



**Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo**  
**Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra**  
**Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio**

---



TESIS

**Diques alimentadores de conos de escoria y evaluación de las relaciones  
vulcanotectónicas en el Valle de Santiago, Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato.**

Que para obtener el grado de:

**Maestra en**  
**Geociencias y Planificación del Territorio**

Presenta

**Lic. Karla Gabriela Cruz Cruz**

Directora

**Dra. Martha Gabriela Gómez Vasconcelos**  
CONAHCyT-Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, UMSNH

Co-director

**Dr. Denis Ramón Avellán López**  
CONAHCyT -Instituto de Geofísica- UNAM

Morelia, Michoacán. Septiembre de 2024

## DEDICATORIA

Con todo mi amor a mis padres, Adulfa y Samuel,  
por su apoyo incondicional y su infinito amor.  
Cada logro es por su aliento e inspiración.  
Gracias por todo su esfuerzo.

A mis queridas hermanas, Marisela y Verónica,  
son mi inspiración; admiro su grandeza y sus logros.  
Cuando sea grande quiero ser como ustedes.  
Gracias por caminar conmigo y nunca dejarme sola.

A mi amor chiquito, Madison.  
Gracias por ser fuente de alegría para toda la familia.  
Deseo que tu viaje este lleno de grandes aventuras y experiencias.

Los amo. Gracias por tanto, mi bella familia.

*“Caminante, son tus huellas el camino y nada más; caminante, no hay camino, se hace camino al andar...”* Antonio Machado

## **AGRADECIMIENTOS**

De manera especial, quiero agradecer a la Dra. Gaby Gómez, por creer en mí, por su apoyo incondicional, su paciencia, los conocimientos compartidos, por cada palabra de motivación, por su calidad humana y por ser mi gran inspiración.

Agradezco infinitamente al Dr. Denis Avellán por su invaluable apoyo para la realización de este trabajo, por todos los conocimientos compartidos, su paciencia, los consejos brindados y la confianza otorgada.

Agradecimiento especial al Proyecto Ciencia Básica CONAHCYT A1-S-23296 a cargo del Dr. Denis Ramón Avellán López, por su financiamiento para el trabajo de campo y análisis de laboratorio.

Con mucho aprecio, agradezco a los Dres: Juan Manuel Sánchez, Pedro Corona, Boris Chako y Diana Soria, por dedicar tiempo en revisar este documento. Gracias por cada una de sus observaciones y sugerencias para mejorar el trabajo y por su acompañamiento en todo este proceso. Son una fuente de inspiración.

De manera muy especial, agradezco al Instituto de Geofísica de la UNAM, Unidad Michoacán por permitirme usar sus laboratorios e instalaciones en este proceso. Agradezco enormemente al M.C Guillermo Cisneros por su invaluable apoyo en las campañas de campo, por el levantamiento fotogramétrico y el procesamiento de información cartográfica. A la maestra Fabiola Mendoza por su valioso apoyo en el laboratorio, en el análisis de partículas finas y gruesas, así como por sus consejos, su energía e inspiración constante. Al maestro Felipe Tenorio, por su apoyo técnico en el laboratorio de petrografía. A la ingeniera Consuelo Macías del Instituto de Geología, UNAM por su valioso apoyo en el proceso de separación de circones y su disponibilidad. A la M.C Dulce Bocanegra por su apoyo en el laboratorio. Al pasante de Geociencias Jorge Lara, por su apoyo en levantamiento fotogramétrico. Al estudiante Omar López por su asistencia durante el trabajo de laboratorio. También, les agradezco de manera especial su calidez humana, sus consejos y apoyo brindado de muchas maneras.

Agradezco a los M.C Silvestre Cardona y Gabriela Reyes por confiar en mí, por su apoyo y por contribuir en mi crecimiento profesional.

A los docentes del INICIT por ser parte de mi formación académica. De manera especial a los Dres. Isabel, Erna y Ángel por sus aportaciones más allá de la cuestión académica y por hacer del INICIT un mejor lugar.

Agradezco mucho al personal administrativo del INICIT: Paty, Cinthya, Bere, Laura y al Dr. Alejandro por su significativo apoyo en todos los trámites durante mi estancia en el instituto.

A mis amigos y compañeros del INICIT: Ruth, Salvador, Kache, Estrella, Néstor, Lupe, Lucy, Astrid, Jami, Itza, Santiago y Sergio, ¡qué placer coincidir con ustedes! Gracias por los momentos compartidos, por el apoyo emocional, por todas las risas y recuerdos regalados. Los quiero mucho, amigos.

A la señora Ilda Arroyo y a mis roomies: Joce, Gaby, Ann y Yanet por brindarme su calidez humana, su apoyo y su cariño en todo momento.

A mis queridas amigas Johana y Athenea por siempre estar pendientes de mí, ofrecerme su amistad sincera y motivarme. Las admiro y las quiero mucho.

A todas esas personas que a la distancia a través de un mensaje o una llamada me brindan su apoyo emocional y siempre están alentándome: Bety, Yanet, Lupita, Elías, Rafa, Iturbe, Magda, Javier, Omar B. Gracias por su cariño y su amistad; lo atesoro mucho.

Gracias señora Laura Reyes por ser una fuente de inspiración, por motivarme y apoyarme siempre.

Infinitas gracias a todas aquellas personas con las que tuve el placer de coincidir durante mi estancia en la Universidad de Sonora, en especial al Dr. Roberto Vidal, Grettel y Alondra por brindarme su apoyo y regalarme inolvidables experiencias. También, a todos los organizadores y participantes de la séptima edición del curso internacional de vulcanología de campo en Colombia, gracias por los conocimientos compartidos, las vivencias, las anécdotas de experiencias de vida y la inspiración que sembraron en mí. Deseo volver a coincidir con ustedes.

A todas aquellas personas que han estado presentes en mi vida, que me alientan, que me dan su cariño, gracias por tanto amor, me siento la más afortunada de contar con cada uno de ustedes.

Gracias a CONAHCyT por la beca otorgada y hacer posible esta maestría.

# ÍNDICE

---

<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	i
<b>LISTA DE TABLAS</b> .....	ii
<b>RESUMEN</b> .....	iii
<b>ABSTRACT</b> .....	iv
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	1
1.1 Localización y vías de acceso .....	2
<b>2. MARCO GEOLÓGICO Y VULCANOTECTÓNICO</b> .....	5
2.1. Estudios previos .....	7
2.1.1. Vulcanotectónica y diques en el CVMG .....	7
2.1.2. Valle de Santiago.....	8
<b>3. CONTEXTO DE INVESTIGACIÓN</b> .....	9
3.1. Planteamiento del problema .....	9
3.2. Justificación.....	10
3.3. Hipótesis.....	10
3.4. Objetivos .....	11
<b>4. MARCO TEÓRICO</b> .....	12
<b>5. METODOLOGÍA</b> .....	16
5.1. Revisión bibliográfica y cartografía .....	16
5.2. Trabajo de campo .....	16
5.2.1 Levantamiento fotogramétrico con dron .....	17
5.3. Trabajo de laboratorio .....	18
<b>6. RESULTADOS</b> .....	23
6.1. Morfología.....	23
6.2. Geología de los conos de escoria.....	25
a. Volcán Peñas (Pe) .....	25
b. Volcán Rincón (Ri) .....	27
c. Volcán Moro (Mo) .....	28
d. Volcán Colorada (Co) .....	30
e. Volcán Buena vista (Bv) .....	32
6.2.1. Caracterización de diques alimentadores: volcán Buena vista.....	33
6.2.2. Parámetros físicos y sedimentológicos.....	37

6.3.	Geología estructural .....	40
6.3.1.	Fallas regionales .....	40
6.3.2.	Diques.....	42
6.3.3.	Lineamiento de centros eruptivos.....	44
6.4.	Petrografía .....	45
6.5.	Geoquímica .....	48
a.	Elementos Mayores .....	49
b.	Elementos traza .....	52
<b>7.</b>	<b>DISCUSIÓN</b> .....	<b>54</b>
7.1.	Morfología y variación espacial de los conos de escoria .....	54
7.2.	Control estructural en el vulcanismo del Valle de Santiago.....	56
7.3.	Fragmentación del magma y dinámica eruptiva.....	58
7.4.	Variabilidad geoquímica de magmas del Valle de Santiago .....	61
<b>8.</b>	<b>CONCLUSIONES</b> .....	<b>64</b>
	<b>RECOMENDACIONES</b> .....	<b>65</b>
	<b>REFERENCIAS</b> .....	<b>66</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.- Ubicación geográfica del área de estudio y principales vías de acceso.....	4
Figura 2.- Contexto tectónico regional del centro de México. Polígono blanco: límite de la FVTM; polígono amarillo: límite del CVMG; rectángulo rojo: área de estudio. Volcanes: Ce: Ceboruco, Co: Colima, Pa: Parícutin, T: Nevado de Toluca, P: Popocatepetl, O: Pico de Orizaba. Estrella verde: Morelia.....	6
Figura 3.- Nomenclatura de la geometría de diques. Modificado de Hoek (1991) y Re et al. (2015).....	14
Figura 4.- Preparación de láminas delgadas: a) cortadora de precisión, b) pulido vía húmeda, c) láminas delgadas...	19
Figura 5.- Preparación de muestras para geoquímica a) esquiras de dique; b) equipo HERZOG; c) contaminación del mortero y d) muestras recuperadas.....	20
Figura 6.- Procedimiento granulométrico. a) juego de tamices y báscula de alta precisión, b) recuperación de las fracciones granulométricas, c) granulometría de fracciones finas, d) equipo de conteo de fracciones finas.....	21
Figura 7.- Análisis de componentes: a) cuarteo de muestras; b) clasificación bajo el microscopio de fracciones finas; c) clasificación de componentes por tipologías.....	22
Figura 8.- Mapa morfométrico del área de estudio. La línea morada delimita el relieve alto y bajo.....	24
Figura 9.- Modelo de terreno generado a partir de vuelo con dron. Morfología y diques del volcán Peñas.....	26
Figura 10.- Morfología de los diques en el volcán Peñas.....	26
Figura 11.- Modelo de terreno generado a partir de vuelo con dron. Morfología y diques del volcán Rincón.....	27
Figura 12.- Morfología de los diques del volcán Rincón.....	28
Figura 13.- Modelo de terreno generado a partir de vuelo con dron. Morfología y diques del volcán Moro. ....	29
Figura 14.- Morfología y vesicularidad de los diques del volcán Moro.....	30
Figura 15.- Modelo de terreno generado a partir de vuelo con dron. Morfología y diques del volcán Colorada.....	31
Figura 16.- Morfología de los diques del volcán Colorada. ....	32
Figura 17.- Modelo de terreno generado a partir de vuelo con dron. Morfología y diques del volcán Buena vista. ...	33
Figura 18.- Volcán Buena vista. La línea roja punteada señala parte del límite del volcán, las líneas negras indican los diques expuestos, la estrella representa el punto de muestreo.....	34
Figura 19.- Diques del volcán Buena vista, la línea amarilla punteada señala los bordes expuestos en superficie. a) dique A, b) dique B, c) dique B porción abierta y d) dique C. ....	35
Figura 20.- Diques localizados en volcán Buena vista, la línea punteada amarilla señala los bordes expuestos en superficie. a) base del dique C; b) dique E; c) dique F, porción abierta, y d) dique H.....	37
Figura 21.- Columna estratigráfica esquemática (no está a escala) del volcán Buena vista, II) resultados de granulometría, III) componentes y IV) densidad y vesicularidad.....	39
Figura 22.- Rosetas de fallas a) direcciones COGO, b) direcciones de campo y sus polos (círculos negros).....	40
Figura 23.- Mapa estructural del área de estudio.....	41
Figura 24.- Rosetas de direcciones preferenciales y polos (puntos negros) de los diques a) volcán Pe (27 datos), b) volcán Ri (13 datos), c) volcán Bv (128 datos), d) volcán Mo (81 datos), e) volcán Co (42 datos) y f) direcciones de diques rectos (87 datos).....	42
Figura 25.- Método de diedros rectos. a) esfuerzos principales de diques, b) esfuerzos principales de diques rectos c) esfuerzos principales de fallas y d) suma de esfuerzos de fallas y diques.....	43
Figura 26.- Roseta con direcciones preferenciales de lineamientos de estructuras volcánicas. ....	44
Figura 27.- Fotomicrografías de diques con objetivo 5X y nicoles cruzados: a) Pe, b) Ri, c) Bv, d) Mo, e) Co y f) xenolito. Plg: plagioclasa, Ol: olivino, Opx: ortopiroxeno, Cpx: clinopiroxeno, Anf: anfíbol, Qz: cuarzo. ....	47
Figura 28.- a) Diagrama de clasificación de rocas volcánicas (modificado de Le Maitre et al., 1989 e Irvine y Baragar, 1971); b) diagrama de clasificación de rocas plutónicas (modificado de Wilson, 1989); c) diagrama K <sub>2</sub> O vs. SiO <sub>2</sub> (Gill, 1981). Línea roja punteada: división entre serie alcalina y sub-alcalina. ....	50
Figura 29.- Diagramas Harker de elementos mayores (la unidad en cada eje de los diagramas es % en peso). ....	51

Figura 30.- a) Diagrama multielementos de elementos traza normalizados con valores del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). b) Diagrama de multielementos de tierras raras normalizadas con valores de condritas (Sun y McDonough, 1995).....	53
Figura 31.- Análisis de densidad de Kernel de edificios volcánicos del área de estudio.....	55
Figura 32.- DEM modificado de Blatter y Hammersley (2010). TG: brecha de Tzitzio, TG Back: área afectada por Fractura Orozco, LA: Los Azufres, A: Amealco, H: Huichipan, TA: anticlinal Tzitzio, J: Jorullo, V: Valle de Bravo, ZVC: Complejo volcánico Zitácuaro, Zr: domos Ziráhuato, NT: Nevado de Toluca, P: El Peñón, M: Morelia, PG: graben Penjamillo, CG: graben Cuitzeo, TQ: sistema de fallas Taxco-Querétaro y AG: graben Amealco.....	57
Figura 33.-Boceto de emplazamiento de volcanes de estudio y su afinidad.....	63

## **LISTA DE TABLAS**

Tabla 1.- Datos morfométricos y diques de los conos de escoria de este estudio. ....	40
Tabla 2.- Resultados químicos de cinco diques y un xenolito.....	48
Tabla 3.- Variabilidad de SiO <sub>2</sub> y K <sub>2</sub> O y la distancia de los volcanes a la trinchera. ....	63

## RESUMEN

Los conos de escoria representan las estructuras volcánicas más comunes sobre la superficie de la Tierra, por lo que entender su mecanismo de emplazamiento y dinámica eruptiva es crucial para evaluar el peligro volcánico que representan. En el sector central de la Faja Volcánica Trans-Mexicana se ubica el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). Este campo alberga más de 1,200 centros eruptivos donde cerca del 90% corresponde a conos de escoria. Es común que los volcanes sean explotados como bancos de material, de esta manera, se expone el interior del volcán exhibiendo sus depósitos y en ocasiones el sistema alimentador de la erupción. Al noreste del CVMG, en el Valle de Santiago, se localizan cinco conos de escoria que tienen una disposición N-S y exponen su sistema alimentador. A partir de revisión cartográfica, trabajo de campo, análisis de petrografía, geoquímica y geología estructural se caracterizó el sistema alimentador (enjambre de diques) que se asocia a la alimentación de los depósitos de caída de cada volcán. Los enjambres de diques alimentadores se presentan segmentados en échelon, esta disposición jugó un papel importante en la morfología de los conos de escoria y en la distribución de los depósitos de caída. Los resultados indican que el sistema alimentador de los volcanes principalmente tiene una dirección NNE-SSW influenciada por fallas preexistentes y el campo de esfuerzos regional y local. Se sugiere que existe un control estructural en la distribución, morfología y dinámica eruptiva de los volcanes. Las rocas de los diques presentan una textura predominantemente porfírica, su asociación mineral está conformada por plagioclasas, olivinos y piroxenos. El análisis geoquímico revela que las composiciones de los volcanes son traqui-basaltos, basaltos traqui-andesíticos y andesita basáltica. Estos magmas son de afinidad alcalina provenientes del manto profundo y de afinidad calco alcalina originados en la zona de subducción. El sistema alimentador de los conos de escoria aporta información importante sobre las condiciones del magma al momento de su emplazamiento y el control estructural en la región.

Palabras clave: diques alimentadores, vulcanismo monogenético, vulcanotectónica, campo de esfuerzos, conos de escoria.

## **ABSTRACT**

Scoria cones represent the most common volcanic structures on the Earth's surface, so understanding their emplacement mechanism and eruptive dynamics is crucial to assess the volcanic hazard they represent. The Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (MGVF) is located in the central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. This field hosts more than 1,200 eruptive centers, of which nearly 90% are scoria cones. It is common for volcanoes to be exploited as quarries, thus exposing the interior of the volcano, displaying its deposits, and, sometimes, the eruption's feeder system. To the northeast of the CVMG, in the Santiago Valley, there are five scoria cones that have a N-S arrangement and expose their feeder system. Based on the cartographic review, fieldwork, petrographic analysis, geochemistry, and structural geology, the feeder system (dike swarm) associated with the emplacement of the fallout deposits of each volcano was characterized. The feeder dike swarms are segmented en échelon, and this arrangement plays an important role in the morphology of the scoria cones and the distribution of the fallout deposits. The results indicate that the feeder system of the volcanoes mainly has a NNE-SSW direction influenced by pre-existing faults and the regional and local stress field. It is suggested that there is a structural control in the distribution, morphology, and eruptive dynamics of the volcanoes. The rocks of the dikes present a predominantly porphyritic texture; their mineral association is made up of plagioclase, olivine, and pyroxenes. The geochemical analysis reveals that the compositions of the volcanoes are trachy-basalts, trachy-andesitic basalts, and basaltic andesite. These magmas are of alkaline affinity originating from the deep mantle and calc-alkaline affinity originating in the subduction zone. The scoria cone feeding system provides important information about the conditions of the magma at the time of its emplacement and the structural control in the region.

Keywords: feeder dikes, monogenetic volcanism, volcanotectonics, stress field, scoria cone

## 1. INTRODUCCIÓN

Los conos de escoria corresponden a las estructuras volcánicas más comunes sobre la superficie de la Tierra. Principalmente se encuentran conformando campos volcánicos monogenéticos cubriendo áreas de decenas a cientos de kilómetros cuadrados y en algunos casos están relacionados con volcanes poligenéticos (Wood, 1980). Éstos son un tipo de morfología resultado del vulcanismo monogenético, debido a que se forman por una única erupción que dura desde varios días hasta años. Los conos de escoria se construyen a partir de erupciones explosivas de estilo estromboliano, generando depósitos de caída de escorias con tamaños desde lapilli a ceniza y en ocasiones bombas volcánicas que salen desde el cráter y caen en sus flancos con trayectoria balística. Todos los fragmentos presentan alta vesicularidad, producto de magmas basálticos ricos en gas. Como consecuencia del bajo volumen de magma emitido a lo largo de su corta vida, estos edificios volcánicos suelen ser pequeños (Houghton *et al.*, 1999; Vespermann y Schmincke, 2000; Martin y Németh, 2006; Németh, 2010; Németh *et al.*, 2017).

Las erupciones que generan a los conos de escoria son alimentadas por un sistema de conductos que generalmente son fallas y fracturas corticales que se conectan con pequeños cuerpos de magma del manto sublitosférico o emplazados en la corteza y controlan la salida del magma a la superficie. Una vez que la erupción finaliza, el magma no drenado dentro de los conductos se solidifica para formar estructuras tabulares que se conocen como diques. Al solidificarse, el conducto deja de ser viable para alimentar la erupción y el magma tiende a buscar o formar otros conductos adyacentes para emplazarse. Los diques alimentadores de erupciones en conos de escoria pueden resultar complejos al formar enjambres de diques (por ejemplo: Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2023). También, existen casos de diques arrestados, es decir, diques que no llegan a la superficie para suministrar magma a una erupción (Galindo y Gudmundsson, 2012; Gudmundsson, 2020).

Los estudios realizados sobre diques han demostrado que en su contexto general proporcionan información sobre las propiedades mecánicas de la roca huésped, el campo de esfuerzos local o regional, la sobrepresión del magma y la dirección del flujo en el momento de su emplazamiento (por ejemplo, Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2023). La caracterización de los diques alimentadores de erupciones resulta importante para comprender las condiciones de propagación, así como los factores que controlan su geometría y las propiedades que condicionan la dinámica eruptiva y la distribución del vulcanismo. También, reflejan procesos de enfriamiento, desgasificación, dinámica eruptiva y mecanismos de propagación del magma (Galindo y Gudmundsson, 2012). El entendimiento de diques alimentadores es muy importante para la evaluación del peligro volcánico, especialmente en campos volcánicos monogenéticos (por ejemplo, Galindo y Gudmundsson, 2012).

En la parte central de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) se ubica uno de los campos volcánicos monogenéticos más grandes del mundo, el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). Este campo volcánico está conformado por más de 1,200 volcanes monogenéticos y alrededor de 900 son conos de escoria (Hasenaka y Carmichael, 1985). Gran parte de estos conos de escoria son utilizados como canteras para extraer material de construcción, lo que ocasiona que

el interior de los volcanes quede expuesto, ofreciendo así un excelente afloramiento en 3D para su estudio. A pesar de la importancia de estos conductos alimentadores de erupciones volcánicas monogenéticas, en México son escasos los estudios detallados sobre diques alimentadores de conos de escoria, por lo que aún no se entiende cómo el régimen tectónico y las rocas del basamento controlan el emplazamiento del magma en la corteza poco profunda y posteriormente, en superficie.

En la porción noreste del CVMG se ubica la región de Valle de Santiago, que se caracteriza por un conjunto de estructuras volcánicas producto de erupciones magmáticas (explosivas y efusivas) y actividad freatomagmática. La actividad magmática en la región comenzó en el Mioceno hasta el Pleistoceno tardío (Rangel-Granados *et al.*, en revisión). En la región noreste del CVMG, se sitúan cinco conos de escoria afectados por la erosión antrópica dejando al descubierto enjambres de diques alimentadores. En este trabajo se estudiaron los diques alimentadores de estos conos de escoria, donde se caracterizó a cada uno midiendo su espesor, longitud, rumbo, echado, inclinación, vesicularidad, etc. Se determinaron sus características litológicas, petrográficas y su geoquímica de roca total. En uno de los volcanes se realizó un estudio detallado de los parámetros físicos de los diques y sus características sedimentológicas para conocer el proceso de fragmentación. Asimismo, se realizó un levantamiento con dron para obtener un modelo digital del terreno de la cantera de cada volcán, y determinar si existe una relación entre la configuración de los diques y la morfología de los volcanes. Además, se registraron datos estructurales del área de estudio para la elaboración de un mapa estructural y evaluación las relaciones vulcanotectónicas.

### **1.1 Localización y vías de acceso**

El área de estudio se ubica en la porción sur del estado de Guanajuato, entre los municipios de Moroleón y Salamanca. Geográficamente el área está enmarcada por las coordenadas geográficas de 20°05' a 20°54' de latitud norte y 101°00' a 101°33' de longitud oeste, abarca un área de 1500 km<sup>2</sup> (Figura 1). Geológicamente, el área de estudio se localiza en la región noreste del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), situado en el sector central de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM).

Los volcanes que se estudiaron en este trabajo presentan excelentes afloramientos de su estructura interna y externa muy bien expuestos, debido a los cortes realizados por la extracción económica de material. El acceso a estos bancos de material partiendo desde Morelia, Michoacán es a través de la carretera federal Morelia-Valle de Santiago (No. 43) o la autopista Morelia-Salamanca (No. 43D) que se comunican con una red de carreteras estatales pavimentadas, de terracería y brechas de estado regular. Estas vías de comunicación conectan a las pequeñas localidades y ejidos de la región con los municipios del estado. Las localidades principales dentro del área de estudio son: Moroleón, Uriangato, Yuriria, Buenavista, La Tinaja, Palo Blanco, San Jerónimo de Araceo y Puquichapio.

El área de estudio se localiza dentro de la zona geohidrológica Moroleón-Ciénega Prieta (INEGI). El río principal de la región es el río Lerma que cruza de norte a sur el área de estudio, además, conecta con ríos y arroyos intermitentes distribuidos en toda la región. La precipitación media anual es de 800 mm, con lluvias principalmente en verano. La temperatura anual media es de 18°C (CRM, 2004).

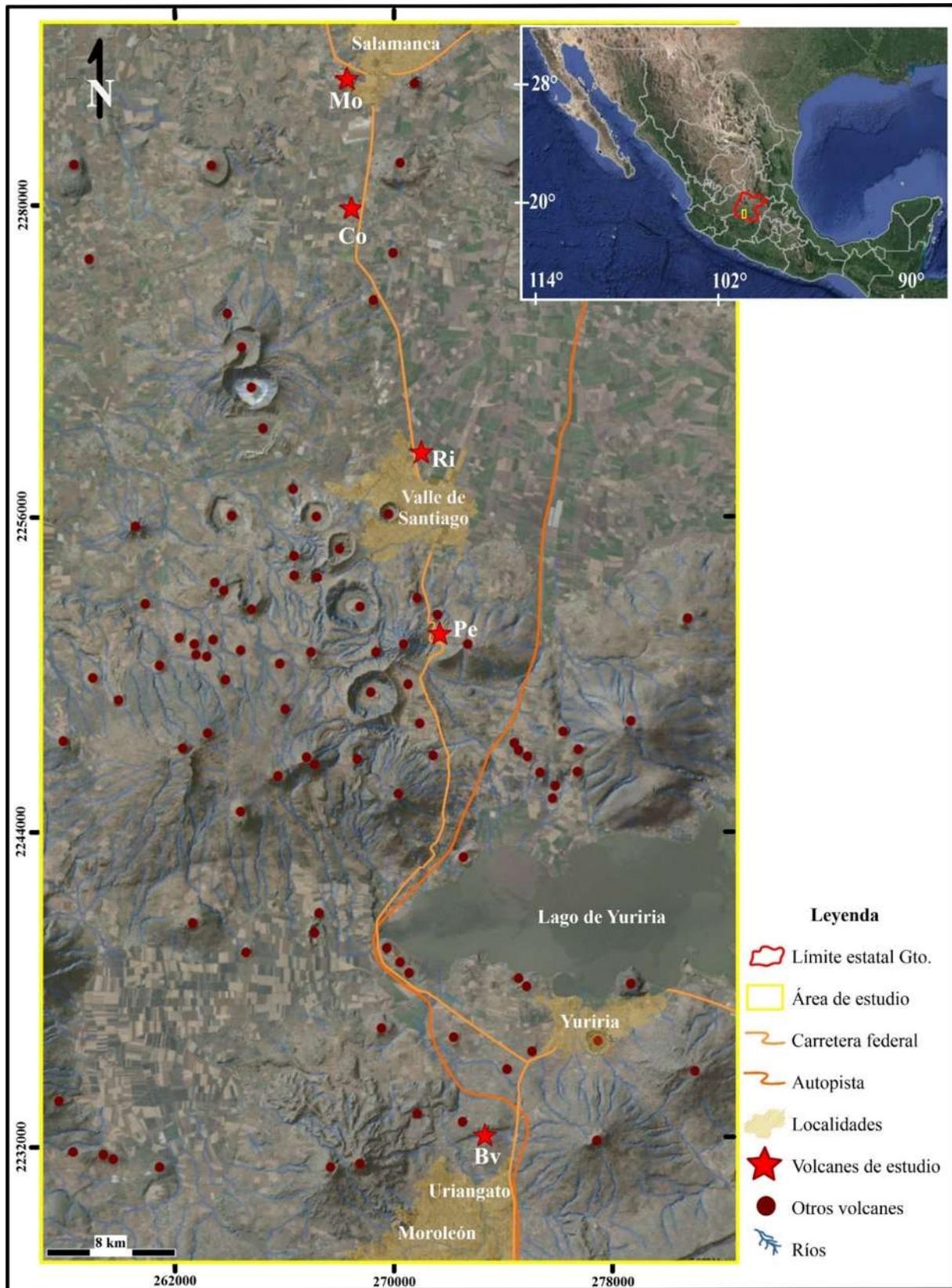


Figura 1.- Ubicación geográfica del área de estudio y principales vías de acceso.

## 2. MARCO GEOLÓGICO Y VULCANOTECTÓNICO

La Faja Volcánica Trans-Mexicana es un arco volcánico continental resultado de la subducción oblicua de las placas oceánicas Cocos y Rivera por debajo de la placa continental de Norteamérica a lo largo de la Trinchera Mesoamericana a una tasa promedio entre 23 y 64 mm/año (DeMets y Stein, 1990; Singh y Pardo, 1993). Este arco está constituido por cerca de 8,000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). La formación de la FVTM comenzó desde el Mioceno hasta el reciente, su disposición tiene una dirección E-O y una longitud de ~1,000 km, extendiéndose desde el estado de Nayarit hasta el estado de Veracruz (Demant, 1981). Con base en sus características geológicas y tectónicas, la FVTM se divide en tres sectores: occidental, central y oriental (Demant, 1978; Ferrari, 2000; Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2012).

El CVMG se localiza en la porción central de la FVTM y abarca un área de 40,000 km<sup>2</sup> (Hasenaka y Carmichael, 1985b; Hasenaka, 1994) (Figura 2). Está formado por más de 1,200 centros volcánicos monogenéticos de composición basáltica a andesítica que ocurrieron durante los últimos 5 Ma (Hasenaka y Carmichael, 1985b; Avellán *et al.*, 2020; Rngel-Granados, en revisión). Dentro del campo se encuentra una variedad de estructuras, dominando en un ~90% los conos de escoria y el resto conformado por domos de lava, volcanes en escudo pequeño, flujos de lava y estructuras freatomagmáticas como maares (Hasenaka y Carmichael, 1985a; Ban *et al.*, 1992; Hasenaka, 1994). Este campo volcánico ocurre en un ambiente tectónico extensional orientado al NNO (Suter *et al.*, 2001) en una región donde el espesor de la corteza es de 35-40 km (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996; Ferrari *et al.*, 2012) y la tasa promedio de convergencia es de 55 mm/año (Ferrari *et al.*, 2012). En esta región, la placa de Cocos en subducción ocurre entre 80 y 200 km de profundidad (Pardo y Suárez, 1995; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996).

De acuerdo con Mendoza y Suastegui (2000), el CVMG sobreyace rocas del terreno Zihuatanejo conformado por grandes volúmenes de turbiditas fuertemente deformadas y parcialmente metamorfizadas durante el Jurásico inferior y medio. A su vez, estas rocas fueron cubiertas por depósitos riolíticos, volcanoclásticos y granitoides que se emplazaron en el complejo de acreción. Estas rocas del Jurásico medio-superior se deformaron y exhumaron antes de la deposición de los estratos relacionados con el arco Cretácico. La sucesión del arco incluye andesitas, basaltos y algunas riolitas y rocas volcanoclásticas intercaladas con calizas, evaporitas y algunas capas rojas de areniscas. A esta sucesión de arcos la intrusieron grandes granitoides del Paleógeno (Mendoza y Suastegui, 2000; Centeno-García *et al.*, 2003; Centeno-García *et al.*, 2008). En la zona de estudio, el terreno Zihuatanejo es cubierto por depósitos volcánicos del CVMG con una variabilidad composicional de rocas silíceas: 40% andesitas, 33% andesitas basálticas, 15% basaltos, 2% traqui-andesitas-basaltos, y 10% dacitas-riolitas, como consecuencia de la mezcla entre magmas intermedios y fundidos parciales graníticos (Losantos *et al.*, 2017; Sosa-Ceballos *et al.*, 2021, Torres-Sánchez *et al.*, 2022; Rangel-Granados, *et al.*, en revisión).

