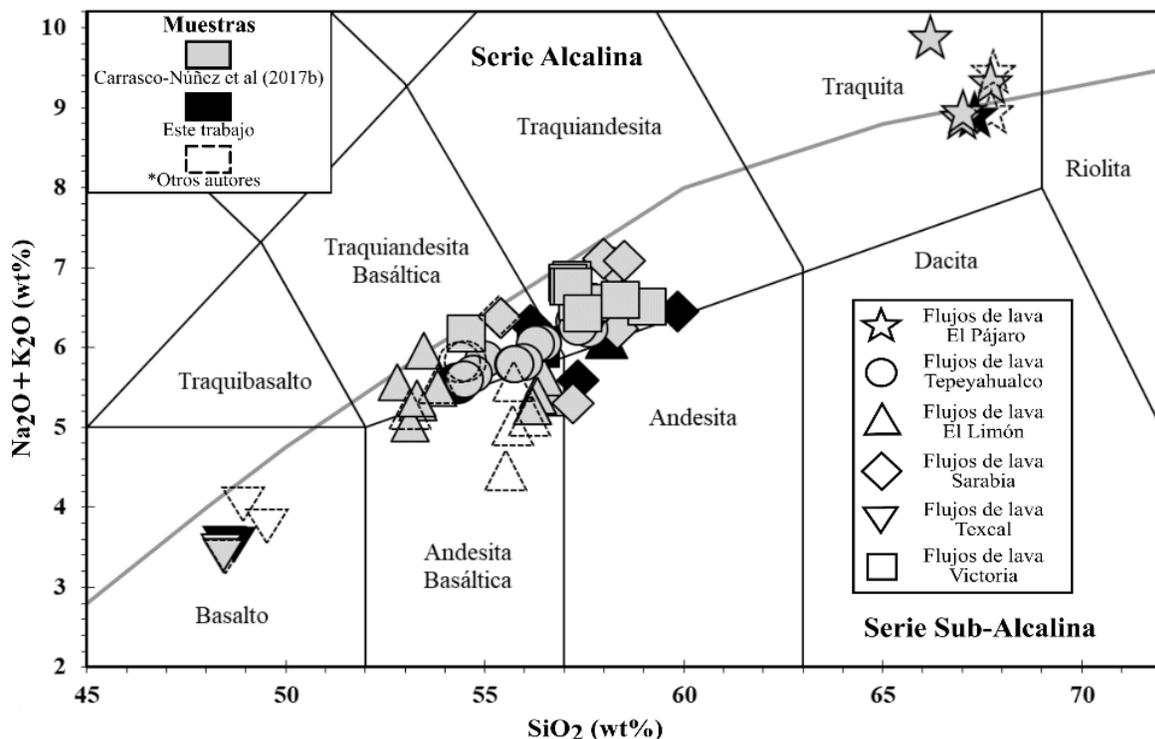


Figura 45. Diagrama Total-Alkali-Silica $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 (TAS) (Le Maitre et al., 1989) para el campo de lavas Holocénico del borde sur de la Caldera de los Humeros, mostrando las variaciones composicionales que van desde basaltos hasta traquitas. Los datos están normalizados al 100% libres de volátiles. División entre las series alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971).

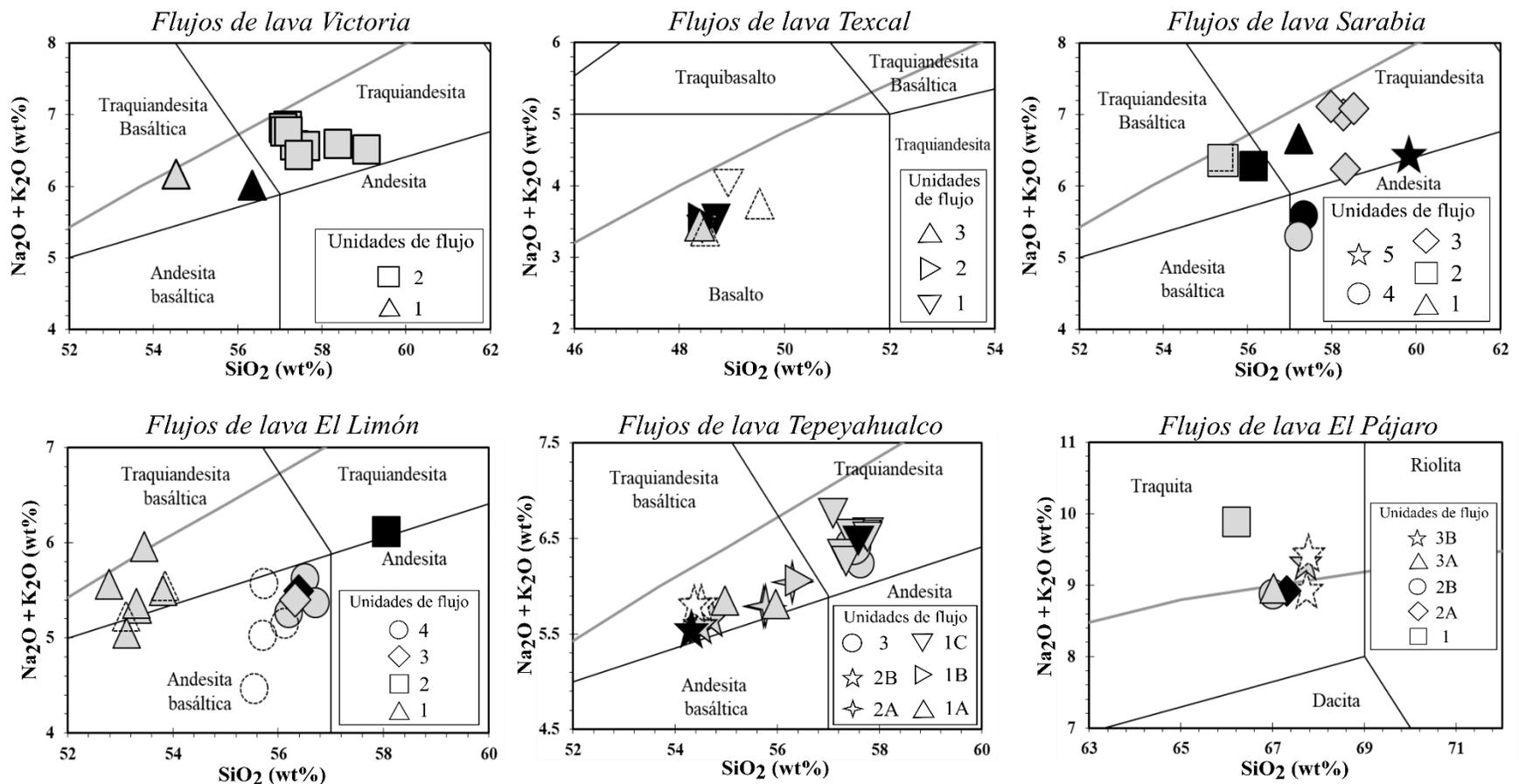


Figura 46. Diagramas Total Alkali Silica ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs SiO_2 (Le Maitre et al., 1989) para cada una de las unidades de flujo de los flujos de lava del campo de lavas Holocénico del borde sur de la Caldera de los Humeros. Los datos están normalizados al 100% libres de volátiles. División entre las series alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971).

Como puede apreciarse en el diagrama TAS (Fig. 45), existe un amplio espectro de composiciones, pero no se observa una continuidad en la variación de los diferentes flujos de lava del campo, en especial se observan importantes gaps entre los basaltos del grupo Texcal, las rocas intermedias que agrupan a la mayoría de las muestras y las traquitas de los flujos El Pájaro. Se observa un claro dominio de un grupo que incluye las composiciones que van de traquiandesitas basálticas a traquiandesitas, con una menor proporción de andesitas basálticas y andesitas. Una clasificación más detallada para cada unidad de flujo es presentada en la Figura 46.

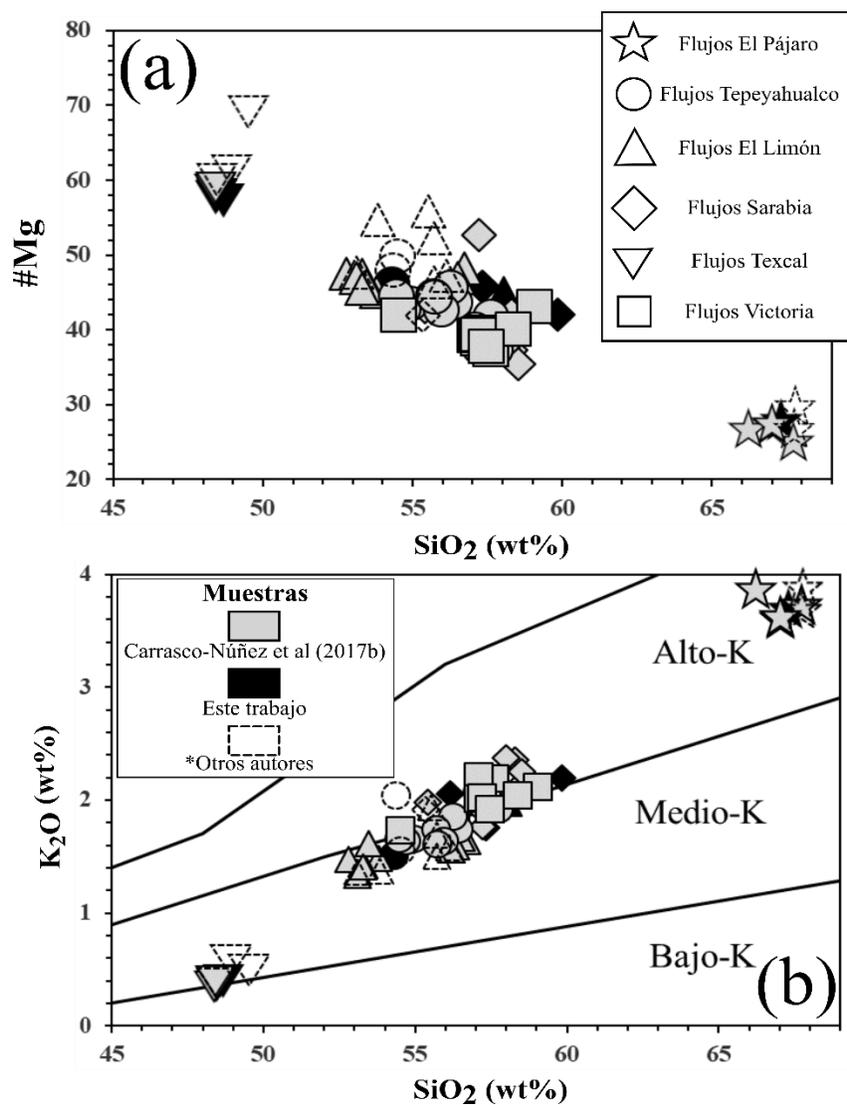


Figura 47. (a) Diagrama SiO₂ vs #Mg para las muestras analizadas del campo de lavas del borde sur de la caldera de los Humeros. (b) Diagrama de clasificación de Le Maitre et al. (1989) para el campo de lavas Holocénico del borde sur de la Caldera de los Humeros, el cual separa las series de acuerdo con su contenido de K.

El diagrama SiO₂ vs K₂O (Figura 47b) muestra una correlación positiva. El contenido de K₂O de las muestras analizadas de este campo de lavas varía de 0.35 a 3.87 % en peso, lo que las ubica dentro de las tres series de Medio y Alto K (Figura 47b), la mayoría de ellas se encuentran en los límites de los campos de medio y alto K, con la salvedad de los flujos Texcal (con tendencia de bajo K) y El Pájaro (alto K) que se ubican en los extremos del espectro del campo.

Las muestras de los flujos de lava Victoria son de composición traquiandesita y traquiandesita basáltica, en menor proporción, con carácter subalcalino. Muestran una tendencia positiva y un incremento en sílice con el tiempo. Varían desde 54.52% hasta 59% para el SiO₂ (Figura 46), mientras que el #Mg varía de 37.26 a 43.65 y se grafican en el campo de alto-K y medio-K en menor proporción (Figura 47). La unidad de flujo 1 es de composición traquiandesita basáltica, mientras que la unidad de flujo 2 es de composición traquiandesita (Figura 46).

En caso del flujo Texcal, sus muestras son de composición basáltica con carácter subalcalino, y muestran cierta concentración, por lo cual no se observa un tren definido. Presentan una variación desde 48.52% hasta 48.96% para el SiO₂ (Figura 46) un #Mg de entre 57.24 a 69.03 (que son los más altos del campo) y se grafican en el campo de bajo-K y medio-K en menor proporción (Figura 47). Las muestras de las tres unidades de flujo muestran una composición basáltica (Figura 46).

Los flujos de lava Tepeyahualco son de composición traquiandesita y traquiandesita basáltica con carácter subalcalino. Muestran una variación desde 54.41% hasta 58% para el SiO₂ (Figura 46) un #Mg de entre 37.23 a 49.74 y se grafican en el campo de medio-K y alto-K (Figura 47). Las muestras de las unidades de flujo 1A, 1B, 2A y 2B son traquiandesitas basálticas, mientras que las de las unidades de flujo 1C y 3 son de composición traquiandesita (Figura 46). En general se observa una tendencia de diferenciación para la unidad de flujo 1 evolucionando a una composición más básica para la unidad de flujo 2, seguido de la unidad de flujo 3 con un mayor contenido de sílice.

Las muestras de los flujos de lava Sarabia son de carácter subalcalino y no muestran una variación composicional sistemática a través del tiempo, abarcando desde traquiandesitas, hasta traquiandesitas basáltica y andesitas. Muestran una variación que va

desde 52.79 hasta 59.88 % en peso, para el SiO_2 (Figura 46), #Mg entre 35.37 y 52.63, y caen en el campo de alto-K y, medio-K, en menor proporción (Figura 47). Las muestras de las unidades de flujo 1, 3 y 5 son de composición traquiandesita, mientras que la de la unidad 2 es de composición traquiandesita basáltica, en tanto que la de la unidad 4 es de composición andesita (Figura 46).

Los flujos de lava Limón son de carácter subcalino y no muestran una tendencia de diferenciación sistemática, con una variación composicional que va desde traquiandesita basáltica, hasta andesita basáltica y traquiandesita, en menor proporción. Muestran una variación desde 52.77% hasta 58.07% para el SiO_2 (Figura 46) un #Mg de entre 44.92 a 72.71 y las muestras se grafican en los campos de medio-K y alto-K en menor proporción (Figura 47). Las muestras de la unidad de flujo 1 son traquiandesitas y andesitas basálticas, en menor proporción. Las muestras de la unidad de flujo 2 son de composición traquiandesita, mientras que las de las unidades de flujo 3 y 4 son andesitas basálticas (Figura 46).

En el caso de los flujos de lava El Pájaro, son los únicos que se ubican en el campo alcalino, aunque algunas se grafican en el límite con el campo subcalino, mostrando una variación desde 66.20% hasta 67.77% para el SiO_2 , con una composición traquítica (Fig. 46), aunque todas se encuentran en el campo de alto-K (Figura 47).

Los diagramas Harker (Figura 48) muestran una buena correlación del MgO para los óxidos K_2O , SiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O y CaO , mostrando una tendencia negativa con el aumento de MgO para los óxidos K_2O , Na_2O y SiO_2 , debido posiblemente a que estos elementos son incompatibles durante un proceso de cristalización fraccionada.

Si bien, un proceso de diferenciación por cristalización fraccionada puede ser definido simplemente como la formación de sustancias de distintas composiciones a partir de un simple e inicial material parental (Cox et al., 2013). Dicho proceso pudiera explicar el origen de la variación composicional del campo de lavas del borde sur de la caldera de los Humeros, tal y como ha sido sugerido por Lucci et al (2020) mediante modelos de cristalización fraccionada.

Además, se observa una tendencia positiva para los óxidos CaO y Fe_2O_3 , lo que podría explicarse por el fraccionamiento de minerales ferromagnesianos y plagioclasa. Los datos de

los óxidos Al_2O_3 , TiO_2 y P_2O_5 son mucho más dispersos, aunque se observa una inflexión en las tendencias en $\sim 6\text{-}7\%$ de MgO , lo que se podría inferir como un mayor control en la plagioclasa, titanio-magnetita y posiblemente apatito.

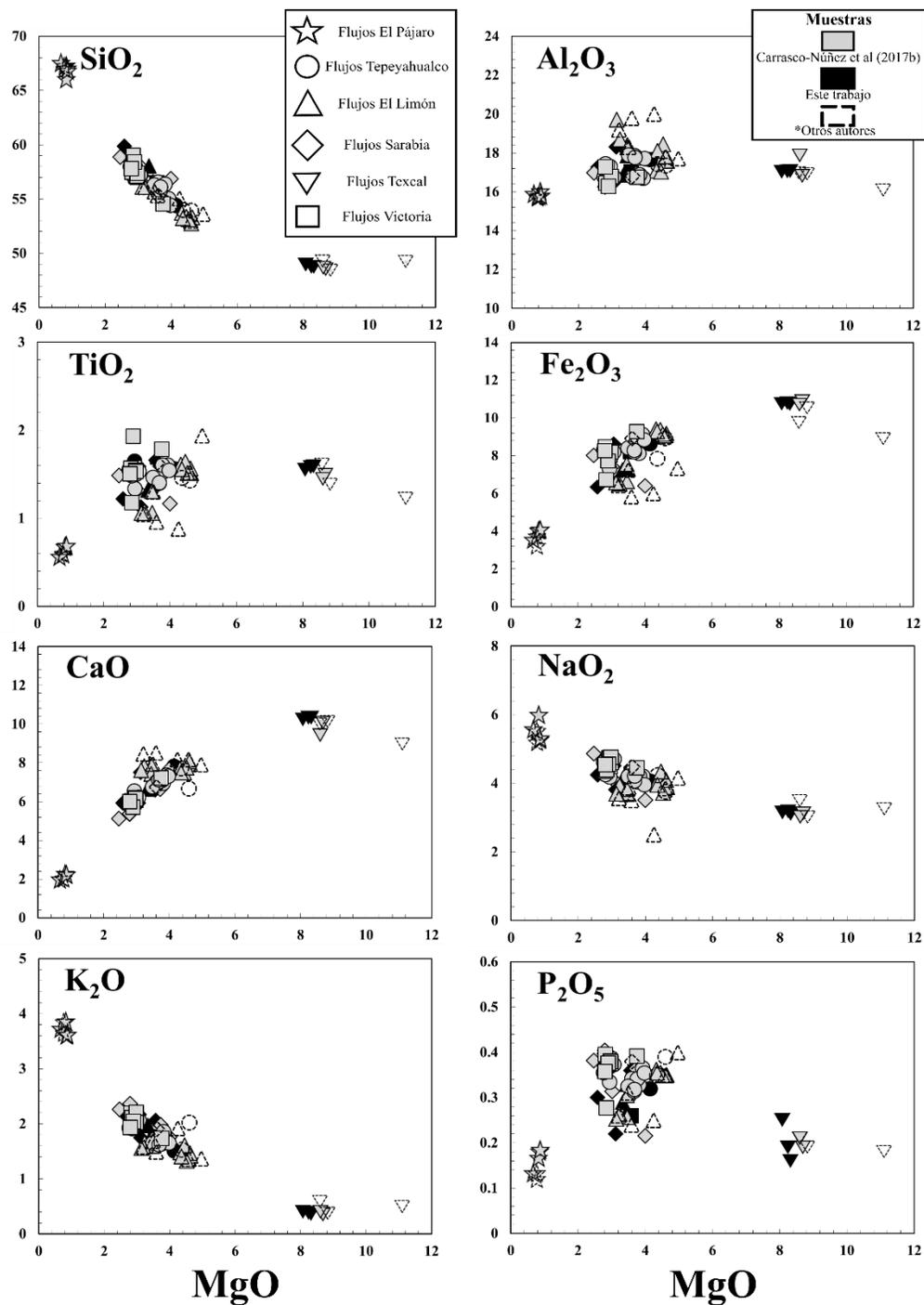


Figura 48. Diagramas de variación Harker para los elementos mayores para el campo de lavas del borde sur de la caldera de los Humeros. Todos los datos están reportados en % en peso.

6.2.2 Elementos traza.

Las muestras analizadas muestran características distintivas en los elementos traza. Los diagramas de multielementos normalizados a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) muestran en general un enriquecimiento de elementos incompatibles LIL (Cs, Rb, Ba...) con respecto a los elementos compatibles o de alto potencial iónico HFSE, anomalías positivas en Pb y negativas en Nb y Ta (Figura 49). Esto es característico en zonas de subducción (Pearce, 1983; Hawkesworth et al., 1993).

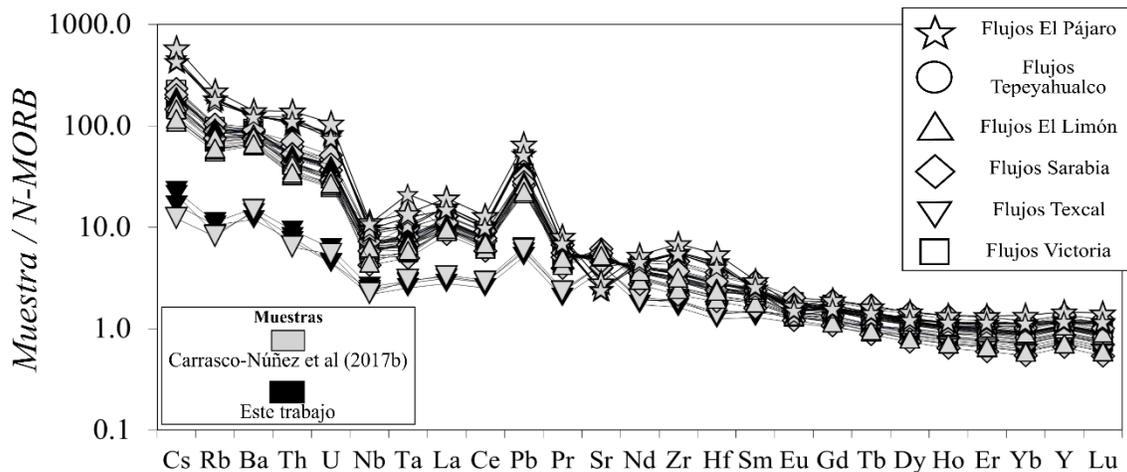


Figura 49. Diagrama de multielementos para el campo de lavas del borde sur de la Caldera de los Humeros. Valores de normalización de Sun & McDonough (1989). Nótese el enriquecimiento de elementos incompatibles LIL (Lado izquierdo) con respecto a los HFSE (Lado derecho).

Las muestras de las unidades de los flujos de lava Victoria, Tepeyahualco, Sarabia y El Limón presentan patrones similares de elementos traza como anomalías positivas en Pb y negativas en Nb y Ta (Figura 49). Esto podría sugerir que las diferentes unidades de flujo fueron emitidas dentro de un mismo periodo de tiempo. En cambio, los flujos de lava El Pájaro muestran un mayor enriquecimiento de elementos incompatibles con respecto a los demás flujos de lava, además de presentar una anomalía negativa en Sr, mientras que los flujos de lava Texcal muestran un menor enriquecimiento de elementos compatibles, además de presentar anomalías positivas en Pb y Sr (Figura 49 y 50). Se puede observar como para cada flujo se presentan patrones muy uniformes de tierras raras, lo cual puede sugerir que cada una de las diferentes unidades que componen a cada flujo de lava principal fueron emitidos como parte de una sucesión continua, con periodos muy cortos de reposo entre ellas.