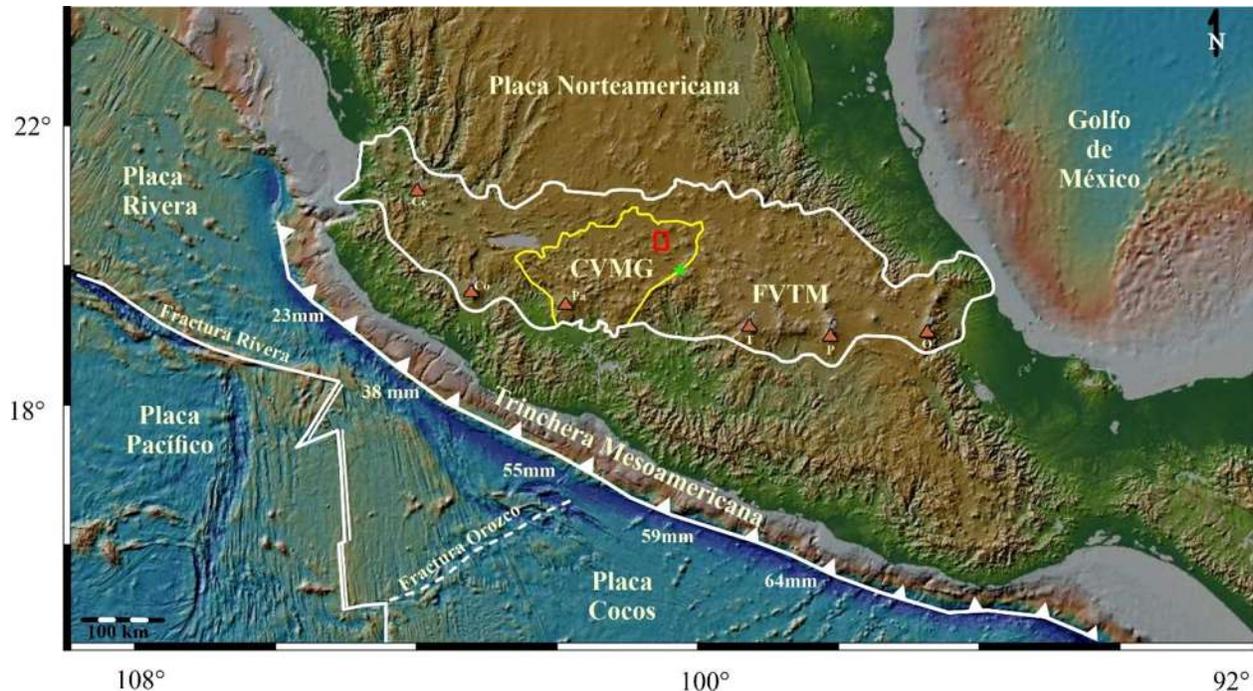


Figura 2.- Contexto tectónico regional del centro de México. Polígono blanco: límite de la FVTM; polígono amarillo: límite del CVMG; rectángulo rojo: área de estudio. Volcanes: Ce: Ceboruco, Co: Colima, Pa: Parícutin, T: Nevado de Toluca, P: Popocatepetl, O: Pico de Orizaba. Estrella verde: Morelia.

Tectónicamente, el CVMG se encuentra interactuando con tres sistemas de fallas regionales: las fallas de tendencia NO-SE a N-S heredadas de la provincia de cuencas y sierras; el sistema con tendencia NE-SO, y las fallas E-O correspondientes al sistema de fallas Chapala-Tula y Morelia-Acambay (SFMA). El sistema con tendencia NO-SE comenzó su actividad hace ~30 Ma (Henry y Aranda, 1992) y sigue activo hasta el reciente (Suter *et al.*, 1995), experimentando primero movimiento normal y posteriormente movimiento lateral derecho (Garduño-Monroy *et al.*, 2009). El sistema con tendencia NE-SO data de ~15 Ma, corresponde a fallas con deslizamiento lateral izquierdo, reactivadas como fallas normales en el Plioceno temprano (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999). El SFMA se originó hace ~19 Ma, con una serie de fallas E-O con cinemática lateral sinistral, y hace ~12 Ma cambió a fallas normales con una componente sinistral (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999). Este sistema es sísmicamente activo y comprende segmentos con actividad sísmica histórica (Garduño-Monroy *et al.*, 2009). El SFMA responde al campo de esfuerzos transtensivo actual, sin embargo, las estructuras del sector este (Acambay) reflejan condiciones locales distintas a las del sector oeste (Morelia-Cuitzeo). Ambos sectores están separados por una frontera regional representada por el sistema de fallas Tzitzio-Valle de Santiago (Mennella *et al.*, 2000). Se trata de una estructura con cinemática y edad anómala con respecto al estilo general del área (Morán y Keppie, 2007).

## 2.1. Estudios previos

### 2.1.1. Vulcanotectónica y diques en el CVMG

Entre los primeros estudios geológicos enfocados a la vulcanotectónica dentro del campo volcánico Michoacán-Guanajuato se encuentra el de Gómez-Vasconcelos *et al.* (2020) quienes reconocieron que los procesos tectónicos ejercen un fuerte control en la distribución, morfología y volumen emitido por erupciones monogenéticas ocurridas en la región de Queréndaro. Otro estudio fue publicado por Avellán *et al.* (2020), donde determinaron que el régimen tectónico condicionado por cambios tectónicos en el graben de Tarímbaro controlaron la presencia de los volcanes con morfología en escudo pequeño conocidos como Quinceo y Tetillas. Seguidamente, Gómez-Vasconcelos *et al.* (2021), caracterizaron las fallas geológicas que configuran la geometría del lago de Cuitzeo, determinando que son fallas activas y pueden ser fuentes de sismos de alta magnitud. También, demostraron que el tectonismo puede controlar el desarrollo, la sedimentación y la distribución volcánica en una cuenca transtensional, evidenciando que la caracterización geomorfológica es un elemento clave para comprender la dinámica tectónica y mejora la caracterización de las fuentes sísmicas. En 2022, Fitz realiza un estudio geológico y vulcanotectónico de cinco volcanes en escudo pequeño del Pleistoceno formados en el graben de Penjamillo. Finalmente, el estudio más reciente sobre vulcanotectónica es el de Avellán *et al.* (2024) donde se describe que el régimen tectónico y el basamento contribuyen a la formación de clúster de volcanes monogenéticos. Estos trabajos enfatizan en la relación existente entre el régimen tectónico y la presencia del vulcanismo vinculado a la formación del campo volcánico Michoacán-Guanajuato.

Dentro del CVMG, los trabajos realizados sobre diques son escasos, en la mayoría de los casos sólo se menciona la presencia de estas estructuras en los afloramientos. Serrano-Durán (2015) y Gómez-Vasconcelos *et al.* (2015) mencionan un dique de composición máfica ubicado en Tuzantla, emplazado con una dirección NE-SO. En estos estudios sugieren que existe una relación tectónica entre la presencia de estos diques con el inicio del régimen extensional en la parte sur de la FVTM. Por otro lado, Gaspar (2017) realiza un estudio en la parte noroeste del CVMG en la zona geotérmica de Ixtlán de los Hervores y vincula la presencia de un dique como la fuente de calor más probable del sistema geotérmico. En 2023, Gómez-Vasconcelos *et al.* estudian por primera vez a detalle el sistema alimentador del cono de escoria Cerrito Colorado ubicado al NNO del CVMG y reconocen que el régimen tectónico ejerce un control importante en el sistema de alimentación de las erupciones monogenéticas.

### 2.1.2. Valle de Santiago

El área del Valle de Santiago presenta un paisaje muy particular que favorece el desarrollo de múltiples estudios geológicos desde principios de los años 90's. Ordoñez (1900) hace una de las primeras descripciones de las geoformas en el Valle de Santiago. Varias décadas después, surgen nuevos estudios, como el de Silva (1988); Ortega-Gutiérrez *et al.* (2014) y Losantos *et al.* (2017) que se enfocaron en el análisis geoquímico de varios volcanes de la región, determinando una composición predominante de andesita-basáltica. Mientras que, Uribe y Urrutia (1999a); Cano y Carrasco-Núñez (2008) y Ulrike *et al.* (2009) caracterizaron los maares en Valle de Santiago y se enfocaron en el entendimiento de su dinámica eruptiva. También, se han realizado estudios sobre paleomagnetismo (Uribe y Urrutia, 1996b, 2006), aportando en el conocimiento de susceptibilidad, dominios magnéticos en secuencias estratigráficas de los maares y deformación antihoraria de bloques en la región. Por otro lado, Aranda *et al.* (2002) destacan la relación que existe entre los diferentes sistemas de fallas y el emplazamiento del variado régimen eruptivo de la región. Fuentes Rubio (2021) aplicó diferentes métodos geofísicos en el maar Hoya Blanca para caracterizar el interior del volcán y generar modelos integrales del sistema volcánico. Entre los estudios más recientes en la región se encuentra el de Kshirsagar *et al.* (2024) que caracterizan un clúster compuesto por tres anillos de toba y dos conos de escoria enfatizando en la composición y origen de estas erupciones. Mientras que Rangel-Granados *et al.* (en revisión) elaboran un mapa geológico detallado de Valle de Santiago, destacando las diferentes morfologías volcánicas y aportando edades ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) y composiciones de productos volcánicos.

Las Luminarias representan las estructuras volcánicas más estudiadas en la región. Son volcanes tipo maar alineados NNO-SSE que contrastan con el patrón tectónico E-O actual que ha controlado el emplazamiento de volcanes y fallas activas de esa región (Ordoñez, 1900; Aranda, *et al.*, 2002; Cano y Carrasco-Núñez, 2008). La relación espacio temporal entre las estructuras volcánicas y el régimen tectónico en Valle de Santiago es compleja y aún dista mucho de ser comprendida; cada nuevo aporte en el conocimiento y entendimiento de la región es de gran importancia para su comprensión geológica.

### 3. CONTEXTO DE INVESTIGACIÓN

#### 3.1. Planteamiento del problema

A lo largo de los últimos cuarenta años, dentro del CVMG se han realizado numerosos estudios enfocados en la descripción geológica-estratigráfica, petrográfica, geoquímica y la distribución de centros eruptivos para determinar tanto la naturaleza de los magmas que llegan a la superficie, como para reconocer sitios mediante la cartografía que han dado lugar al vulcanismo monogenético en superficie (por ejemplo, Hasenaka y Carmichael, 1985a y 1987; Ban *et al.*, 1992; Ferrari *et al.*, 1994; Hasenaka *et al.*, 1994; Guilbaud *et al.*, 2012; Siebe *et al.*, 2014; Kshirsagar *et al.*, 2015; Pola *et al.*, 2015; Chevrel *et al.*, 2016; Osorio-Ocampo *et al.*, 2018; Pérez-Orozco *et al.*, 2018; Ramírez-Uribe *et al.*, 2019; Larrea *et al.*, 2019; Avellán *et al.*, 2020; Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2020; Avellán *et al.*, 2024; Kshirsagar *et al.*, 2024; Rangel-Granados *et al.*, en revisión). Sin embargo, solo el trabajo de Gómez-Vasconcelos *et al.* (2023) examina con detalle el sistema alimentador de un cono de escoria en el CVMG.

El CVMG es el campo volcánico monogenético más grande dentro de la FVTM y es considerado como un sistema activo; alberga dos de las erupciones más jóvenes con la formación del volcán Jorullo (1759-1774) y Parícutin (1943-1952). No obstante, aún no se conoce cómo funciona el sistema alimentador de los conos de escoria, cómo sucedió el emplazamiento de diques en la corteza superficial, ni se comprende cómo ocurrió la fragmentación del magma en superficie y el papel que jugó el campo de esfuerzos regional.

Con este trabajo se pretendió contestar las siguientes preguntas de investigación:

- a) ¿Existió un control estructural en la distribución, morfología y volumen de los conos de escoria en Valle de Santiago?
- b) ¿Qué papel jugó la configuración de los diques alimentadores en la morfología de los conos de escoria?
- c) ¿Cuál es la relación entre los diques alimentadores y el campo de esfuerzos actual en la región?

### 3.2. Justificación

México cuenta con uno de los campos volcánicos monogenéticos más grandes del mundo, el CVMG, conformado por más de 1,200 volcanes monogenéticos (Hasenaka y Carmichael, 1985a). El CVMG representa una zona volcánica activa y posee dos de los volcanes más jóvenes del país (Parícutin y Jorullo). Está constituido por ~900 conos de escoria que corresponden al 90% de volcanes de este campo, por lo tanto, se considera una alta probabilidad de que el siguiente volcán que se emplace sea un cono de escoria. Además, en esta región se encuentra una gran cantidad de fallas activas que podrían controlar la distribución del vulcanismo. Aun cuando, se han realizado numerosos estudios multidisciplinarios en el CVMG, las investigaciones sobre diques alimentadores de erupciones que forman a conos de escoria son escasas. Hasta el momento, solo se ha desarrollado un estudio a detalle sobre diques alimentadores (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2023), esto a pesar del gran número de conos que son utilizados como bancos de material y dejan al descubierto el interior de los volcanes. Estudiar los sistemas alimentadores de los volcanes no siempre es posible, por lo que aún no se entiende cómo se emplazó el magma en la superficie y cómo ocurrió la fragmentación del sistema alimentador de las erupciones que formaron a los conos de escoria. Considerando las premisas anteriores, el presente trabajo pretende comprender cómo se emplaza el magma en los conos de escoria, lo cual es importante para evaluar el peligro volcánico en el CVMG.

El estudio de diques alimentadores de conos de escoria es importante porque aportan información sobre las propiedades de la roca huésped, y condiciones del magma al momento de su emplazamiento. En el registro volcánico, los diques trascienden al reflejar procesos de enfriamiento, desgasificación del magma cerca de la superficie y mostrar detalles sobre la dinámica eruptiva.

En este estudio se caracterizaron los diques alimentadores de cinco conos de escoria desde un contexto vulcanotectónico, contribuyendo a entender cómo la dinámica eruptiva interviene en la configuración del dique y en los depósitos volcánicos asociados, y cómo las fallas permiten el emplazamiento y ascenso del magma a la superficie.

### 3.3. Hipótesis

La distribución, morfología y volumen de los diques alimentadores de los conos de escoria del Valle de Santiago están controlados temporal y espacialmente por la evolución de la dinámica eruptiva y el campo de esfuerzos en la región.

### **3.4. Objetivos**

#### **Objetivo general**

Caracterizar los diques alimentadores de cinco erupciones que formaron conos de escoria situados en la región del Valle de Santiago y evaluar el control estructural en la distribución de los centros eruptivos, volumen emitido y dinámica eruptiva.

#### **Objetivos específicos**

- a) Analizar las características geológicas y geomorfológicas de los centros eruptivos seleccionados.
- b) Determinar los rasgos morfométricos de cada unidad volcánica, por medio de un levantamiento topográfico de alta resolución con dron.
- c) Describir la geometría y dimensiones de los diques localizados en las canteras.
- d) Determinar la asociación mineral y geoquímica de los conos de escoria.
- e) Documentar los sistemas de fallas y su cinemática en cada unidad volcánica.
- f) Describir las características sedimentológicas de los depósitos de caída de un caso representativo: volcán Buena vista.
- g) Evaluar el control estructural de los diques alimentadores en la distribución, morfología y volumen de los volcanes.

#### 4. MARCO TEÓRICO

Los volcanes son una de las manifestaciones más asombrosas y poderosas de la naturaleza. Existe una gran variedad de geoformas y tamaños, tanto de relieve positivo que incluye formas cónicas, como de topografía negativa a manera de cráteres que se forman por la salida de magma y volátiles a la superficie de la Tierra a través de un conducto volcánico. En el ámbito científico se reconocen dos grandes tipos de vulcanismo, el poligenético y el monogenético. Los volcanes que crecen a partir de numerosas erupciones, variados estilos eruptivos, a través del mismo sistema de conductos y son de larga vida se denominan poligenéticos (Macías, 2005). Se caracterizan por ser volcanes de gran tamaño y volumen (estratovolcanes y volcanes en escudo), por mencionar algunos ejemplos en México los volcanes: Popocatépetl, Citlaltépetl, Chichonal y Fuego de Colima. Por otro lado, los volcanes monogenéticos se caracterizan por ser de bajo volumen y tamaño, se construyen por una sola erupción que puede durar de semanas a decenas de años a partir de diferentes fases eruptivas. Los centros monogenéticos muestran una gran variedad de morfologías monogenéticas que incluyen: flujos de lava simple, domos de lava, volcanes en escudo pequeño, conos spatter, conos de escoria, maares, anillos de toba y conos de tobas. En México, se encuentran muchos ejemplos de este vulcanismo, como las erupciones que formaron a los volcanes Parícutin, Las Luminarias, Quinceo, por mencionar algunos. Son pocas las erupciones monogenéticas presenciadas por el hombre, y han sido objeto de múltiples estudios interdisciplinarios, recopilando información valiosa sobre los mecanismos de erupción a partir de los depósitos eruptivos expuestos. La importancia de estos estudios radica en que alrededor del mundo se han desarrollado áreas urbanas dentro de campos volcánicos monogenéticos geológicamente activos, tales como en Nueva Zelanda (Bebbington y Cronin, 2011), Australia (Lesti *et al.*, 2008), Estados Unidos (Mitchell *et al.*, 1989) y México (Agustín-Flores *et al.*, 2011). Entender a estos sistemas volcánicos contribuye a la evaluación de peligro volcánico.

Los volcanes con morfología en cono de escoria corresponden a las estructuras volcánicas monogenéticas más comunes sobre la superficie de la Tierra (Wood, 1980). Los conos de escoria son construidos a partir de varios pulsos eruptivos y diferentes fases, tanto efusivas como explosivas. La fase efusiva va desde uno o más flujos de lava y, en la fase explosiva es típico tener un estilo estromboliano que forma un edificio cónico pequeño como consecuencia del bajo volumen de magma emitido en su corta vida (Gudmundsson, 2020). En general, los conos de escoria están constituidos por bombas y fragmentos de escoria con tamaños desde lapilli a ceniza fina con alta vesicularidad, producto de magmas basálticos ricos en gas (Wood, 1980; Németh, 2010; Németh *et al.*, 2017).

Los diques son el sistema que alimenta la erupción que forma a estos volcanes. Los estudios realizados sobre diques en campos volcánicos monogenéticos del mundo estiman que son varios los factores que influyen en su emplazamiento, por ejemplo, la orientación de un dique es controlada por la dirección de los esfuerzos principales (Nakamura, 1977), la distribución volcánica y la propagación de diques en áreas sin relieve prominente revelan la orientación de la tensión tectónica en escalas regionales y las heterogeneidades de la corteza a gran escala (Urrutia-

Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996; Acocella y Neri, 2009; Kiyosugi *et al.*, 2014; Muirhead *et al.*, 2016; Ruz *et al.*, 2020). Además, la configuración de tensiones, las discontinuidades estratigráficas, la roca preexistente y la topografía en general del área inducen el movimiento y propagación del dique (Gudmundsson, 2006; Acocella y Neri, 2009; Martí *et al.*, 2016). Cabe mencionar que el volumen de magma almacenado, la profundidad del cuerpo magmático y la presión con la que se propaga el magma crean las condiciones para la ubicación, formación y la geometría del dique y, por lo tanto, el comportamiento de las erupciones (Buck, *et al.*, 2006; Lefebvre *et al.*, 2012).

La geometría de los diques se considera producto de la combinación de un sistema de fracturas y un campo de vectores de extensión controlada por la interacción de las grietas impulsadas por el magma con la roca encajonante, revelando patrones estructurales y de tensión regionales en el momento de su emplazamiento (Hoek, 1991 y Re *et al.*, 2015). Sin embargo, el campo de tensión poco profundo puede cambiar durante el tiempo en que se establece un complejo de intrusión, en respuesta a la adición o eliminación de magma a lo largo de la fisura en la roca huésped durante las erupciones superficiales asociadas (Hoek, 1991; Keating *et al.*, 2008; Geshi *et al.*, 2010; Németh y Cronin, 2011; Galindo y Gudmundsson, 2012; Re *et al.*, 2015).

Desde los años 80's se han propuesto clasificaciones de diferentes arreglos geométricos para los sistemas de fractura por extensión en función de la orientación de los segmentos, la contracción y la dirección de extensión (Figura 3). Con base en esta clasificación se reconocen: a) diques irregulares: son segmentos subparalelos con poca superposición y ausencia de configuración sistemática, los desplazamientos son comunes y las bifurcaciones están ausentes (Hoek, 1991); b) diques trenzados: se caracterizan por la presencia de segmentos uno al lado del otro, las ramificaciones y bifurcaciones son resultado de una alta intensidad de tensión (Hoek, 1991); c) diques escalonados (en échelon): consisten en segmentos paralelos entre sí y oblicuos a la contracción, la segmentación es el resultado de una rotación del campo de estrés regional alrededor de un eje paralelo a la dirección de propagación (Delaney y Pollard, 1981; Pollard *et al.*, 1982; Hoek, 1991); d) diques en zigzag: se caracterizan por una dilatación oblicua a los segmentos y normal a la contracción, conduce a una alternancia de componentes sinestrales y dextrales (Hoek, 1991); e) la superposición es la distancia horizontal entre las proyecciones de las puntas de los segmentos adyacentes sobre una línea de referencia paralela al eje de los segmentos; f) el desplazamiento es la distancia entre las puntas de los segmentos adyacentes; g) la unión colineal está formada por segmentos de dique que se propagan uno hacia el otro en la misma línea con un desplazamiento muy estrecho y se unen para formar segmentos más anchos (Delaney y Pollard, 1981); h) el espolón es una protuberancia curva formada a lo largo de los márgenes o cerca de las puntas del dique principal (Pollard *et al.*, 1982); i) los brotes o capullos (bud) son partes anormalmente gruesas de los segmentos, de forma elipsoidal vistos en planta y marcan zonas de distintos cambios en la morfología del dique y suelen estar marcados por la presión de la brecha (Delaney y Pollard, 1981; Hooten y Ort, 2002; Re *et al.*, 2015).

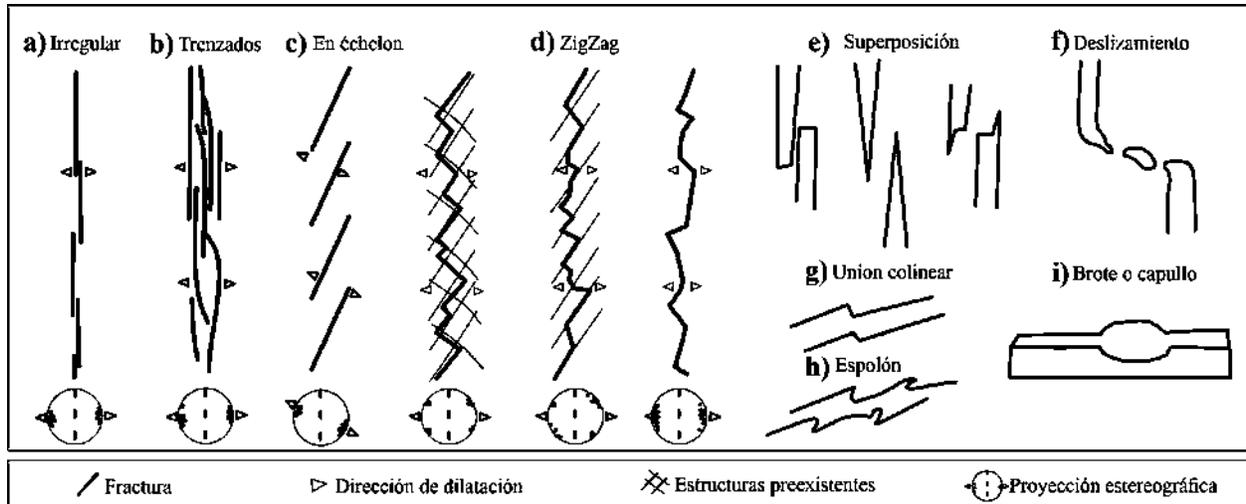


Figura 3.- Nomenclatura de la geometría de diques. Modificado de Hoek (1991) y Re *et al.* (2015).

De acuerdo con Gudmundsson (2020), existen otras características importantes a considerar acerca de los diques como lo es el rumbo, echado, espesor, longitud, composición de dique, roca huésped, fracturas, diaclasas, grietas, bordes, contacto, así como las orientaciones y distribuciones de vesículas y cristales que son útiles para evaluar el flujo magmático. Los tamaños, formas y ubicación de las vesículas en la roca del dique pueden usarse para medir la desgasificación del magma. Las formas de las vesículas son una medida de la viscosidad del magma; las vesículas muy alargadas y angulares indican magma de viscosidad alta, mientras que las vesículas circulares o ligeramente elípticas indican magma de baja viscosidad.

Los diques, proporcionan información sobre el movimiento de fluidos magmáticos y el control estructural que los rige, se asocian como precursores probables de actividad volcánica y, a partir del monitoreo de enjambres sísmicos es posible evaluar la actividad magmática (Yokoyama y De la Cruz-Reyna, 1990; Acocella y Neri, 2009; Acocella, *et al.*, 2009; Galindo y Gudmundsson, 2012; Albert *et al.*, 2016; Gudmundsson 2020; Torres-González *et al.*, 2020). Por ejemplo, en el volcán monogenético Cumbre Vieja (La Palma), Islas Canarias, se tuvo el registro de al menos dos enjambres sísmicos previos a la erupción. Estos enjambres sísmicos junto con datos de gravimetría, deformación de la superficie y geoquímica, fueron indicadores de actividad magmática (Cabieses y Rodríguez, 2022).

Estudios sobre diques alrededor del mundo han propuesto modelos esquemáticos de la interacción entre diques y fallas, por ejemplo, las bifurcaciones son reflejo del acomodo de tensiones (Connor *et al.*, 2000). Por otro lado, Delaney y Pollard (1982) sugieren que la tasa de flujo de magma interviene en el grosor y geometría del conducto, así como en la duración de la erupción. También, se han propuesto modelos mecánicos continuos de la deformación de la roca huésped para tratar de entender el mecanismo de propagación del dique hacia la superficie (Delaney y Pollard, 1981).

Los sistemas de diques que dan paso a las erupciones volcánicas en superficie pueden resultar complejos, sin embargo, el estudio vulcanotectónico de estos sistemas es importante para comprender su distribución y condiciones de formación y propagación. Además, la comprensión del sistema alimentador de los volcanes es significativa en la evaluación del peligro volcánico.

## 5. METODOLOGÍA

Este trabajo de investigación se desarrolló en tres etapas fundamentales que se llevaron a cabo de manera simultánea para cumplir con los objetivos planteados.

### 5.1. Revisión bibliográfica y cartografía

Como primera tarea, se recopiló y revisó información bibliográfica de trabajos enfocados a la vulcanotectónica y, específicamente, sobre el estudio de diques alimentadores de erupciones en volcanes. Paralelo a esto, se buscó y examinó la información referente a estudios geológicos, estructurales y geocronológicos de la región. Esto con la finalidad de conocer el estado del arte de la zona y plantear los objetivos del proyecto de investigación para contribuir con nueva información y entendimiento del CVMG.

Simultáneo a este proceso, se obtuvo la topografía digital a escala 1:50 000 y el modelo digital de elevación con una resolución de 5 m, del sitio web del Instituto Nacional de Estadísticas, Geografía e Informática (INEGI). La información fue procesada con el software *ArcMap*® 10.5 en el laboratorio de Análisis de Riesgos del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán de la UNAM Campus Morelia. Se generaron mapas temáticos de pendiente y el relieve sombreado en tonos de grises. La información cartográfica se trabajó con coordenadas x-y-z, en el sistema de coordenadas WGS - 1984 - UTM - Zona - 14N. Los mapas temáticos permitieron visualizar los rasgos del terreno en 3D y en conjunto con *Google Earth*® se realizó un análisis morfológico en el que se identificaron las estructuras volcánicas (conos de escoria, principalmente) y las fallas presentes en el área de estudio. Sucesivamente, se realizó un mapa de trazos de fallas y lineamientos de centros eruptivos. Este proceso visibilizó el arreglo del sistema de fallas regional. La herramienta utilizada fue *Split Into COGO lines* en *ArcMap*® 10.5. Una vez obtenidas las direcciones, se graficaron en el programa *Rozeta*® para su clasificación y visualización de las direcciones preferenciales.

### 5.2. Trabajo de campo

Durante el trabajo de campo se visitaron los conos de escoria empleados como canteras para identificar aquellos que exhibían afloramientos con diques alimentadores. El trabajo de campo se realizó en cinco excursiones de muestreo de datos, se visitaron al menos 10 canteras en conos de escoria. Cabe mencionar, que en las canteras activas no se observaron diques, mientras que en las canteras abandonadas sí se encontraron diques alimentadores. En este trabajo se describieron los diques alimentadores de cinco conos de escoria. En los afloramientos se describió y midió cada uno de los diques identificados, considerando: rumbo, buzamiento, longitud, espesor, vesicularidad, color, textura y mineralogía. Además, se describieron los depósitos asociados a la formación de uno de los conos de escoria y se determinó la relación entre los depósitos y los diques.

También, se obtuvieron datos estructurales de fallas que afectan a los conos de escoria e indicadores cinemáticos (estrías, colas de caballo, estructuras en R y R') que forman parte importante de la

evidencia de la deformación en el área de estudio. Los datos se graficaron en diagramas de rosas, utilizando el software *Rozeta*® para determinar la dirección preferencial de todas las estructuras. Así mismo, en el software *Win Tensor 5.8*® se graficaron datos poblacionales de fallas desde un punto de vista estadístico y cinemático para identificar el campo de esfuerzos que actúa en el área de estudio.

Por otro lado, en cada cono de escoria se colectó un fragmento de roca del dique alimentador para conocer sus características petrográficas y químicas de roca total. Cabe mencionar que en solo uno de estos volcanes se recolectó una muestra por cada capa del depósito que conforma el cono de escoria para realizar un análisis de partículas y determinar aspectos sedimentológicos.

### **5.2.1 Levantamiento fotogramétrico con dron**

Este trabajo se realizó con un vehículo aéreo no tripulado de marca Mapper MD200 integrado con una cámara RGB. Con las fotografías aéreas obtenidas se construyó un ortofotomapa que fue la base para la elaboración un modelo digital de terreno (MDT). Las fotografías solo se tomaron a las canteras, por lo que no se cubrió a todo el cono de escoria. La importancia de tomar las fotografías fue porque mediante el modelo digital del terreno se reconoció la morfología de la excavación y se determinó la tendencia y longitud de los diques alimentadores. El procedimiento para obtener el modelo digital de terreno se realizó en tres etapas: trabajo de gabinete, ejecución del vuelo y procesamiento de la información.

En el trabajo de gabinete con ayuda del *Google Earth*® se evaluó la forma del volcán y las dimensiones de la cantera, con base en esto, se planificó el trabajo de campo y la ejecución de los vuelos del dron. Después, se trazaron las posibles líneas de vuelo y se calculó el número de fotos por línea a capturar. Posteriormente, se utilizó una tableta con la aplicación *MDCockpit* (sistema operativo Android) donde se generó cada misión de vuelo y se establecieron parámetros como: la altura del vuelo (120 m), traslape entre imágenes (80 m) y la sobreposición línea-línea (30 m).

En la ejecución del vuelo, se vinculó tanto el dron, el radio control y la tableta para realizar los diferentes vuelos. Cada vuelo controlado duró 10 minutos, en el que se capturaron las fotografías aéreas y se generaron los archivos con extensión TDF. Por cada volcán se tomaron al menos 70 fotografías en cinco líneas de vuelo.

En el Laboratorio de Análisis de Riesgos del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, las imágenes se georeferenciaron en el programa *mdGeoSuite* generadas al sistema de coordenadas WGS 1984 UTM 14N y se procesaron en *Agisoft PhotoScan*. Las fotografías se orientaron, creando una nube de puntos densa en malla, se obtuvieron imágenes con textura y color. El producto fue un ortomosaico del relieve, MDT con una resolución espacial de 30 cm (escala 1:30). Con la información obtenida se delimitó la base de los conos de escoria, se determinó la altura de los conos, su elongación, su pendiente, y se trazó la longitud y dirección de emplazamiento de los diques alimentadores.

### 5.3. Trabajo de laboratorio

Durante el trabajo de campo se recolectaron 12 muestras de roca para análisis petrográfico, siete para química de roca total y ocho muestras de los diferentes niveles del depósito de tefra del cono de escoria Buena vista para un análisis de partículas.

#### a) Láminas delgadas.

La preparación de láminas delgadas para el análisis petrográfico se realizó en el laboratorio de Petrografía del Instituto de Geofísica de la UNAM Campus Morelia. Se elaboraron 11 muestras de diques alimentadores y una de un xenolito plutónico localizado dentro de los depósitos del cono de escoria Rincón (Ri). Primero, se cortaron las rocas en forma de tablillas rectangulares de dimensiones aproximadas de 4 x 2 x 1 cm cada una. Después, se desbastó una cara con abrasivos de carburo de silicio del más grueso al más fino (240, 400, 600 y 1000  $\mu\text{m}$ ), esa cara devastada se pegó a un portaobjeto, usando pegamento UV-LOctite y puesto a secar al sol. Una vez seco el ejemplar, se utilizó una cortadora de precisión para cortar la tableta a un espesor de  $\sim 70 \mu\text{m}$ . A continuación, se desbastó la cara cortada de la roca con abrasivos sobre un cristal grueso, reduciendo el espesor de la roca (Figura 4 a y b). El espesor de la roca se controló con un microscopio óptico, se observaron las fases minerales de la roca por debajo del microscopio. Cristales de plagioclasas funcionaron como indicadores por su birrefringencia característica, hasta tener un espesor de  $\sim 30 \mu\text{m}$ . Al conseguir el espesor deseado, las láminas se lavaron en un equipo de ultrasonido para eliminar restos de abrasivos en las vesículas de las muestras (Figura 4c). El mismo procedimiento se realizó en cada una de las muestras, a excepción del fragmento de xenolito, que antes de cortar y desbastar se sumergió en resina epoxi, debido a que la roca estaba muy meteorizada y era muy deleznable, una vez seca la resina se continuó con el proceso. Al finalizar la elaboración de las láminas delgadas, se describió cada una usando un microscopio óptico de marca ZEISS AX10 con cámara integrada a una computadora en el laboratorio de microscopía del Instituto de Geofísica de la UNAM Campus Morelia. Se describieron las texturas, se reconocieron las fases minerales que conforman la roca y se midieron los tamaños de los cristales. También, se tomaron fotografías en formato JPG., con el objetivo 5x, que se utilizaron para digitalizar las fases minerales en CorelDraw® 2021 y obtener un mapa de la fotografía. Después, con la imagen cartografiada y el programa Image-Pro Plus® 6.0 se calculó el vol. % de las diferentes fases minerales.

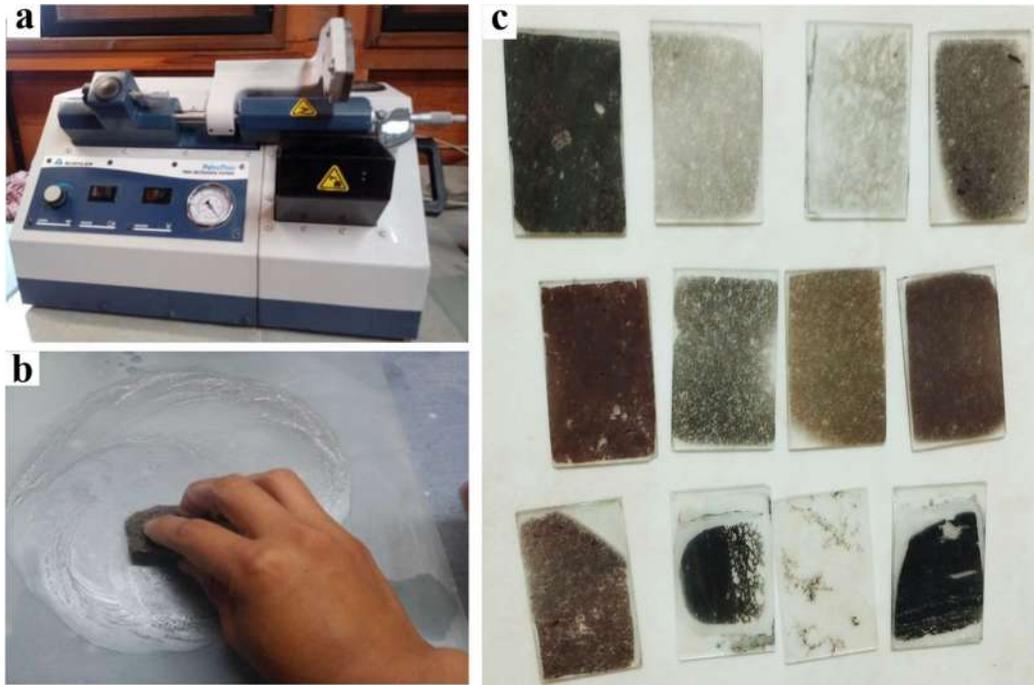


Figura 4.- Preparación de láminas delgadas: a) cortadora de precisión, b) pulido vía húmeda, c) láminas delgadas.

b) Preparación de muestras para análisis de geoquímica.

En este proceso se prepararon siete muestras en el laboratorio de Petrografía del Instituto de Geofísica de la UNAM Campus Morelia. Primero, con una cortadora de discos se obtuvieron piezas con tamaño de  $\sim 2 \times 2 \times 2$  cm, y se seleccionaron aquellos que no presentaran alteración. A continuación, las muestras se llevaron al laboratorio de Análisis de Partículas localizado en el mismo instituto. Las muestras se trituraron (Figura 5a), se depositaron en un vaso de precipitado con agua destilada y se colocaron al ultrasonido (Buehler) para lavarlas hasta eliminar impurezas. Posteriormente, las muestras se secaron en el horno a una temperatura de  $60^{\circ}\text{C}$  por 48 horas. Con las muestras totalmente secas, se pulverizaron en el equipo HERZOG que está conformado por un mortero de dos anillos de acero al cromo (Figura 5b). Este procedimiento, se realizó con la mayor higiene posible para evitar cualquier tipo de contaminación. El equipo se lavó y secó debidamente. Una vez limpio el equipo y el material, se contaminó el equipo tres veces con la misma muestra a trabajar (Figura 5c). Esto consistió en pulverizar esquirlas por 40 segundos en el equipo hasta lograr una textura de talco. En la cuarta repetición del procedimiento se recuperó la muestra para el análisis de roca total, obteniendo hasta 16 gramos por cada muestra (Figura 5d). Entre cada muestra, se limpió minuciosamente todo el equipo con agua y jabón, se secó con aire comprimido y, por último, se limpió con toallas de papel y alcohol para eliminar cualquier residuo.

Las muestras pulverizadas se enviaron al laboratorio *Activation Laboratories* (ACTLABS, por sus siglas en inglés) localizado en la ciudad de Ontario, Canadá. Las técnicas que se aplicaron a la roca total fueron: Fluorescencia de Rayos X para la determinación de elementos mayores y

Espectrometría de Masas de Emisión de Plasma por Acoplamiento Inductivo (ICP-MS, por sus siglas en inglés) para la determinación de elementos menores. Los resultados obtenidos, se procesaron en PetroGram, un libro de Excel diseñado para añadir datos geoquímicos y realizar de manera automatizada diagramas de clasificación, spider, binarios y ternarios.



Figura 5.- Preparación de muestras para geoquímica a) esquirlas de dique; b) equipo HERZOG; c) contaminación del mortero y d) muestras recuperadas.

### c) Análisis de partículas

Granulometría. - La muestra se preparó en el Laboratorio de Análisis de partículas y separación de minerales del Instituto de Geofísica de la UNAM Campus Morelia. Se aplicó el método de tamizado en seco con un juego de 11 tamices con mallas que van de -6 phi (63 mm) hasta 4 phi (0.063 mm) (Figura 6a). Se procesaron ocho muestras de tefra que se tomó de diferentes niveles del depósito del cono de escoria Buena Vista. Las muestras se secaron en el horno a una temperatura de 60°C por 24 horas, una vez secas, se pesaron en una báscula de precisión. A continuación, la muestra se vació en el tamiz superior, de malla más grande y, por caída libre las partículas se fueron seleccionando, no obstante, fue necesario agitar la serie de tamices manualmente para que la muestra se clasificara en su totalidad dentro de cada tamiz correspondiente. Después de 4 minutos aproximadamente, lo retenido en cada tamiz se pesó. Cada

porción se dispuso en una bolsa plástica rotulada con el peso correspondiente (Figura 6b). Entre cada muestra independiente se lavó cada tamiz con agua y jabón, y se secó con aire comprimido.

Para el caso de la granulometría gruesa  $> -6 \phi$  (63 mm) se aplicó la técnica de Rosiwal (Sarocchi et al., 2005). Se utilizó el programa Image Pro Plus® 6.0 y una fotografía nítida del depósito con escala. En el programa, la escala de la fotografía se marcó con una línea a la que se asignó su valor real de medida. Esto permitió que todas las medidas tomadas de los clastos fueran lo más cercanas a la realidad. Posteriormente, se marcó una rejilla de 1000 x 20 mm que funcionó como guía para medir los clastos que aparecían en cada una de las líneas. Las mediciones se realizaron con zoom, tratando que la longitud de los clastos fuera lo más precisa. Todas las longitudes obtenidas se exportaron a Excel para ser procesadas estadísticamente.



Figura 6.- Procedimiento granulométrico. a) juego de tamices y báscula de alta precisión, b) recuperación de las fracciones granulométricas, c) granulometría de fracciones finas, d) equipo de conteo de fracciones finas.

Por otro lado, el análisis de las fracciones finas ( $>4 \phi$ ) se hizo con el método de difracción láser por vía húmeda. Se usó el contador de puntos *Spectrex* PC-2200 previamente calibrado con tres

estándares de calidad. Las partículas medidas presentan tamaños de 3 phi (100  $\mu\text{m}$ ) a 10 phi (1.0  $\mu\text{m}$ ). Las muestras con fracciones  $>4$  phi se mezclaron y se cuartearon, esto consistió en mezclar todo el material para tener una mejor homogeneidad de los diferentes componentes del depósito hasta obtener aproximadamente 1 g de muestra. Esa porción fue vertida en un vaso de precipitado con agua destilada y se colocó en el ultrasonido por 2 minutos para mezclar bien todos sus componentes (Figura 6c). La medición en el contenedor de partículas se ejecutó en un vaso de precipitado con agua destilada, y con una pipeta se agregaron  $\sim 5$  ml de la muestra previamente mezclada. El equipo consta de un láser que hace un conteo de las partículas por tamaño. Los resultados obtenidos fueron conteos porcentuales por muestra que, se transformaron a peso (g) para cada phi (entre 5 phi - 10 phi) (Figura 6d). Al tener el peso en g de todas las fracciones se calculó el porcentaje individual, peso y porcentaje acumulativos de cada muestra. Por último, se elaboraron gráficas y se obtuvieron datos estadísticos para la interpretación de los datos.

Componentes. - La clasificación de componentes se llevó a cabo en el Laboratorio de Análisis de partículas y separación de minerales del Instituto de Geofísica de la UNAM Campus Morelia. Este procedimiento se realizó en ocho muestras que representan las facies constituyentes de la unidad Buena vista (Bv). Este análisis se efectuó con los productos obtenidos en el proceso de tamizado en las fracciones granulométricas retenidas en las mallas -6 phi a 2 phi. Para el caso de las fracciones -3 a 1 phi se cuarteó cada muestra (Figura 7a) hasta obtener aproximadamente entre 700 y 1000 partículas para su clasificación. Las fracciones de muestra  $>-3$  phi se clasificaron y contabilizaron en su totalidad.

La separación de componentes consistió en agrupar cada una de las partículas por tipología, considerando: color, morfología, matriz, textura, contenido mineralógico y vesicularidad. Las partículas entre -6 y -2 phi se separaron y contaron a simple vista, mientras que para las fracciones finas (entre -1 a 1 phi) se requirió de un microscopio binocular para realizar el procedimiento (Figura 7b). Los componentes se separaron en tres grupos: líticos juveniles, líticos accidentales y cristales sueltos (Figura 7c).

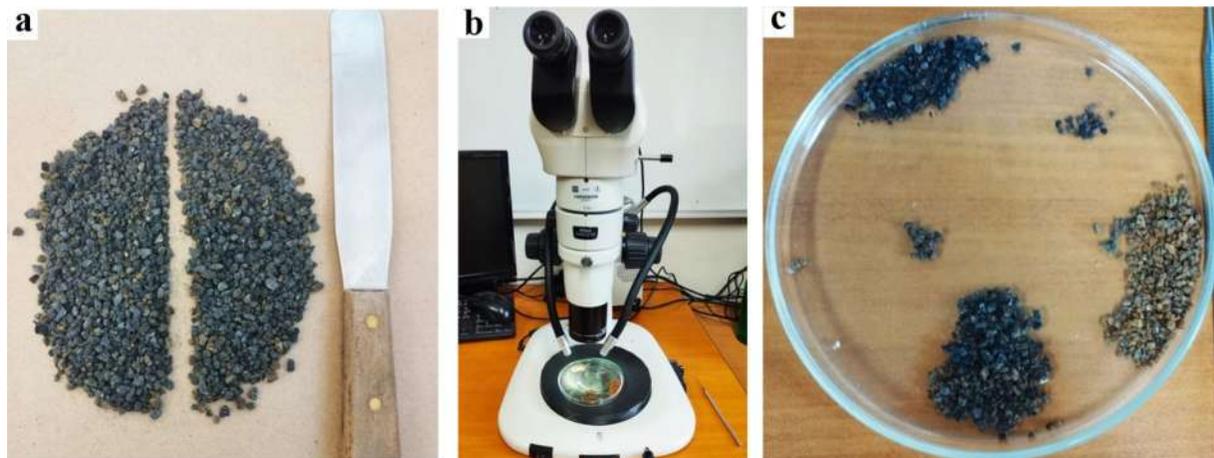


Figura 7.- Análisis de componentes: a) cuarteo de muestras; b) clasificación bajo el microscopio de fracciones finas; c) clasificación de componentes por tipologías.

## 6. RESULTADOS

### 6.1. Morfología

La particular variedad espacial del terreno del área de estudio permitió delimitar la morfometría y geoformas del terreno a partir de mapas temáticos como hipsometría, pendientes, drenaje, la geometría del relieve y la posición topográfica. La altitud del área varía entre 1690 m hasta los 2830 m sobre el nivel del mar. Las pendientes dominantes del terreno son suaves  $<10^\circ$  principalmente, en la porción central y superior de la zona, mientras que en menor presencia se encuentran pendientes  $>30^\circ$  dispuestas en la zona inferior y ocasionalmente, en la zona central. La distribución del drenaje en el área es principalmente radial – subdetrítico con dominio de ríos tributarios (Figura 8).

El área de estudio está conformada por un relieve predominantemente de planicie hacia el norte de la región, la integran algunos edificios volcánicos de bajo volumen como: conos de escoria y maares de baja altitud y suaves pendientes, la densidad de drenaje va de bajo a nulo. El área circundante a la planicie en la parte sur-central del área de estudio está constituida por piedemonte y colinas ligeramente disectadas. Este relieve se asocia a depósitos volcánicos y base de edificios volcánicos como escudo pequeño y algunos conos de escoria de moderada altitud, la densidad del drenaje es moderada, con un patrón radial dado por los edificios volcánicos de los que emergen los ríos. Al sur y parte del centro del área de estudio se encuentran las regiones con lomeríos bajos y altos, moderadamente escarpados y disectados con un drenaje radial a subdetrítico y ocasionalmente paralelo. Este relieve se asocia a edificios volcánicos con morfologías de conos de escoria de moderada altitud, volcanes en escudo pequeño y depósitos antiguos.

Es evidente que las estructuras tectónicas en el área de estudio controlan lineamientos de edificios volcánicos y la dirección de drenajes en la región.

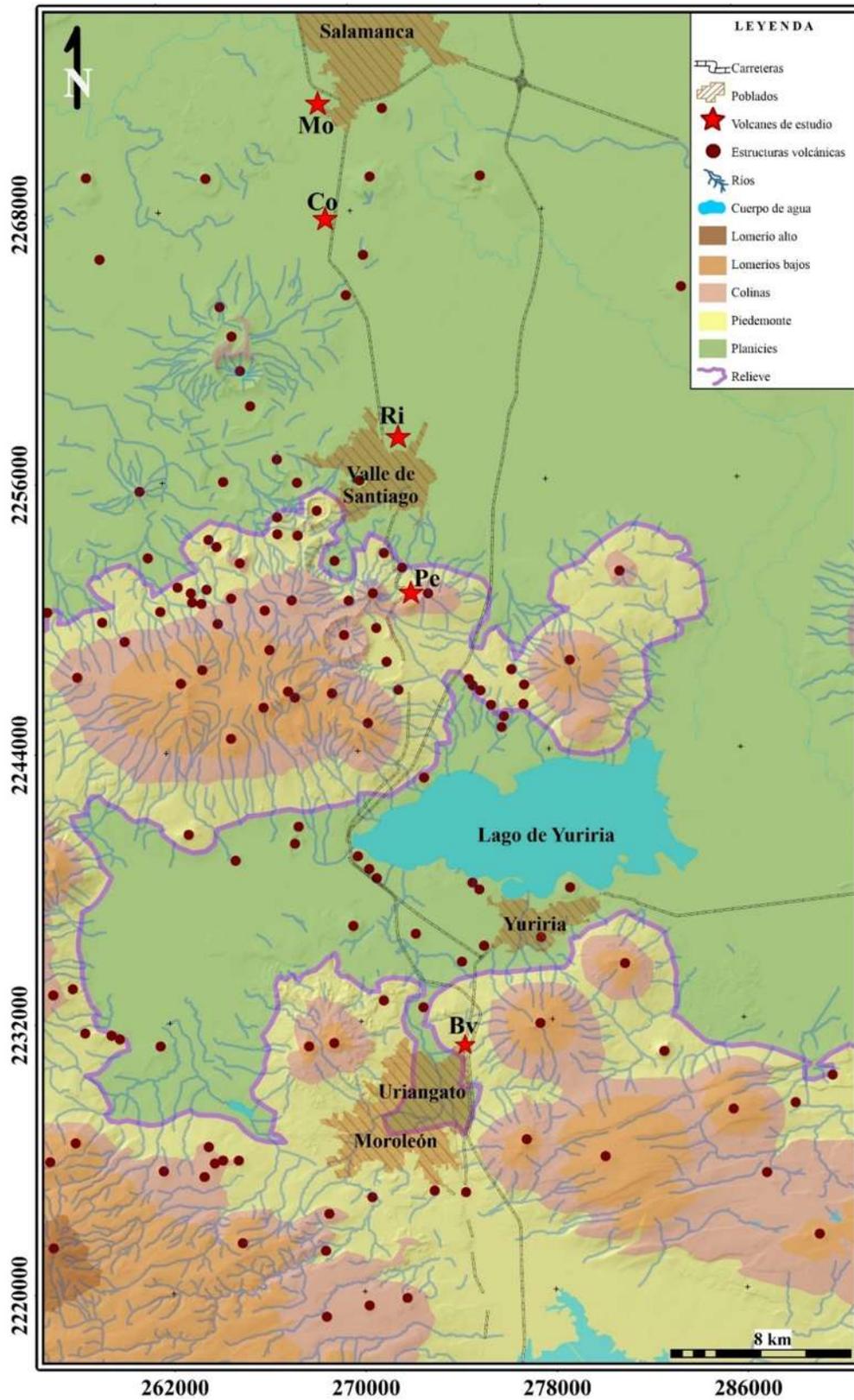


Figura 8.- Mapa morfométrico del área de estudio. La línea morada delimita el relieve alto y bajo.

## 6.2. Geología de los conos de escoria

En el área de estudio se reconocieron 142 estructuras volcánicas; cinco corresponden a los conos de escoria que son objeto de este estudio. A continuación, se describen los volcanes en cuanto a su morfología, depósitos asociados, y algunos parámetros como: diámetro basal, diámetro de cráter (en caso de tenerlo) altitud máxima, altura relativa, elongación, área y volumen aproximado (Tabla 1). A partir de la caracterización morfométrica de cada edificio volcánico y su sistema alimentador, se evaluó la relación de la distribución con las estructuras tectónicas preexistentes en la región.

### a. Volcán Peñas (Pe)

El cono de escoria Peñas (Pe) se localiza 7 km al sur de Valle de Santiago. El volcán presenta una forma elongada con dirección ~N-S, su eje mayor mide ~0.3 km, cubre un área de ~0.04 km<sup>2</sup>, alcanza un volumen ~0.00021 km<sup>3</sup>. La morfología de este volcán es escasamente conservada debido a la importante extracción de material que ha sufrido, su altura relativa es de ~25 m respecto a la superficie circundante (Figura 9). El volcán está constituido por un depósito de caída de escorias rojizas, moderadamente vesiculares, mal clasificadas, con tamaños que van desde lapilli fino a bloques, se disponen de manera masiva y ocasionalmente, en estratificación difusa. Dentro del depósito, también, se reconoce una abundancia de bombas de diferentes tamaños y fragmentos de escorias aglutinadas. El cono está afectado por fracturas que están rellenas por minerales de alteración presentes en forma de vetillas y recubriendo material del depósito. Esta unidad estratigráfica está sobreyacida en contacto directo por un depósito de oleada piroclástica, proveniente de un volcán cercano a la unidad de interés. Las fallas que cortan estos depósitos son principalmente de dirección E-O.

En este volcán se identificaron seis diques con dirección preferencial N-S. Los diques presentan espesores entre 0.18 y 2 m y longitudes expuestas de hasta 50 m. La morfología de los diques es irregular hasta una forma tabular con moderadas fracturas (Figura 10). El borde de los diques tiene presencia de fragmentos de escoria aglutinada y en algunas ocasiones el borde es difuso. La roca del dique en muestra de mano es densa de color gris oscuro, presenta una textura porfirítica de grano fino. Su mineralogía está conformada por fenocristales de plagioclasas, que están orientados al flujo del magma, clinopiroxenos y xenocristales de anfíbol. Las vesículas son subredondeadas con tamaños <1 cm, las cuales, tienen mayor presencia en el centro del dique.

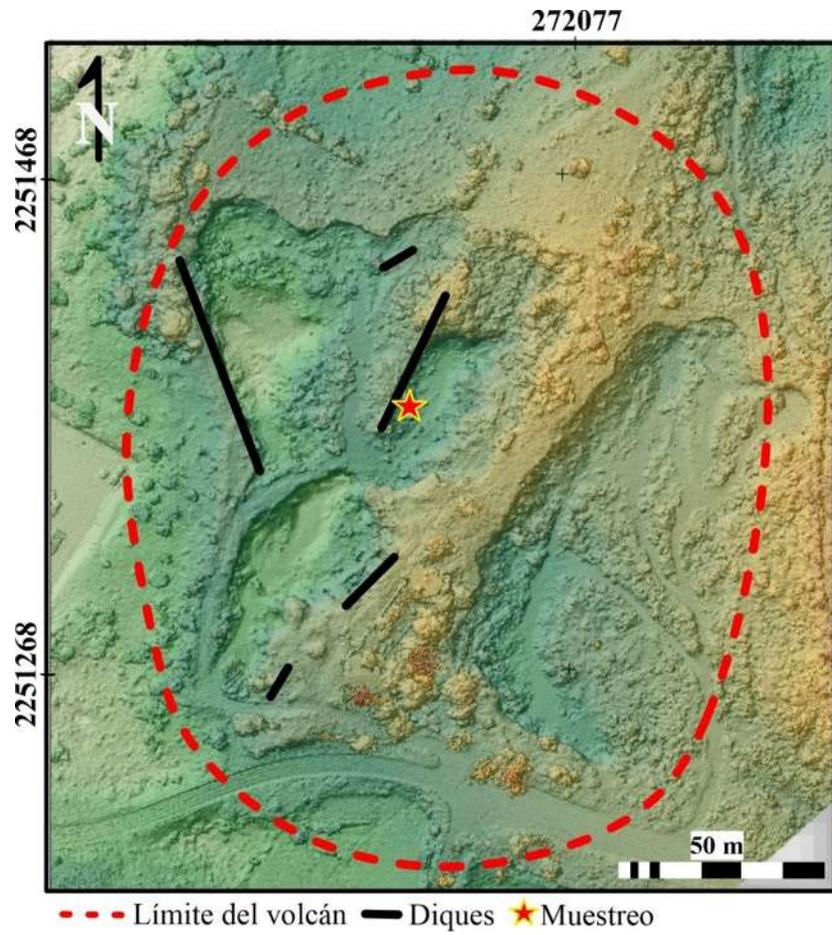


Figura 9.- Modelo de terreno generado a partir de vuelo con dron. Morfología y diques del volcán Peñas.

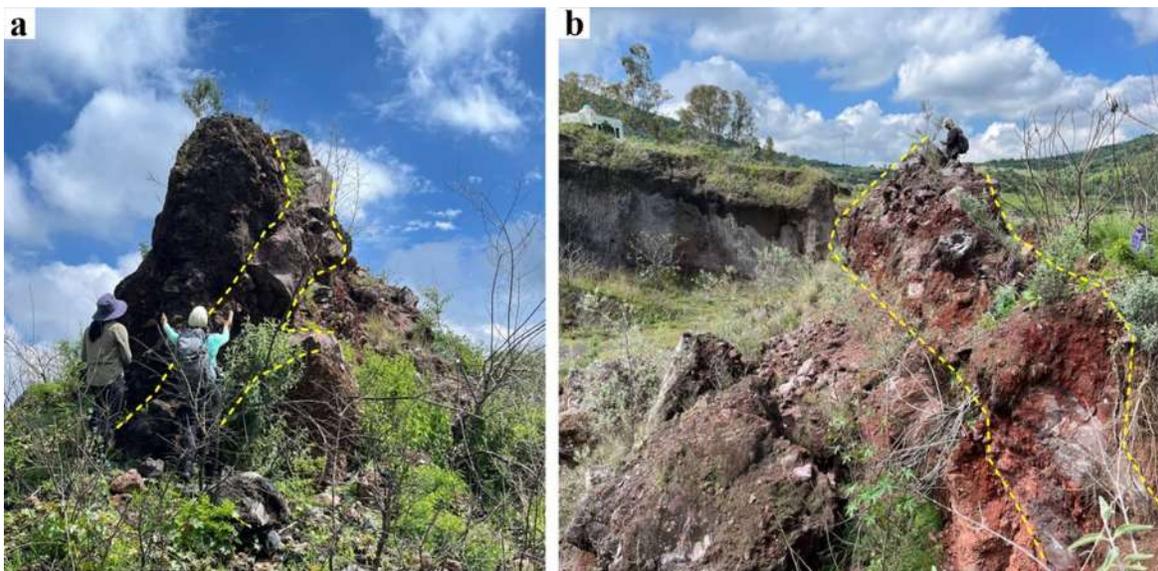


Figura 10.- Morfología de los diques en el volcán Peñas.

### b. Volcán Rincón (Ri)

El volcán Rincón (Ri) se localiza en el borde oriental del poblado Valle de Santiago, sobre la carretera Salamanca-Valle de Santiago en el kilómetro 90. El volcán es asimétrico, su base vista en planta es elongada hacia el NNE, con  $\sim 0.52$  km de longitud en su eje mayor, cubre un área de  $0.19$  km<sup>2</sup> y se calculó un volumen  $\sim 0.0043$  km<sup>3</sup> (Figura 11). Los límites del volcán están moderadamente conservados y su altura relativa es de  $\sim 10$  m respecto a la superficie circundante. El área circundante del volcán se caracteriza por tener planicies que se utilizan como campo de cultivo y establecimiento de viviendas. El material que constituye al volcán es un depósito de caída de escoria rojiza a negra, moderadamente vesiculares y mal clasificadas. El tamaño de los fragmentos va de lapilli fino a bloques angulares dispuestos en estratificación difusa y plano-paralela. También, hay presencia de abundantes bombas de diferentes tamaños con xenolitos en su interior y una notable alteración hidrotermal dentro del depósito y en las fracturas de los diques.

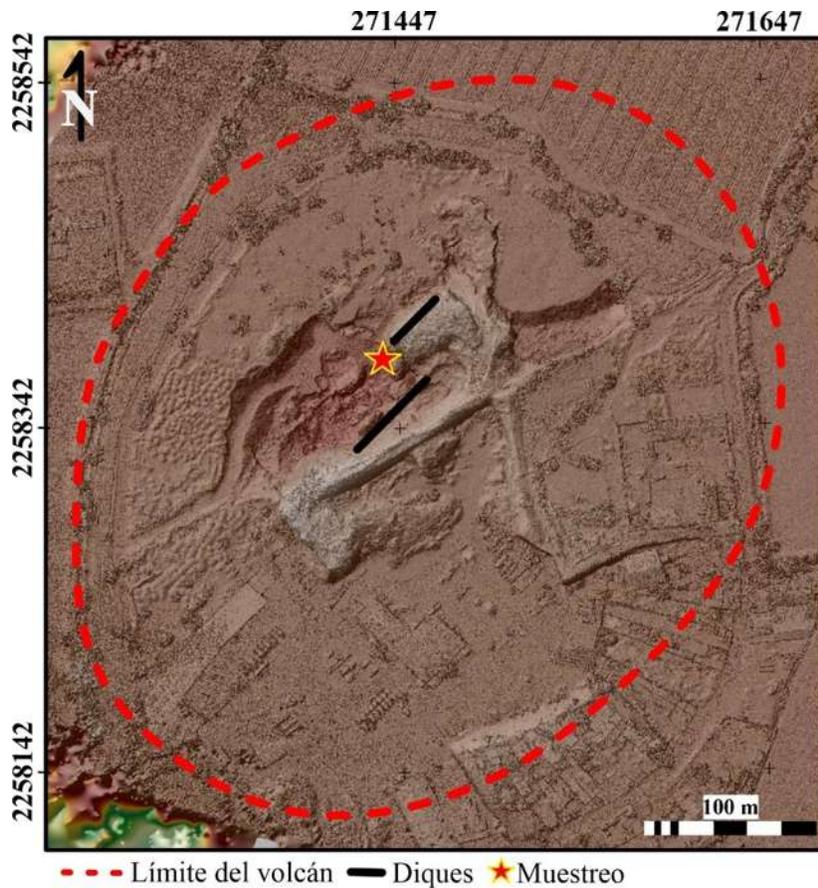


Figura 11.- Modelo de terreno generado a partir de vuelo con dron. Morfología y diques del volcán Rincón.

En este cono de escoria se reconocieron dos diques con dirección preferencial de emplazamiento al NE-SO. Sus espesores van de 1.8 a 3 m y las longitudes expuestas son de hasta  $\sim 15$  m. Los diques no tienen una forma tabular bien definida (Figura 12). La roca en muestra de mano es densa de color gris oscuro, su textura es porfírica con fenocristales de plagioclasa y piroxenos;

xenocristales de anfíbol inmersos en una matriz fina compuesta por microcristales de plagioclasas. En el borde externo de los diques se presentan fragmentos aglutinados de escoria. Desde el borde interior hasta la parte central del dique se disponen vesículas redondeadas, con tamaños  $<1$  cm, mientras que en la parte central las vesículas tienden a ser más alargadas con tamaños de hasta 1 cm y orientadas de forma vertical.