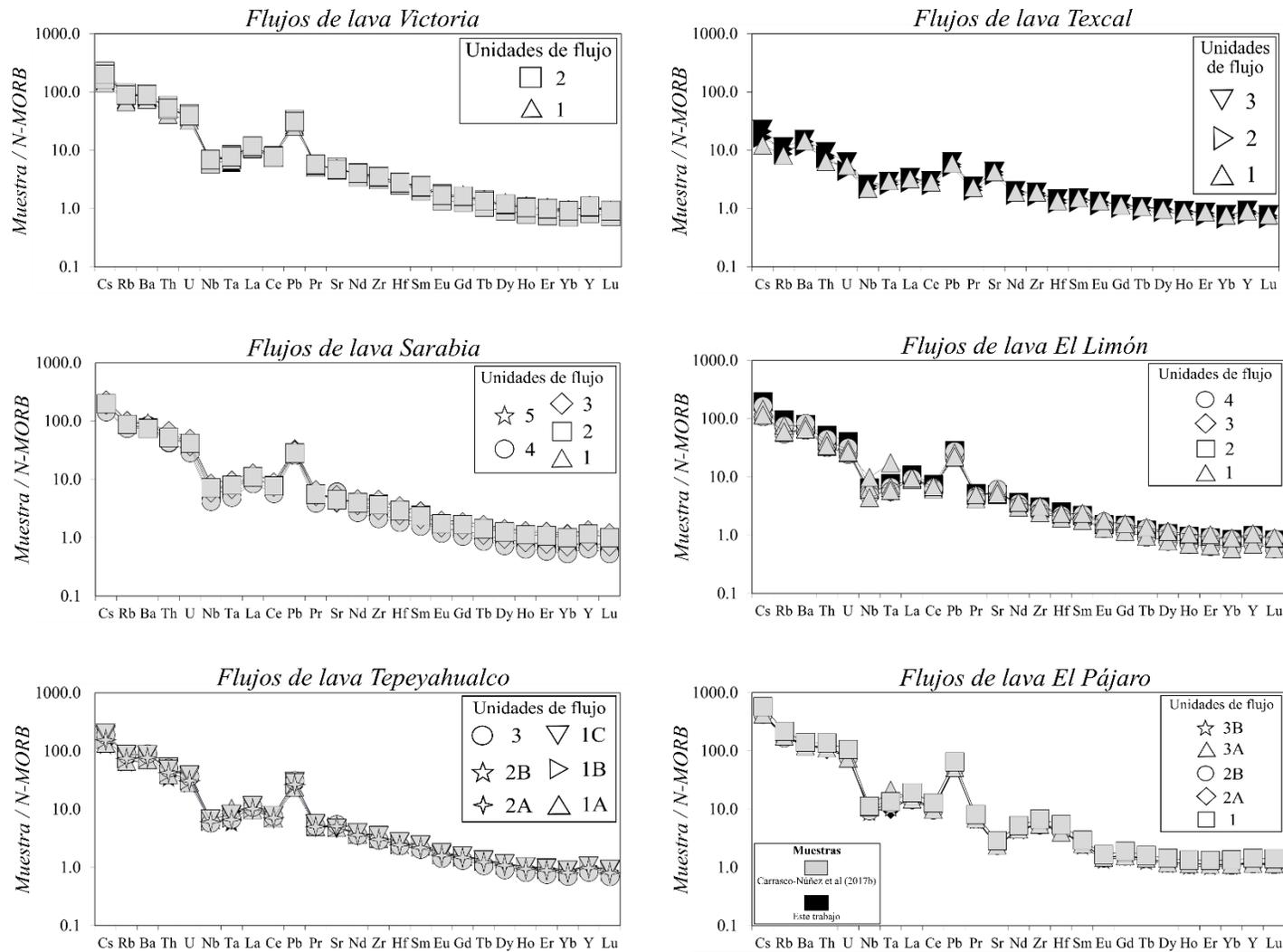


Figura 50. Diagrama de multielementos para los flujos de lava que conforman el campo de lavas del borde sur de la Caldera de los Humeros. Valores de normalización de Sun & McDonough (1989).

Los diagramas de tierras raras (REE) normalizados a condrita (Sun y McDonough, 1989) muestran en general un enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las pesadas, a excepción de los flujos de lava Texcal que muestran un patrón casi plano (Figura 51).

Una característica distintiva del patrón de tierras raras de las muestras de los flujos de lava El Pájaro es una anomalía negativa en Eu, además de mostrar un mayor enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE), lo cual es relativamente común durante procesos de cristalización fraccionada (Figura 51 y 52). Al igual que en la figura 45, los diagramas de tierras raras normalizados a condrita (Fig. 51) se observa cierta uniformidad de los valores para cada flujo, a excepción del flujo Sarabia, en donde se presentan ciertas diferencias, que podrían significar periodos de tiempo ligeramente mayores con respecto al resto de las unidades para ese flujo en particular.

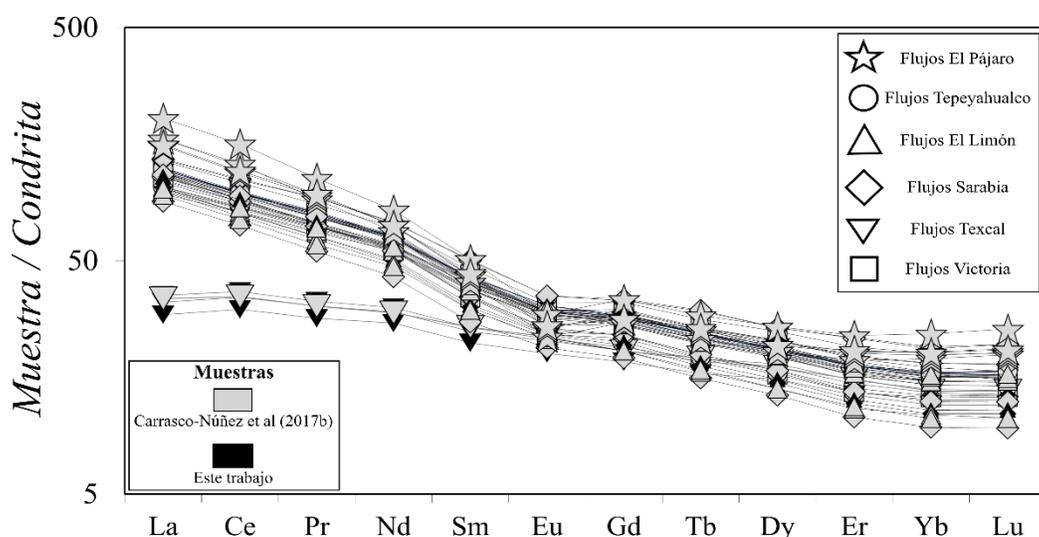


Figura 51. Diagrama spider de tierras raras (REE) normalizados a condrita para los flujos de lava que conforman el campo de lavas del borde sur de la Caldera de los Humeros. Valores de normalización de Sun & McDonough (1989).

En general, el fraccionamiento de las tierra raras de las muestras de los flujos de lava Victoria, Tepeyahualco, Sarabia y Limón es similar con valores de $(La / Yb)_N$ de entre 6.3 a 9.3, mientras que los flujos de lava El Pájaro presentan valores de $(La / Yb)_N$ de entre 7.7 a 8.7. Los flujos de lava Texcal se distinguen por un menor fraccionamiento de $(La / Yb)_N$ con valores de entre 2.4 a 3.3.

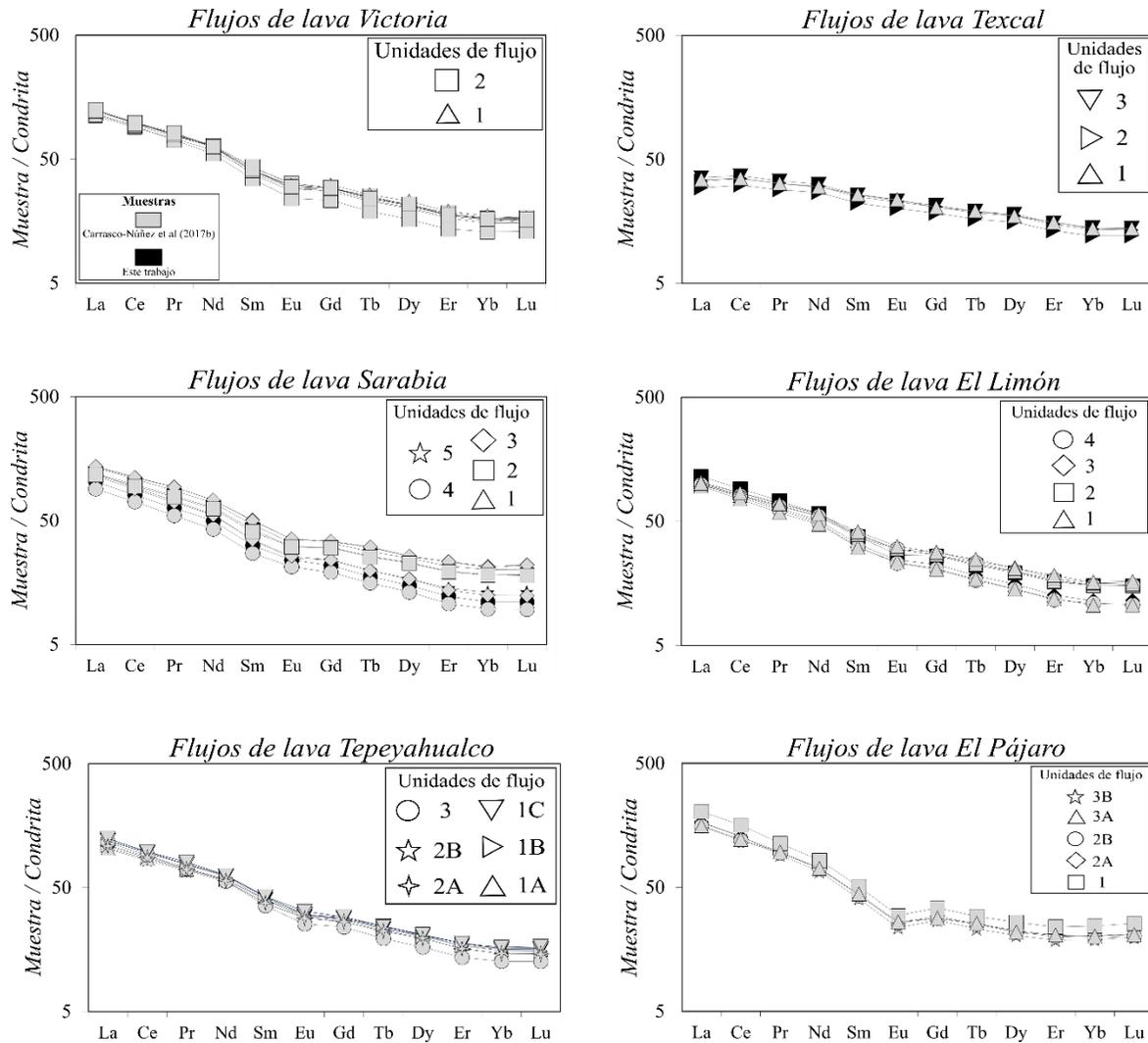


Figura 52. Diagrama spider de tierras raras (REE) normalizados a condrito para los flujos de lava del borde sur de la Caldera de los Humeros. Valores de normalización de Sun & McDonough (1989).

La figura 53 muestra los diagramas de variación tipo Harker para elementos traza. En general, se observa una disminución progresiva en la concentración de los elementos traza incompatibles (Cs, Rb, Ba) conforme aumentan las concentraciones de MgO, lo cual también se observa de manera general para Nb y Zr. Por otro lado, es notable una mayor dispersión en los datos de los elementos HFSE (Sr). En cambio, se observan patrones mejor definidos en la concentración de los elementos traza Cr y Ni.