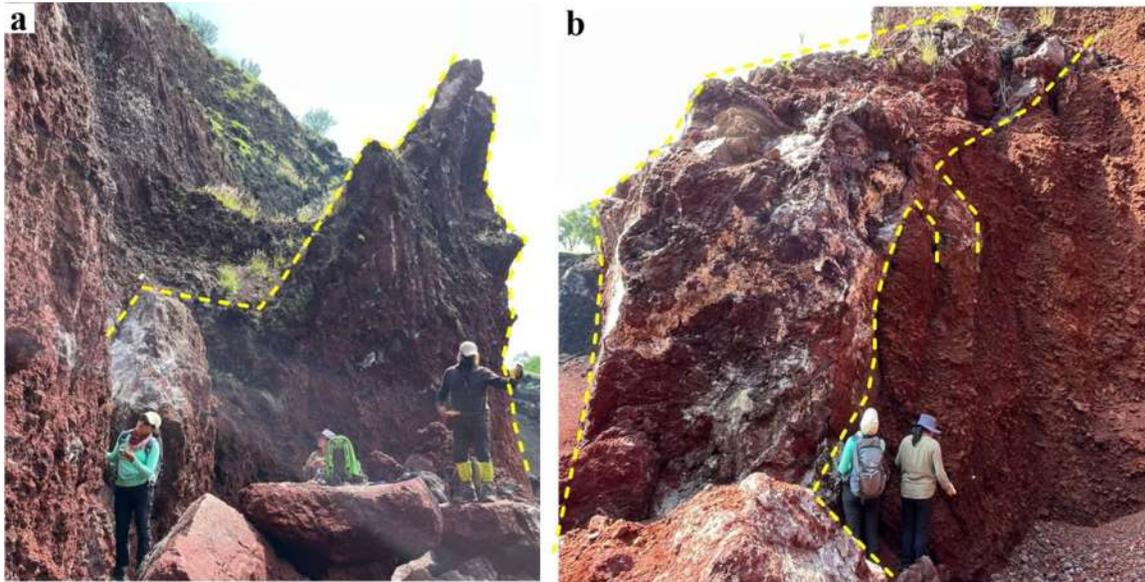


Figura 12.- Morfología de los diques del volcán Rincón.

### c. Volcán Moro (Mo)

El volcán Moro se ubica a 8 km al sur de Salamanca. Su morfología presenta una ligera elongación con dirección N-S y su diámetro mayor es de  $\sim 1.35$  km. Este volcán cubre un área de  $\sim 0.81$  km<sup>2</sup> y un volumen mínimo calculado de  $\sim 0.02$  km<sup>3</sup>. La geoforma cónica de este volcán está moderadamente preservada en su flanco E, alcanza una altura relativa de  $\sim 100$  m (Figura 13). En la cima se aprecia un posible cráter que tiene un diámetro de  $\sim 0.3$  km. Este cono está conformado por depósitos de caída de escoria negra a gris oscuro, fragmentos moderadamente vesiculares, mal clasificados, con tamaños que van desde lapilli fino a bloques, dispuestos de manera masiva y ocasionalmente estratificados, algunas facies están enriquecidas de bombas volcánicas.

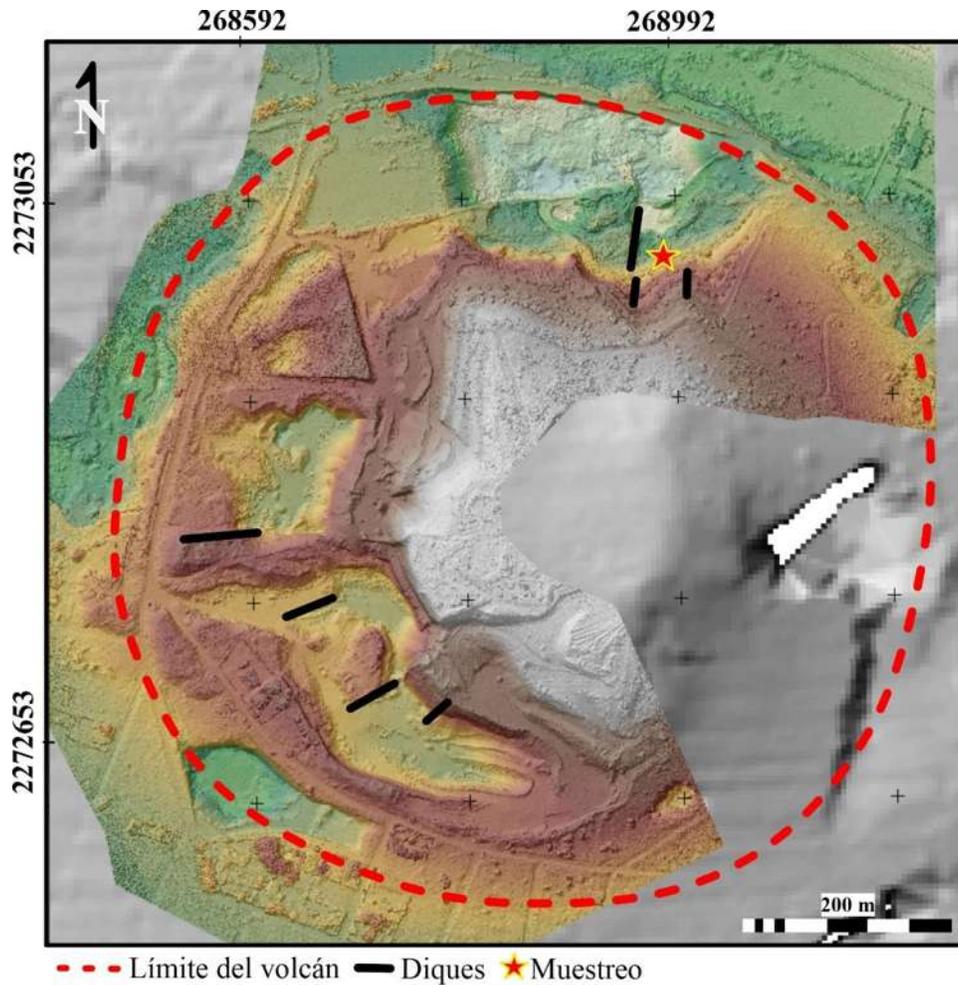


Figura 13.- Modelo de terreno generado a partir de vuelo con dron. Morfología y diques del volcán Moro.

En el cono de escoria Moro se identificaron once diques con dirección preferencial hacia el N-S y NNE-SSO. Los espesores de estos diques van desde 0.45 a 2.2 m, con longitudes expuestas de hasta 41 m. La mayoría de los diques son de forma tabular-irregular, algunos se encuentran abiertos y presentan fragmentos aglutinados de escoria en el interior (Figura 14 c y d). La roca de los diques es masiva, color gris oscuro con textura afanítica y algunos xenocristales de plagioclasas, olivinos, piroxenos y óxidos. Los diques exhiben bordes de contacto con escorias aglutinadas. Las vesículas son más abundantes hacia el centro del dique; forman lentes verticales de vesículas subredondeadas de hasta 3 cm de diámetro (Figura 14 a y b).

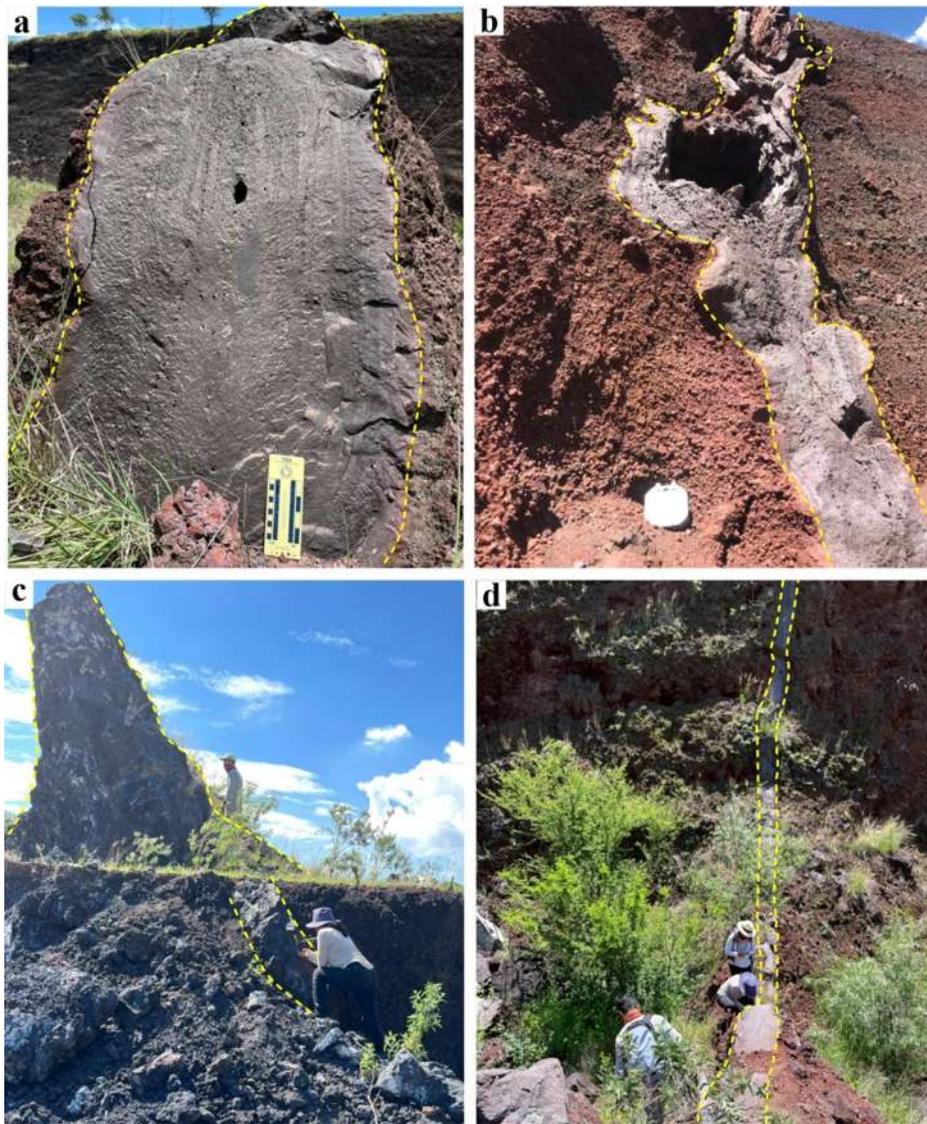


Figura 14.- Morfología y vesicularidad de los diques del volcán Moro.

#### **d. Volcán Colorada (Co)**

El volcán Colorada se encuentra a 11 km al S de Salamanca. Se trata de uno de los volcanes mejor conservados de este estudio. Presenta una altura relativa de  $\sim 80$  m, su base es elongada NO-SE, con un diámetro máximo de  $\sim 0.9$  km, cubre un área de  $\sim 0.32$  km<sup>2</sup> y un volumen mínimo calculado de  $\sim 0.01$  km<sup>3</sup> (Figura 15). Este cono está constituido por un depósito de caída de escoria rojiza, altamente vesicular, mal clasificada, con tamaños que van desde lapilli fino a bloques, dispuesta de manera masiva y, ocasionalmente, en estratificación difusa. También, hay presencia de xenolitos y xenocristales. Este cono es afectado por alteración hidrotermal que es evidente a lo largo de las fracturas que cortan a las capas del volcán. Las excavaciones para extraer material son más

importantes en el sector occidental, y en menor proporción en el sector oriental, exponiendo diques que alimentaron la erupción de este cono de escoria.

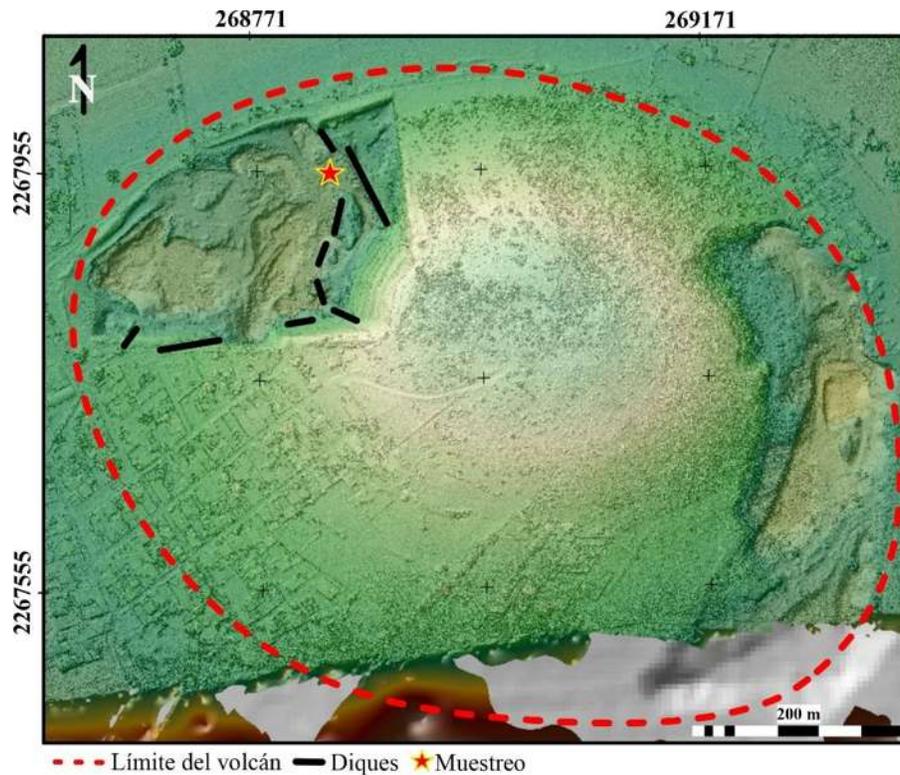


Figura 15.- Modelo de terreno generado a partir de vuelo con dron. Morfología y diques del volcán Colorada.

En este volcán se identificaron siete diques con dirección preferencial de emplazamiento NO-SE y NE-SO. Los espesores de los diques van desde 0.45 hasta 2.6 m, con longitudes expuestas de ~13 m, sus formas van de tabular a irregular hasta en forma de capullo (Figura 16 a y b). Dos de estos diques se encuentran abiertos, con fragmentos aglutinados de escoria y autobrecha en su interior (Figura 16c). En los bordes de los diques se apreciaron fracturas de descompresión. La roca del dique en muestra de mano es masiva, color gris oscura, de textura porfírica con fenocristales de plagioclasas y piroxenos. Desde el borde hacia al interior del dique las vesículas son más abundantes y de mayor tamaño (~1 cm) y ocasionalmente, se encuentran alineadas.

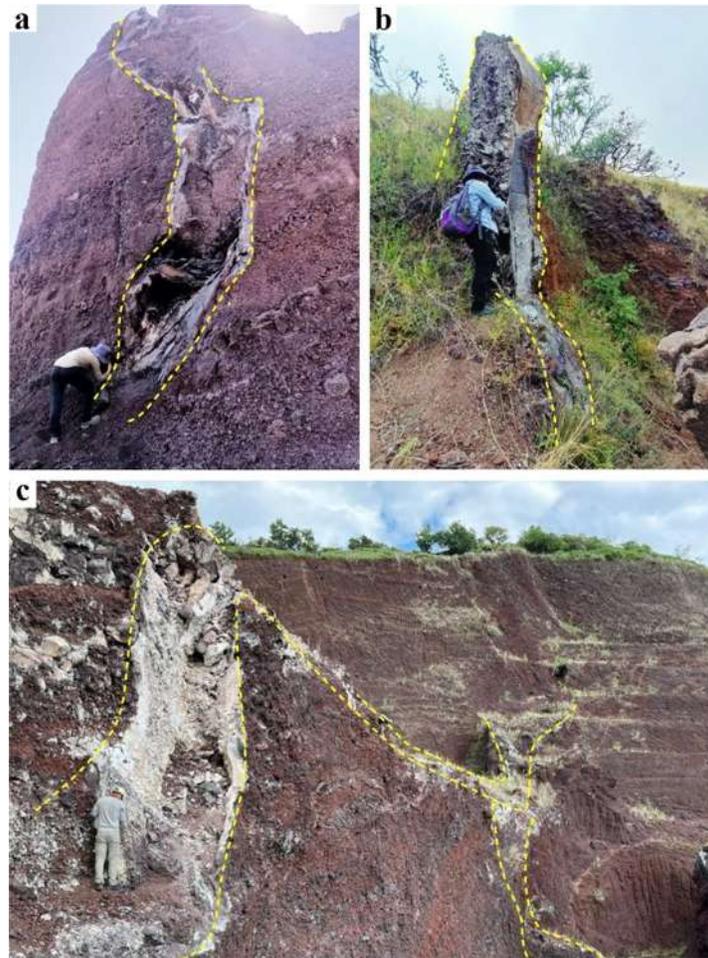


Figura 16.- Morfología de los diques del volcán Colorada.

#### ***e.* Volcán Buena vista (Bv)**

El volcán Buena Vista se localiza a 5 km al norte del poblado de Uriangato. Su forma es ligeramente elongada hacia el NNE, su eje mayor mide  $\sim 0.4$  km, cubre un área de  $\sim 0.09$  km<sup>2</sup> y un volumen mínimo calculado de  $\sim 0.00127$  km<sup>3</sup> (Figura 17). Los límites de este volcán están escasamente preservados, su altura relativa es de  $\sim 90$  m respecto a la superficie circundante. Está constituido por un depósito de caída de escoria rojiza, moderadamente vesicular, fragmentos mal clasificados y con tamaños que van de lapilli fino a bloques. El depósito está dispuesto en niveles estratificados con gradación múltiple con escasa presencia de balísticos.

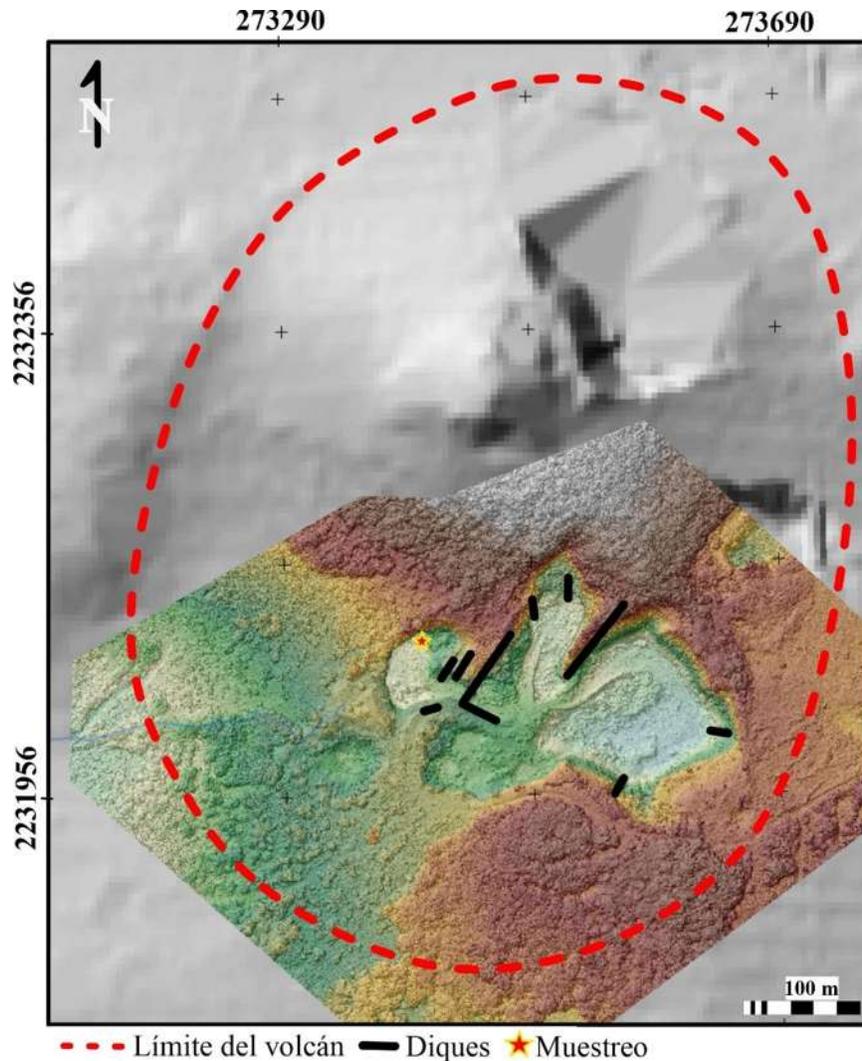


Figura 17.- Modelo de terreno generado a partir de vuelo con dron. Morfología y diques del volcán Buena vista.

### 6.2.1. Caracterización de diques alimentadores: volcán Buena vista.

En el cono de escoria Buena vista se identificaron nueve diques, sus direcciones de emplazamiento son principalmente NE-SO. La roca del dique en muestra de mano es masiva, de color gris oscuro, con textura afanítica y pequeños xenolitos inmersos. A continuación, se describe cada uno de ellos asignados de la letra *A - H*, este orden se asignó por la presencia de los diques en dirección O-E (Figura 18).

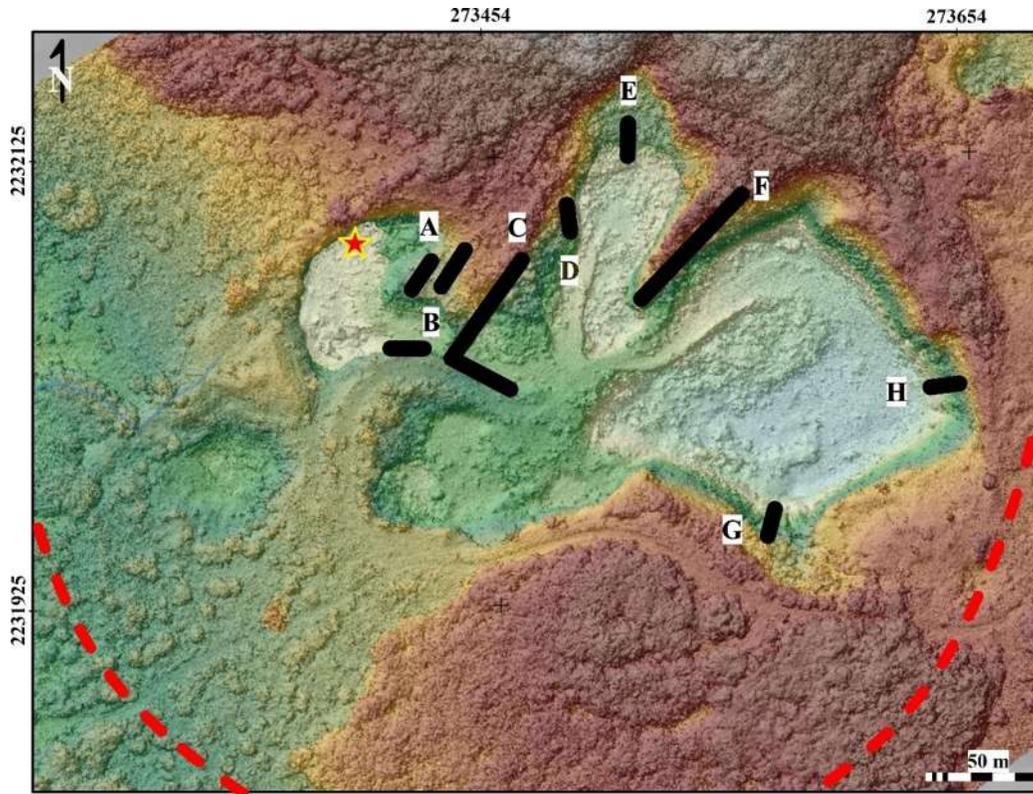


Figura 18.- Volcán Buena vista. La línea roja punteada señala parte del límite del volcán, las líneas negras indican los diques expuestos, la estrella representa el punto de muestreo.

- A. Dique tabular, vertical con bordes rectos de roca color gris, hacia el borde se forma una aureola de tonos rojizos, presenta fracturas por descompresión (corteza de pan) con escorias aglutinadas adheridas al borde exterior del dique. Su espesor es de 1.4 m y se mantiene constante hacia la superficie, su altura expuesta es de 6 m con dirección preferencial al SO con un rumbo promedio de  $230^\circ$  y  $84^\circ$  de inclinación (Figura 19a). En la parte basal expuesta del dique hay presencia de vesículas subredondeadas y alargadas de hasta 6 cm en su eje mayor. Hacia la parte central del dique las vesículas aumentan en abundancia y tamaño, sus formas son elongadas hacia la superficie y algunas están rellenas con minerales secundarios. El dique presenta deformación secundaria e indicadores cinemáticos como estrías, escalones y estructuras en R.
- B. Dique tabular, subvertical, con bordes irregulares y sinuosos, con escorias aglutinadas en el borde exterior. El espesor máximo del dique es de 1.5 m y hacia la cima el espesor disminuye hasta  $\sim 0.6$  m, la altura expuesta es de 13.5 m y su dirección preferencial es hacia el SO con un rumbo promedio de  $200^\circ$  y  $72^\circ$  de inclinación (Figura 19 b y c). Las vesículas en la parte central del dique son más abundantes y aumentan de tamaño, son subredondeadas y algunas alargadas. En un extremo del dique se encuentra una porción

abierta con morfología de capullo, apertura máxima de 1 m, bordes sinuosos y espesores entre 0.2 y 0.4 m. En el interior del dique hay una importante cantidad de escorias aglutinadas con tamaños de lapilli gruesos a bombas.

- C. Dique tabular, a la base de su exposición es subhorizontal y se hace subvertical a la cima (Figura 19d). Sus bordes son irregulares y sinuosos hacia la superficie. El espesor máximo expuesto es de 1 m con una altura de ~22 m, su dirección preferencial es hacia el N con rumbo promedio de  $180^\circ$  y  $64^\circ$  de inclinación (Figura 20a). Las vesículas son alargadas y son de mayor abundancia y tamaño en la porción central del dique, siguen una dirección preferencial a la superficie.

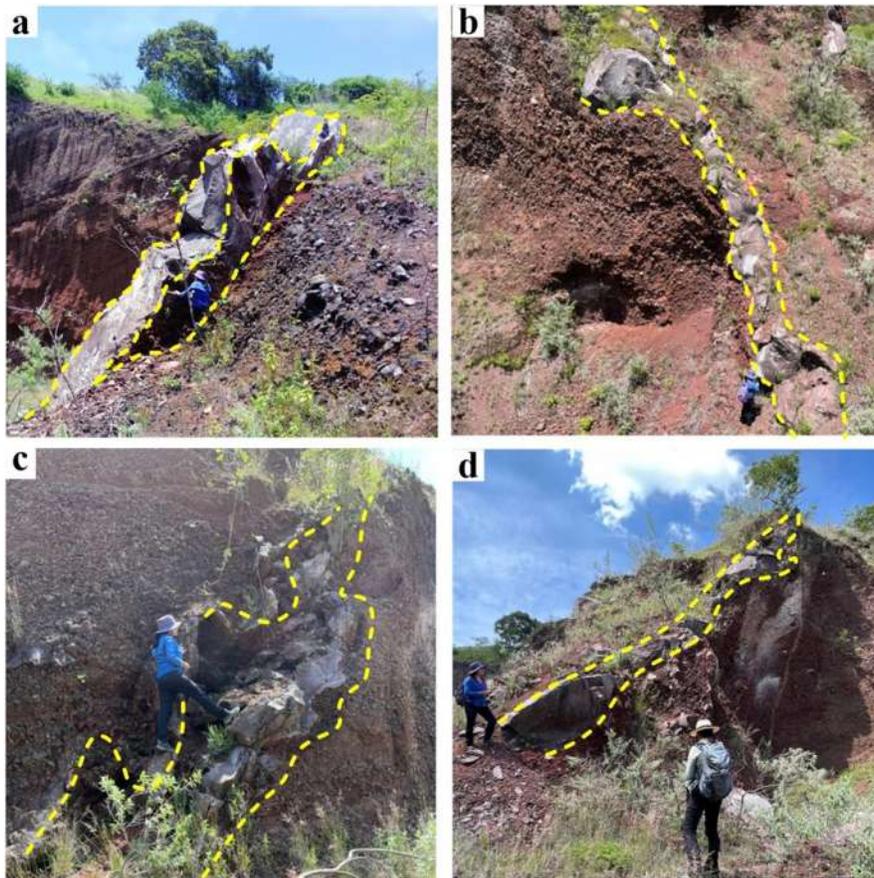


Figura 19.- Diques del volcán Buena vista, la línea amarilla punteada señala los bordes expuestos en superficie. a) dique A, b) dique B, c) dique B porción abierta y d) dique C.

- D. Dique de difícil acceso, expuesto a una altura de ~25 m. Su forma es tabular, subvertical con bordes sinuosos. Su espesor expuesto es de ~1 m con una altura de ~2 m, su dirección preferencial es hacia el SE con un rumbo indirecto de  $170^\circ$ .

- E. Dique difuso con bordes irregulares y fracturados por descompresión, bifurcado en 2 segmentos dispuestos en échelon. El espesor máximo es de 1.1 m, hacia la cima se adelgaza a ~0.5 m, la altura expuesta es de ~6 m y tiene una dirección preferencial hacia el SO, con rumbo promedio de  $200^\circ$  y  $73^\circ$  de inclinación (Figura 20b). La parte central del dique tiene mayor presencia de vesículas alargadas e interconectadas y algunas están rellenas por minerales secundarios.
- F. Dique tabular, subvertical con bordes irregulares, bifurcado en 3 segmentos dispuestos en échelon. Su espesor promedio es de ~10 m; la región central se encuentra abierta y rellena por escorias aglutinadas. Su altura expuesta es de ~20 m, con una dirección preferencial hacia el NE, con rumbo promedio de  $45^\circ$  y  $63^\circ$  de inclinación (Figura 20c). Los otros dos segmentos del dique son tabulares y masivos, ocasionalmente, presentan cavidades que son rellenas por minerales secundarios. En el centro del dique aumenta la cantidad de vesículas alargadas.
- G. Dique poco expuesto, su forma es tabular, subvertical y bordes sinuosos. Su espesor es de 2 m con ~3 m de altura expuesta, la dirección preferencial es al SE, con un rumbo promedio de  $140^\circ$  y  $80^\circ$  de inclinación. Presenta lentes de vesículas alargadas y subredondeadas.
- H. Dique tabular, subvertical de bordes sinuosos. Su espesor es de ~0.3 m, su altura expuesta es de ~8 m, su dirección preferencial es hacia el SO, con un rumbo promedio de  $200^\circ$  y  $65^\circ$  de inclinación (Figura 20d). Presenta pequeñas vesículas subredondeadas en el centro dispuestas de manera aleatoria.

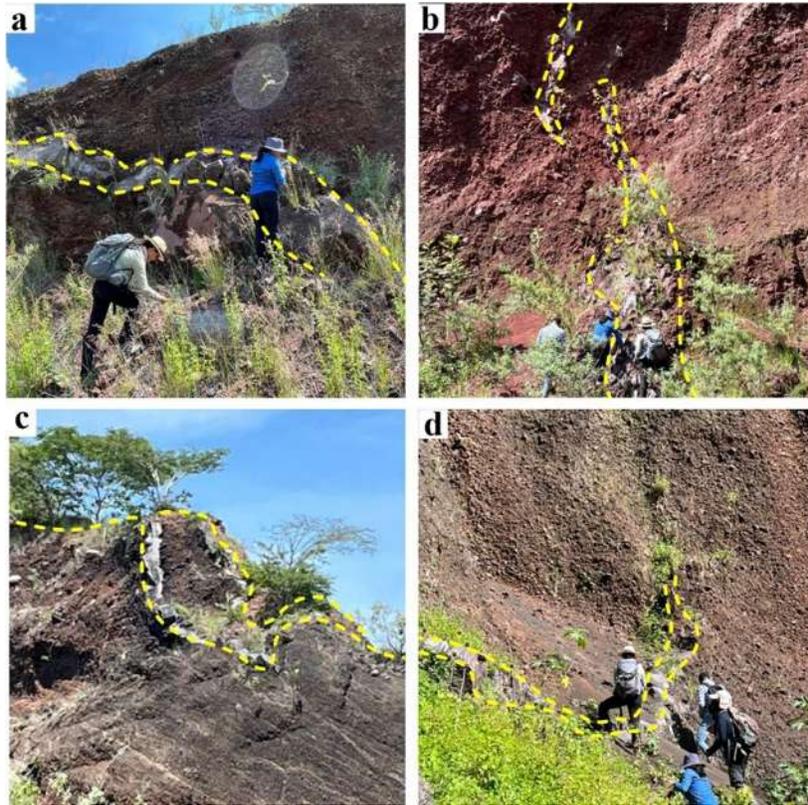


Figura 20.- Diques localizados en volcán Buena vista, la línea punteada amarilla señala los bordes expuestos en superficie. a) base del dique C; b) dique E; c) dique F, porción abierta, y d) dique H.