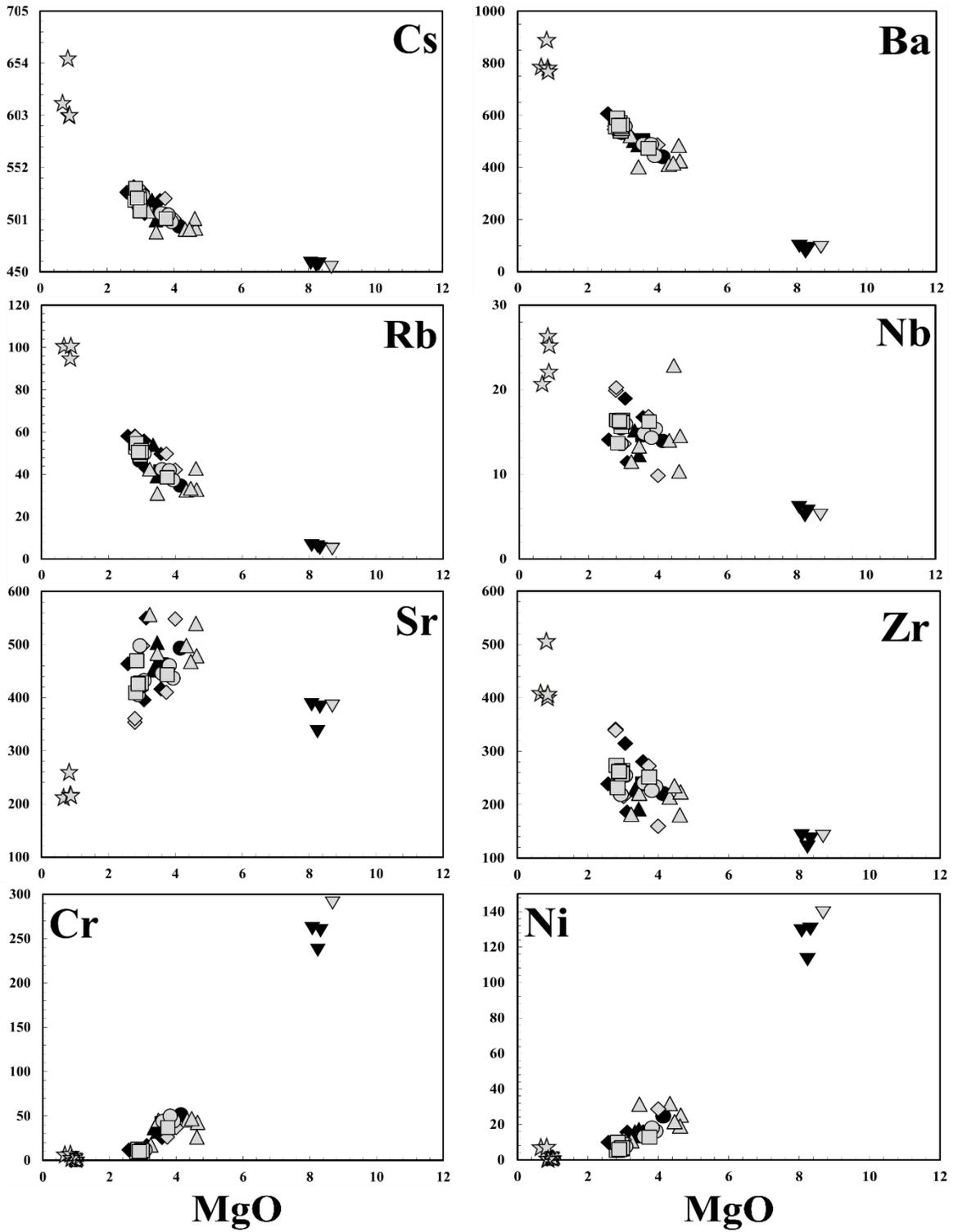


Figura 53. Diagramas de variación Harker para elementos traza seleccionados reportados en partes por millón (ppm).

Tabla 4. Análisis químicos de elementos mayores (wt%) de las muestras obtenidas en este trabajo

Muestra	UTM		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Suma
	X	Y												
Vic-19-1A	658373	2168606	56.50	1.44	17.02	8.21	0.13	3.57	7.10	4.27	1.76	0.26	0.27	100.53
Tex-19-1A	654300	2168290	48.96	1.55	17.03	10.74	0.16	8.07	10.24	3.15	0.4	0.25	0.55	101.1
Tex-19-2A	654483	2168050	48.76	1.58	17.05	10.78	0.16	8.24	10.33	3.18	0.38	0.19	0.65	101.3
Tex-19-2B	654217	2165049	48.74	1.59	17.06	10.73	0.17	8.32	10.32	3.11	0.36	0.16	0.57	101.13
Tep-19-1A	661303	2164482	57.72	1.65	16.73	8.02	0.13	2.93	6.18	4.47	2.01	0.39	0.24	100.47
Tep-19-3A	658551	2157788	54.44	1.56	17.66	8.62	0.13	4.14	7.81	4.06	1.51	0.32	0.24	100.49
Sar-19-1A	663323	2163808	57.15	1.13	18.31	6.57	0.11	3.12	7.5	3.82	1.75	0.22	0.32	100
Sar-19-1B	669140	2160632	57.35	1.59	16.5	8.63	0.15	3.06	5.92	4.51	2.17	0.37	0.26	100.51
Sar-19-1D	663480	2169960	59.88	1.22	17.28	6.34	0.1	2.58	5.92	4.25	2.2	0.3	0.07	100.14
Sar-19-2A	671396	2157437	56.15	1.66	16.79	8.47	0.13	3.57	6.6	4.22	2.06	0.36	0	100.01
Lim-19-2A	672933	2162196	58.07	1.32	16.87	7.27	0.13	3.33	6.63	4.15	1.97	0.29	0.02	100.05
Lim-19-3A	671754	2165612	56.24	1.39	17.85	7.27	0.10	3.45	7.62	3.68	1.80	0.33	0.27	100.00
Pj-19-3A	659317	2170104	67.30	0.70	15.96	3.81	0.08	0.83	2.24	5.22	3.70	0.14	0.02	100.00

Tabla 5. Análisis de elementos traza (ppm) de las muestras analizadas en este trabajo.

Muestra	Vic-19-1A	Tex-19-1A	Tex-19-2A	Tex-19-2B	Tep-19-1A	Tep-19-3A
Cs	1.10	0.16	0.12	0.15	1.28	0.88
Tl	0.25	0.05	0.04	0.04	0.24	0.18
Rb	41.40	6.32	5.84	4.83	46.68	34.73
Ba	503.61	96.80	74.96	88.12	547.42	442.23
Th	4.91	1.12	0.88	0.96	5.67	4.13
U	1.55	0.29	0.21	0.21	1.76	1.28
Nb	14.64	6.06	5.04	5.65	15.43	13.93
Ta	0.82	0.39	0.33	0.37	0.88	0.77
La	26.38	8.44	6.97	7.88	28.35	24.29
Ce	55.02	22.60	18.96	21.35	58.27	50.96
Pb	8.18	1.91	1.55	1.71	8.91	6.70
Pr	6.94	3.19	2.69	3.04	7.30	6.51
Mo	2.12	0.89	0.70	0.65	2.33	1.91
Sr	462.16	386.25	335.79	381.80	426.33	493.75
Nd	27.51	14.74	12.63	14.15	28.66	26.10
Zr	239.33	141.40	120.10	134.76	253.71	221.02
Hf	5.29	2.98	2.54	2.86	5.63	4.81
Sm	5.95	3.96	3.40	3.81	6.12	5.72
Eu	1.69	1.35	1.16	1.32	1.69	1.67
Sn	0.89	0.61	0.49	0.57	0.99	0.79
Sb	0.14	0.07	0.06	0.06	0.16	0.12
Gd	5.64	4.38	3.79	4.24	5.76	5.46
Tb	0.86	0.71	0.62	0.69	0.87	0.83
Dy	5.09	4.60	3.95	4.45	5.17	4.96
Ho	1.00	0.93	0.80	0.90	1.02	0.97
Er	2.77	2.55	2.20	2.47	2.83	2.68
Yb	2.60	2.39	2.05	2.32	2.67	2.50
Y	28.50	25.99	22.19	24.81	29.00	27.71
Lu	0.39	0.35	0.31	0.34	0.40	0.37

Continuación tabla 5

Muestr a	Sar-19- 1A	Sar-19- 1B	Sar-19- 1D	Sar-19- 2A	Lim-19- 2A	Lim-19- 3A	Pj-19- 3A
Cs	1.11	1.55	1.53	1.37	1.38	0.99	3.01
Tl	0.27	0.34	0.37	0.31	1.02	0.72	0.65
Rb	42.92	56.03	58.22	49.64	54.02	39.20	103.44
Ba	532.81	531.93	607.55	487.80	503.39	486.39	805.11
Th	5.13	6.90	6.73	6.19	6.33	4.84	12.57
U	1.50	2.19	2.04	1.97	1.93	1.41	3.93
Nb	11.44	18.97	14.10	16.76	15.16	12.28	22.85
Ta	0.69	1.04	0.84	0.95	1.02	0.72	1.30
La	24.47	31.69	28.28	28.43	27.26	24.10	39.58
Ce	49.06	66.17	56.51	59.71	56.01	49.22	78.14
Pb	8.43	9.48	10.28	8.68	8.55	7.90	15.76
Pr	6.02	8.29	6.87	7.54	6.95	6.07	9.18
Mo	1.82	3.13	2.45	2.66	2.19	1.80	4.57
Sr	550.10	395.66	463.68	416.32	451.49	503.90	218.17
Nd	23.32	32.56	26.13	29.75	26.98	23.78	33.16
Zr	186.38	315.10	238.97	280.91	228.20	192.18	421.73
Hf	4.26	6.78	5.44	6.14	5.21	4.33	9.33
Sm	4.83	7.11	5.34	6.51	5.78	4.98	6.62
Eu	1.39	1.92	1.44	1.79	1.55	1.41	1.50
Sn	0.66	1.32	1.01	1.17	0.98	0.69	1.85
Sb	0.15	0.24	0.21	0.23	0.19	0.15	0.44
Gd	4.46	6.80	4.94	6.27	5.42	4.61	6.02
Tb	0.66	1.05	0.74	0.96	0.82	0.68	0.94
Dy	3.80	6.34	4.31	5.82	4.90	3.95	5.71
Ho	0.74	1.26	0.85	1.16	0.97	0.77	1.16
Er	2.03	3.54	2.35	3.24	2.70	2.10	3.36
Yb	1.88	3.42	2.24	3.10	2.58	1.95	3.47
Y	20.77	36.77	24.24	33.12	27.97	21.53	34.28
Lu	0.28	0.51	0.34	0.46	0.38	0.29	0.53

Capítulo 7 – Evolución del vulcanismo

A continuación se presenta una discusión de los resultados obtenidos de los análisis petrográficos y geoquímicos de roca total, fechamientos (^{14}C y paleomagnéticos) generados en este trabajo y los previamente publicados, aunados a la integración de los análisis morfométricos y estratigráficos realizados mediante interpretaciones de imágenes satelitales y relaciones en campo, que culminaron con la elaboración de un mapa morfoestratigráfico como uno de los resultados finales de esta tesis (Fig. 54).

7.1. Reconstrucción de la historia eruptiva del vulcanismo asociado al borde sur de la caldera de los Humeros, Puebla.

La actividad volcánica más reciente de la etapa post-caldera de la caldera de los Humeros ocurrió en el Holoceno y está representada por la formación de un campo de lavas que se caracteriza por presentar una variación composicional que va desde basaltos hasta traquitas, emitidos en un intervalo de tiempo desde aproximadamente 7.3 ka (Dávila-Harris & Carrasco-Núñez, 2014) hasta 2.6 ka (este trabajo).

Ese vulcanismo fue desarrollado en tres diferentes etapas eruptivas, las cuales se describen a continuación. Una simplificación visual del modelo evolutivo se puede apreciar en la figura 54 y 55.

7.1.1 Etapa eruptiva I

Durante la primera etapa eruptiva se formaron los flujos de lava Victoria en el sector suroeste del borde de la caldera, los cuales al parecer preceden al último evento de gran explosividad de la caldera de los Humeros (Miembro Cuicuiltic). Esto se infiere que a partir de la ausencia de paleosuelos entre ambos depósitos la edad de estos flujos debe de ser muy cercana a las del miembro Cuicuiltic fechado en ~6422 años BC (7.3 ky, Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014) (Figura 56). Es por esto por lo que se determinó que la primera etapa eruptiva se desarrolló durante el Holoceno temprano, poco antes de ~6422 años BC.