### 6.2.2. Parámetros físicos y sedimentológicos.

La sección estratigráfica del volcán Buena vista (Bv) se caracterizó de manera vertical y se analizó su variación granulométrica y de componentes en cada una de sus ocho capas determinadas en campo (para su descripción se consideran las letras *a, b, c, d, e, f, g, h* (base a techo) (Figura 21 I).

Los resultados obtenidos en el análisis granulométrico de partículas gruesas con el método de tamizado y partículas finas con el equipo *Spectrex* en los diferentes niveles muestran distintas variaciones en el tamaño de las fracciones (Figura 21 II). La variaciones granulométricas de la base a la cima indican que *a.-* es bimodal, es un nivel pobremente soportado con moda principal en  $-4\phi$  (16 mm) en las fracciones gruesas; *b.-* es unimodal con moda principal en la fracción gruesa  $-4\phi$  (16 mm), a partir de esta fracción se presenta una repentina disminución hacia las fracciones finas; *c.-* tiende a ser bimodal con moda principal en  $-2\phi$  (4 mm) en las fracciones gruesas y en la fracción fina  $1\phi$  (0.5 mm); *d.-* es unimodal en la fracción gruesa  $-5\phi$  (31.5 mm), hacia las fracciones finas va disminuyendo gradualmente; *e.-* es bimodal con una ligera diferencia porcentual en sus frecuencias que corresponden a las fracciones  $-2\phi$  (4 mm) y  $0\phi$  (1 mm); *f.-* presenta una moda en la fracción  $-3\phi$  (8 mm) hacia las fracciones finas la disminución del peso porcentual

disminuye progresivamente; *g.*- es unimodal con moda en la fracción gruesa -5 phi (31.5 mm) y gradual descenso hacia las fracciones finas y *h.*- es bimodal, presenta modas en las fracciones gruesas -6 (63 mm) y -3 phi (8 mm), la presencia de las fracciones finas es escasa.

A partir del análisis de componentes de la sección tipo se identificaron los elementos juveniles, accidentales y cristales que constituyen este depósito (Figura 21 III). Principalmente, está conformado por escorias y obsidianas que se reconocen como el elemento juvenil y el más abundante. Dentro de este grupo se reconocen cuatro variedades de escorias que son diferentes en cuanto a textura, color y vesicularidad. Se identificaron escorias vítreas, deleznable, de moderada a alta vesicularidad con formas angulosas a subredondeadas; escorias negras, moderada vesicularidad, subredondeadas y alargadas, aumenta en tamaño y cantidad hacia la parte central de los fragmentos; escorias café oscuro de moderada vesicularidad, subredondeadas y alargadas, con presencia de algunas plagioclasas; y escoria rojiza con poca a moderada presencia de vesículas subredondeadas y presencia de plagioclasas y piroxenos. Las obsidianas son café oscuro a negro y tienen formas subredondeadas. Entre los elementos accidentales se encontraron tres diferentes poblaciones de roca que se consideran son de lavas. Líticos negros: son angulares con moderada vesicularidad y textura porfídica con cristales de plagioclasa y olivino; líticos gris oscuro: subangulares, poco vesiculares y de textura afanítica a porfídica con cristales de plagioclasas y posibles piroxenos; líticos café-rojizos: subangulares con algunas vesículas y de textura porfídica con cristales de plagioclasa y posibles piroxenos.

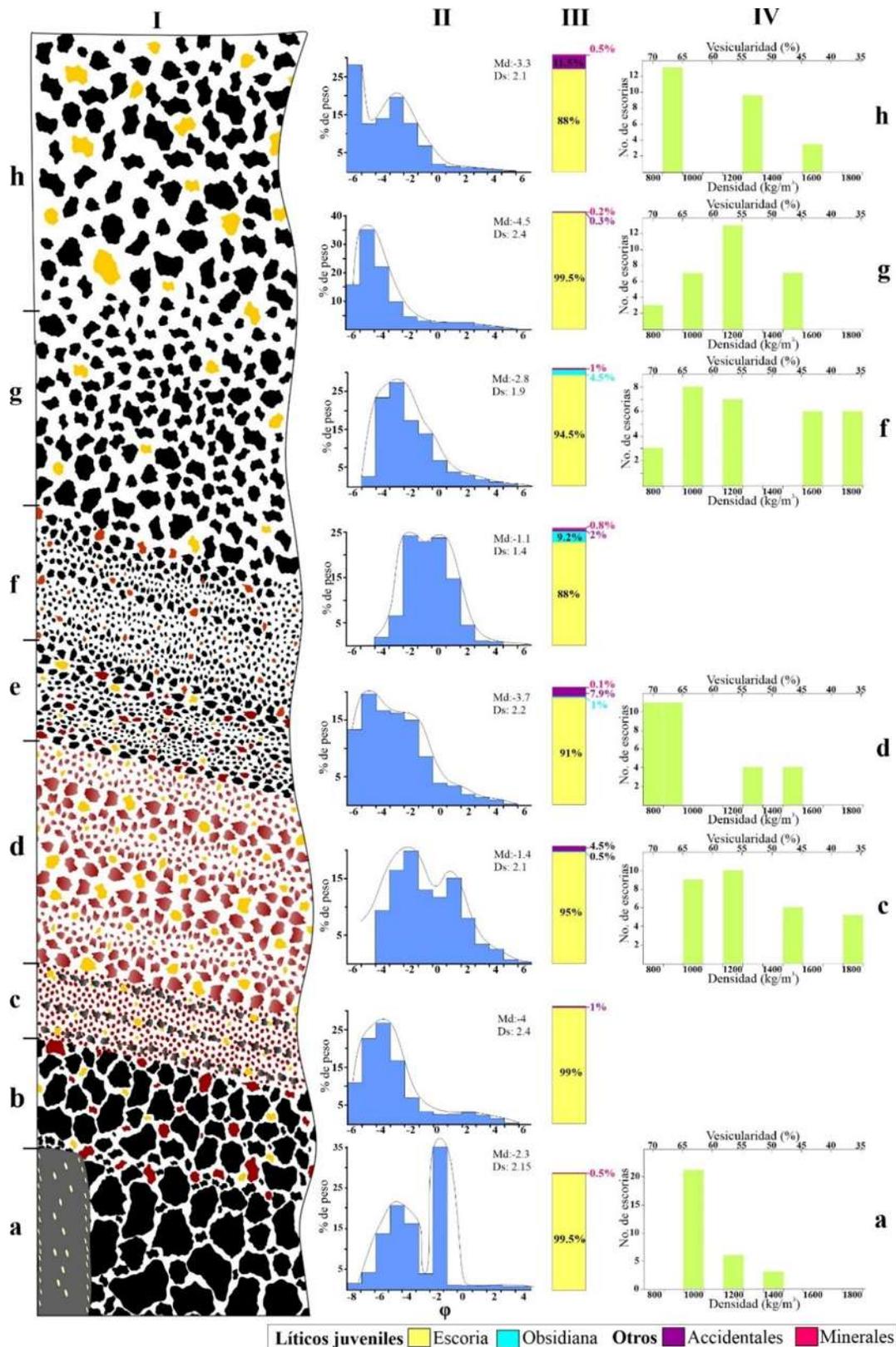


Figura 21.- Columna estratigráfica esquemática (no está a escala) del volcán Buena vista, II) resultados de granulometría, III) componentes y IV) densidad y vesicularidad.

Tabla 1.- Datos morfométricos y diques de los conos de escoria de este estudio.

Volcán	Muestra	Localización		Morfología del volcán	Volumen [km <sup>3</sup> ]	Área [km <sup>2</sup> ]	Diámetro basal [km]	No. de diques	Dirección de diques	Espesor de diques	Forma de diques
		Norte	Este								
Pe	VS1	2251378	272014	Elongado	0.00022	0.04	0.3	6	N-S	18 cm a 2 m	Irregular-tabular
Ri	VS2	2258356	271445	Elongado	0.0043	0.19	0.52	2	NE-SO	1.8 m a 3 m	Tabular
Bv	VS3	2232059	273397	Elongado	0.00127	0.09	0.4	9	NE-SO	0.30 a 2 m	Tabular y algunos abiertos
Mo	VS4	2272758	268918	Elongado	0.02	0.81	1.35	11	N-S-NE-SO	45 cm a 2.2 m	Tabular-irregular
Co	VS5	2267763	269018	Cónico	0.01	0.32	0.9	7	NO-SE y NE-SO	45 cm a 2.6 m	Tabular-irregular

### 6.3. Geología estructural

#### 6.3.1. Fallas regionales

En la región se encuentra un importante número de fallas que afectan a los conos de escoria en estudio (Figura 23). El reconocimiento y levantamiento estructural de planos de diques y fallas en los cinco conos de escoria se llevó a cabo durante las campañas de campo.

Con el mapa de lineamientos y la obtención de direcciones en COGO (4 636 datos de traza de fallas), se observa que el área de estudio está bajo la influencia de sistemas de fallas en todas direcciones, aconteciendo principalmente las NE-SO, las E-O y las N-S (Figura 22).

Sin embargo, los datos de estructuras de deformación frágil (86 datos) tomados en campo apuntan una dirección preferencial al E con echados hacia el S, seguida de la dirección N-S con echados de E a O y, por último, la dirección SE con echados al SO (Figura 22b). La cinemática promedio de las fallas E-O es normal con una componente lateral izquierda. Las relaciones de corte en estrías reflejan dos fases de deformación.

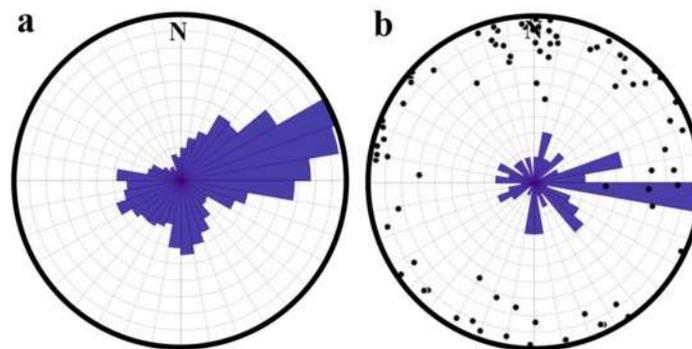


Figura 22.- Rosetas de fallas a) direcciones COGO, b) direcciones de campo y sus polos (círculos negros).

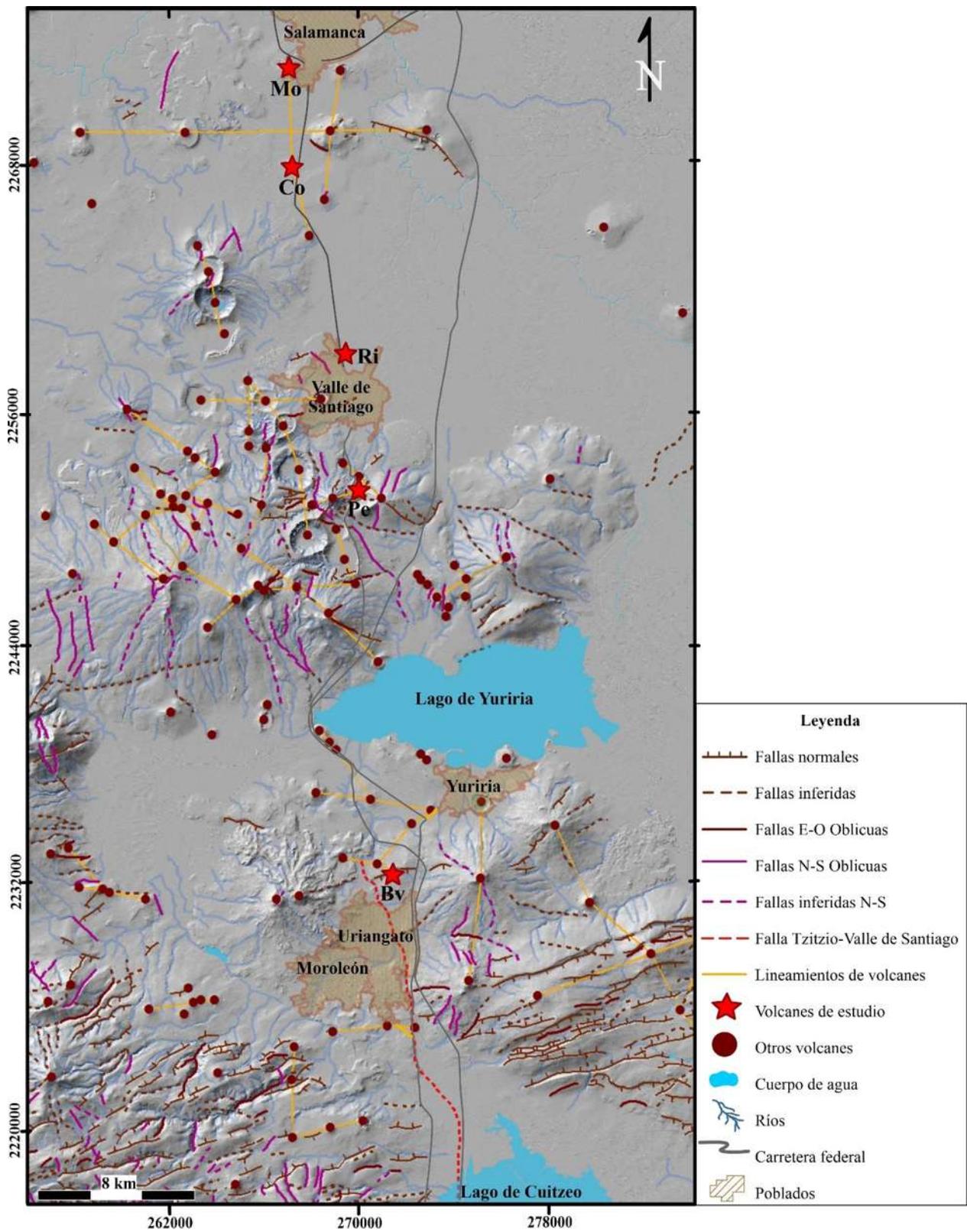


Figura 23.- Mapa estructural del área de estudio.

### 6.3.2. Diques

Las direcciones de los diques medidos en cada cono de escoria se graficaron en rosetas para exhibir sus direcciones preferenciales, también, se obtuvieron los polos de cada plano (Figura 24).

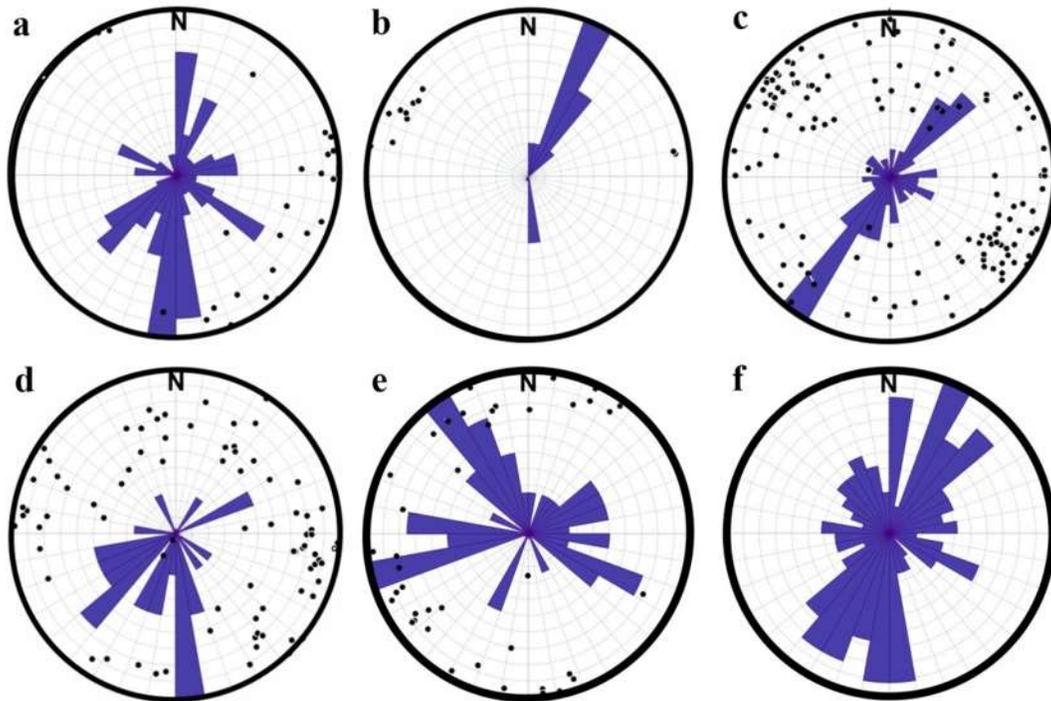


Figura 24.- Rosetas de direcciones preferenciales y polos (puntos negros) de los diques a) volcán Pe (27 datos), b) volcán Ri (13 datos), c) volcán Bv (128 datos), d) volcán Mo (81 datos), e) volcán Co (42 datos) y f) direcciones de diques rectos (87 datos).

El volcán Pe tiene diferentes familias de direcciones, predominan las N-S, NE-SO, NO-SE, y las E-O. Los polos de los planos indican que la mayoría de los diques son de alto ángulo (verticales a subverticales) (Figura 24a). En el volcán Rincón predomina la dirección NNE-SSO y los diques son de alto ángulo buzando, principalmente, hacia el SE (Figura 24b). En el volcán Buena vista hay diferentes familias de emplazamiento, predominando la NE-SO. Los polos indican que son diques de alto ángulo en su mayoría. Sin embargo, también se encuentran diques de ángulos bajos, esto, por la presencia de diques subverticales y dos diques abiertos, sus buzamientos son principalmente al NO (Figura 24c). El volcán Moro tiene direcciones preferenciales N- S, seguida por la dirección NE-SO (dique principal); los buzamientos son hacia el O y NO, con ángulos altos también, se encuentran diques casi perpendiculares de bajo ángulo de emplazamiento (Figura 24d). El volcán Colorada tiene diques en dos direcciones preferenciales: NO-SE, y NE-SO, sus buzamientos son al NE y NO, sus ángulos son altos por lo que se tratan de diques muy verticales (Figura 24e).

En la Figura 24f se presentan las direcciones de los diques rectos de todos los conos de escoria, los criterios que se tomaron en cuenta fueron el espesor, longitud, y bordes rectos. La dirección preferencial que presentan estos diques es NNE-SSO.

Los indicadores cinemáticos medidos en campo (estrías), permitieron calcular con el software *Win Tensor 5.8* los esfuerzos principales que actúan en la zona de estudio. A partir del método de diedros rectos se obtuvieron las orientaciones de los esfuerzos máximos y mínimos (Figura 25), resultando un esfuerzo principal mínimo ( $\sigma_3$ ) horizontal con dirección ~NNO-SSE.

El cálculo de esfuerzos principales en el área de estudio se realizó con 291 datos de diques (Figura 25a). Por otro lado, se calcularon los esfuerzos de los diques rectos (87/291 datos, Figura 25b). En cuanto a estructuras tectónicas se obtuvieron los esfuerzos principales con 71 datos de planos de fallas y 15 datos de estrías como indicador cinemático (Figura 25c). Por último, se analizaron en conjunto las fallas y los diques (377 datos en total), mostrando la variabilidad de los esfuerzos principales (Figura 25d).

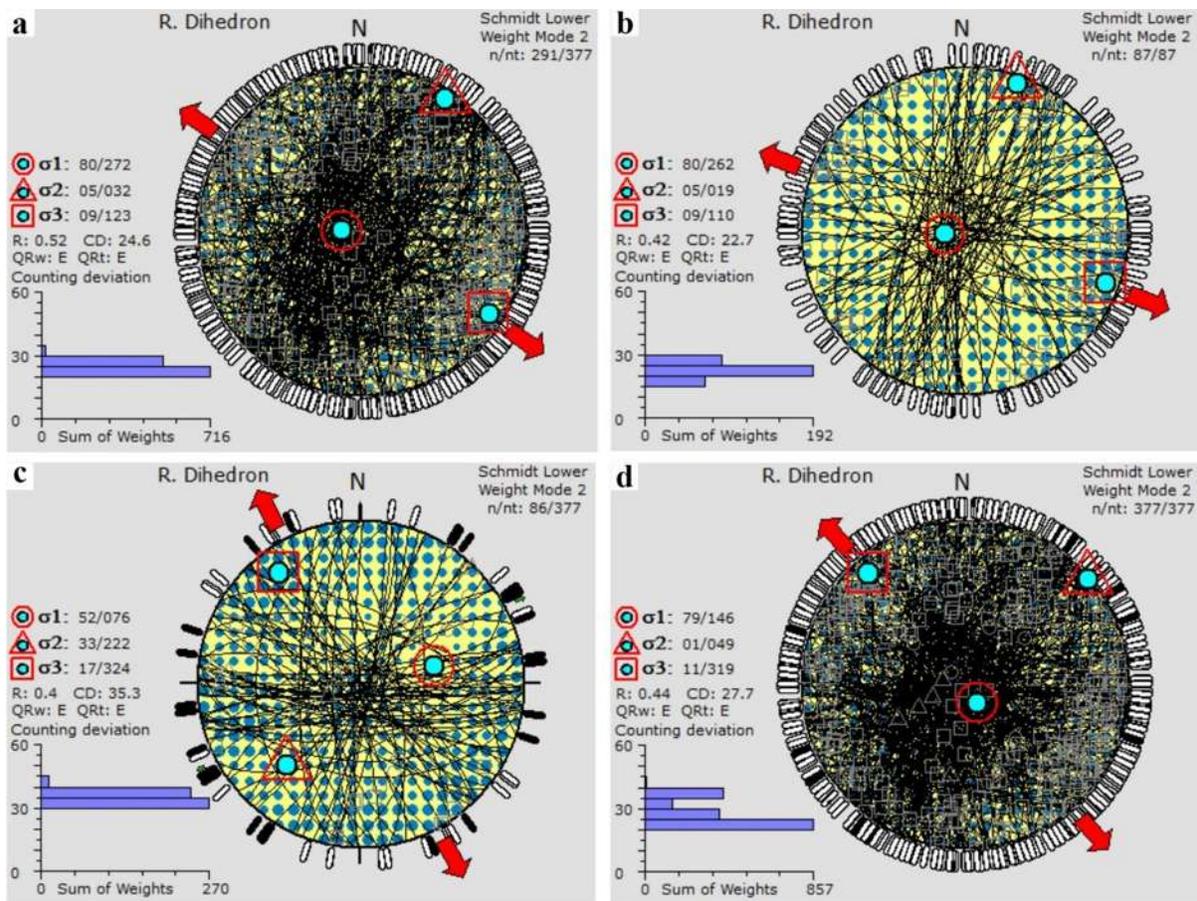


Figura 25.- Método de diedros rectos. a) esfuerzos principales de diques, b) esfuerzos principales de diques rectos c) esfuerzos principales de fallas y d) suma de esfuerzos de fallas y diques.

### 6.3.3. Lineamiento de centros eruptivos

En el mapa del área de estudio (Figura 23) se contabilizaron 142 estructuras volcánicas entre conos de escoria, maares, escudo pequeño y anillos de toba, algunas de ellas alineadas. Se consideró una distancia máxima de 4 km entre cada volcán y un mínimo de tres estructuras volcánicas para ser considerado un lineamiento. En total se identificaron 41 lineamientos en el área de estudio. La dirección preferencial es E-O caracterizada por lineamientos de volcanes en escudo pequeño, principalmente, seguida por la dirección NO-SE en el que se encuentran los distinguidos maares de Las Luminarias y otras estructuras volcánicas de bajo volumen. Por último, la dirección N-S está constituida por diferentes estructuras volcánicas (Figura 26).

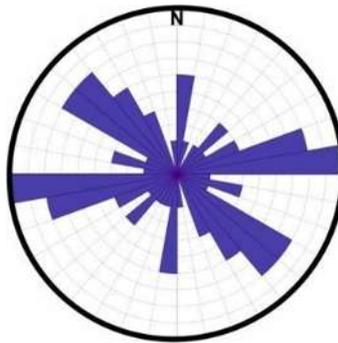


Figura 26.- Roseta con direcciones preferenciales de lineamientos de estructuras volcánicas.

#### 6.4. Petrografía

El análisis petrográfico se realizó a diez muestras colectadas de los diques; dos de cada cono de escoria, y una de un xenolito localizado en el volcán Rincón. Esto con la finalidad de conocer las fases minerales que constituyen a las rocas.

En el volcán Peñas, los diques presentan texturas seriada, microlítica y traquítica con una cristalinidad hipocristalina (Figura 27a). La asociación mineral está constituida por Plg>Ol como minerales principales y xenocristales de Ox>Anf. Los tamaños de los cristales oscilan entre 1.5 - 10  $\mu\text{m}$ , sus formas son subhedrales y sus contactos son rectos y curvos. Los bordes de algunos cristales están erosionados y otros presentan bordes de reacción. Las plagioclasas se presentan como el mineral principal como fenocristal, microlitos y xenocristal; algunos cristales exhiben zoneamiento, fracturas o textura en tamiz. Los olivinos se presentan en microlitos, fenocristales y algunos xenocristales; los cristales se encuentran con bordes de reacción, inclusiones de óxidos, fracturas y/o erosionados. Los óxidos se encuentran diseminados en la matriz como microlitos, con formas subredondeadas a subangulosas. Los anfíboles se encuentran con bordes indefinidos con apariencia de fantasmas y se observan dentro de cristales de plagioclasas. La muestra presenta poca vesicularidad con formas irregulares y dispuestas aleatoriamente. Los minerales formadores permiten clasificar a esta roca como un basalto-andesita.

En el volcán Rincón, los diques presentan texturas traquítica, microlítica e intersectal con una cristalinidad hipocristalina (Figura 27b). La asociación mineral está constituida por Plg principalmente y xenocristales de Óx>Ol>Anf>Px. Los fenocristales tienen tamaños <5.5  $\mu\text{m}$ , mientras que los xenocristales (de plagioclasas) oscilan en 20  $\mu\text{m}$ . Las formas de los cristales van de anhedrales a subhedrales y sus contactos son rectos y curvos. Los bordes de algunos cristales son indefinidos y otros presentan bordes de reacción. Las plagioclasas se presentan como el mineral más abundante en forma de microlitos, fenocristal y xenocristal; algunos cristales exhiben zoneamiento, fracturas, textura en tamiz, maclado en cruz y/o bahías de erosión. Los óxidos son abundantes y se encuentran diseminados en la matriz como microlitos y también incluidos en xenocristales, sus formas son subredondeadas. Los olivinos se presentan en microlitos y fenocristal, sus bordes son indefinidos y algunos cristales están fracturados. Los anfíboles se encuentran erosionados con bordes indefinidos, la mayoría tiene apariencia de cristales fantasmas. Los piroxenos se presentan como microlitos diseminados en la matriz, sus formas son indefinidas con bordes de reacción y bahías de erosión, algunos cristales se encuentran dentro de cristales de plagioclasas. La muestra presenta poca vesicularidad con formas subredondeadas y alargadas siguiendo una dirección preferencial. Los minerales formadores permiten clasificar a esta roca como una andesita.

En el volcán Buena vista, los diques presentan texturas traquítica y poiquítica con una cristalinidad hipocristalina (Figura 27c). La asociación mineral está constituida por Plg>Ol>Px y xenocristales de >Óx>Anf. Los cristales tienen tamaños <10  $\mu\text{m}$ . Las formas de los cristales van de subhedrales a anhedrales y sus contactos son rectos. Las plagioclasas se presentan como el mineral más abundante en forma de fenocristal, microlitos y xenocristal; algunos cristales se

exhiben aglomerados, otros con zoneamiento, textura en tamiz, maclado en cruz y/o bahías de erosión. Los olivinos se presentan en microlitos y fenocristales, sus bordes son indefinidos, algunos cristales están muy fracturados y erosionados, se encuentran diseminados en la matriz y dentro de algunas plagioclasas. Los piroxenos se presentan como fenocristales, sus formas son subangulares, exhiben bahías de erosión y forma aglomerados con plagioclasas. Los óxidos se encuentran diseminados en la matriz como microlitos y también incluidos en xenocristales, sus formas son subredondeadas. Los anfíboles son subhedrales, con ligero borde de reacción y algunas bahías de erosión. La muestra presenta escasa vesicularidad con formas irregulares y dispuestas aleatoriamente. Los minerales formadores permiten clasificar a esta roca como una andesita basáltica.

En el volcán Moro, los diques presentan texturas traquítica e intersertal con una cristalinidad hipocristalina (Figura 27d). La asociación mineral está constituida por Plg>Ol>Px y xenocristales de Óx. Los cristales tienen tamaños <10 µm. Las formas de los cristales van de subhedrales a anhedrales y sus contactos son rectos y curvos. Las plagioclasas se presentan como el mineral más abundante en forma de microlitos, fenocristales y xenocristal; algunos cristales exhiben textura en tamiz y/o bahías de erosión. Los olivinos se presentan en microlitos y fenocristal, sus bordes son indefinidos, algunos cristales están muy fracturados y oxidados, se encuentran diseminados en la matriz. Los piroxenos se presentan como fenocristales, sus formas son irregulares con bordes indefinidos, exhiben bahías de erosión y fracturas. Los óxidos se encuentran diseminados en la matriz como microlitos, sus formas son subredondeadas. La muestra presenta muy poca vesicularidad con formas subredondeadas, tamaños muy pequeños y dispuestas aleatoriamente. Los minerales formadores permiten clasificar a esta roca como una andesita.

En el volcán Colorada, los diques presentan texturas intersertal y traquítica con una cristalinidad hipocristalina (Figura 27e). La asociación mineral está constituida por Plg>Ol y xenocristales de Óx>Anf. Los cristales tienen tamaños <14 µm. Las formas de los cristales van de subhedrales a anhedrales y sus contactos son irregulares y curvos. Las plagioclasas se presentan como el mineral más abundante, en microlitos, fenocristales y xenocristales; algunos cristales tienen formas irregulares, están fracturados, con bordes indefinidos, exhiben textura en tamiz, maclado enrejado y/o bahías de erosión. Los olivinos se presentan en microlitos y fenocristales, sus bordes son indefinidos, algunos cristales están muy fracturados con bordes de reacción. Los óxidos se encuentran diseminados en la matriz como microlitos, sus formas son subredondeadas y subangulosas. Los anfíboles se presentan como xenocristales, con formas irregulares, bordes indefinidos, fracturas y alteración. La muestra no presenta vesicularidad. Los minerales formadores permiten clasificar a esta roca como un basalto.

El xenolito, presenta textura fanerítica de grano medio, los cristales son anhedrales, con una cristalinidad holocristalina. La asociación mineral la constituyen fenocristales de Qz> Plg> Anf> y Px (Figura 27f). Los fenocristales de cuarzo son los cristales más grandes de la roca, sus formas son subredondeadas a subangulosas y presentan fracturas. Las plagioclasas tienen bordes subangulosos y algunos cristales se encuentran moderadamente fracturados. Los cristales de

anfíbol son subangulosos, están moderadamente fracturados y con bahías de erosión. Los piroxenos son subangulosos, poco fracturados y, en algunas ocasiones, tiene inmersos cristales de cuarzo y plagioclasas. Esta roca se clasificó como una granodiorita.