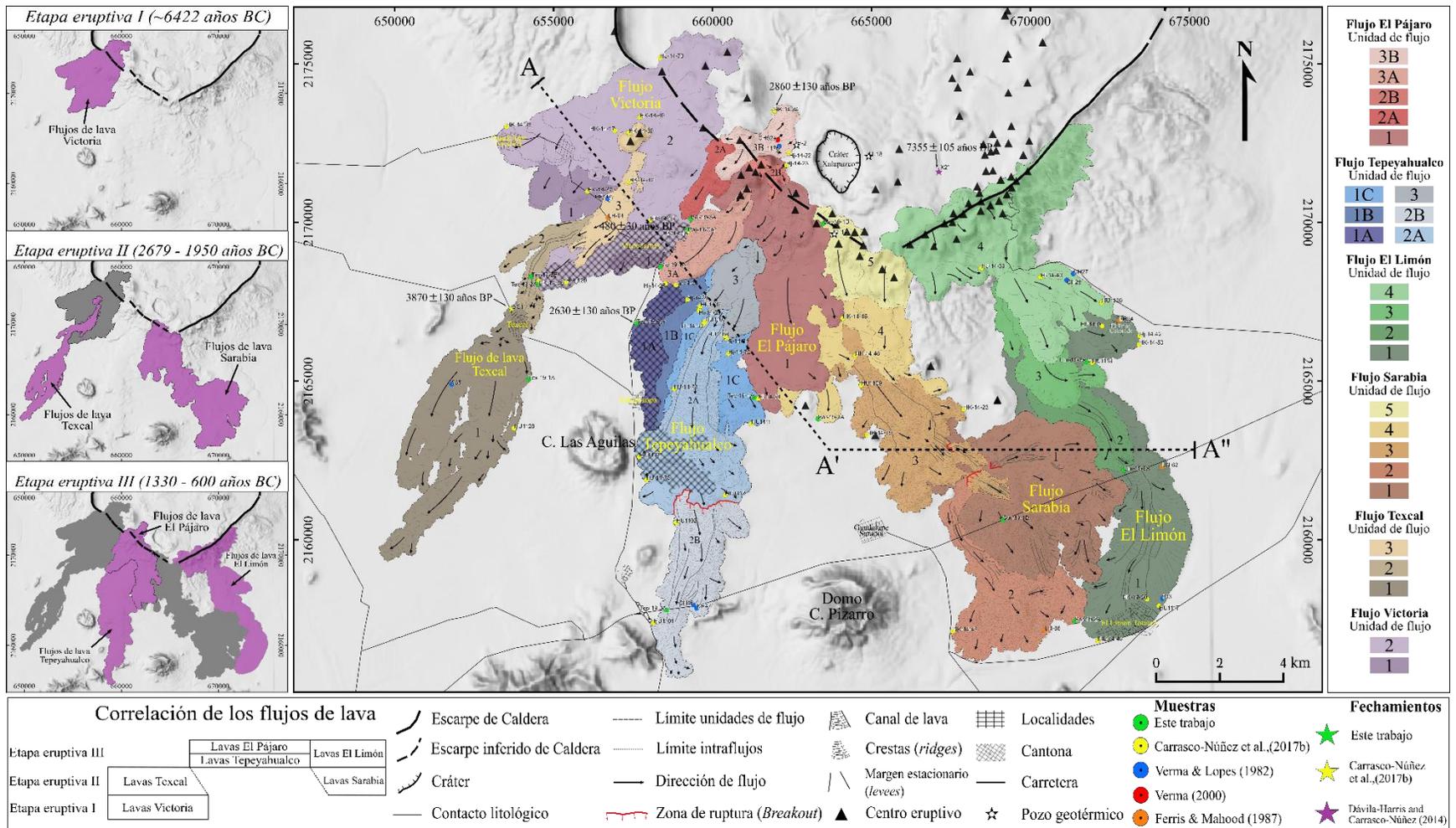


Figura 54. Mapa geológico del vulcanismo efusivo del borde sur de la caldera de los Hornos, mostrando la distribución general de los diferentes flujos de lava y la discriminación de las unidades que lo componen. Los seis flujos de lava principales se encuentran agrupados en 3 etapas eruptivas.

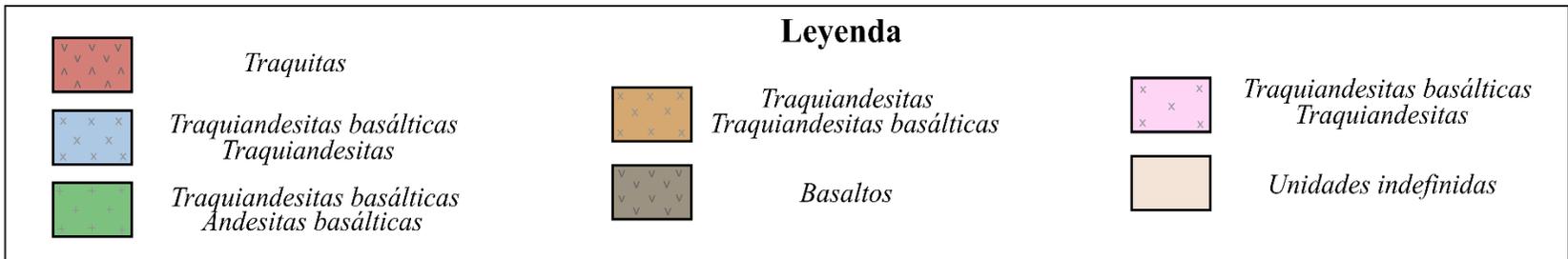
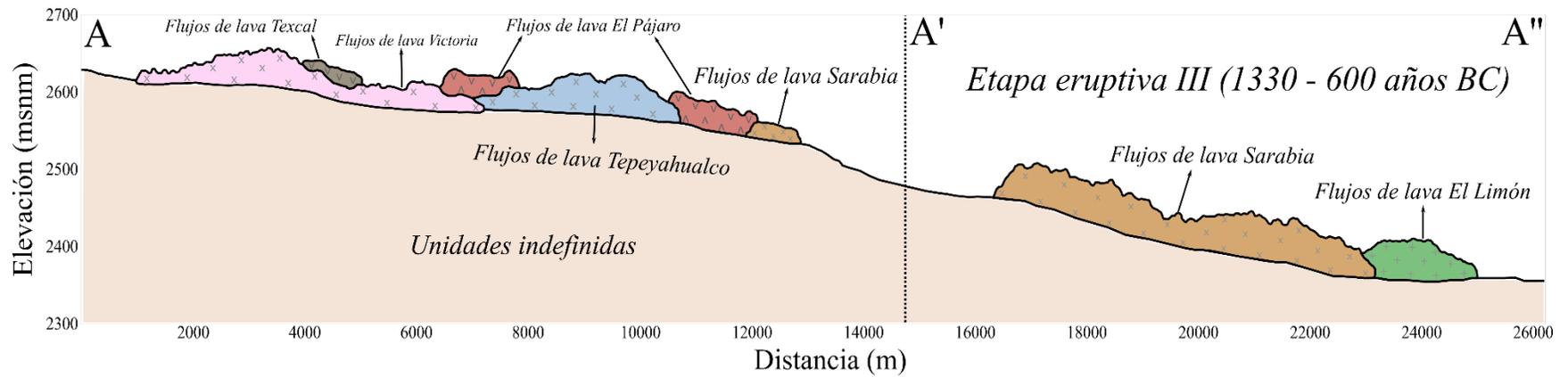


Figura 55. Perfiles esquemáticos mostrando la relación entre los diferentes flujos de lava agrupados en las 3 etapas eruptivas. Trazo de la sección A-A' indicado en la fig. 54.

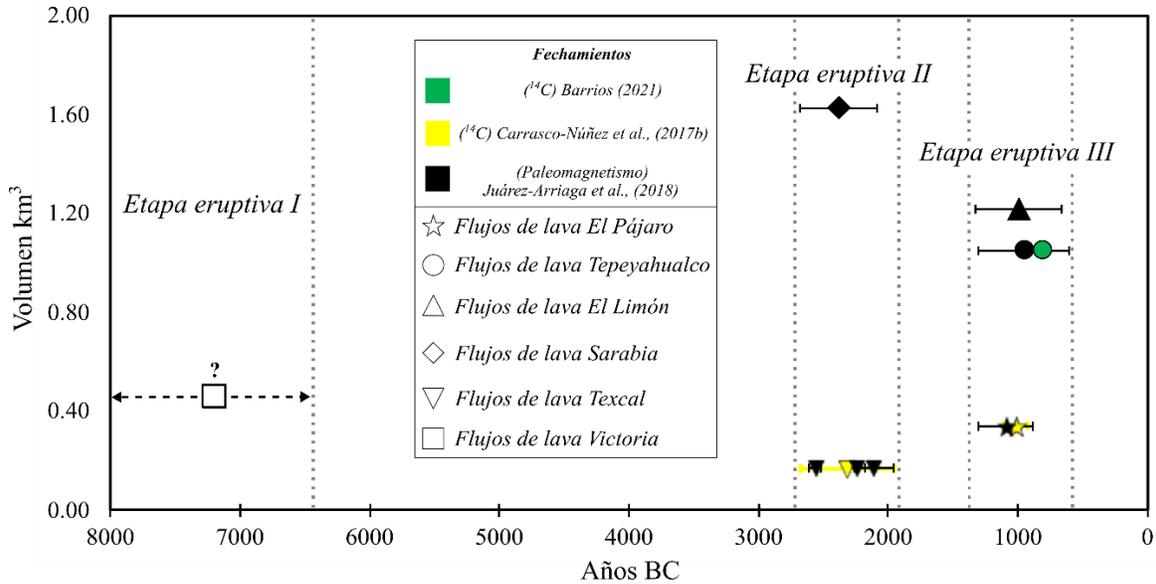


Figura 56. Edades C14 y paleomagnéticas vs volumen de los flujos de lava del borde sur de la caldera de los Humeros. Edades BC, calibradas a 2σ

Durante esta primera etapa eruptiva ($\sim 0.46 \text{ km}^3$) se emitió el menor volumen de magma dentro de las tres etapas eruptivas representando apenas el 9% del volumen total del campo de lavas (Figura 56). Los flujos Victoria están compuestos por una serie de pulsos de lava emplazados en dirección al suroeste, presentan una variación composicional durante el transcurso de su secuencia eruptiva, evolucionando de una composición traquiandesita basáltica ($\text{SiO}_2 \text{ wt\%: } 54.53 - 56.35$) con una asociación mineral principalmente de $\text{pl} + \text{opx} + \text{ol}$ a una composición traquiandesítica ($\text{SiO}_2 \text{ wt\%: } 57.09 - 59.07$) (Figura 57), con una asociación mineral de $\text{pl} + 2\text{px} + \text{ol}$.

En general, se observa un decremento en la tasa de efusión (valor promedio: 1018.48 a $350.66 \text{ m}^3/\text{s}$) y un aumento del tiempo de emplazamiento con respecto la posición estratigráfica de los unidades de flujo (valor promedio: ~ 3 a 43 días). Estas variaciones se pueden correlacionar con el incremento del contenido de sílice a través de la secuencia eruptiva de los flujos Victoria.

7.1.2 Etapa eruptiva II

Después de un periodo de reposo relativamente largo, estimado en al menos tres mil años, inicia la segunda etapa eruptiva con la emisión de los flujos de lava Texcal en el sector sur y, los flujos Sarabia, en el sector suroeste del borde sur de la caldera, en un periodo de

tiempo de entre 2679 y 1950 años BC (Figura 56). Si bien, no existe una evidencia que aclare la relación estratigráfica entre estos dos flujos de lava, se infiere que fueron emitidos de manera contemporánea en periodos de tiempo similares, como lo corroboran los fechamientos paleomagnéticos (Juárez-Arriaga et al. 2018). Durante esta etapa eruptiva se emitió un volumen de lava de $\sim 1.8 \text{ km}^3$, del cual 0.17 km^3 corresponde a los flujos Texcal y 1.63 km^3 a los flujos Sarabia.

La emisión de los flujos Texcal y Sarabia representan $\sim 36.9\%$ del volumen total del campo de lavas, de los cuales el 3.49% corresponde a los flujos Texcal y el 33.47% a los flujos Sarabia (Figura 56). Cabe destacar que durante esta etapa eruptiva se emitió aproximadamente cuatro veces el volumen de lava emitida en la primer etapa eruptiva.

Los flujos Texcal fueron emitidos de dos centros eruptivos ubicados a $\sim 3 \text{ km}$ al este del poblado Guadalupe Victoria, sobreyacen a los flujos Victoria y poseen una morfología tipo aa. Muestran una composición basáltica relativamente homogénea (SiO_2 wt%: 48.39 – 48.69, #Mg: 57.24 – 58.69) y una tendencia geoquímica continua durante el transcurso de su secuencia eruptiva (Figura 57). Además, es posible observar una tendencia descendente en la tasa de efusión con respecto a la secuencia estratigráfica de las unidades de flujo que componen los flujos Texcal (valor promedio: 1345.59 a $82.51 \text{ m}^3/\text{s}$), lo cual se puede correlacionar con la disminución de volumen de magma emitido en el transcurso de cada etapa eruptiva (de 0.12 a 0.02 km^3).

La morfología e información morfométrica de los flujos Texcal sugiere un emplazamiento relativamente rápido. Esto es, debido a su bajo tiempo de emplazamiento estimado en este trabajo de ~ 6 días, siendo este el menor tiempo calculado para el campo de lavas, además de una alta tasa de efusión (valor promedio: $359.05 \text{ m}^3/\text{s}$).

En el caso de los flujos Texcal, se puede proponer que la emisión de estos flujos fue meramente efusiva sostenida por una alta tasa de efusión, lo que permitió alcanzar largas distancias de hasta $\sim 16 \text{ km}$ y espesores menores a 6 m . Además, a juzgar por su alta vesicularidad, se infiere que durante su emisión ocurrió una desgasificación tanto previa como simultánea a la erupción. Dichos factores pudieran explicar la formación de estructuras volcánicas como grandes canales y túneles de lava, típicos en flujos de lava basálticos de baja viscosidad y menor contenido de sílice.

Por otro lado, el flujo de lava Sarabia fueron emitidos en un tiempo de emplazamiento total promedio de ~210 días, siendo este el mayor tiempo calculado para el campo de lavas de este trabajo. Muestran una mayor variación composicional (SiO_2 wt%: 52.79 a 59.88), con una evolución no sistemática mostrando una tendencia geoquímica oscilatoria durante el transcurso de su secuencia eruptiva (Figura 57).

En general, se pueden observar ciertas durante la secuencia eruptiva de los flujos Sarabia, tales como la disminución de la tasa de efusión y variaciones en el volumen de lava emitido.

Dichas variaciones pudiera coincidir con límites que delimitan a dos periodos eruptivos que dieron lugar a la formación de los flujos Sarabia. El primer periodo es conformado por las unidades 1 y 2, mientras que el segundo periodo es conformado por las unidades 3, 4 y 5. El inicio de cada periodo eruptiva coincide con el aumento significativo en el volumen de magma emitido, que implica una recarga de magma al sistema, así como la disminución de la tasa de efusión durante el transcurso de cada etapa.

El primer periodo eruptivo de los flujos Sarabia inicia con la emisión de los flujos más distales de composición traquiandesítica (SiO_2 wt%: 57.21) que evolucionan a una composición traquiandesítica basáltica (SiO_2 wt%: 55.41 – 56.14) (Figura 57). Se observa además una disminución en el volumen de magma emitido durante el transcurso de este primer periodo eruptivo (de 0.44 a 0.26 km^3).

El inicio del segundo periodo eruptivo es marcado por un notable incremento en el volumen de lava emitido (0.58 km^3) (Figura 56) y en el contenido de sílice (SiO_2 wt%: 57.99 - 58.32) (Figura 57). Durante este segundo periodo eruptivo se emitió una de las unidades de lava más voluminosas (unidad 3), asociadas a un extenso canal de lava seguido por la emisión de múltiples pulsos de lava cercanos al borde de la caldera. Estos cambios morfológicos y morfométricos está asociados a una disminución en la tasa de efusión (valor promedio: 149.65 a 22.71 m^3/s) y el aumento en el contenido de SiO_2 , lo cual se puede correlacionar a una morfología dominada por lavas en bloques.

7.1.3 Etapa eruptiva III

Después de una pausa de ~600 años se emitieron los flujos El Limón, Tepeyahualco y El Pájaro en el sector central, sur y sureste del borde sur de la caldera de los Humeros en un periodo de tiempo entre 1330 y 600 años BC (Figura 56). Durante esta etapa eruptiva se emitió un volumen de magma de ~2.61 km³, que corresponde a 1.22 km³ para los flujos El Limón, 1.05 km³ para los flujos Tepeyahualco y 0.34 km³ para los flujos El Pájaro (Figura 56). Estos flujos de lava en conjunto representan la etapa más voluminosa con el 53.59% del volumen total del campo de lavas. Los flujos de lava muestran variaciones y tendencias geoquímicas durante el transcurso de su secuencia eruptiva, además de presentar diferentes morfologías y dinámicas eruptivas.

El inicio de la última etapa eruptiva comienza con la emisión de los flujos de lava El Limón en el sector sureste del borde sur de la caldera, bordeando la topografía preexistente de los flujos Sarabia. Estos flujos de lava fueron emitidos en un rango de tiempo entre 1330 y 660 años BC y muestran una variación composicional, evolucionando de traquiandesítica basáltica (SiO₂ wt%: 52.79 – 53.81) a una composición traquiandesítica (SiO₂ wt%: 58.05), finalizando con una composición andesítica basáltica (SiO₂ wt%: 56.51 – 56.71), mostrando una tendencia geoquímica oscilatoria durante el transcurso de su secuencia eruptiva (Figura 57). Estos flujos de lava fueron emitidos en un tiempo de emplazamiento total promedio de ~34 días con una alta tasa de efusión promedio de 417.63 m³/s, siendo esta la mayor tasa de efusión calculada en este trabajo. Estas condiciones dieron como resultado a una serie de unidades de flujo de morfología de lavas en bloque de textura afanítica, moderadamente vesiculados con una delgada zona superior rugosa irregular fragmentada.

Los flujos de lava Tepeyahualco fueron emitidos posteriormente a los flujos El Limón en el sector sur del borde sur de la caldera. Estos flujos de lava fueron emitidos con un tiempo de emplazamiento total promedio de ~96 días a una tasa de efusión total promedio de 126.47 m³/s. Durante el transcurso de su secuencia eruptiva se observa una tendencia geoquímica constante, evolucionando de traquiandesita basáltica a traquiandesita (SiO₂ wt%: 54.30 – 57.78) (Figura 57). Sin embargo, se observan algunas tendencias repetitivas en la tasa de efusión que se pueden correlacionar a tres periodos eruptivos que dieron lugar a la formación de los flujos de lava Tepeyahualco.

El primer periodo eruptivo está conformado con la emisión de las unidades de flujo 1A,1B y 1C, evolucionando de traquiandesita basáltica (SiO_2 wt%: 54.98 – 56.44) a traquiandesítica (SiO_2 wt%: 57.09 – 57.78) (Figura 57). Durante esta etapa eruptiva se observa un aumento en el contenido de SiO_2 , además de un decremento en la tasa de efusión (valor promedio: 223.49 – 175 m^3/s), lo cual se puede correlacionar con una disminución del volumen de lava emitido (0.28 a 0.17 km^3).

El segundo periodo eruptivo está conformado por las unidades de flujo 2A y 2B. Este segundo periodo inicia con la emisión de la unidad 2A, marcada con el aumento del volumen de lava emitido de composición traquiandesita basáltica. Seguido de esto, se desarrolla la unidad 2 de la misma composición. Además, se observa un descenso en el volumen de magma emitido y la tasa de fusión en este periodo eruptivo.

El último periodo eruptivo que dio lugar a la formación de los flujos Tepeyahualco está conformada por la unidad 3. Esta unidad de flujo está representada por la emisión de la unidad más cercana al borde, marcada con un aumento en el contenido de SiO_2 y por la tasa de efusión más baja de los flujos Tepeyahualco. Este periodo está representada por los flujos de lava El Pájaro. En general, muestran una composición más evolucionada (traquita), relativamente homogénea, enriquecida en sílice (SiO_2 wt%: 66.21 – 67.72) con respecto al resto de los flujos del campo. Presentan una morfología de lavas en bloques, mostrando una tendencia geoquímica lineal durante su secuencia eruptiva (Figura 57). Las unidades de flujo que componen los flujos El Pájaro muestran rasgos morfológicos diferentes, sin embargo estos fueron agrupados debido a su posición estratigráfica y, sobre todo, la similitud observada en su peculiar composición geoquímica.

En general, se observa una disminución en la longitud de las unidades de flujo con respecto al tiempo, asociado a una disminución en el volumen de lava emitido, así como su tasa de efusión. La morfología y morfometría de los flujos el Pájaro, sugiere un emplazamiento relativamente lento, esto debido a su baja tasa de efusión promedio de ~40.19 m^3/s , siendo ésta la menor tasa de efusión calculada en este trabajo, además de un alto tiempo de emplazamiento promedio total de ~125.7 día.

En general, es posible observar ciertas tendencias durante el emplazamiento de los flujos de lava que dieron lugar a la formación de este campo de lavas. En este caso fue posible

observar al inicio de cada etapa eruptiva una alta tasa de efusión, la cual disminuye en función del tiempo. Esta tendencia es posible observarla en el inicio de las etapas eruptivas II y III. La etapa eruptiva II inicia con el emplazamiento de los flujos Texcal con una tasa de efusión de $\sim 359.05 \text{ m}^3/\text{s}$ disminuyendo hasta $\sim 100.45 \text{ m}^3/\text{s}$ con el emplazamiento de los flujos Sarabia. Mientras que durante la etapa eruptiva III se presentó una tendencia similar, iniciando con el emplazamiento de los flujos El Limón con una tasa de efusión de $\sim 417.63 \text{ m}^3/\text{s}$, terminando con el emplazamiento de los flujos El Pájaro ($40.19 \text{ m}^3/\text{s}$).

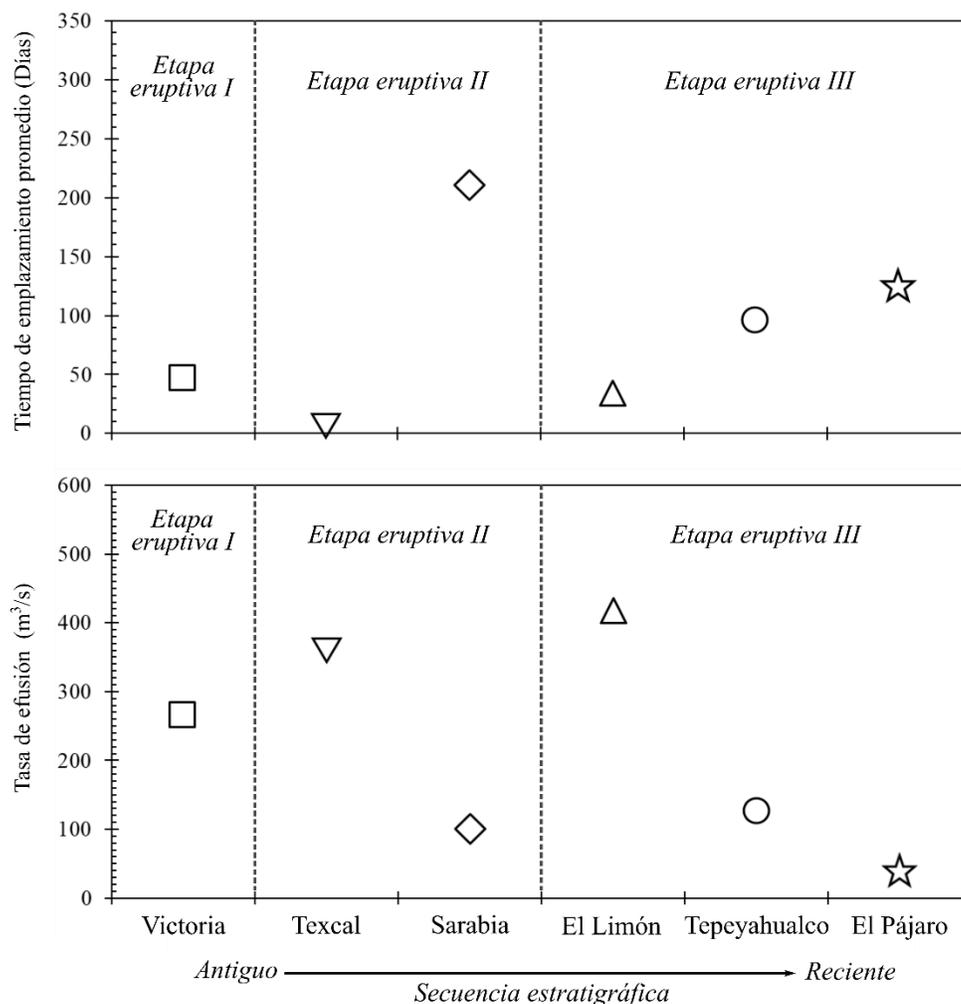


Figura 58. Graficas de parámetros físicos para las tres etapas eruptivas que dieron lugar a los flujos de lava del sector sur de la caldera de los Humeros (a) Tiempo de emplazamiento promedio y (b) Tasa de efusión promedio.

En este caso, el uso de la tasa de efusión resultó ser un buen indicador para la estimación y delimitación de las etapas eruptivas que dieron lugar a la formación de este

campo de lavas. La figura 58 revela una clara relación entre las etapas eruptivas propuestas en este trabajo con respecto a la tasa de efusión.

Cada etapa eruptiva inicia con la emisión de flujos de lava de composiciones máficas evolucionando hacia composiciones más ricas en sílice, lo que implica una mayor viscosidad con el tiempo. Esta correlación se puede observar con mayor claridad en el transcurso de la última etapa eruptiva, iniciando con la emisión de los flujos de lava El Limón (SiO_2 wt%: 52.79 – 58.05), terminando con la emisión de los flujos de lava El Pájaro (SiO_2 wt%: 66.21 – 67.72) (Figura 58). En este último caso, es evidente también el notorio incremento de elementos alcalinos (Na y K) con respecto al resto de los flujos del campo.