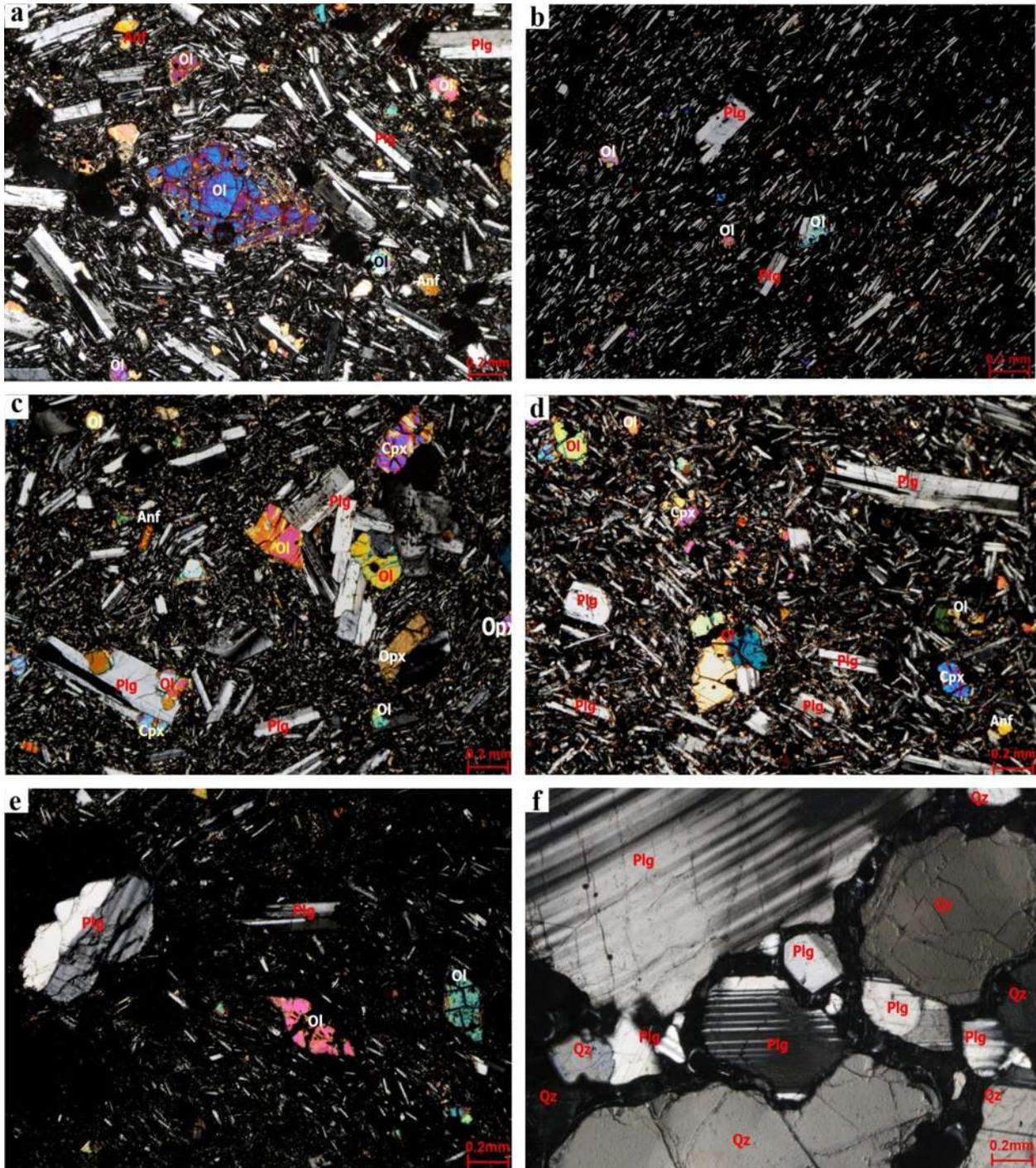


Figura 27.- Fotomicrografías de diques con objetivo 5X y nicols cruzados: a) Pe, b) Ri, c) Bv, d) Mo, e) Co y f) xenolito. Plg: plagioclasa, Ol: olivino, Opx: ortopiroxeno, Cpx: clinopiroxeno, Anf: anfíbol, Qz: cuarzo.

## 6.5. Geoquímica

Para conocer las características químicas de los diques que constituyen a los conos de escoria, se realizó un análisis químico de roca total. Para seleccionar un dique por volcán se tomó a consideración que el dique fuera alimentador, su espesor, vesicularidad y que la roca no presentara alteración aparente. También, se analizó un xenolito, localizado en los depósitos del volcán Rincón, aportando información acerca del basamento, posiblemente. En la tabla 2 se muestran los resultados obtenidos en el laboratorio. Después, los resultados de los elementos mayores se normalizaron al 100% con base anhidra, para eliminar el contenido LOI en las rocas. De esta manera, se realizaron diagramas de TAS (álcalis totales vs. SiO<sub>2</sub>), diagramas Harker para conocer la relación entre los elementos mayores contra el contenido de SiO<sub>2</sub>, diagramas binarios para conocer las series con base en el contenido de K. Los elementos traza fueron normalizados en diagramas multielementos con base en valores del manto primitivo y valores condriticos. Además, se compararon los resultados de este estudio con datos geoquímicos reportados por Losantos *et al.* (2017) del área de Valle de Santiago.

Tabla 2.- Resultados químicos de cinco diques y un xenolito.

Volcán	Pe	Ri	Bv	Mo	Co	Xe
Muestra	VS1	VS2	VS3	VS4	VS5	VS2X
Tipo de roca	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Xenolito
Coord. Norte	272014	271445	273397	268918	269018	271445
Coord. Este	2251378	2258356	2232059	2272758	2267763	2258356
Elementos Mayores [% en peso]						
SiO <sub>2</sub>	55.37	52.15	55.65	50.66	48.65	67.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.27	17.62	15.83	16.59	15.11	19.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	8.46	9.64	7.99	12.81	15.46	0.64
MnO	0.127	0.149	0.129	0.195	0.214	0.008
MgO	3.82	3.75	4.75	3.92	3.48	0.16
CaO	7.23	6.44	8.7	6.59	6.35	5.3
Na <sub>2</sub> O	3.65	3.77	3.14	3.95	3.87	4.92
K <sub>2</sub> O	1.48	1.97	1.15	2.51	2.48	1.05
TiO <sub>2</sub>	1.423	1.812	0.97	2.319	2.698	0.071
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.4	0.7	0.27	1.22	1.31	0.02
LOI	0.29	0.5	0.13	-0.25	-0.74	0.38
Total	100.23	98.001	98.579	100.764	99.622	99.079
Elementos Trazas [ppm]						
V	165	160	165	142	170	6
Cr	49	56	132	76	34	109
Co	20	21	27	25	27	1
Ni	21	15	46	21	8	3
Rb	17	26	22	39	39	12
Sr	791	652	424	546	466	807
Y	19	26	20	44	51	<1
Zr	164	232	151	388	387	16
Nb	13.2	32	7	51	48	0.7
Cs	0.2	0.4	0.5	0.4	0.2	0.1
Ba	487	558	365	738	848	288

La	20.8	35.8	16.4	51.3	55.1	10.5
Ce	42.7	70.7	33.9	106	114	13.6
Pr	5.49	8.37	4.56	12.7	14.3	1.1
Nd	24	34.9	17.9	56.5	63	3.05
Sm	4.81	6.55	4.44	10.9	12.7	0.33
Eu	1.47	1.98	1.19	3	3.5	0.948
Gd	4.18	6.05	3.95	10.3	11.7	0.15
Tb	0.58	0.86	0.66	1.44	1.67	0.02
Dy	3.48	4.85	4.13	8.07	9.47	0.11
Ho	0.69	0.9	0.81	1.56	1.87	0.02
Er	1.79	2.49	2.39	4.13	4.83	0.05
Tm	0.25	0.35	0.351	0.566	0.662	0.01
Yb	1.68	2.35	2.32	3.81	4.33	0.07
Lu	0.25	0.35	0.345	0.542	0.638	0.013
Hf	3.6	4.9	3.4	7.5	6.8	0.3
Ta	0.94	2.27	0.52	3.46	3.34	0.05
Pb	<5	<5	<5	<5	<5	9
Th	1.97	3.68	1.64	4.68	4.2	0.56
U	0.6	1.22	0.56	1.34	1.32	0.16

### a. Elementos Mayores

Las muestras de roca de los diques de este estudio tienen un contenido de SiO<sub>2</sub> que oscila entre 48.83 y 56.45% en peso y, de acuerdo con el diagrama TAS de Le Maitre *et al.* (1989) las rocas se localizan dentro de composiciones basálticas a intermedias. Particularmente, las muestras de los volcanes *Pe* y *Bv* corresponden a una composición andesita basáltica, mientras, el volcán *Ri* es traqui andesita basáltica, y los volcanes *Mo* y *Co* son de composición traqui basáltica (Figura 28a). Por otra parte, la muestra de xenolito (Xn) tiene un contenido de SiO<sub>2</sub> de 67.70% en peso, clasificándose como una roca granodiorítica (Figura 28b). A partir de la relación Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O contra SiO<sub>2</sub> de Irvine y Baragar (1971), se expone que la afinidad de las rocas corresponde tanto a la serie alcalina (volcanes *Ri*, *Mo* y *Co*) como a la serie subalcalina (volcanes *Pe* y *Bv*).

Al considerar la relación entre K<sub>2</sub>O contra SiO<sub>2</sub> de acuerdo con el diagrama propuesto por Gill (1981) se resalta que las rocas tienen un contenido desde medio (volcanes *Pe* y *Bv*) a alto K (volcán *Ri*) y composiciones que caen en la serie shoshonítica (volcanes *Mo* y *Co*) (Figura 28c).

Los elementos mayores en los diagramas binarios tipo Harker (1909) muestran que las rocas tienen diferentes tendencias con respecto al contenido de sílice (Figura 29). Se percibe que las rocas de los conos de escoria presentan una tendencia negativa en los óxidos de FeO<sub>t</sub>, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y, K<sub>2</sub>O (Figura 29 a, e, f, h) y una ligera tendencia positiva de CaO y MgO (Figura 29 c y g). En cambio, los óxidos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y Na<sub>2</sub>O tienen una ligera tendencia positiva con inflexión hacia valores negativos (Figura 29 b y d).

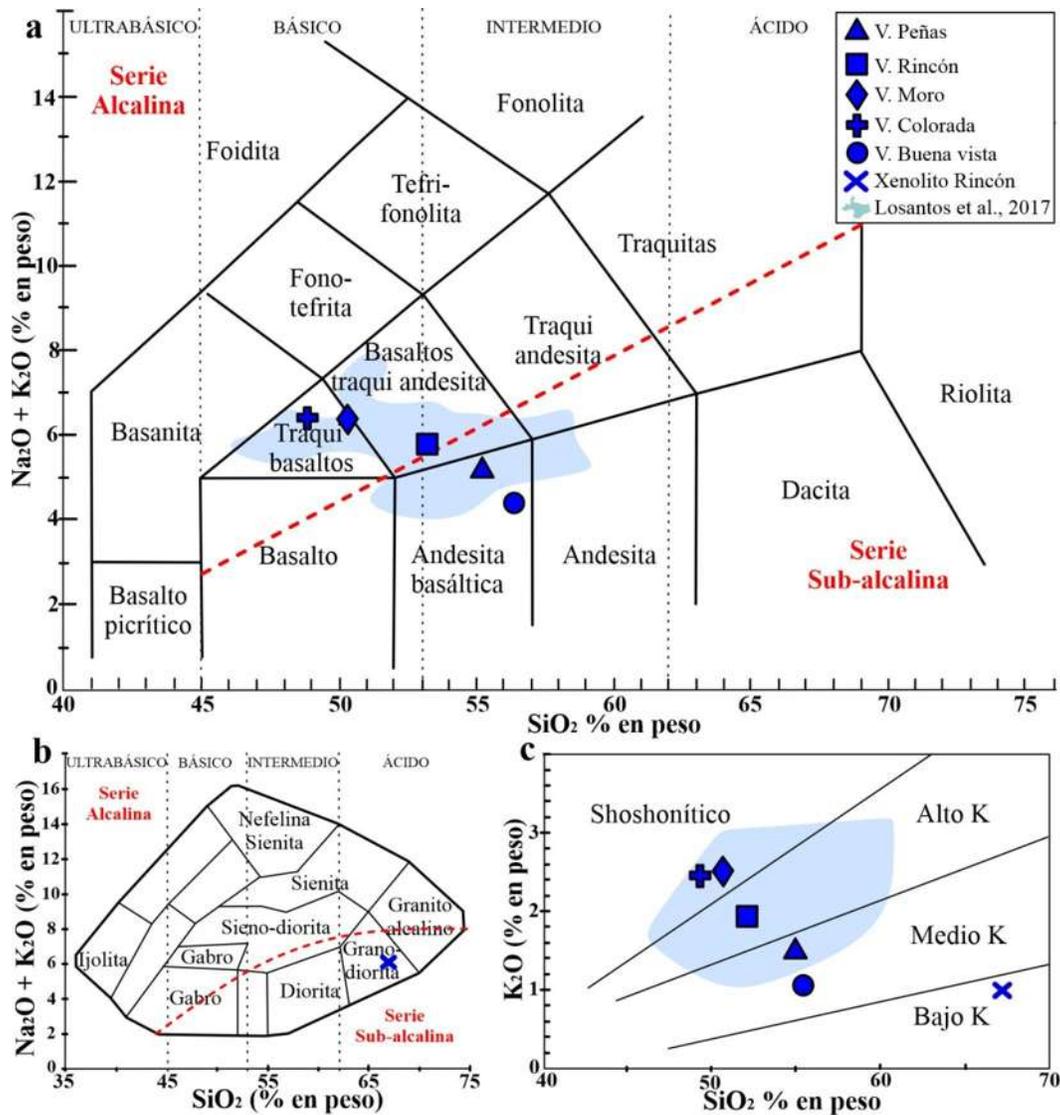


Figura 28.- a) Diagrama de clasificación de rocas volcánicas (modificado de Le Maitre *et al.*, 1989 e Irvine y Baragar, 1971); b) diagrama de clasificación de rocas plutónicas (modificado de Wilson, 1989); c) diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (Gill, 1981). Línea roja punteada: división entre serie alcalina y sub-alcalina.

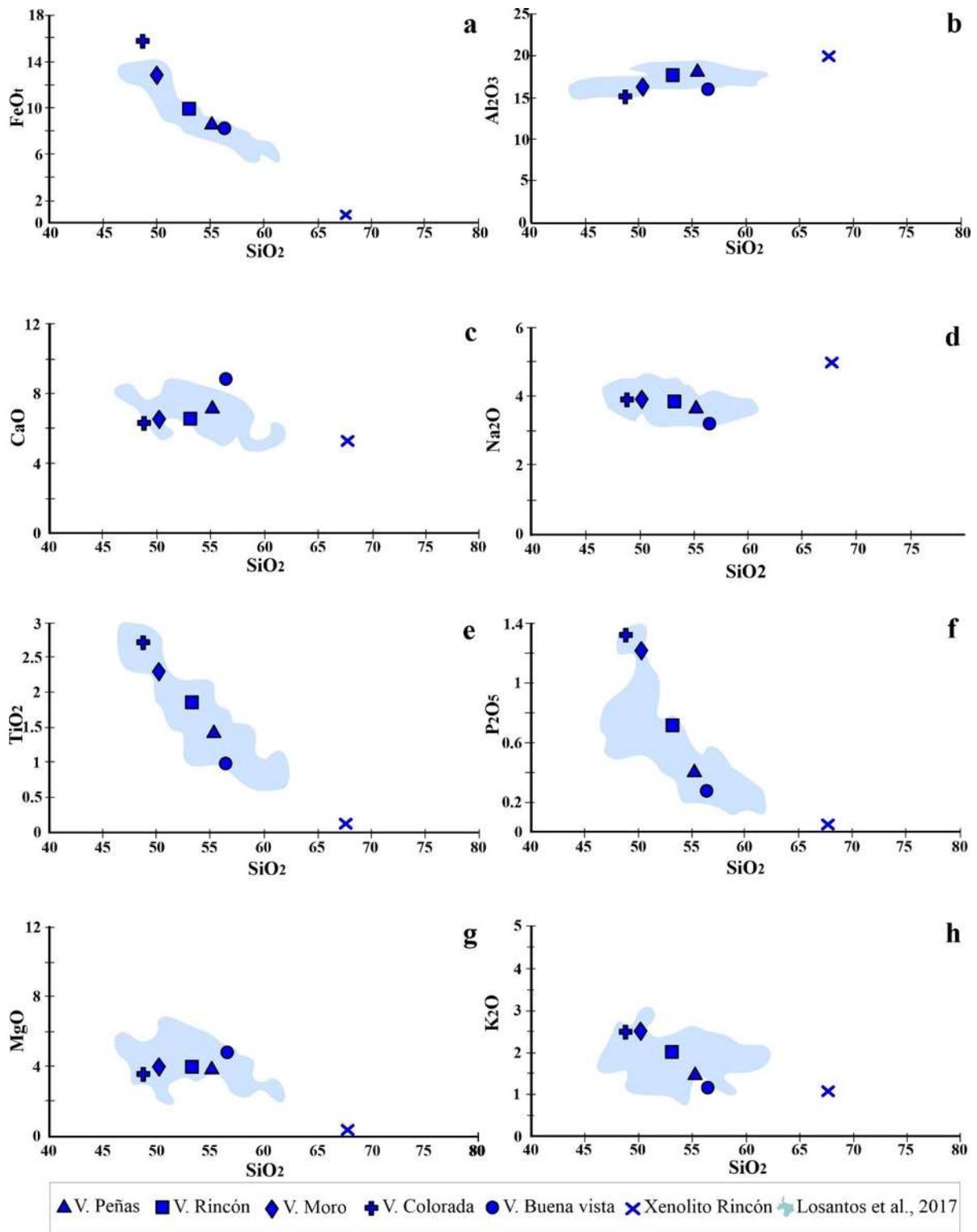


Figura 29.- Diagramas Harker de elementos mayores (la unidad en cada eje de los diagramas es % en peso).

## **b. Elementos traza**

Al graficar los elementos traza de las cinco muestras en el diagrama multielementos normalizados a los valores del manto primitivo, se revela un enriquecimiento relativo en los elementos más incompatibles como: Cs, Rb, Ba, K, Pb y Sr, en comparación con los de alto potencial iónico como: Th, Nb, Zr y Ti, que definen una tendencia suave de los elementos menos incompatibles (Figura 30a). A pesar de cierta semejanza en el comportamiento composicional de las muestras en los diagramas multielementos, existen variaciones significativas en los valores. Por ejemplo, las rocas de los volcanes Pe y Bv presentan una anomalía positiva en Sr, mientras que las rocas de los volcanes *Mo*, *Co* y *Ri* tienen valores más enriquecidos, tanto en elementos más incompatibles como en los menos incompatibles; es importante resaltar la anomalía positiva de Nd y la anomalía negativa de Sr. Por su parte, la muestra del xenolito corresponde a una roca plutónica, revela un comportamiento más empobrecido en elementos como: Th, U, Nb, Ta, Ce, Pr, Sm, Ti, Dy, Y, Yb y Lu, y un enriquecimiento anómalo en K, Pb y Sr.

Por otro lado, los valores de los elementos de tierras raras (REE, por sus siglas en inglés), se normalizaron a los valores condriticos de Sun y McDonough (1989) y se graficaron en el diagrama multielementos (Figura 30b). Se observa que los elementos de REE ligeras están enriquecidos en comparación con los REE pesados. Las muestras manifiestan una tendencia negativa suave. Las rocas pertenecientes a los volcanes *Mo*, *Co* y *Ri* tienen valores más enriquecidos, tanto en elementos REE ligeros como en los REE pesados y presentan una ligera anomalía positiva de Nd. En contraste, el xenolito plutónico está empobrecido en todos los elementos REE, y presenta una anomalía positiva de Eu.

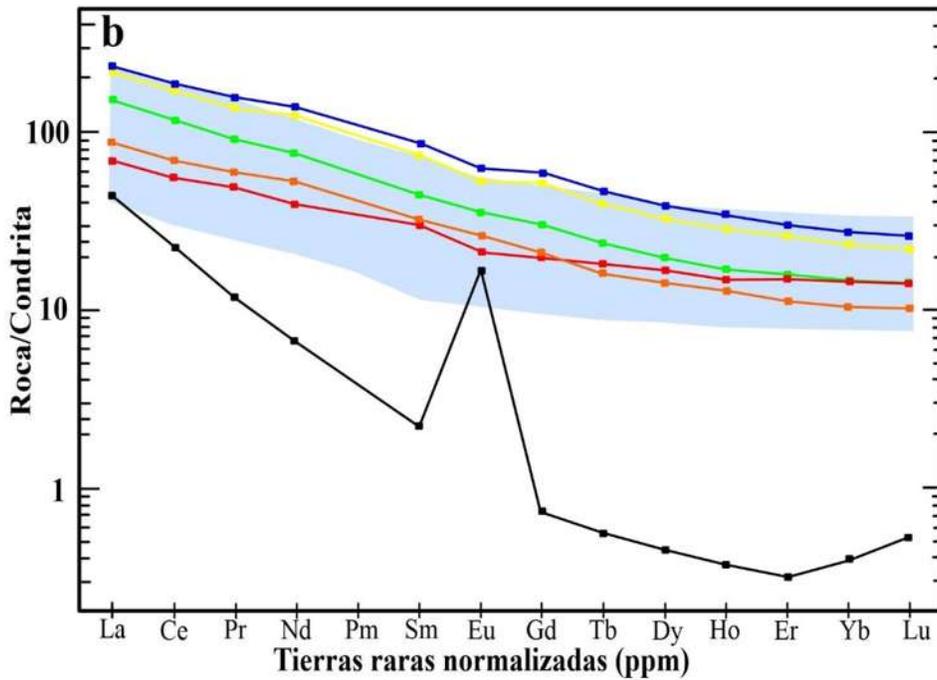
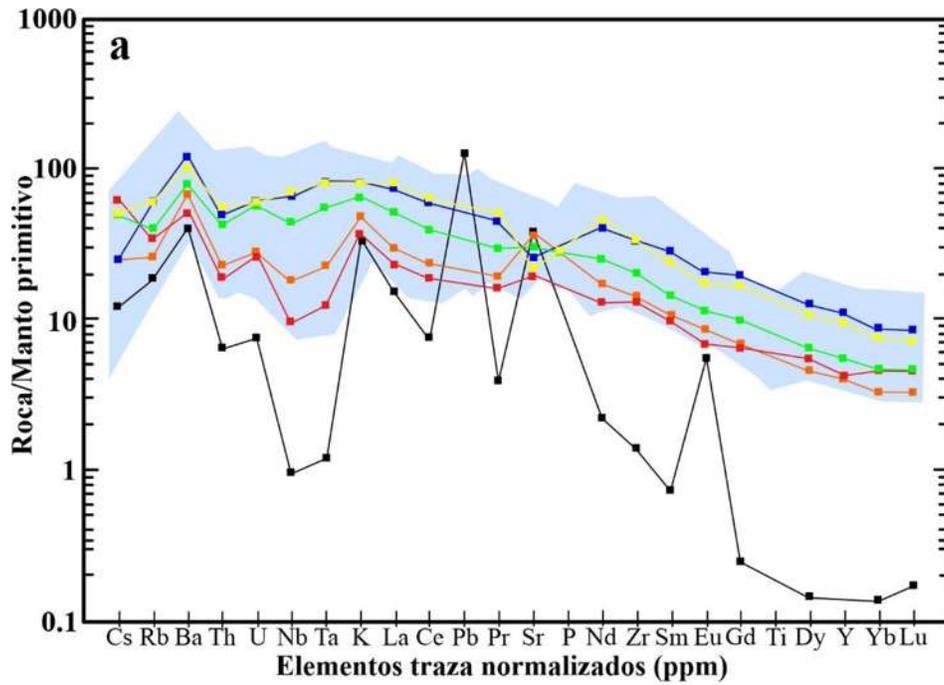


Figura 30.- a) Diagrama multi-elementos de elementos traza normalizados con valores del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). b) Diagrama de multi-elementos de tierras raras normalizadas con valores de condritas (Sun y McDonough, 1995).

## 7. DISCUSIÓN

### 7.1. Morfología y variación espacial de los conos de escoria

El campo volcánico Michoacán-Guanajuato es una de las zonas volcánicas más destacadas del mundo debido a su tamaño, por su gran diversidad de estructuras volcánicas, estilos eruptivos y heterogeneidad en su composición magmática (Hasenaka y Carmichael, 1985). Los volcanes que se estudiaron en este trabajo se localizan en la porción noreste del CVMG, en Valle de Santiago. La distribución volcánica en esta área está influenciada por una combinación de condiciones tectónicas, geohidrológicas y litológicas tanto regionales como locales (Martí *et al.*, 2016; Rangel-Granados *et al.*, en revisión). A partir del análisis de densidad de Kernel se estimó que la densidad de estructuras volcánicas dentro del área de estudio es predominantemente baja, distribuyéndose de N-S en una superficie continua que cubre gran parte del área de estudio, también, se distribuye en algunos parches aislados sin dirección preferencial aparente. Por otro lado, las densidades moderadas se distribuyen en pequeñas concentraciones, elongadas con una dirección NO-SE en la porción central y al SO del área. Las densidades altas cubren pequeñas superficies aisladas y ligeramente elongadas con dirección NO-SE en la porción central del área. Por último, la densidad volcánica muy alta está representada por una reducida superficie que ligeramente se elonga en dirección NE-SO en la porción central del área de estudio (Figura 31).

Los volcanes de este estudio son de morfología de conos de escoria sin flujos de lava asociados. Se encuentran alineados N-S; el orden N-S de los volcanes es: volcán *Mo* a 5 km de distancia en línea recta hacia el sur se encuentra el volcán *Co* a 10 km al sur de este se ubica el volcán *Ri*, a 7 km más al sur se localiza el volcán *Pe* y a una distancia de 19 km se ubica el volcán *Bv*. Estos volcanes presentan variaciones significativas uno respecto a otro, sin embargo, en casos como el volcán *Pe* y *Ri* la extracción de material económico aunado a la erosión misma del volcán ocasiona que la morfología del cono de escoria sea irregular y no permite una buena estimación del área y volumen que cubren estos volcanes. Por otro lado, los volcanes *Mo*, *Co* y *Bv* presentan morfologías moderadamente preservadas con formas elongadas y circulares, son los más voluminosos de este caso de estudio (entre 0.01-0.02 km<sup>3</sup>).

De acuerdo con Rangel-Granados (en revisión) en el área de Valle de Santiago el vulcanismo se originó principalmente durante el Pleistoceno. Durante el Pleistoceno temprano (2-1 Ma) se formaron los volcanes en escudo pequeño, conos de escoria y domos de lava distribuidos N-S. El Pleistoceno medio (1 Ma- 10 ka) se caracterizó por actividad efusiva y explosiva dando como resultado una variedad de morfologías: volcanes en escudo pequeño, flujos de lava, domos de lava y conos de escoria. Durante este período se dio una mayor formación de estructuras volcánicas y un mayor volumen de magma emitido. Para el Pleistoceno tardío el área estuvo dominada por un vulcanismo freatomagmático formando las estructuras de Las Luminarias, moderados conos de escoria y domos de lava. Este vulcanismo se desarrolló principalmente en la porción central oeste del área de estudio con una dirección preferencial NO-SE. A partir de las edades reportadas y las relaciones estratigráficas de los volcanes de este estudio, se estima que sus edades oscilan entre 500 ka y 2 Ma. Se considera que el volcán más viejo de este caso de estudio puede ser Peñas (>2 Ma), posteriormente, el volcán Buena vista (2 Ma), el Moro y Coloroda (2-1 Ma) y el volcán Rincón puede tratarse del más joven (<1 Ma).

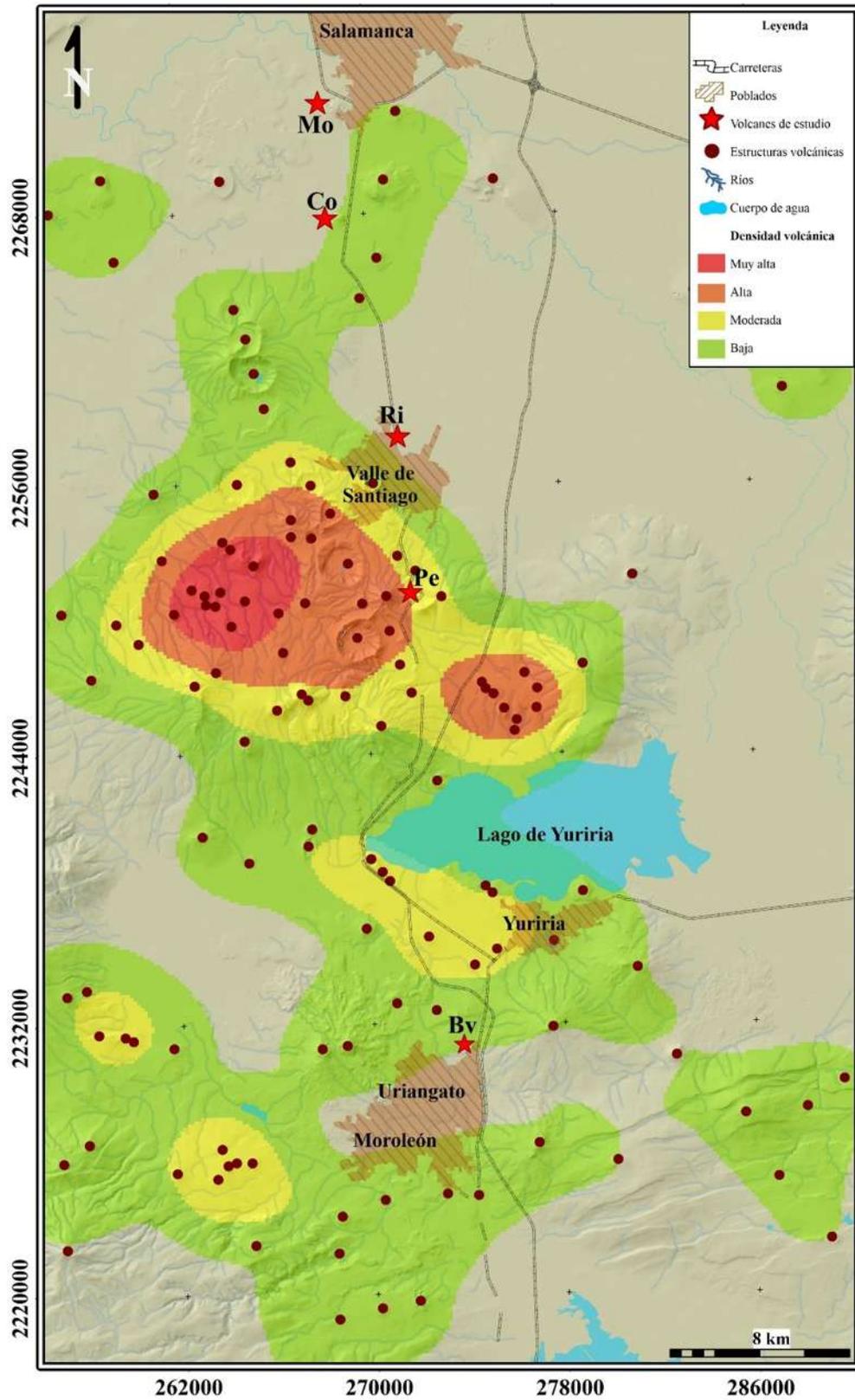


Figura 31.- Análisis de densidad de Kernel de edificios volcánicos del área de estudio.

## 7.2. Control estructural en el vulcanismo del Valle de Santiago

En la región de Valle de Santiago se distinguen alineaciones volcánicas en direcciones ENE-OSO, NNO-SSE y N-S que son paralelas a los sistemas de fallas activos en la región (Figura 23). En las alineaciones con dirección ENE-OSO predominan los volcanes en escudo pequeño que se caracterizan por un vulcanismo efusivo y un importante volumen de magma emitido. Por otro lado, los alineamientos NNO-SSE concentran los maares de Las Luminarias que se establecieron a partir de vulcanismo freatomagmático. Por último, los alineamientos en dirección N-S se conforman por diversas estructuras, en su mayoría por conos de escoria que se forman por erupciones de estilo estromboliano. Se estima que los tres sistemas de fallas activos en esta región controlaron la distribución de las estructuras volcánicas, el volumen del magma emitido y posiblemente los estilos eruptivos (Hasenaka y Carmichael, 1985; Losantos *et al.*, 2015, 2017; Kshirsagar *et al.*, 2024; Rangel-Granados *et al.*, en revisión).

En los cinco conos de escoria de estudio se encontró un promedio de seis diques por volcán en diferentes direcciones, considerándose a esto como enjambre de diques entre alimentadores (18 diques=53%) y no alimentadores (16 diques=47%). De acuerdo con Geshi *et al.* (2010), las condiciones de la superficie libre (descompresión) y los cambios de sobrepresión magmática durante la erupción favorecen que la geometría general de un alimentador difiera de un no alimentador. La forma en la parte más somera de un dique alimentador refleja la fragmentación de las erupciones, mientras que los diques no alimentadores revelan la geometría y el espesor de fracturas rellenas (Gudmundsson, 1986; 2011). Los pulsos de baja energía durante una erupción, el bajo volumen de magma, propiedades mecánicas de las capas que atraviesa (barreras de estrés) contribuyen a que cuerpos de magma se detengan en su camino hacia la superficie (Valentine y Krogh, 2006).

La dirección de emplazamiento predominante de los diques alimentadores es NNE-SSO (70%), sugiriendo que la mayoría de los diques no se emplazaron de acuerdo con el campo de esfuerzos regional actual. Algunos factores como la sobrepresión del dique, las discontinuidades estratigráficas o las barreras de estrés influyen para que los esfuerzos principales se roten a nivel local y la dirección del dique cambie (Martí *et al.*, 2016). O bien, estos diques aprovecharon fallas preexistentes para emplazarse (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2020). Por lo tanto, se deduce que la orientación de los diques alimentadores no siempre indica el paleoestrés regional y pueden reflejar una temporalidad diferente. Los esfuerzos locales y fallas preexistentes influyen de manera importante en el emplazamiento del magma.

Los volcanes de este estudio están afectados por los sistemas de fallas regionales recientes, con una orientación E-O; estas fallas desplazan los depósitos y posiblemente controlaron la circulación de fluidos hidrotermales evidenciados por la mineralización secundaria presente en estos volcanes. En su mayoría, los diques son afectados por fallas de dirección E-O que se relacionan al sistema de fallas Morelia-Acambay (Figura 22b); fallas de cinemática normal con componente lateral izquierda. Por otro lado, se considera que el sistema de fallas con dirección NNO-SSE, Tzitzio-Valle de Santiago, jugó un papel importante en el emplazamiento de magma en esta región (Garduño-Monroe *et al.*, 2009; Blatter y Hammersley, 2010; Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2020). De acuerdo con el mapeo del campo magnético residual en la región realizado por el Servicio

Geológico Mexicano (1999), se revela un alto gradiente magnético orientado al NNO en profundidad, lo que respalda la existencia del sistema de fallas Tzitzio-Valle de Santiago como una estructura cortical profunda (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2020). Esta falla se alinea aproximadamente con la posición proyectada de la Zona de Fractura de Orozco, que separa segmentos de la Placa de Cocos y, posiblemente, contribuyó en la flotabilidad del magma para su emplazamiento (Blatter y Hammersley, 2010) (Figura 32).

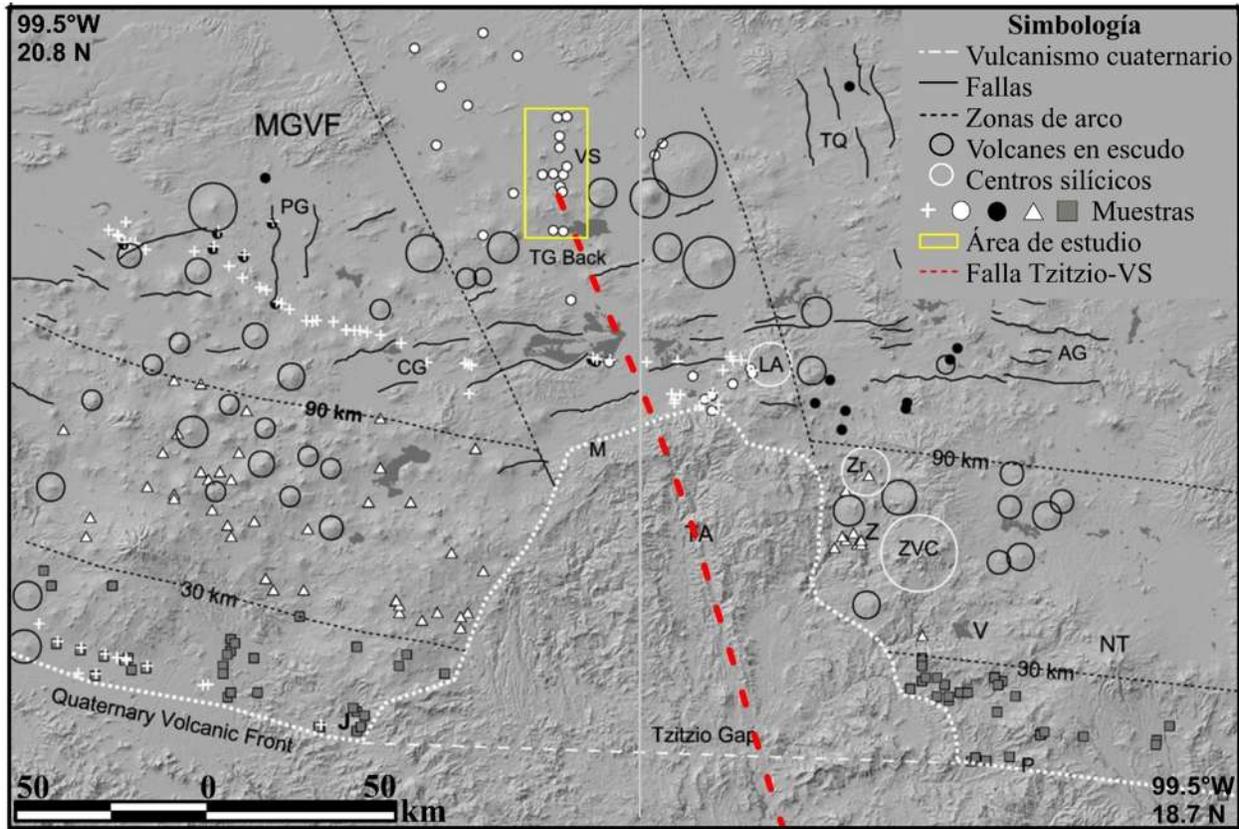


Figura 32.- DEM modificado de Blatter y Hammersley (2010). TG: brecha de Tzitzio, TG Back: área afectada por Fractura Orozco, LA: Los Azufres, A: Amealco, H: Huichipan, TA: anticlinal Tzitzio, J: Jorullo, V: Valle de Bravo, ZVC: Complejo volcánico Zitácuaro, Zr: domos Ziráhuato, NT: Nevado de Toluca, P: El Peñón, M: Morelia, PG: graben Penjamillo, CG: graben Cuitzeo, TQ: sistema de fallas Taxco-Querétaro y AG: graben Amealco.

En general, los diques alimentadores identificados en los conos de escoria en Valle de Santiago tienen espesores  $< 2$  m, su forma predominante es tabular de verticales a subverticales ( $> 70^\circ$  de buzamiento) y bordes rectos. En cambio, los diques no alimentadores son  $< 1$  m de espesor, presentan formas irregulares que usualmente son subverticales a inclinados ( $65^\circ$  de buzamiento promedio) y bordes sinuosos. También, se reconocieron diques delgados ( $\sim 30$  cm) con bordes rectos que quedaron arrestados, se considera que estos diques, posiblemente, fueron controlados por altas presiones, pero poco volumen de magma disponible. A partir de modelos teóricos en trabajos previos, se determinó que la presión del magma es un factor que influye en la relación entre el ancho, la forma y la longitud del dique (Valentine y Krogh, 2006).

Cabe señalar que la orientación de los diques alimentadores juega un papel importante en la morfología de los volcanes. La geoforma del aparato volcánico tiende a elongarse con la dirección de emplazamiento de los diques, esto, por la cantidad de material que aportan, promoviendo el crecimiento del volcán. En cada volcán de este estudio, se encontró una disposición de diques alimentadores en échelon, mientras que el emplazamiento de los diques no alimentadores se dio en direcciones aleatorias o perpendiculares a los diques alimentadores, como ramificaciones. Los diques segmentados en échelon son resultado de la ruptura en profundidad de un dique central en su propagación hacia la superficie (Delaney y Pollard, 1981; Pollard *et al.*, 1982; Hoek, 1991). La concentración de tensiones al borde de un dique es suficiente para que se propaguen nuevas fracturas perpendiculares a éste, incluso con una sobrepresión de magma baja. O bien, un aumento en la velocidad de propagación también se relaciona con la bifurcación de los diques subsecuentes (Hoek, 1991).

### **7.3. Fragmentación del magma y dinámica eruptiva.**

En el volcán Buena vista se identificaron ocho diques. A partir de su geometría, espesor, relaciones de corte y disposición con los depósitos de caída, se propone que el orden de emplazamiento de los diques fue: *A, B, C, D, F, G, E* y *H* (Figura 18). Cuatro de ellos se consideran diques alimentadores de la erupción en su fase explosiva (*A, B, C* y *F*), formando el depósito de caída de este volcán; los otros cuatro diques *D, E, G* y *H* quedaron arrestados. A continuación, se describen los criterios que se consideraron y la relación que tienen con otros casos de estudio para determinar su emplazamiento.

El dique *A* tiene la geometría más tabular, vertical y continua del volcán, además, es el dique de mayor espesor con dirección al SSO. Este dique se considera como uno de los diques principales que alimentaron a este volcán; es discordante al depósito de caída. Cada facie de la secuencia estratigráfica presenta mayor espesor al borde del dique, disminuye de manera lateral en función de la distancia y pierde horizontalidad volviéndose más inclinado hacia la superficie.

Hacia el este del volcán, en forma paralela y a 10 m de distancia, se localiza el dique *B* que es subvertical, tabular y ocasionalmente, con forma de capullo irregular, su dirección preferencial es al NNE. La disposición entre los diques *A* y *B* sugiere un emplazamiento escalonado. También, se considera que el dique *B* alimentó varios pulsos de magma; entre ellos uno con alto contenido de gases que modificó el estado térmico y reológico de las paredes del dique (Keating *et al.*, 2008; Geshi *et al.*, 2010; Galindo y Gudmundsson, 2012; Albert *et al.*, 2016), ocasionando que el dique se abriera en su porción central y hacia el extremo SO del volcán, dejando sus bordes sinuosos y escorias aglutinadas en su interior (Figura 19c).

A una distancia aproximada de 7 m del dique *B*, en forma paralela se localiza el dique *C* con dirección preferencial al SSO. La base del dique tiene disposición subhorizontal y hacia la cima se vuelve vertical. Durante el establecimiento de un dique, cada segmento que lo conforma se propaga tanto lateral como verticalmente desde su punto de origen y es influenciado por la roca huésped que permite que la forma del dique se modifique (Pollard *et al.*, 1975; Gudmundsson y Marinoni, 1999).

Por último, el dique *F* con dirección al SSO se encuentra paralelo a los diques *A*, *B* y *C*; está conformado por numerosos segmentos subparalelos que le dan la geometría de trenzado. De acuerdo con Hoek (1991), esto ocurre cuando existe una alta intensidad en las tensiones de la deformación que genera bifurcaciones relacionadas a la tasa de propagación del magma a través del conducto. Se considera que el magma tenía una alta cantidad de gases que ocasionó que el dique se abriera hacia la parte más superficial y central del dique, posiblemente por el crecimiento de burbujas debido a la descompresión del magma (proceso de fragmentación) que se vuelve más importante cerca de la superficie (Vespermann y Ulrich, 2000).

Para el caso de los diques *D*, *G*, *E* y *H*, sus espesores son <2 m y hacia la cima se vuelven más delgados, sus formas son irregulares, con bordes sinuosos y ocasionalmente, se ramifican en pequeños segmentos que se atribuyen al relleno de fracturas preexistentes (Galindo y Gudmundsson, 2012). Estos diques, probablemente, quedaron arrestados por que se emplazaron cuando el depósito de caída ya estaba constituido. Además, se considera que el pulso que los originó fue de baja energía y bajo volumen de magma, o que alguna barrera de estrés bloqueó la salida del magma (Hook, 1994 y Gudmundsson, 2002).

La secuencia estratigráfica del sector oeste del volcán Buena vista fue caracterizada en cuanto a su estructura, gradación, granulometría, vesicularidad y componentes, sugiriendo que al menos son ocho facies que la conforman. Normalmente, los conos de escoria son producto de erupciones estrombolianas que dan lugar a múltiples pulsos con diferentes intensidades de emisión (Wood, 1980; Valentine *et al.*, 2006; Valentine *et al.*, 2007; Riggs y Duffield, 2008), generando diferentes capas dentro del depósito. A partir del análisis del depósito se recopiló información importante acerca de los pulsos eruptivos y la intensidad aparente de la erupción que está controlada por la composición del magma, su viscosidad, el contenido de agua y volátiles. De este modo, se determina la fragmentación del magma, la textura de los productos (cristalinidad y vesicularidad) y su dispersión (Vergnolle y Mangan, 2000; Métrich *et al.*, 2010). A lo largo de la sección vertical del depósito de estudio se alternan clastos que van de lapilli medio a bloques finos y presenta los mismos componentes en cada nivel variando en proporción. Se sugiere que los diques alimentadores *A* provocaron la formación de las facies *a*, *b* y *c* dentro del depósito, el dique *B* se fragmentó para dar como resultado a las facies *d* y *e*, y el dique *F* se fragmentó y formó las facies *f*, *g* y *h*. Cabe mencionar que el dique alimentador *C* no se consideró dentro de las facies en esta parte del depósito debido a su inclinación, más bien, se asocia con depósitos que se encuentran hacia el lado este del volcán.

En Valle de Santiago se asocia que fallas preexistentes NNO-SSE dieron paso a la formación de volcanes freatomagmáticos y conos de escoria. Las condiciones del magma y la roca huésped también jugaron un papel importante para que el magma se emplazara en superficie. A partir de las observaciones en campo y el análisis de partículas, se considera que la erupción que dio paso a la formación del volcán Buena vista estuvo influenciada por el sistema Tzitzio-Valle de Santiago que permitió el ascenso de magma que se fragmentó rápidamente, generando una erupción estromboliana. Se formó la primer facie del depósito (*a*) que se distribuye horizontalmente muy próxima a la fuente (dique *A*), se caracteriza por formar un nivel masivo con un espesor de ~10 m, clastos de escoria como componente principal con tamaños que van desde lapilli a bloques negros

y tienen un 60% de vesicularidad; algunos clastos están aglutinados y adheridos al borde del dique alimentador. En menor porcentaje se encuentran los líticos accidentales en tamaños principalmente de lapilli fino a grueso.

Posteriormente, las oscilaciones de intensidad de la erupción desarrollaron la facie *b* con estratificación difusa en la vertical y hacia la lateral estratificación plano-ondulada. El espesor de la capa es de  $\sim 3$  m, con un ángulo de inclinación de  $\sim 15^\circ$ , es grano soportado dominando por clastos de escorias vítreas cafés. De forma difusa se presenta gradación normal múltiple alternando con lentes de lapilli medio a fino de color rojizo.

Sucesivamente, se formó un nivel con estratificación difusa plano-paralela (*c*) con  $\sim 0.5$  m de espesor, constituido por escoria rojiza, predominantemente, de fracciones finas, con una vesicularidad promedio de  $\sim 50\%$ . De acuerdo con las observaciones de Riggs y Duffield (2008), el cambio de coloración en las escorias corresponde a condiciones de la erupción, por ejemplo, la escoria negra indica que el enfriamiento ocurrió durante el vuelo de una columna eruptiva alta, en cambio, la escoria roja se genera durante una rápida tasa de emisión a alta temperatura. Por lo tanto, se estima que esta capa corresponde a una tasa de emisión de moderada intensidad y alta temperatura, originando un depósito de caída clasto soportado.

Posteriormente, la energía de la erupción aumentó, formando una capa con estratificación difusa plano-paralela y gradación normal múltiple (facie *d*). La facie tiene  $\sim 25^\circ$  de inclinación, es clasto soportada con  $\sim 22$  m de espesor. Esta facie se conforma por escorias de tamaños  $< 5 \phi$ , los clastos tienen una vesicularidad promedio del 65%. El aumento de energía en esta fase eruptiva provocó la erosión del conducto, incrementando la concentración de líticos accidentales. El valor de vesicularidad en las escorias es equivalente con el valor propuesto por Gardner *et al.* (1996) para fragmentos con vesicularidad alta ( $\geq 64\%$ ), coincidiendo con el valor mínimo teórico para la fragmentación del magma durante una erupción altamente explosiva. Se cree que este pulso eruptivo causó que el conducto donde se emplazó el dique *B* se abriera y alimentara esta facie (Figura 21 IV).

La fragmentación del magma en partículas finas generó una capa clasto soportada de  $\sim 0.6$  m de espesor con gradación múltiple inversa. Está constituida por escorias negras de tamaño lapilli fino a medio (facie *e*). Las oscilaciones entre energía alta y decreciente influyeron en la deposición de la gradación inversa (Figura 21e).

La fluctuación en la intensidad de la erupción produjo un nivel masivo, clasto soportado, con espesor de  $\sim 2.6$  m. Está conformado predominantemente por escorias negras de tamaño lapilli medio a fino de vesicularidad promedio de 55%. También, se observaron lentes de lapilli gruesa de escoria ( $> 3 \phi$ ) (facie *f*), originados por la removilización de los fragmentos después de caer por la pendiente del pre-cono, ya que estos suelen moverse por segregación granular.

El aumento en la energía de la erupción generó un nivel masivo, clasto soportado de ~4.3 m de espesor. Las escorias son negras, bien clasificadas, sus tamaños oscilan entre lapilli grueso y lapilli medio con una vesicularidad de 55% (facie *g*). Este aumento de energía se evidencia por la presencia de líticos accidentales de tamaño lapilli medio (Figura 21g).

Por último, la energía de la erupción se intensificó, produciendo un nivel de ~20 m de espesor con estratificación ondulada y gradación normal (facie *h*). Las fracciones que constituyen este nivel van desde lapilli medio a bloques. Los clastos son de escoria negra, con una vesicularidad del 60% y, existe un incremento en los líticos accidentales que evidencian la alta energía del pulso eruptivo (Figura 21h). Tomando en consideración, la alta vesicularidad de las escorias, la presencia de líticos accidentales y el color de las escorias, se sugiere que este pulso eruptivo explosivo está asociado a la apertura del dique (F), puesto que las escorias adyacentes a este dique son negras.

A partir del sistema alimentador de un volcán y sus depósitos asociados, se puede conocer la energía de la erupción, el contenido de gases, la temperatura, los esfuerzos que actuaron durante su emplazamiento y las características de la roca encajonante. Esto se refleja en la morfología del volcán, las características de los componentes del depósito y la granulometría que se asocia a la fragmentación del magma.

#### **7.4. Variabilidad geoquímica de magmas del Valle de Santiago**

Los diques de los volcanes estudiados presentan una textura porfirítica de grano fino a grueso, con texturas como la traquítica, pilotaxítica e intersectorial. Los cristales tienen formas subhedrales a anhedrales y una cristalinidad hipocristalina (Figura 27). Las cinco muestras presentan una matriz microcristalina, con una asociación mineral muy similar, variando en el porcentaje de cristales y en el tamaño (microcristales, fenocristales y xenocristales). Las plagioclasas corresponden al mineral más abundante, seguidas por olivinos y piroxenos, mientras que como xenocristales se tienen óxidos y anfíboles. En general, los datos petrográficos muestran patrones muy similares con los volcanes reportados previamente en la región, tanto para rocas alcalinas como sub-alcalinas (Losantos *et al.*, 2017; Torres-Sánchez *et al.*, 2022).

En las rocas de la región de Valle de Santiago se han reportado composiciones variables. Sin embargo, las composiciones básicas a intermedias son las más predominantes y están representadas tanto por maares como por conos de escoria, distribuidos principalmente en una alineación casi N-S, desde Salamanca hasta el lago de Cuitzeo (Losantos *et al.*, 2017). Los datos que se obtuvieron en este trabajo sobre diques alimentadores de cinco conos de escoria revelan composiciones de tipo andesita-basáltica, traquiandesita-basáltica y traquibasalto, de afinidad alcalina en su mayoría a sub-alcalina, con ligera tendencia calco-alcalina de medio a alto K y hasta de tipo shoshonítica (Figura 28c). Estas características coinciden con los estudios previos en la región (Losantos *et al.*, 2017) y corresponden a rocas típicas de arco magmático.

Por otro lado, los valores promedios de las rocas previamente reportadas en el área de Valle de Santiago normalizadas a manto primitivo muestran patrones enriquecidos en elementos altamente incompatibles y un empobrecimiento hacia los elementos más compatibles (Figura 30). Los valores normalizados a condritas presentan un enriquecimiento en tierras raras ligeras y un patrón casi plano hacia las tierras raras pesadas (Losantos *et al.*, 2017; Torres-Sánchez *et al.*, 2022). Los datos que se presentan en este estudio se correlacionan con los estudios previos de geoquímica, ya que los valores obtenidos se encuentran dentro de los rangos reportados hasta el momento en la región (Figura 30). Por lo tanto, las rocas que se reportan en esta investigación revelan una firma de subducción asociada a la placa de Cocos por debajo de la placa Norteamericana y son características de un ambiente de arcos volcánicos continentales, tal como se ha mencionado en trabajos previos del CVMG (Hasenaka y Carmichael, 1985; Guilbaud *et al.*, 2012; Avellán *et al.*, 2020; Osorio-Ocampo *et al.*, 2018).

Dentro de los volcanes Colorada, el Moro y el Rincón se localizó un número importante de xenolitos y xenocristales, que influyeron en la composición final del magma y marcan un patrón más suave en los elementos traza y anomalías negativas mínimas de Nb-Ta (Figura 30), que son muy similares a las que se encuentran en entornos tectónicos de intraplaca (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014). Los xenolitos aportan información acerca de las unidades del basamento de la región, se relacionan con la tectónica regional y las condiciones de arrastre durante el ascenso del magma. La región Valle de Santiago representa la localidad de xenolitos de corteza inferior más occidental reportada hasta el momento dentro de la FVTM (Uribe y Urrutia, 2006). Para el caso de los magmas calco-alcalinos de los volcanes Peñas y Buena vista, las anomalías negativas de Nb-Ta son más marcadas y exponen picos positivos en elementos como el Ba, K, Sr (Figura 30); estas concentraciones son típicas de un ambiente de arco continental (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014).

La distribución ~N-S del vulcanismo alcalino en el área coincide con los productos volcánicos alcalinos reportados especialmente en la parte norte del CVMG (Hasenaka y Carmichael, 1987; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014; Losantos *et al.*, 2015). Esto se relaciona con la distancia de subducción de la placa desde la trinchera hasta la altura del CVMG determinado por las concentraciones de elementos móviles que van disminuyendo con la distancia debido a la deshidratación progresiva de la placa que desciende (Blatter y Hammersley, 2010). La variación en el contenido de potasio y de sílice (tabla 3) se relacionan con aporte cortical y posiblemente, estos magmas reflejan un proceso de asimilación de la corteza. Esta variación también se asocia con la distancia de los volcanes a la trinchera; entre mayor sea la distancia a la trinchera, mayor será el contenido de K (Figura 33). Un manto híbrido representaría la fuente de las fusiones calco-alcalinas y alcalinas que dieron origen a estos magmas (Losantos *et al.*, 2017). Por otro lado, Blatter y Hammersley (2010) proponen que la Zona de Fractura de Orozco (ZFO) es una estructura regional profunda que corta la placa de Cocos y se relaciona con el sistema de fallas NNO-SSE Tzitzio-Valle de Santiago (Figura 31). Esta estructura probablemente, facilitó el ascenso de magmas en esta región, justificando, la presencia de magmas alcalinos provenientes del manto enriquecido.

Tabla 3.- Variabilidad de SiO<sub>2</sub> y K<sub>2</sub>O y la distancia de los volcanes a la trinchera.

Volcán	Pe	Ri	Bv	Mo	Co
Muestra	VS1	VS2	VS3	VS4	VS5
SiO <sub>2</sub> %	55.65	55.37	52.15	50.66	48.65
K <sub>2</sub> O%	1.15	1.48	1.97	2.51	2.48
Distancia a trinchera (km)	353	371	376	382	388

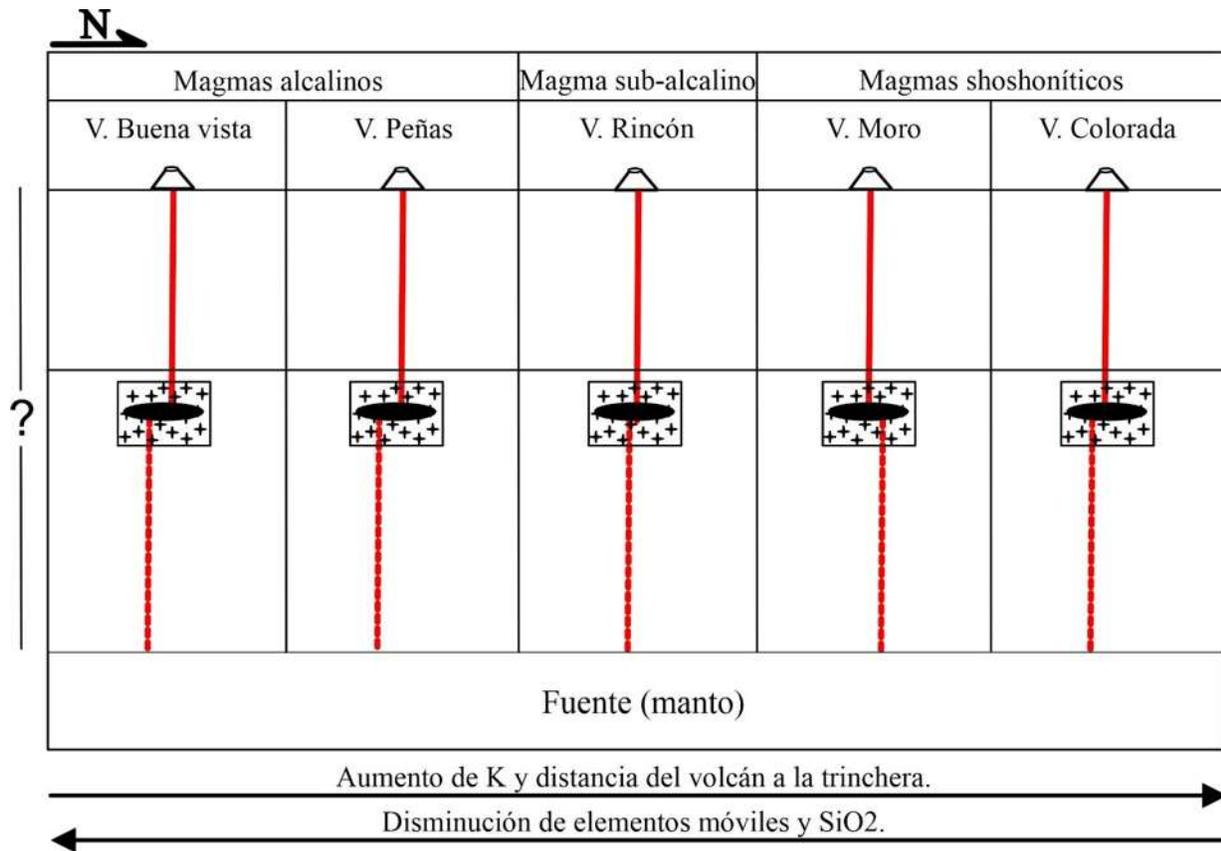


Figura 33.-Boceto de emplazamiento de volcanes de estudio y su afinidad.

## 8. CONCLUSIONES

Este estudio aporta nueva información petrográfica, geoquímica y vulcanotectónica del vulcanismo monogenético en el Valle de Santiago, porción NE del Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato.

Este trabajo es pionero en el estudio de diques alimentadores de conos de escoria. Dentro del CVMG son pocos los estudios realizados sobre estos sistemas de bajo volumen, pero su alta frecuencia los lleva a ser considerados como un peligro volcánico en la región. Por esto, es relevante conocer la relación que existe entre los sistemas de fallas y el vulcanismo monogenético desde distintos enfoques, para contribuir a un mejor entendimiento sobre el origen y distribución espacio-temporal de los conos de escoria del campo volcánico Michoacán-Guanajuato tanto a escala local como regional.

Los cinco conos de escoria de este estudio localizados en la porción NE del CVMG presentan una distribución N-S. Se considera que el emplazamiento de estos volcanes fue influenciado por el sistema de fallas Tzitzio-Valle de Santiago, que permitió el aporte de magmas alcalinos del manto profundo. Los volcanes de estudio cubren pequeñas áreas (área mínima de 0.04 km<sup>2</sup> y área máxima 0.81 km<sup>2</sup>) y son de bajo volumen (entre 0.000218 y 0.02 km<sup>3</sup> de magma emitido), además evidencian erupciones de estilo estromboliano. Las condiciones del magma (viscosidad, contenido de volátiles) y la roca huésped son factores importantes que intervinieron en la formación de estos volcanes, esto se evidencia por las características que presentan las componentes que constituyen los depósitos y los enjambres de diques expuestos.

Los volcanes son de composiciones básicas a intermedias (andesita-basáltica, traquiandesita-basáltica y traquibasalto) de afinidad alcalina a sub-alcalina con evidente firma de subducción.

En el área de estudio se reconocieron alineaciones volcánicas en diferentes direcciones que se relacionan estrechamente con las tendencias dominantes de fallas preexistentes en la región y al campo de esfuerzos regional. Los sistemas alimentadores expuestos gracias a la erosión antrópica reflejan que el ascenso de magma hacia la superficie formó fracturas extensivas, además de que algunos aprovecharon fallas y fracturas preexistentes para emplazarse.

En los cinco volcanes estudiados se identificaron enjambres de diques alimentadores que en la mayoría de los casos se presentan segmentados en échelon. La disposición de los diques juega un papel importante durante el emplazamiento del magma, dando como resultado la morfología de los conos de escoria.

Se concluye que el vulcanismo en el área de estudio está fuertemente relacionado a la tectónica local y regional. Los sistemas de fallas activos en la región pueden controlar la distribución, morfología y dinámica eruptiva de futuras erupciones en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. Estudios como este contribuyen a la comprensión de las condiciones de emplazamiento de los volcanes monogenéticos. De esta manera, se puede evaluar el peligro vulcanotectónico de la región y realizar una mejor planificación del territorio para mitigar posibles riesgos.

## RECOMENDACIONES

Es importante considerar a los volcanes monogenéticos como sistemas magmáticos complejos con un sistema alimentador único. Su estudio a detalle contribuye a la comprensión de las condiciones de emplazamiento, dinámica eruptiva y reconocimiento de posibles peligros volcánicos asociados.

Se sugiere aportar nueva información sobre geoquímica, petrografía y fechamientos del vulcanismo no reportado hasta el momento. Esto contribuirá en el entendimiento de la evolución regional del campo volcánico Michoacán-Guanajuato. Con los fechamientos de los volcanes se pueden realizar un análisis de recurrencia del vulcanismo en la región. También, se sugiere realizar más estudios multidisciplinarios de los sistemas de fallas que actúan en la región y hacer una evaluación vulcanotectónica regional.

Para el caso de los diques alimentadores expuestos en los conos de escoria se recomienda aplicar métodos geofísicos, fechar las rocas y analizar los depósitos volcánicos para tener un análisis sobre el emplazamiento de los diques, su disposición a profundidad y condiciones de la dinámica eruptiva.

El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato está activo y es uno de los campos monogenéticos más grandes del mundo. La alta incidencia de fallas activas, sismos y volcanes dentro del CVMG ponen en peligro a las poblaciones y zonas industriales que se han asentado ahí.

Estudiar y entender las relaciones vulcanotectónicas del CVMG contribuyen para una adecuada planificación territorial.

## REFERENCIAS

- Acocella, V. y Neri, M. (2009). Dike propagation in volcanic edifices: overview and possible developments. *Tectonophysics*, 471: 67–77. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.10.002>
- Acocella, V., Neri, M., y Sulpizio, R. (2009). Dike propagation within active central volcanic edifices: constraints from Somma-Vesuvius, Etna and analogue models. *Bulletin Volcanology*, 71: 219–223. DOI:10.1007/s00445-008-0258-2
- Agustín-Flores, J., Siebe, C. y Guilbaud, M. (2011). Geology and geochemistry of Pelagatos, Cerro del Agua, and Dos Cerros monogenetic volcanoes in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field, south of México City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201:143–162. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.08.010>
- Albert, H., Costa, F. y Martí, J. (2016) Years to weeks of seismic unrest and magmatic intrusions precede monogenetic eruptions. *Geology*, 44 (3): 211-214. <https://doi.org/10.1130/G37239.1>
- Aranda, J. Housh, T., Luhr, J. y Carrasco-Núñez, G. (2002). Geología de la región de Valle de Santiago (Guanajuato): Informe preliminar. *Vulcanología y geotermia*: 9-10.
- Avellán, D., Cisneros, G., Macías, J., Gómez-Vasconcelos, M., Layer, P., Sosa-Ceballos, G. y Robles, J. (2020). Eruptive chronology of monogenetic volcanoes northwestern of Morelia– Insights into volcano-tectonic interactions in the central-eastern Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, México. *Journal of South American Earth Sciences*, 100: 102554. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102554>
- Avellán, D., Cardona-Melchor, S., Gómez-Vasconcelos, M., Macías, J., Layer, P., Sosa-Ceballos, G., Ruíz, C., Benowitz, J., Cisneros-Máximo, G., Murcia, H., Perton, M., Reyes-Agustín, G y García Tenorio. (2024). The Nieve volcanic cluster: A Pliocene - Pleistocene lava dome cluster in the Michoacán-Guanajuato volcanic field (México). *Journal of Volcanology and geothermal research*, 450: 108091. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2024.108091>
- Ban, M., Hasenaka, T., Delgado, H., y Takaoka, N. (1992). K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacán-Guanajuato volcanic field, México. *Geofísica Internacional*, 31(4): 467-473. DOI:10.22201/igeof.00167169p.1992.31.4.1367
- Bebbington, M. y Cronin, S. (2011). Spatio-temporal hazard estimation in the Auckland Volcanic Field, New Zealand, with a new event-order model. *Bulletin of Volcanology*, 73: 55-72. DOI:10.1007/s00445-015-0921-3
- Blatter, D. y Hammersley, L. (2010). Impact of the Orozco Fracture Zone on the central Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197: 67-84. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.08.002>
- Buck, W., Einarsson, P y Brandsdóttir, B. (2006). Tectonics stress and magma chamber size as controls on dike propagation: Constraints from the 1975-1984 Krafla rifting episode. *Journal of Geophysical Research*, 111: 15. <https://doi.org/10.1029/2005JB003879>
- Cabieses, R. y Rodríguez, S. (2022). Despliegue de sismómetros de fondo marino para el estudio sísmico del volcán Cumbre Vieja. *Revista general de Marina*, 282 (3): 527-540.
- Campa, M. y Coney, P. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6): 1040-1051. <https://doi.org/10.1139/e83-094>

Cano, M. y Carrasco-Núñez, G. (2008). Evolución de un cráter de explosión (maar) riolítico: Hoya de Estrada, campo volcánico Valle de Santiago, Guanajuato, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(3): 549-564.

Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P., Patchett J. y Ortega-Gutiérrez, F. (1993). Guerrero terrane of Mexico: its role in the southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, 21 (5): 419–422. [https://doi.org/10.1130/0091-613\(1993\)021%3C0419:GTOMIR%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-613(1993)021%3C0419:GTOMIR%3E2.3.CO;2)

Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O. e Iriondo, A. (2003). Geology and tectonic evolution of the western Guerrero terrane a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico. Guidebook for field trips of the 99th annual meeting of the cordilleran section of the geological society of America. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, publicación especial 1.

Centeno-García, E; Guerrero-Suastegui, M y Talavera-Mendoza, O. (2008). The Guerrero composite terrane of western Mexico: collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *The geological society of America* (436): 279-308. doi: 10.1130/2008.2436(13)

Chevrel, M., Guilbaud, M. y 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 (32): 1–28. DOI 10.1007/s00445-016-1020-9

Connor, C., Stamatakos, J., Ferril, A., Hill, B., Ofoegbu, G., Conway, M., Sagar, B. y Trapp, J. (2000). Geologic factors controlling patterns of small-volume basaltic volcanism: Application to a volcanic hazards assessment at Yucca Mountain, Nevada. *Journal of Geophysical research*, 105: 417-432. <https://doi.org/10.1029/1999JB900353>

Consejo de recursos minerales (CRM) dirección de minas de Guanajuato. (2004). Inventario físico de los recursos minerales del municipio Valle de Santiago, Guanajuato. 58.

Delaney, P. y Pollard, D. (1981). Deformation of host rocks and flow of magma during growth of minette dikes and breccia-bearing intrusions near Ship Rock, New Mexico. *USGS Prof. Pap.* 1202: 1–61. <https://doi.org/10.3133/pp1202>

Delaney, P. y Pollard, D. (1982). Solidification of basaltic magma during flow in a dike. *American Journal of Science*, 282: 856-885. DOI:10.2475/AJS.282.6.856

Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista del Instituto de Geología*, 2 (2):172-187. <https://repositorio.unam.mx/contenidos/4120831>

Demant, A. (1981). L’Axe Néo-volcanique Transmexicain- étude volcanologique et pétrographique; signification géodinamique: Marseille, Université du Droit, d’Economie et des Sciences d’Aix-Marseille. PhD. Thesis. 259p.

DeMets, C. y Stein, S. (1990). Present – day kinematics of the Rivera plate and implications for tectonics in southwestern Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95 (B13): 21931-21948. <http://dx.doi.org/10.1029/JB095iB13p21931>

Ferrari, L., Garduño, V., Pasquarè, G. y Alessandro, T. (1994). Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligoceno to present. *Geofísica Internacional*, 33(1): 91-105. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1994.33.1.542>

Ferrari, L. (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIII: 84-92. DOI:10.18268/BSGM2000v53n1a5

- Ferrari, L., Orozco, T., Manea, V. y Manea M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* (522-523): 122-149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- Fitz, N. (2022). Geología y análisis vulcano-tectónico del vulcanismo monogenético al sur del graben de Penjamillo, Michoacán (Mexico). (Tesis maestría). Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- Fuentes- Rubio, N. (2021). Aplicación de Métodos geofísicos de exploración para estructuras geológicas: maar Hoya Blanca, Valle de Santiago. Tesis de licenciatura, Universidad Autónoma de México: 89.
- Galindo, I. y Gudmundsson, A. (2012). Basaltic feeder dykes in rift zones: geometry, emplacement, and effusion rates. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12: 3683-3700. [doi:10.5194/nhess-12-3683-2012](https://doi.org/10.5194/nhess-12-3683-2012)
- Gardner, J., Thomas, R., Jaupart, C. y Tait, S. (1996). Fragmentation of magma during Plinian volcanic eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 58: 144-162. [DOI:10.1007/S004450050132](https://doi.org/10.1007/S004450050132)
- Garduño-Monroy, V., Pérez, R., Israde-Alcántara, I., Rodríguez, M., Szykaruk, E., Hernández, V., García, M., Corona, P., Ostroumov, M., y Medina, V. (2009). Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico. *Geofísica Internacional*, 48 (3): 319–335. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2009.48.3.29>
- Gaspar, T. (2017). Modelo conceptual geológico-vulcanológico-estructural de la zona geotérmica de Ixtlán de los Hervores, Michoacán, México. (Tesis Maestría). Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- Geshi, N., Kusumoto, S., Gudmundsson, A. (2010). Geometric difference between nonfeeder and feeder dikes. *Geology* 38: 195–198. <https://doi.org/10.1130/G30350.1>
- Gill, J. (1981). *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 1981: 1–358.
- Gill, J. (2012). Orogenic andesites and plate tectonics. *Geophysical Journal International*, 73 (2): 581-582. <https://doi.org/10.1093/gji/73.2.581-a>
- Gómez-Tuena, A., Orozco M. y Ferrari L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57 (3): 227-283. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a2>
- Gómez-Vasconcelos, M., Garduño, V., Macías, J., Layer, P. y Benowitz J. (2015). The Sierra de Mil Cumbres, Michoacán, Mexico: Transitional volcanism between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301: 128-147. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.05.005>
- Gómez-Vasconcelos, M., Macías, J., Avellán, R., Sosa, G., Garduño, V., Cisneros, G., Layer, P., Benowitz, J., López, H., Mendiola, F. y Perton, M. (2020). The control of preexisting faults on the distribution, morphology, and volume of monogenetic volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field. *The geological society of America Bulletin*, 132 (11-12): 2455-2474. <https://doi.org/10.1130/B35397.1>
- Gómez-Vasconcelos, M., Avellán, R., Soria-Caballero, D., Macías, J., Velázquez-Bucio, M., Jiménez-Haro, A., Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V., Ávila-Olivera, A., Figueroa-Soto, A., Cisneros-Máximo, G., Cardona-Melchor, S. (2021). Geomorphic characterization of faults as earthquake sources in the Cuitzeo Lake basin, central Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 109: 103196. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103196>
- Gómez-Vasconcelos, Avellán, R., Macías, J. y Cisneros-Máximo, G. (2023). New insights into feeder dike swarms in scoria cones and their structural control: a case study in Michoacán-Guanajuato Volcanic Field. *The geological society of America*, 33: 8. <http://dx.doi.org/10.1130/GSATG539A.1>.

- Gudmundsson, A. (1986). Formation of crustal magma chambers in Iceland. *Geology*, 14:164-166. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14%3C164:FOCMCI%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14%3C164:FOCMCI%3E2.0.CO;2)
- Gudmundsson, A. (2002). Emplacement and arrest of sheets and dikes in central volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116: 279-298. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00226-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00226-3)
- Gudmundsson, A. (2006). How local stresses control magma-chamber ruptures, dyke injections, and eruptions in composite volcanoes. *Earth Science Reviews*, 79: 1-31. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.06.006>
- Gudmundsson, A. (2011). Deflection of dykes into sills at discontinuities and magma-chamber formation, *Tectonophysics*, 500(1): 50-64. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.10.015>
- Gudmundsson, A. (2020). *Volcanotectonics: understanding the structure, deformation, and dynamics of volcanoes*. Cambridge, UK, Cambridge University Press. 598. DOI:10.1017/9781139176217
- Gudmundsson, A., Marinoni, L. y Marti, J. (1999). Injection and arrest of dykes: implications for volcanic hazards. *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 88: 1-13. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00107-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00107-3)
- Guilbaud, M., Siebe, C., Layer, P. y Salinas, S. (2012). Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro- Pururarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bulletin of Volcanology* 74: 1187-1211. DOI 10.1007/s00445-012-0594-0
- Harker, A. (1909). *The Natural History of Igneous Rocks*. Macmillan. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511920424>
- 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: 13- 31. <https://doi.org/10.1016/0377-0273%2894%2990016-7>
- Hasenaka, T., Ban, M. y Delgado, H. (1994). Contrasting volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, central Mexico: shield volcanoes vs. Cinder cones. *Geofísica Internacional*, 33 (1): 125-138. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1994.33.1.544>
- Hasenaka, T. y Carmichael, I. (1985a). A compilation of location, size and geomorphological parameters of volcanoes of Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, central Mexico. *Geofísica Internacional*, 24 (4):577-607. <http://dx.doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1985.24.4.2179>
- Hasenaka, T. y Carmichael I. (1985b). The cinder cones of Michoacán – Guanajuato, central Mexico: their age, volumen and distribution and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25: 105-124. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90007-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90007-1)
- Hasenaka, T. y Carmichael I. (1987). The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: petrology and chemistry. *Journal of petrology*, 28 (2): 241-269. <https://doi.org/10.1093/petrology/28.2.241>
- Henry, C. y Aranda, J. (1992). The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology*, 20 (8): 701-704. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020%3C0701:TRSBAR%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020%3C0701:TRSBAR%3E2.3.CO;2)
- Hoek, J. (1991). A classification of dyke-fracture geometry with examples from Precambrian dyke swarms in the Vestfold Hills, Antarctica. *Geologische Rundschau*: 80 (2): 233–248. [https://ui.adsabs.harvard.edu/link\\_gateway/1991GeoRu..80..233H/doi:10.1007/BF01829363](https://ui.adsabs.harvard.edu/link_gateway/1991GeoRu..80..233H/doi:10.1007/BF01829363)

- Hooten, J. y Ort, M. (2002). Peperite as a record of early-stage phreatomagmatic fragmentation processes: an example from the Hopi Buttes volcanic field, Navajo Nation, Arizona, USA. *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 114: 95–106. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00282-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00282-7)
- Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. y Stix, J. (1999) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic press, San Diego. 683-694. <https://doi.org/10.1016/C2015-0-00175-7>
- Irvine, T. y Baragar, W. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Israde-Alcántara, I. y Garduño-Monroy, V. (1999). Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting: the evolution of the Late Neogene Cuitzeo basin system (central-western Mexico, Michoacán). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 209-227. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00024-3)
- Keating, G., Valentine, G., Krier, D. y Perry, F. (2008). Shallow plumbing systems for small volume basaltic volcanoes. *Bulletin. Volcanology*. 70 (5): 563–582. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.01.012>
- Kiyosugi, K., Connor, C., Wetmore, P., Ferwerda, B., Germa, A., Connor, L. y Hintz, A. (2014). Relationship between dike and Volcanic conduit distribution in a highly eroded monogenetic Volcanic field: San Rafael, Utah, USA. *Geology*, 40: 695-698. <https://doi.org/10.1130/G33074.1>
- Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M., Salinas, S. y Layer, P. (2015). Late Pleistocene Alberca de Guadalupe maar volcano (Zacapu basin, Michoacán): Stratigraphy, tectonic setting, and paleo-hydrogeological environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 304: 215-236. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.003>
- Kshirsagar, P., Miranda, R., Puy, M., Chako, B. y Campos, A. (2024). Case study of a cluster of simple and complex monogenetic volcanoes in the north-east part of the Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, Central Mexico: Nomenclature implications. *Geological Journal*: 22. <http://dx.doi.org/10.1002/gj.5025>
- Larrea, P., Siebe, C., Juárez-Arriaga, E., Salinas, S., Ibarra, H. y Böhnell, H. (2019). The ~ AD 500–700 (late classic) el Astillero and el Pedregal volcanoes (Michoacán, Mexico): a new monogenetic cluster in the making? *Bulletin of Volcanology*, 81 (10): 59. <https://doi.org/10.1007/s00445-019-1318-5>
- Le Maitre, R. (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. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581>
- Lefebvre, N., White, J. y Kjarsgaard B. (2012). Spatter-dike reveals subterranean magma diversions: consequences for small multivalent basaltic eruptions. *Geology*, 40 (5): 423-426. <https://doi.org/10.1130/G32794.1>
- Lesti, C., Giordano, F., Salvini, F. y Cas, R. (2008). Volcano tectonic setting of the intraplate, Pliocene-Holocene, Newer Volcanic Province (southeast Australia): Role of crustal fracture zones. *Journal of Geophysical Research*, 113: 11. <https://doi.org/10.1029/2007JB005110>
- Lockwood, J. y Hazlett, R. (2010). *Volcanoes. Global perspectives*. Wiley-Blackwell: 551. ISBN: 978-1-119-47883-6. ISBN: 978-1-405-16249-4
- Losantos, E., Cebriá, J., Morán-Zenteno, D., Martiny, B. y López-Ruiz, J. (2015). Composición isotópica de oxígeno de las lavas del volcán Parícutin (Campo volcánico Michoacán-Guanajuato, México). *GEOS*: 98–99.
- Losantos, E., Cebriá, J., Morán, D., Martiny, B., López, J. y Pichardo G. (2017). Petrogenesis of the alkaline and calcalkaline monogenetic volcanism in the northern sector of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (Central Mexico). *LITHOS* 4373: 61. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.07.013>

- Martí, J., López, C., Bartolini, S., Becerril, L y Geyer, A. (2016). Stress controls of monogenetic volcanism: a review. *Frontiers in Earth Science* 4: 106. <https://doi.org/10.3389/feart.2016.00106>
- Martin, U. y Nemeth, K. (2006) How Strombolian is a “Strombolian” scoria cone? Some irregularities in scoria cone architecture from the Transmexican Volcanic Belt, near Volcán Ceboruco, (Mexico) and Al Haruj (Libya). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 155:104–118. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.02.012>
- Mendoza, O. y Suastegui, M. (2000). Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western México): Implications for the tectonomagmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 297–324. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00026-2](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00026-2)
- Mennella, L., Garduño-Monroy, V. y Bonassi, O. (2000). Fault-slip analysis in the basal units of the Mexican Volcanic Belt on the eastern flank of the Tzitzio Anticline, Michoacán Mexico. *GSA Special Paper*, 334: 237-246. <http://dx.doi.org/10.1130/0-8137-2334-5.237>
- Métrich, N., Bertagnini, A. y Di Muro, A. (2010). Conditions of magma storage, degassing and ascent at Stromboli: new insights into the volcano plumbing system with inferences on the eruptive dynamics. *Journal of petrology*, 51 (3): 603-626. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp083>
- Mitchell, R., Jaeger, D., Diehl, J., y Hammond, P. (1989). Palaeomagnetic results from the Indian Heaven volcanic field, south-central Washington. *Geophysical Journal International*, 97: 381–390. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1989.tb00509.x>
- Morán-Zenteno, D. y Keppie, J. (2007). The Cenozoic tectonic and magmatic evolution of southwestern México: advances and problems of interpretation. *Geological Society of America, Special Paper*, 422 (3): 21. [http://dx.doi.org/10.1130/2007.2422\(03\)](http://dx.doi.org/10.1130/2007.2422(03))
- Muirhead, J., Van, A. Re. G., White, J. y Orts. M. (2016). Monogenetic volcanoes fed by interconnected dikes and sills in the Hopi Buttes volcanic field, Navajo Nation, USA. *Bulletin of Vulcanology*, 78 (11): 16. <http://dx.doi.org/10.1007/s00445-016-1005-8>
- Nakamura, K. (1977). Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation-principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2: 1–16. <https://doi.org/10.1029/ME001p0463>
- Németh, K. (2010). Monogenetic volcanic fields: origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. *The Geological Society of America Special paper*, 470 (4): 43-66. [http://dx.doi.org/10.1130/2010.2470\(04\)](http://dx.doi.org/10.1130/2010.2470(04))
- Németh, K. y Cronin, S. (2011). Drivers of explosivity and elevated hazard in basaltic fissure eruptions: the 1913 eruption of Ambrym Volcano, Vanuatu (SW-Pacific). *Journal Volcanology and Geothermal*, 201: 194–209. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.12.007>
- Németh, K., Carrasco-Núñez, G., Aranda-Gómez, J. y Smith, I. (2017). *Monogenetic Volcanism*. Geological Society of London. <https://doi.org/10.1144/SP446>
- Ordóñez, E. (1900). Los volcanes de Valle de Santiago. *Periódico Científico de la Sociedad Mexicana de Historia Natural*. Tomo 3 (5-6): 20.
- Ortega-Gutiérrez, F., Gómez, A., Elías, M., Solari, L., Reyes, M. y Macías, C. (2014). Petrology and geochemistry of the Valle de Santiago lower-crust xenoliths: Young tectonothermal processes beneath the central Trans-Mexican volcanic belt. *Lithosphere* 6: 335–360. <https://doi.org/10.1130/L317.1>
- Osorio-Ocampo, S., Macías, J., Pola, A., Cardona, S., Sosa, G., Garduño-Monroy, V., Layer, P., García, L., Perton, M. y Benowitz, J. (2018). The eruptive history of the Pátzcuaro Lake area in the Michoacán

- Guanajuato Volcanic Field, central México: Field mapping, C-14 and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 358: 307–328. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.06.003>
- Pardo, M. y Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100 (B7), 12357-12373. <https://doi.org/10.1029/95JB00919>
- Pérez-Orozco, J., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V. y Avellán, D. (2018). Felsic-intermediate magmatism and brittle deformation in Sierra del Tzirate (Michoacán-Guanajuato Volcanic Field). *Journal of South American Earth Sciences*, 85: 81-96. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.04.021>
- Pola, A., Macías, J., Osorio-Ocampo, S., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V. y Martínez-Martínez, J. (2015). El Estribo volcanic complex: evolution from a shield volcano to cinder cone, Pátzcuaro lake, Michoacán, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 303: 130–145. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.07.032>
- Pollard, D., Muller, O. y Dockstadter, D. (1975). The form and growth of fingered sheet intrusions. *Geological Society of America Bulletin*, 86: 351–363. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1975\)86%3C351:TFAGOF%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86%3C351:TFAGOF%3E2.0.CO;2)
- Pollard, D., Segall, P., Delaney, P. (1982). Formation and interpretation of dilatant echelon cracks. *Geological Society of America Bulletin*, 93: 1291–1303. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1982\)93%3C1291:FAIODE%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93%3C1291:FAIODE%3E2.0.CO;2)
- Ramírez-Uribe, I., Siebe, C., Salinas, S., Guilbaud, M., Layer, P. y Benowitz, J. (2019).  $^{14}\text{C}$  and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  radiometric dating and geologic setting of young lavas of Rancho Seco and Mazcuta volcanoes hosting archaeological sites at the margins of the Pátzcuaro and Zacapu lake basins (central Michoacán, Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*: 106674. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.106674>
- Rangel-Granados, E., Siebe, C., Suárez-Jiménez, J., Schliz-Antequera, M., Reyes-Guzmán, N., Guilbaud, M., Salinas, S. y Miggins, D. (en revisión). Radiometric dating  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and  $^{14}\text{C}$ , compositions, and erupted volumes of volcanoes of the Valle de Santiago area (Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, México).
- Re, G., White, J. y Ort, M. (2015). Dikes, sills, and stress-regime evolution during emplacement of the Jagged Rocks Complex, Hopi Buttes Volcanic Field, Navajo Nation, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 295: 65-79. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.01.009>
- Riggs, N. y Duffield, W. (2008). Record of complex scoria cone eruptive activity at Red Mountain, Arizona, USA, and implications for monogenetic mafic volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178: 763-776. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.09.004>
- Ruz, J., Browning, J., Cembrano, J., Iturrieta, P., Gerbault, M. y Sielfeld, G. (2020). Field observations and numerical models of a Pleistocene-Holocene feeder dyke swarm associated with a fissure complex to the east of the Tatara-San Pedro- Pellado complex, southern volcanic zone, Chile. *Journal of volcanology and geothermal research*, 404: 47. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107033>
- Sarocchi, D., Borselli, L. y Macías, J. (2005). Construcción de perfiles granulométricos de depósitos piroclásticos por métodos ópticos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22 (3): 371-382.
- Serrano-Durán, L. (2005). Estudio de los enjambres de diques y del fallamiento terciario en la región de Tuzantla-Tiquicheo-Nanchititla, estados de Michoacán, México y Guerrero, República Mexicana: Medellín, Colombia. Universidad EAFIT. Tesis de Licenciatura.

- Siebe, C., Guilbaud, M., Salinas, S., Kshirsagar, P., Oryaelle, M., De la Fuente, J., Hernández, A y Godínez, L. (2014). Monogenetic volcanism of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field: Maar craters of the Zacapu basin and domes, shields, and scoria cones of the Tarascan highlands (Paracho-Paricutin region). A pre-meeting fieldtrip (November 13-17) prior to the 5th International Maar Conference (SIMC-IAVCEI): 40.
- Silva, L. (1988). Algunos aspectos de los basaltos y andesitas cuaternarios de Michoacán oriental. *Revista Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología*, 7 (1): 89-96. Corpus ID: 129516915
- Singh, S. y Pardo, M. (1993). Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico. *Geophysical Research Letters*, 20 (14): 1483-1486. <https://doi.org/10.1029/93GL01310>
- Sosa-Ceballos, G, Boijseauneau-López, M., Pérez-Orozco J., Cienfuentes-Nava, G., Bolós, X., Perton, M. y Simón Velázquez, D. (2021). Silicic magmas in the Michoacán-Guanajuato volcanic field: An overview of plumbing systems, crustal storage, and genetic processes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 38 (3): 210-225. <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2021.3.1668>
- Sun, S. y McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313-345. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Suter, M., Carrillo, M., López, M., y Farrar, E. (1995). The Aljibes half-graben - Active extension at the boundary between the Trans-Mexican volcanic belt and the Basin and Range Province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 107 (6): 627-641. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107%3C0627:TAHGAE%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107%3C0627:TAHGAE%3E2.3.CO;2)
- Suter, M., Martínez, M., Legorreta, O. y Martínez M. (2001). Quaternary intra- arc extension in the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 113 (6): 693-703. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113%3C0693:QIAEIT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113%3C0693:QIAEIT%3E2.0.CO;2)
- Tatsumi, Y. (1986). Formation of the Volcanic front in subduction zones. *Geophysical Research Letters*, 13 (8): 717-720. <https://doi.org/10.1029/GL013i008p00717>
- Torres-González, P., Luengo, N., Lamolda, H., D'Alessandro, W., Albert, H., Iribarren, I., Moure, D. y Soler, V. (2020). Unrest signals after 46 years of quiescence at Cumbre Vieja, La Palma, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 392: 16. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.106757>
- Torres-Sánchez, D., Sosa-Ceballos, G., Bolós, X. y Macías, J. (2022). Petrogenesis of mafic- intermediate magmatism of the Michoacán-Guanajuato volcanic field in Western México. A geochemical review. *Fronteries in Earth Science*, 10: 932588. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.932588>
- Ulrike, K., Wulf, S., Byrne, R., Park, J., Böhnel, H., Dulski, P., Luhr, J., Siebert, L., Haug, G. y Negendank, J. (2009). First lacustrine varve chronologies from Mexico: impact of droughts, ENSO and human activity since AD 1840 as recorded in maar sediments from Valle de Santiago. *Journal Paleolimnology*, 42: 487-609. DOI 10.1007/s10933-009-9307-x
- Uribe, R. y Urrutia (1999a). Lower-crustal xenoliths from the Valle de Santiago maar field, Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, central Mexico. *International Geology Review*, 41:1067-1081. <https://doi.org/10.1080/00206819909465192>
- Uribe, R. y Urrutia (1999b). Paleomagnetic study of the Valle de Santiago volcanics, Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Geofísica Internacional*, 38 (4):217-230. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1999.38.4.504>

Uribe, R. y Urrutia (2006). Xenolitos y vulcanismo en la región de Valle de Santiago, Guanajuato- estudios paleomagnéticos y de magnetismo de rocas. Universidad Autónoma de México. Tesis doctoral: 210.

Urrutia-Fucugauchi, J. y Flores- Ruiz, J. (1996). Bouger gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *International Geology Review*, 38: 176–194.  
<http://dx.doi.org/10.1080/00206819709465330>

Valentine, G., Perry, F., Krier, D., Keating, G., Kelley, R y Cogbill, A. (2006). Small-volume basaltic volcanoes: eruptive products and processes, and post-eruptive geomorphic evolution in Crater Flat (Pleistocene), southern Nevada. *Geological Society America Bulletin*, 118 (11): 1312-1330.  
<https://doi.org/10.1130/B25956.1>

Valentine G., Krier, D., Perry, F. y Heiken, G. (2007). Eruptive and geomorphic processes at the Lathrop Wells scoria cone volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161: 57–80.  
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.11.003>

Valentine, G. y Krogh, K. (2006). Emplacement of shallow dykes and sills beneath a small basaltic volcanic center—the role of preexisting structure (Paiute Ridge, southern Nevada, USA). *Earth Planet Sciences Lett.*, 246:217–230. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.04.031>

Vergnolle, S. y Mangan, M. (2000). Hawaiian and Strombolian eruptions. In: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego. 447–461. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00027-4>

Vespermann, D. y Schmincke, H. (2000). Scoria cones and tuff rings. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego. 683–696.

Vespermann, D. y Ulrich, H (2000). Scoria cones and tuff rings. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J. (Eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego. 683-696.

Wood, C. (1980). Morphometric analysis of cinder cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8: 137–160. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(80\)90101-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(80)90101-8)

Yokoyama, I. y De la Cruz-Reyna, S. (1990). Precursory earthquakes of the 1943 eruption of Parícutin volcano, Michoacán, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44: 265–281.  
[https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90021-7](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90021-7)

NOMBRE DEL TRABAJO

**Diques alimentadores de conos de escoria y evaluación de las relaciones volcánicas en el Va**

AUTOR

**Karla Gabriela Cruz Cruz**

RECUENTO DE PALABRAS

**26503 Words**

RECUENTO DE CARACTERES

**146897 Characters**

RECUENTO DE PÁGINAS

**87 Pages**

TAMAÑO DEL ARCHIVO

**2.4MB**

FECHA DE ENTREGA

**Sep 9, 2024 8:46 AM CST**

FECHA DEL INFORME

**Sep 9, 2024 8:49 AM CST**

● **26% de similitud general**

El total combinado de todas las coincidencias, incluidas las fuentes superpuestas, para cada base de datos.

- 25% Base de datos de Internet
- Base de datos de Crossref
- 0% Base de datos de trabajos entregados
- 20% Base de datos de publicaciones
- Base de datos de contenido publicado de Crossref

# Formato de Declaración de Originalidad y Uso de Inteligencia Artificial

Coordinación General de Estudios de Posgrado  
Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo



A quien corresponda,

Por este medio, quien abajo firma, bajo protesta de decir verdad, declara lo siguiente:

- Que presenta para revisión de originalidad el manuscrito cuyos detalles se especifican abajo.
- Que todas las fuentes consultadas para la elaboración del manuscrito están debidamente identificadas dentro del cuerpo del texto, e incluidas en la lista de referencias.
- Que, en caso de haber usado un sistema de inteligencia artificial, en cualquier etapa del desarrollo de su trabajo, lo ha especificado en la tabla que se encuentra en este documento.
- Que conoce la normativa de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, en particular los Incisos IX y XII del artículo 85, y los artículos 88 y 101 del Estatuto Universitario de la UMSNH, además del transitorio tercero del Reglamento General para los Estudios de Posgrado de la UMSNH.

Datos del manuscrito que se presenta a revisión		
<b>Programa educativo</b>	Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio	
<b>Título del trabajo</b>	Diques alimentadores de conos de escoria y evaluación de las relaciones vulcanotéctónicas en el Valle de Santiago, Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato.	
	<b>Nombre</b>	<b>Correo electrónico</b>
<b>Autor/es</b>	Karla Gabriela Cruz Cruz	2251318b@umich.mx
<b>Director</b>	Dra. Martha Gabriela Gómez Vasconcelos	gabriela.gomez@umich.mx
<b>Codirector</b>	Dr. Denis Ramón Avellán López	davellan@igeofisica.unam.mx
<b>Coordinador del programa</b>	Dr. Boris Chako Tchamabe	boris.chako@umich.mx

Uso de Inteligencia Artificial		
Rubro	Uso (sí/no)	Descripción
Asistencia en la redacción	No	

# Formato de Declaración de Originalidad y Uso de Inteligencia Artificial

Coordinación General de Estudios de Posgrado  
Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo



Uso de Inteligencia Artificial		
Rubro	Uso (sí/no)	Descripción
Traducción al español	Sí	Para traducir algunos artículos o buscar conceptos que no identificaba
Traducción a otra lengua	No	
Revisión y corrección de estilo	No	
Análisis de datos	Sí	Se usaron programas para graficar datos de laboratorio.
Búsqueda y organización de información	Sí	Obtención de artículos relacionados al tema
Formateo de las referencias bibliográficas	No	
Generación de contenido multimedia	No	
Otro	No	

Datos del solicitante	
Nombre y firma	Karla Gabriela Cruz Cruz 
Lugar y fecha	Morelia, Michoacán, 09 de Septiembre de 2024