Sin embargo, el cese de la erupción de los flujos de lava puede no ser exclusivamente al incremento de la viscosidad del magma, sino también a una combinación de otros parámetros como el suministro limitado del magma y una progresiva pérdida de volátiles, tal y como ha sido propuesto por Larrea et al (2017), Cashman (2004) y Smith and Németh (2017) en el caso de estudio de otras erupciones de volcanes monogenéticos.

La tasa de efusión es un parámetro usualmente relacionado con la distancia recorrida por un flujo de lava (Walker, 1973). En este caso la figura 59 muestra una buena correlación entre la tasa de efusión y la longitud de las unidades de flujo.

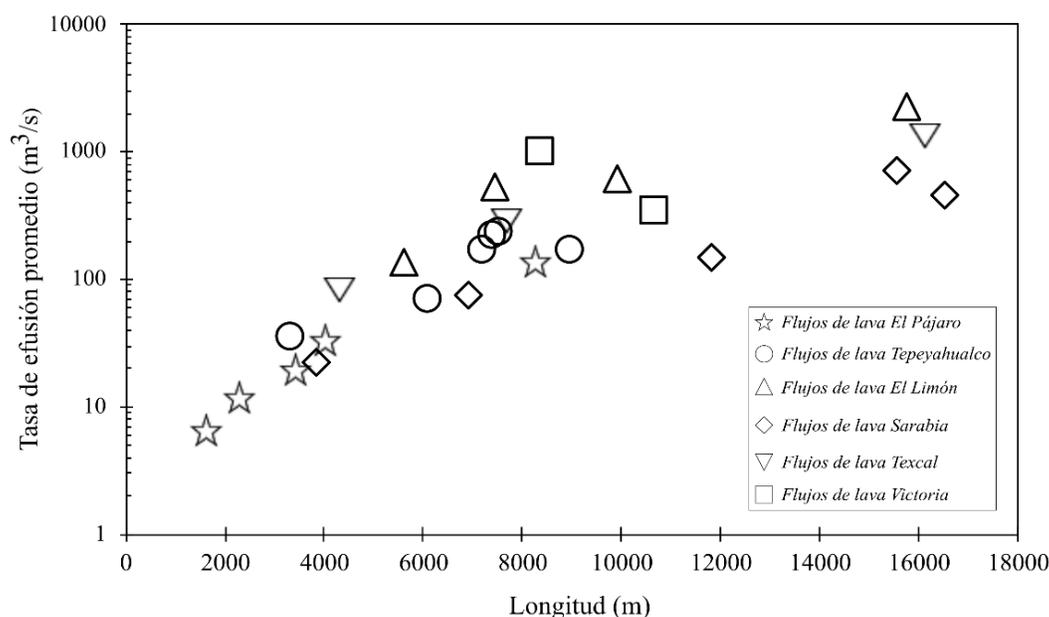


Figura 59. Relación entre la longitud de las unidades de flujo vs tasa de efusión promedio

Las altas tasas de efusión y grandes volúmenes están relacionadas con las unidades de flujo que alcanzan mayores distancias. Además, la paleotopografía del terreno juega un papel muy importante en la distribución los flujos de lava que componen a este campo de lavas debido a su distribución preferencial hacia el sur del borde de la caldera.

7.2 Uso de los parámetros morfométricos de los flujos de lava y sus incertidumbres.

Los campos de lavas generalmente se forman por la superposición total o parcial de múltiples unidades de lava emitidas periódica o continuamente a través de la duración de la erupción. Es por la naturaleza misma que involucra la formación de un campo de lavas que se dificulta la obtención e interpretación de parámetros morfométricos sin incertidumbre.

En este caso, los parámetros morfométricos obtenidos y estimados de los flujos de lava que componen al campo de lavas del borde sur de la caldera de los Humeros también están sujetos a un alto grado de incertidumbre. Esto es debido a que la mayoría de las unidades de flujo se encuentran sobreyacidos parcialmente por unidades más recientes, por lo que algunos parámetros morfométricos como su longitud y el área total de algunas unidades de flujo deben ser inferidos. Además de las importantes consideraciones que deben de ser tomadas en la aplicación de dos métodos diferentes en la estimación de la tasa de efusión y duración de la erupción.

En este trabajo se utilizaron dos métodos diferentes para la estimación de la tasa de efusión y duración de la erupción : El método de Kilburn & Lopes (1991) y el método de Graetz (Pinkerton & Sparks, 1976; Hulme & Fielder, 1977; Guest et al., 1987). Sin embargo, existen algunos puntos importantes que deben de ser considerados en la aplicación de ambos métodos.

El primer método utilizado fue el propuesto por Kilburn & Lopes (1991), el cual asume que los flujos de lava se propagan desde los tramos superiores del campo de lavas y que luego viajan uno a lado de otro sin considerar la superposición de los flujos de lava. Esto pudiera causar una sobrestimación de T (Duración de la erupción), debido a que el valor de H (espesor) para los campos de lavas es mayor que el espesor alcanzado de un flujo de lava durante su emplazamiento. Además, este método asume que la tasa de descarga del flujo de lava es de manera constante y continua, sin considerar que durante la formación de un flujo

de lava se incluyen periodos de quietud, lo que conllevaría a una sobrestimación de la duración de la erupción (De Silva et al., 1994). Por dichas razones, los valores de T obtenidos por el método de Kilburn & Lopes (1981) deben ser considerados como máximos.

El segundo modelo utilizado se basa en el método de Graetz (Pinkerton & Sparks, 1976; Hulme & Fielder, 1977; Guest et al., 1987), el cual considera una tasa de efusión continua y estable, sin considerar variaciones en el diámetro del conducto. Por estas razones los valores de T (Duración de la erupción) generalmente tienden a ser subestimados.

El uso de dos métodos diferentes ayudó a obtener valores más precisos, esto es asumiendo que los resultados de cada método pudieran acercarse o representar valores máximos o mínimos. Además, la comparación de los resultados de ambos métodos ayuda a obtener una mejor aproximación de los tiempos de emplazamiento, debido a que ambos resultados muestran una aceptable correlación, a excepción de algunas discrepancias en donde se tiene menor confianza del valor promedio; además de reducir errores de medición humana, así como de las variaciones morfológicas propias del flujo de lava.

Los volúmenes calculados en este trabajo son el volumen equivalente de roca densa (DRE) y deben ser considerados como valores mínimos. Esto es debido a que la mayoría de los flujos de lava no se encuentran expuestos en su totalidad, además de poseer una zona masiva y superior de grosor variable con distinto grado de vesicularidad, los cuales no fueron considerados en la estimación del volumen.

Capítulo 8 - Conclusiones

Se presentan los resultados de un estudio en la porción sur de la caldera de los Humeros, Puebla, que integra la estratigrafía, geocronología, geoquímica y vulcanología de los flujos de lava emitidos del borde sur de la caldera, para reconstruir las diferentes etapas eruptivas involucradas en su formación que permitan descifrar la evolución volcánica de ese campo de lavas.

El campo de lavas está compuesto por seis flujos de lava principales (Victoria, Texcal, Sarabia, El Limón, Tepeyahualco y El Pájaro), los cuales muestran una variación composicional significativa que incluye desde basaltos de olivino y andesitas basálticas, hasta traquiandesitas, traquiandesitas basálticas y traquitas. Cubren un área aproximada de 216 km², y tiene un volumen estimado en ~4.87 km³.

La integración de los resultados del análisis morfoestratigráfico, morfométrico, geoquímico y cronológico permitieron identificar tres etapas eruptivas principales. La primera etapa se desarrolló durante el Holoceno temprano, poco antes de ~6422 BC, en la cual se emitió un volumen de 0.46 km³ correspondiente a las lavas Victoria. La segunda etapa se desarrolló entre 2676 y 1950 BC, en la cual se emitió casi cuatro veces el volumen de la primera etapa, con aproximadamente 1.8 km³, correspondientes a las lavas Texcal (basaltos de olivino) y Sarabia (traquiandesitas – traquiandesitas basálticas y andesitas). La tercera etapa se desarrolló entre 1330 y 600 BC y representa el mayor volumen de las tres etapas eruptivas, con aproximadamente 2.61 km³ correspondiente a las lavas El Limón (traquiandesitas basálticas – traquiandesitas), Tepeyahualco (traquiandesita basáltica – traquiandesita) y El Pájaro (traquitas) con una marcada tendencia a afinidades alcalinas.

El inicio de cada etapa eruptiva está marcado por varios factores que incluyen: valores altos de volumen emitido, tasa de efusión que van disminuyendo con el tiempo, en contraste con un incremento general del contenido de sílice para las etapas II y III. Existe una buena correlación positiva entre el volumen de lava emitido con respecto la tasa de efusión y la distancia recorrida por los flujos de lava. Los rasgos morfológicos de las lavas están asociadas a diferentes condiciones eruptivas. La tasa de efusión es el factor principal que controla la forma, estructuras volcánicas y tipos de lavas, aunque es evidente que las variaciones en composición y viscosidad influyeron también en la morfología, distancia recorrida, espesor,

y rasgos físicos de las lavas emitidas. Se observa que al inicio de cada etapa eruptiva se presenta una alta tasa de efusión, la cual disminuye en función del tiempo. Los resultados obtenidos del tiempo de emplazamiento y tasa de efusión obtenidos mediante la combinación de ambos métodos aplicados en este trabajo ayudaron a obtener un valor de la tasa de efusión estimado más aproximado.

El estudio incluye un mapa vulcanoestratigráfico detallado, en donde se muestra la distribución espacio-temporal del vulcanismo, a partir del cual se deducen las etapas eruptivas involucradas en la construcción de este campo volcánico y la errática migración de los focos eruptivos con el tiempo, moviéndose desde del sector occidental (etapa I: flujo Victoria) hacia los sectores centro y centro-oriental (etapa II: flujos Texcal y Sarabia), y finalizar con emisiones en los sectores oriente y centro (etapa III: flujos Tepeyahualco, El Limón y El Pájaro).

Este trabajo tiene aplicación para el sistema geotérmico de la caldera de los Humeros aportando información relevante sobre la diversidad de fuentes de calor del sistema y sobre el vulcanismo Holocénico asociado al sistema geotérmico actualmente en explotación, con importantes implicaciones para evaluación de peligro volcánico en la zona.

Referencias

- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Orozco-Esquivel, M. T., Vassallo, L. F., & Xu, S. (2002a). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: implicaciones en la deformación post-eocénica del centro de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 55(1), 12-29.
- Allan, J. F. (1986). Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Bulletin*, 97(4), 473-485.
- Arzate, J., Corbo-Camargo, F., Carrasco-Núñez, G., Hernández, J., & Yutsis, V., 2018. The Los Humeros (Mexico) geothermal field model deduced from new geophysical and geological data. *Geothermics* 71, 200–211. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.09.009>.
- Barrios, S., 2018. Caracterización morfológica de los derrames del campo de lava de Los Humeros, Puebla. Tesis de licenciatura, Instituto Tecnológico de Cd. Madero. 45 pp.
- Campos-Enríquez, J.O., Domínguez-Méndez, T.F., Lozada-Zumaeta, M., Morales- Rodríguez, H.F., & Andaverde-Arredondo, J.A., 2005. Application of the Gauss theorem to the study of silicic calderas: the calderas of La Primavera, Los Azufres, and Los Humeros (México). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 147, 39–67.
- Cantagrel, J. M., & Robin, C. (1979). K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks—relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of volcanology and geothermal research*, 5(1-2), 99-114.
- Carrasco-Núñez, G. (1997). Lava flow growth inferred from morphometric parameters: a case study of Citlaltépetl volcano, Mexico. *Geological Magazine*, 134(2), 151-162.
- Carrasco-Núñez, G., Bernal, J. P., Dávila-Harris, P., Jicha, B., Giordano, G., & Hernández, J. (2018). Reappraisal of Los Humeros Volcanic Complex by New U/Th Zircon and ⁴⁰Ar/³⁹Ar Dating: Implications for Greater Geothermal Potential. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(1), 132–149. <https://doi.org/10.1002/2017GC007044>
- Carrasco-Núñez, G., & Branney, M. J. (2005). Progressive assembly of a massive layer of ignimbrite with a normal-to-reverse compositional zoning: The Zaragoza ignimbrite of central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 68(1), 3–20. <https://doi.org/10.1007/s00445-005-0416-8>
- Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., & Lozano, L. (1997) , Geologic map of Cerro Grande Volcano and Surrounding Area, Central México. *Maps and Charts Series (MCH 081, p 10)*. Boulder, CO: *Geological Society of America*.
- Carrasco-Núñez, G., Hernández, J., De León, L., Dávila-Harris, P., Norini, G., Bernal, J. P., & López-Quiroz, P. (2017). Geologic Map of Los Humeros volcanic complex and geothermal field, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt Mapa geológico del complejo volcánico Los Humeros y campo geotérmico, sector oriental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. *Terra Digitalis*, 1(2), 1–11. <https://doi.org/10.22201/igg.terradigitalis.2017.2.24.78>
- Carrasco-Núñez, G., López-Martínez, M., Hernández, J., & Vargas, V. (2017). Subsurface stratigraphy and its correlation with the surficial geology at Los Humeros geothermal field, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geothermics*, 67, 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.01.001>
- Carrasco-Núñez, G., Siebert, L., Díaz-Castellón, R., Vázquez-Selem, L., & Capra, L., 2010, Evolution and hazards of a long-quiescent compound shield-like volcano: Cofre de Perote, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 197, p. 209– 224, doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.08.010.
- Carrasco-Núñez, Gerardo, McCurry, M., Branney, M. J., Norry, M., & Willcox, C. (2012). Complex magma mixing, mingling, and withdrawal associated with an intra-Plinian ignimbrite eruption at a large silicic caldera volcano: Los Humeros of central Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 124(11–12), 1793–1809. <https://doi.org/10.1130/B30501.1>

- Cas, R., & Wright, J. (2012). Volcanic successions modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions. Springer Science & Business Media.
- Cashman, K. V. (2004). Volatile controls on magma ascent and eruption. *The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics*, 150, 109-124.
- Cavazos-Álvarez, J.A. & Carrasco-Núñez, G. (2019). Effective mapping of large ignimbrites by using a GIS-based methodology ; case of the Xáltipan ignimbrite from Los Humeros caldera , Mexico . *Terra Digit* 3, 1–8. <https://doi.org/10.22201/igg.25940694.2019.2.65.142>.
- Cavazos, J. A., & Carrasco-Núñez, G. (2020). Anatomy of the Xáltipan ignimbrite at Los Humeros Volcanic Complex; the largest eruption of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 392, 106755. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.106755>
- Cedillo, F., Vigiano, J.C. & Gutiérrez-Negrín, L.C., 1994. Columnas Petrográficas de los Pozos Geotérmicos de Los Humeros. Internal report, Comisión Federal de Electricidad. México, 197 pp.
- Cedillo, F., 1997. Geología del Subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros, Pue., Internal report. Comisión Federal de Electricidad, México 30 pp.
- Cedillo, F., 2000. Hydrogeologic model of the geothermal reservoirs from Los Humeros. In: *Proceedings World Geothermal Congress 2000*. Puebla, México Kyushu – Tohoku Japan. pp. 1639–1644.
- 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.
- Chevrel, M. O., Guilbaud, M. N., & Siebe, C. (2016). The ~ AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico): magma source, crustal storage, eruptive dynamics, and lava rheology. *Bulletin of Volcanology*, 78(4), 32.
- Cox, K. G. (Ed.). (2013). *The interpretation of igneous rocks*. Springer Science & Business Media.
- Dávila-Harris, P., & Carrasco-Núñez, G. (2014). An unusual syn-eruptive bimodal eruption: The Holocene Cuicuiltic Member at Los Humeros caldera, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 271, 24–42. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.11.020>
- De la Cruz, V., 1983. Estudio geológico a detalle de la zona geotérmica Los Humeros, Pue. Internal Report 10/83. CFE 51 pp.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. Revista 2, 172–187.
- De Silva SL, Self S, Francis PW et al. (1994) Effusive silicic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex. *Journal of Geophysical Research* 99(B9): 17805–17825.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., & Carrasco-Núñez, G., 1999. Space–time patterns of Cenozoic arc volcanism in Central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology* 27 (4), 303–306.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- Ferriz, H., & Mahood, G. A. (1984). Eruption rates and compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 89(B10), 8511–8524. <https://doi.org/10.1029/JB089iB10p08511>
- Ferriz, Horacio, & Mahood, G. A. (1987). Strong compositional zonation in a silicic magmatic system: Los humeros, Mexican neovolcanic belt. *Journal of Petrology*, 28(1), 171–209.

<https://doi.org/10.1093/petrology/28.1.171>

- Fitz-díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., & Chávez-Cabello, G. (2018). Earth-Science Reviews The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen : Structure , basin development , magmatism and tectonics, *183*, 56–84. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>
- Garduño, V.H., Romero, F., & Torres, R., 1985. Análisis estructural del campo geotérmico de Los Humeros, Pue. (México). CFE, pp. 26–85 Internal Report.
- Gómez-Tuena, A., & Carrasco-Núñez, G. (2000). Cerro Grande volcano: The evolution of a Miocene stratocone in the early Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, *318*(1–4), 249–280. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00314-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00314-5)
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A. B., Langmuir, C. H., Goldstein, S. L., Ortega- Gutiérrez, F., & Carrasco-Núñez, G., 2003. Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Mantle sources, slab contributions, and crustal contamination. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* *4* (8), <https://doi.org/10.1029/2003GC000524>.
- 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. *Bull. Volcanol.* *49*, 527–540.
- Gutiérrez-Negrín, E., & Izquierdo-Montalvo, G., 2010. Review and update of the main features of the Los Humeros geothermal field. In: *Proceedings World Geothermal Congress*. Mexico, Bali, Indonesia. April 2010.
- Gutiérrez-Negrin, L. C. A. (2019). Current status of geothermal-electric production in Mexico. In *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* (Vol. 249). <https://doi.org/10.1088/1755-1315/249/1/012017>
- Hasenaka, T. (1994). Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *63*(1–2), 13–31. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90016-7](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90016-7)
- Hasenaka, Toshiaki, & 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*(1–2), 105–124. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90007-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90007-1)
- Hawkesworth, C.J., Gallager, K., Hergt, J.M., & McDermott, F., 1993, Mantle and slab contributions in arc magmas: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *21*, 175-204.
- Hulme, G. (1974). The interpretation of lava flow morphology. *Geophysical Journal International*, *39*(2), 361-383.
- Hulme G, Fielder G (1977) Effusion rates and rheology of lunar lavas. *Philos Trans R Soc Lond S-A* *285*:227–234
- Irvine, T., & Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* *8*, 532–548.
- Juárez-Arriaga, E., Böhnell, H., Carrasco-Núñez, G., & Mahgoub, A. N. (2018). Paleomagnetism of Holocene lava flows from Los Humeros caldera, eastern Mexico: Discrimination of volcanic eruptions and their age dating. *Journal of South American Earth Sciences*, *88*(October), 736–748. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.10.008>
- Kilburn, C. R. J. & Lopes, R. 1991. General patterns of flow field growth: Aa and blocky lavas. *Journal of Geophysical Research* *96*, 19721–32.
- Kilburn C., 2000, Lava flows and Flow fields in H.Sigursson (ed.), *Encyclopedia of volcanoes*: Academic Press, 291-305.

- Larrea, P., Salinas, S., Widom, E., Siebe, C., & Abbitt, R. J. (2017). Compositional and volumetric development of a monogenetic lava flow field: The historical case of Paricutin (Michoacan, Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 348, 36-48.
- López-Hernández, A., García-Estrada, G. H., & Arellano-Guadarrama, F. J. (1995). Geothermal Exploration at Las Tres Virgenes, B.C.S., Mexico. *World Geothermal Congress*, 707–712. Retrieved from <https://www.geothermal-energy.org/pdf/IGAstandard/WGC/1995/2-Lopez.pdf>
- Lorenzo-Pulido, C.D., 2008. Borehole geophysics and geology of well h-43, Los Humeros geothermal field, Puebla, México. Geothermal Training Programme Report. 9. Orkustofnun, Grensásvegur, Reykjavík, Iceland 23 p.
- Lozano Santa-Cruz, R., Verma, S.P., Girón, P., Velasco, F., Morán-Zenteno, D., Viera, F., & Chávez, G., 1995. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos-X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas. *Actas INAGEQ 1*, 203–208.
- Lucci, F., Carrasco-Núñez, G., Rossetti, F., Theye, T., White, J. C., Urbani, S., ... & Giordano, G. (2020). Anatomy of the magmatic plumbing system of Los Humeros Caldera (Mexico): implications for geothermal systems. *Solid Earth*, 11(1), 125-159.
- Maitre, L. E. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. *Recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematics of igneous rocks*, 193.
- Mori, L., 2007. Origen del magmatismo miocénico en el sector central de la FVTM y sus implicaciones en la evolución del sistema de subducción mexicano. *Cent. Geociencias*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Negendank, J., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooer, F., Tobschall, H., & Werle, D., 1985, Geological and geochemical investigations on the east- ern TMV: *Geofísica International*, v. 24, p. 477–575.
- Norini, G., Carrasco-Núñez, G., Corbo-Camargo, F., Lermo, J., Rojas, J. H., Castro, C., & Cedillo, F. (2019). The structural architecture of the Los Humeros volcanic complex and geothermal field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 381, 312–329. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.06.010>
- Norini, G., Gropelli, G., Sulpizio, R., Carrasco-Núñez, G., Davila-Harris, P., Pelliccioli, C., Zucca, F., & De Franco, R., 2015. Structural analysis and thermal remote sensing of the Los Humeros volcanic complex: implications for volcano structure and geothermal exploration. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 301, 221–237.
- 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.
- Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, in Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*: Nantwich, Shiva, 230-249.
- Pérez-Reyonoso. (1978). Geología y petrografía de la Caldera de Los Humeros. *Geomimet*, 91,97-106.
- Pinkerton H, & Sparks RSJ (1976) The 1975 sub-terminal lavas, Mount Etna: a case history of the formation of a compound lava field. *J Volcanol Geoth Res* 1:167–182
- Pinkerton H, & Wilson L (1994) Factors controlling the lengths of channel- fed lava flows. *J Volcanol Geoth Res* 56:108–120
- Riggs, N., & Carrasco-Núñez, G. (2004). Evolution of a complex isolated dome system, Cerro Pizarro, central México, 66, 322–335. <https://doi.org/10.1007/s00445-003-0313-y>
- Rojas-Ortega, E. (2016). Litoestratigrafía, petrografía y geoquímica de la Toba Llano, y su relación con el cráter el Xalapazco, Caldera de Los Humeros, Puebla (MS thesis, pp. 129). San Luis Potosí México: IPICYT
- Smith, I. E. M., & Németh, K. (2017). Source to surface model of monogenetic volcanism: a critical review.

- Geological Society, London, Special Publications, 446(1), 1-28.
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Verma, S. P., & Lopez, M. (1982). Geochemistry of Los Humeros Caldera, Puebla, Mexico. *Bulletin Volcanologique*, 45(1), 63-79. <https://doi.org/10.1007/BF02600390>
- Verma, S. P. (1983). Magma genesis and chamber processes at Los Humeros Caldera, México-Nd and Sr isotope data., 52-55.
- Verma, S.P., 1985. Heat source in los humeros geothermal area, Puebla, Mexico. *Transactions. Geotherm. Resour. Counc.* 9 (Part 1).
- Verma, S. P. (1985). On the magma chamber characteristics, 41, 207-214.
- Viniegra, F., 1965. Geología del macizo de Teziutlán y de la cuenca cenozoica de Veracruz. *Boletín la Asoc. Mex. Geólogos Pet.* 17, 100-135.
- Viggiano, J.C., Flores-Armenta, M., 2008. Estudio petrográfico del pozo H 43 Los Humeros, Pue., interpretación e indicadores mineralógicos de acidez. Internal report C.F.E., DEX, DGL-HM-01-08. 30 p.
- Viggiano, J.C., & Robles, J., 1988. Mineralogía hidrotermal en el campo geotérmico de Los Humeros Pue.: sus usos como indicadora de temperatura y del régimen hidrológico. *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía* 4, 15-28.
- Walker, G.P.L., 1971. Compound and simple lava flows and flood basalts. *Bull. Volcanol.* 35, 579-590.
- Walker, G. L. P. 1973. Lengths of lava flows. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* A274, 107-18.
- Willcox, C. P. (2011). Eruptive, magmatic and structural evolution of a large explosive caldera volcano: Los Humeros, Central Mexico, 263-303. <https://doi.org/10.1145/349299.349336>
- Yáñez, C., & García, S., 1980. Exploración De La región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz. C.F.E, Internal report 96 pp.
- Yáñez-García, & García-Durán. (1982). Exploración de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz.