



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
VULCANOLOGÍA

TRANSICIÓN DEL VULCANISMO POLIGENÉTICO AL MONOGENÉTICO EN EL SUROESTE DE LA
CUENCA DE MÉXICO

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS

PRESENTA:
MARIANA SANDOVAL GARCÍA

TUTOR PRINCIPAL
Dra. Ana Lillian Martin Del Pozzo
Facultad de Ciencias UNAM

COMITÉ TUTOR
Dr. Juan Manuel Espíndola Castro
Instituto de Geofísica, UNAM
Dr. José Luis Palacio Prieto
Instituto de Geografía, UNAM

Ciudad Universitaria, CD.MX, septiembre, 2023.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Código de ética

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



Mariana Sandoval García

OFICIO/PCT/CDSG/274/23

Asunto: Aprobación de tema de tesis y
asignación de jurado para examen de grado.

MARIANA SANDOVAL GARCÍA

ALUMNA DE MAESTRÍA

P R E S E N T E

El Comité Académico, reunido en su sesión ordinaria el 28 de marzo del año en curso, aprobó el título de tesis *Transición del vulcanismo poligenético al monogenético en el suroeste de la Cuenca de México*. Así mismo ratificó a la Dra. Ana Lillian Martin del Pozzo como directora de tesis y designó a los siguientes investigadores como jurado para su examen de grado.

NOMBRAMIENTO	SINODAL
Presidente	Dr. Juan Manuel Espíndola Castro
Vocal	Dr. Raymundo Gerardo Martínez Serrano
Secretario	Dra. Ana Lillian Martin del Pozzo
Suplente	Dr. Giovanni Sosa Ceballos
Suplente	Dr. Joan Martí Molist

A partir de la recepción del presente acuerdo, tiene treinta días hábiles para entregar la tesis (23 de mayo de 2023), para ello deberá realizar el siguiente procedimiento:

- 1) Entregar la tesis en su entidad, con la finalidad de generar un reporte de similitud a través del software iThenticate, mismo que le será devuelto en dos semanas máximo.
- 2) Entregar la tesis al jurado designado más el reporte de similitud, quienes tendrán treinta días hábiles, a partir de la recepción de la tesis, para realizar la revisión y emitir el formato de evaluación de tesis y su voto.

No dude en ponerse en contacto en su entidad correspondiente o bien al programa, si los tiempos exceden a lo reglamentado.

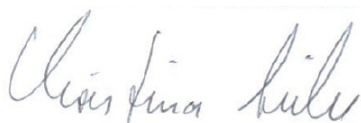
Sin más por el momento, reciba un cordial saludo

Atentamente

“POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU”

Cd. Universitaria, Cd.Mx., a 28 de marzo de 2023.

COORDINADORA DEL PROGRAMA



DRA. CHRISTINA DÉsirÉE SIEBE GRABACH

Agradecimientos

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra-UNAM por la formación académica.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por la beca otorgada para la realización de estudios de Maestría.

A DGAPA-PAPIIT, proyecto IG101023, por el financiamiento otorgado para hacer trabajo de campo y análisis químicos para comprender los procesos que controlan las variaciones en el comportamiento del vulcanismo poligenético.

A la Dra. Ana Lillian Martin Del Pozzo por sus enseñanzas, orientación, asesoría y apoyo durante mis estudios de posgrado y la realización de este trabajo de tesis.

A los miembros de mi comité tutor, Dr. Juan Manuel Espíndola Castro y Dr. José Luis Palacio Prieto por su asesoría, consejos y evaluaciones durante mis estudios de maestría.

A mis sinodales Dr. Juan Manuel Espíndola Castro, Dr. Raymundo Gerardo Martínez Serrano, Dr. Giovanni Sosa Ceballos, Dr. Joan Marti Molist, por sus valiosas revisiones, sugerencias y consejos que mejoraron este trabajo de tesis.

Al M.C. Jaime Díaz Ortega y a la Señora Silvia Martínez Cruz del Taller de Micromorfología de Suelos por su apoyo y ayuda en la elaboración de las láminas delgadas.

A la Geól. Consuelo Macías Romo por la revisión y consejos para la correcta preparación láminas delgadas.

Al Dr. Rufino y al Laboratorio de Fluorescencia de Rayos-X-LANGEM del Instituto de Geología de la UNAM por el procesamiento geoquímico de las muestras.

A la Dra. Lucy Mora Palomino del Instituto de Geología de la UNAM, por la determinación del porcentaje de carbono orgánico e inorgánico.

A la M.C. Galia Hernández y al Laboratorio Universitario de Radiocarbono por la datación de las muestras con ^{14}C .

A la Dra. Teresa Orozco y al Laboratorio Interinstitucional de Geocronología de Argón por la datación de las muestras con ^{40}Ar - ^{39}Ar .

Al Dr. Amiel Nieto Torres y al Ing. Alberto Paz Pérez por su acompañamiento y ayuda en el trabajo de Campo y en la toma de muestras.

A mis padres y hermano por su apoyo y por estar siempre durante mi formación personal, académica y profesional.

A mi osito gruñoncito por tanto amor bonito, por todo el aguante, el apoyo y los consejos; por los chocolatitos y los dulcecitos que me hacen feliz. Ti amo ❤️ .

A mi comadre doña Bárbara, a Kia, Daniela y Lucero por las pláticas, las risas, la diversión, los chismes, los consejos, el apoyo y el cariño que me han brindado.

A mi viejita Camila por ser mi compañera y mejor amiga 🐕.

El que influye en el pensamiento de su tiempo, influye en todos los momentos que le siguen. Deja su opinión para la eternidad. Hipatia de Alejandría

Resumen

Se estudió un área de ~15 km² del suroeste de la Cuenca de México donde convergen grandes domos de complejos volcánicos poligenéticos antiguos de la Sierra de las Cruces y el Volcán Ajusco con pequeños domos de lava y conos de escoria monogenéticos más jóvenes del Campo Volcánico Monogenético Chichinautzin. Se estudió la transición del vulcanismo poligenético al monogenético mediante el análisis de estructuras tectónicas, el estilo eruptivo de los volcanes, la temporalidad de los eventos volcánicos y con análisis geoquímicos y petrológicos.

Se identificaron dos sistemas de fallas con orientación NW 65°SE y E 45°W. Estos sistemas de fallas están relacionados con tres grabens. El más joven en el norte orientado E 45°W, donde se encuentran los volcanes Zorrillo, Volcancito y Panza. Dos grabens orientados NW 65°SE. Uno en la zona media de edad intermedia, cuyas fallas principales NW 65°SE presentan desplazamiento lateral derecho, que cortaron y separaron a las fallas orientadas E 143°W, creando una cuenca *pull apart*, donde nacieron los volcanes Agua Grande y Agua Grande 2. El otro graben está al E de la zona media, el más antiguo, dio origen a los domos. Se estudiaron 19 estructuras volcánicas y se diferenciaron tres grupos de volcanes de acuerdo a su edad. El grupo más antiguo (2.87-0.5 y 3.43±42 Ma) se compone de los domos dacíticos/andesíticos porfídicos del sur de la Sierra de las Cruces (Los Picachos y Apilulco), el occidente del volcán Ajusco y el Dique. El segundo grupo, de edad intermedia (~181±20 ka), está compuesto por 10 domos monogenéticos. Se calculó su edad relativa según sus posiciones estratigráficas; del más antiguo al más joven: Quepil 1, Quepil 2, Cerro el Judío, Domo Cañada 1, Domo Cañada 2, Domo Malacatepec, Domo Basáltico, Domo Cantimplora, Domo Xalatlaco y Domo Roto. Sus lavas son porfídicas, principalmente dacitas, algunas andesitas y andesitas basálticas. El tercer grupo, el más joven, se compone por un derrame de lava fisural y cinco conos de escoria formados por erupciones estrombolianas. Su edad relativa se estimó entre 18,100 y 25,000 a.P, utilizando parámetros morfométricos; del más antiguo al más joven: lava fisural Zorrillo, Cono Quepil, Agua Grande 2, Agua Grande, Volcancito y Panza. Son porfídicas, principalmente andesitas basálticas, pocas andesitas y dacitas. Las edades obtenidas con ¹⁴C para la lava fisural Zorrillo y el volcán Agua Grande son 3,795±65 a.P y 1,360±200 a.P. Los volcanes Zorrillo, Cono Quepil, Volcancito, Domo Roto y Domo Xalatlaco tienen xenocristales de cuarzo y plagioclasa; la lava fisural Zorrillo tiene xenocristales de piroxeno. El Volcancito, el Dique y los domos Roto, Cantimplora, Malacatepec y Cañada 2 presentan pequeños xenolitos dioríticos. Lo que indica que el magma que originó a estos volcanes probablemente tuvo asimilación de rocas de la corteza. La geoquímica indica que existen al menos dos grupos magmáticos según el #Mg. El grupo más antiguo, formado por las lavas del sur de la Sierra de las Cruces (Los Picachos y Apilulco), el borde occidental del Ajusco, la mayoría de los domos, el Dique y el Cono Quepil se pudo haber originado por un magma gabroico. El grupo magmático de los volcanes más jóvenes, se divide en dos subgrupos: uno formado por los conos de escoria, la lava fisural Zorrillo y el Domo Roto relacionados con piroxenitas y el otro compuesto por el volcán Agua Grande 2 y el Domo Basáltico relacionado con websteritas de olivino.

Los resultados de los análisis indican que el Domo Roto, el Domo Basáltico, el Cono Quepil, el volcán Agua Grande y el Dique marcaron la transición del vulcanismo poligenético al monogenético, ya que tienen características intermedias entre los grupos del sur de la Sierra de las Cruces y el Campo Volcánico Monogenético Chichinautzin.

Se propusieron 7 geosítios que muestran estructuras volcánicas y tectónicas fundamentales en la transición del vulcanismo poligenético al monogenético.

Índice

1. Introducción y antecedentes	10
1.1. Vulcanismo monogenético y poligenético.....	11
1.2. Trabajos previos acerca de la transición del vulcanismo poligenético al monogenético	12
1.3. Vulcanismo en el área de estudio.....	13
1.4. Glaciaciones en el área de estudio	14
1.5. Estructuras tectónicas en el área de estudio	14
1.6. Geopatrimonio	15
2. Justificación	16
3. Hipótesis.....	16
4. Objetivos	16
5. Metodología.....	16
5.1. Procesamiento de imagen satelital y DEM	17
5.2. Trabajo de campo.....	19
5.3. Petrografía.....	19
5.4. Datación de conos volcánicos y domos	19
5.4.1. Morfometría y estimación de edades relativas de conos volcánicos y domos	19
5.4.2. Datación de conos volcánicos mediante ^{14}C	20
5.4.3. Datación de domos mediante ^{40}Ar - ^{39}Ar	20
5.5. Estudios geoquímicos de elementos mayores y traza	21
5.6. Construcción del mapa geológico.....	21
5.7. Evaluación preliminar del geopatrimonio.....	22
6. Resultados	23
6.1. Procesamiento de imagen satelital y DEM.....	23
6.1.1. Fallas y estructuras tectónicas	29
6.2. Geología y estilo eruptivo.....	31
A. Volcán Ajusco y sur de la Sierra de las Cruces.....	34
B. Domos	36
C. Conos de escoria y fisuras.....	42
6.3. Petrografía	46
A. Volcán Ajusco y sur de la Sierra de las Cruces.....	46
B. Domos	50
C. Conos de escoria y fisuras.....	60

6.4. Datación de conos volcánicos y domos	73
6.4.1. Estimación de edades relativas de conos volcánicos y domos	73
6.4.2. Datación de conos mediante ^{14}C.....	76
6.4.3. Datación de domos mediante ^{40}Ar-^{39}Ar.....	77
6.5. Mapa geológico.....	77
6.6. Estudios geoquímicos de elementos mayores y traza	78
6.7. Geopatrimonio del área de estudio	91
6.6.1. Sitios propuestos con interés geopatrimonial en el área de estudio	92
6.7.2. Evaluación preliminar de los sitios con interés geopatrimonial	96
7. Discusión	103
8. Conclusiones	112
Referencias.....	116

1. Introducción y antecedentes

Se estudió un área del Suroeste de la Cuenca de México en la que el vulcanismo fue muy intenso y complejo (Figura 1). En esta zona converge el vulcanismo poligenético (~3 Ma) de la parte sur y más joven de la Sierra de las Cruces y el Volcán Ajusco, con el vulcanismo del Campo Volcánico Monogenético Chichinautzin que continuó activo hasta tiempos recientes (~2 Ka) (Figura 1 a)). Se escogió un área de ~15 km² en la que se puede investigar la transición del vulcanismo poligenético al monogenético debido a que existen grandes domos de complejos volcánicos poligenéticos antiguos, pequeños domos de lava y conos de escoria monogenéticos más jóvenes.

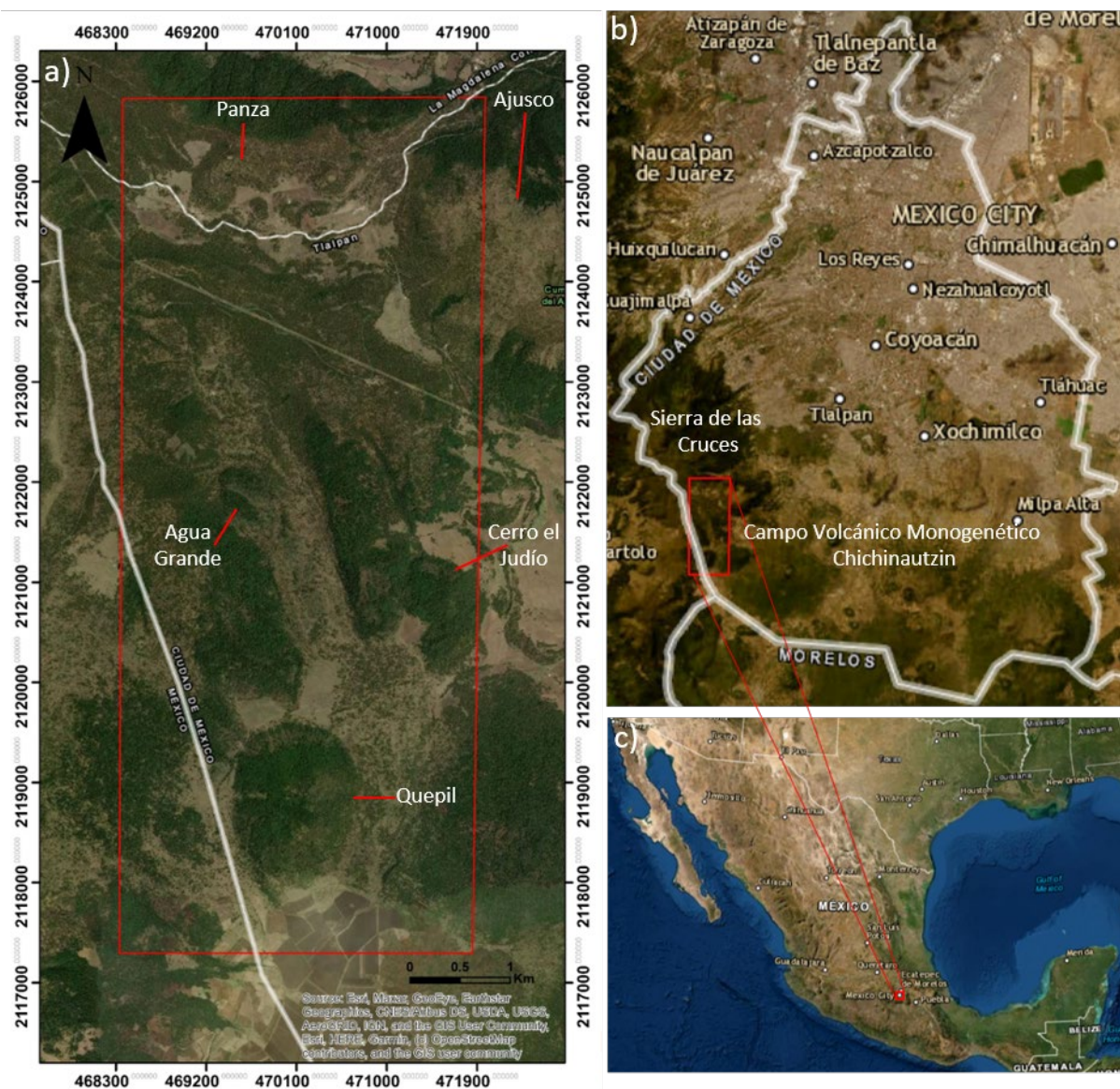


Figura 1. a) Área de estudio y volcanes conocidos dentro del recuadro rojo; b) Ubicación del área de estudio dentro de la CDMX; c) Ubicación del área de estudio dentro de México.

1.1. Vulcanismo monogenético y poligenético

Los volcanes monogenéticos presentan una sola erupción de corta duración que puede durar desde varios días hasta aproximadamente 9 años y ocurren en campos que pueden durar activos millones de años, y presentan pequeños volúmenes de magma (<0.03 a 3 km³) (Martin Del Pozzo, 1982; Németh, 2010; Jaimes-Viera et al, 2018). Generalmente estos volcanes forman conos de escoria, o cineríticos acompañados por derrames de lava de distintas morfologías (aa, pahoehoe, en bloques). En el área de estudio se encuentran cinco conos de escoria y dependiendo de la cantidad de agua que interactúe con el magma, también pueden formarse conos de tobas, anillos de tobas o hasta maares.

Los volcanes poligenéticos se caracterizan por tener grandes dimensiones (<1,000 m) y presentar numerosas erupciones separadas por períodos de inactividad que pueden durar varios miles de años (Cañón et al, 2004; Németh, 2010). Las erupciones de los volcanes poligenéticos pueden ocurrir a través de múltiples conductos o centros eruptivos y pueden involucrar diferentes tipos de magma durante su periodo de actividad (Martin Del Pozzo, 1982; Sigurdsson et.al., 1999). En los volcanes poligenéticos es común encontrar depósitos piroclásticos intercalados con derrames de lava y en algunos casos, domos de lava.

En el área de estudio se encuentran numerosos domos. Los domos pueden ser monogenéticos o poligenéticos. Sigurdsson et al (1999) consideran que los domos son montículos de lava extruidos que pueden formar un conjunto de lóbulos que crecen en días hasta meses, interrumpidos por períodos de unas pocas semanas a un año. Sin embargo, hay domos como el Santiaguito, en Guatemala, que ha mostrado actividad durante más de 94 años. Las tasas de efusión varían desde menos de 1 m³/s hasta más de 100 m³/s y por lo general avanzan con mucha lentitud sobre el terreno o pueden llegar a tener nulo desplazamiento lateral con solo crecimiento vertical. Los domos muestran diferentes tipos de estructuras internas como bandas de flujo y diaclasas, que brindan información sobre el estado de tensión en el interior del flujo. Hay diferentes tipos de domos; como los couleés, que presentan flujo de lava lateral que se aleja de la fuente principal hacia la dirección de mayor pendiente, como el complejo de domos Santiaguito (Guatemala). Este domo ha mostrado actividad desde su nacimiento en 1922 hasta el 2016 (Rose, 1972). Los domos peleanos o espinas tienden a ser más circulares y a tener superficies superiores relativamente lisas con altas espinas verticales. Estos domos sufren desestabilizaciones gravitacionales formando avalanchas de tipo Merapi (Martel, 2012).

Hay domos que se componen de lóbulos (tipo torta o pancake) que emergen secuencialmente de la misma boca o de diferentes bocas. Pueden tener algunas porciones cubiertas por pequeños bloques y otras que muestran superficies muy lisas. Los volcanes de Colima y Popocatepetl tienen periodos eruptivos caracterizados por el crecimiento y destrucción de este tipo de domos dentro de su cráter (Martin Del Pozzo et al, 2002; James y Varley, 2012).

El volcán Soufriere Hills (Montserrat), se caracteriza por presentar también domos dentro de su cráter, estos se originan por pulsos de lava que forman un lóbulo que se colapsa después de 2 o 6 semanas durante o poco después del cambio repentino en la tasa de descarga y el cambio en la dirección de extrusión (Loughlin et al, 2010).

El volcán Usu, en Japón, es conocido también por su alta tasa de producción de domos dacíticos y criptodomas. Los criptodomas son cuerpos de magma que se acumulan debajo de la superficie sin llegar a aflorar, creando una deformación o abultamiento del terreno. En 1944, cerca del cono principal creció un domo en diferentes etapas: ocurrió un levantamiento del terreno, y en su parte occidental emergió una espina de lava que gradualmente se inclinó hacia el oeste. El lado este del levantamiento creció hasta convertirse en un semidomo, y el lado oeste se volvió escarpado. Simultáneamente, se formaron espinas de lava más pequeñas a los lados de la primera espina de lava, de tal forma que el domo se formó por la combinación de varios bloques de lava en forma de espina (Yokoyama, 2002; Tanaka y Yokoyama, 2008).

Hay grandes domos riolíticos en la Faja Volcánica Transmexicana, como Las Derrumbadas (Cuenca Serdán-Oriental), son dos domos gemelos, de edad similar que tuvieron episodios destructivos explosiones y colapsos que produjeron avalanchas gravitacionales tipo Merapi (Chédeville et al 2019). Otro domo de este tipo es el Cerro Pizarro, creció vertical y lateralmente con un caparazón vítreo externo. La inestabilidad del domo durante el emplazamiento provocó el colapso gravitacional parcial de sus flancos produciendo varios depósitos de bloques y flujos de ceniza. Después de un breve período de reposo, la reinyección de magma provocó la formación de un criptodomo que deformó al domo principal, provocando el colapso del flanco occidental dando origen a una avalancha de escombros (Riggs et al, 2004).

1.2. Trabajos previos acerca de la transición del vulcanismo poligenético al monogenético

Existen algunos trabajos en los que se ha estudiado la coexistencia del vulcanismo poligenético y monogenético en una misma área. Takada (1994), explica que la coexistencia de volcanes poligenéticos y monogenéticos se da por la variación de la tensión diferencial o de la tasa de producción de magma durante <0.1 Ma. Explica que los volcanes poligenéticos nacen en regiones de mayor tasa de producción y menor estrés diferencial, contrario a los monogenéticos. En Tolbachinsky, Rusia, los volcanes poligenéticos y monogenéticos coexisten debido a un sistema de alimentación magmático variable, dinámico y complejo, por la superposición de conductos magmáticos subverticales y sublaterales (Kugaenko, et.al. 2019). El volcán poligenético Lascar, en los Andes, coexiste con diversos volcanes monogenéticos, Cembrano et. al, (2009) y Tibaldi et.al, (2017) consideran que las trayectorias de magma son guiadas por fallas de rumbo y normales con asociaciones cinemáticamente acopladas, relacionadas con el régimen tectónico transpresional dextral actual (alineaciones de volcanes poligenéticos y monogenéticos relacionados a magmas primitivos) y asociaciones cinemáticamente desacopladas

(estratovolcanes en antiguas fallas inversas y de rumbo del basamento del arco volcánico y conos monogenéticos en fallas maestras, con magmas más evolucionados).

1.3. Vulcanismo en el área de estudio

La Sierra de las Cruces se formó sobre una serie de fallas orientadas NNW-SSE, cuyo vulcanismo más antiguo se encuentra en la parte norte y está compuesta por domos andesíticos y dacíticos, depósitos de flujos piroclásticos y lahares (Mooser, 1974; Mora et al, 1991; Osete et al, 2000). El vulcanismo de la Sierra de las Cruces, está datado entre 3.71 ± 0.40 Ma y 1.92 ± 0.13 Ma con el método K-Ar (Mora et al, 1991; Osete et al, 2000) (Figura 1 b)). El Complejo Volcánico San Miguel forma parte del sur de la Sierra de las Cruces, está compuesto de domos dacíticos y andesíticos que tienen edades obtenidas mediante el método K-Ar de 0.5 Ma hasta más de 3 Ma. El volcán Los Picachos, datado en 2.87 ± 0.15 Ma mediante K-Ar, se encuentra dentro del área de estudio y es parte del Complejo Volcánico San Miguel. Este volcán está constituido por la brecha piroclástica Cantimplora y la lava dacítica Apilulco, datada en 2.87 ± 1.79 Ma con el método K-Ar. Esta lava se compone de flujos de lava y morrenas en una matriz de arcilla limosa cubiertas por 1 a 2 m de ceniza (Delgado y Martin Del Pozzo, 1993; Romero, 2001).

Junto al Complejo Volcánico San Miguel, se encuentra el volcán Ajusco; cuyos domos se formaron en cuatro fases, en las que además hubo derrames de lava con flujos de bloques y cenizas (White, 1987; White et al, 1990, Romero, 1998). Romero (1998) considera que la fase más antigua del Ajusco corresponde a la formación del domo dacítico Cruz del Marqués, que tiene una edad datada en 3.43 ± 0.42 Ma con el método K-Ar.

El vulcanismo más joven en el suroeste de la Cuenca de México ocurrió durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno temprano (Martin Del Pozzo, 1982; Delgado y Martin Del Pozzo, 1993; Jaimes-Viera et al, 2018). Este vulcanismo corresponde al Campo Volcánico Monogenético Chichinautzin. Los estudios de granulometría realizados a sus depósitos piroclásticos y a sus conos de escoria indican que estos volcanes se originaron por una actividad volcánica estromboliana y estromboliana violenta, y algunos tienen también características de actividad hawaiana (Martin Del Pozzo, 1982) (Figura 1 b)). Sus lavas son principalmente andesitas, pero también hay basaltos y derrames de lava dacíticos muy gruesos sin cono (Martin Del Pozzo, 1982). En el área de estudio se tiene registro de la existencia de los volcanes monogenéticos Agua Grande y Panza, que son conos de escorias cuyas edades estimadas por geomorfología son $\sim 21,860$ A.P (Martin Del Pozzo, 1980; Delgado y Martin Del Pozzo, 1993).

Según el estudio realizado por Delgado y Martin Del Pozzo (1993), dentro del área de estudio existen tres formaciones del Pleistoceno Tardío, que son: la Formación Quepil, la Formación Panza y la Formación Judío. La Formación Quepil está constituida por un domo de lava dacítica que se emplazó muy cerca del volcán Ajusco, estimado en 38 Ka por geomorfología como el grupo más antiguo de los volcanes del Pleistoceno (Martin Del Pozzo, 1982). En 2018, Jaimes-Viera et al, dataron este domo en 181 ± 20 ka con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

La Formación Panza está compuesta por dos miembros: un miembro de lapilli llamado Los Volcancitos, formado por el cono del volcán Panza y sus *hummocks*, está compuesto por escoria basáltica con fragmentos de lapilli negra intercalada con lapilli amarilla. El espesor de este miembro es de aproximadamente 85 m. El otro miembro es la lava andesítica Zorrillo, más joven que el miembro de lapilli; se originó de una fisura y fracturas paralelas al sistema volcánico Panza. Según los cálculos de Delgado y Martin Del Pozzo (1993), la lava Zorrillo tiene un espesor de 50 m y cubre las rocas de la Formación Las Cruces y parte de los flancos del volcán Ajusco.

La Formación Judío se compone de dos miembros: el Miembro de lava andesítica Agua Grande y el Miembro de lava en bloques Arroyo. El volcán Agua Grande, cuya edad estimada por geomorfología es de $\sim 21,860 \pm 380$ A.P, produjo estos dos derrames de lava andesíticos en bloques. El primero (Agua Grande) cubrió parte del mismo cono y tiene un espesor aproximado de 70 m y cubre un área de 1 km². El otro derrame de lava en bloques (lava Arroyo), tiene un espesor aproximado de 80 m y fluyó por más de 3.5 km a un lado del volcán Quepil y cubrió las lavas de la Formación Las Cruces.

En el área de estudio también hay depósitos aluviales y coluviales, que son principalmente clastos volcánicos derivados de los materiales sueltos de la formación Chichinautzin y de la Sierra de las Cruces (Delgado y Martin Del Pozzo, 1993).

1.4. Glaciaciones en el área de estudio

La zona de interés fue erosionada por glaciares que dejaron diversas estructuras y rasgos como circos y morrenas (White, 1990; Romero, 1998; 2001). White (1987) menciona que durante el Pleistoceno hubo tres glaciaciones y en el Holoceno existieron dos avances neoglaciales en el volcán Ajusco. White asignó edades mínimas de alrededor de 27 ka BP para la glaciación Marqués, que afectó al volcán Los Picachos, así como a la lava Apilulco; también asignó alrededor de 25 ka BP y a la glaciación Santo Tomás. Sin embargo, con base en el desarrollo del suelo, White et al (1990) consideran que las glaciaciones Marqués y Santo Tomás pueden ser mucho más antiguas, incluso anteriores a la glaciación Wisconsin, que tiene alrededor de 110 ka. White y Valastro (1984) dataron la glaciación Albergue entre 15-8 ka BP; pero posteriormente White (1987) la colocó entre 16 y 10 ka BP. White y Valastro (1984) asignaron una edad de <2 ka BP a las morrenas de la Neoglaciación I y II (Vázquez y Heine, 2011).

1.5. Estructuras tectónicas en el área de estudio

Las estructuras volcánicas en esta área están muy relacionadas a la tectónica. Delgado y Martin Del Pozzo, (1993) midieron estrías en la Formación las Cruces, indicando que la debilidad principal tiene dirección N 65° W. Explican que el volcán Los Picachos nació sobre un conjunto de fracturas orientadas N 65° W. El volcán Panza y sus *hummocks*, el volcán Ajusco y la lava Zorrillo están alineados con este mismo sistema, lo que parece ser una zona de debilidad. Esta alineación se puede seguir al menos durante 10 km, lo que indica la dirección del esfuerzo de compresión máximo local.

Los autores mencionan que el volcán Agua Grande se originó de una fractura con orientación N14°W. La forma de herradura de los volcanes Panza y Agua Grande, se creó debido al movimiento de la lava desde el flanco suroriental, el de mayor debilidad. Este patrón está relacionado con la dirección del máximo esfuerzo mencionado anteriormente.

1.6. Geopatrimonio

El área estudiada cuenta con una diversidad importante de geopatrimonio en cuanto a estructuras volcánicas y tectónicas. Además, se encuentra en una de las últimas áreas naturales de la Ciudad de México, en donde en los últimos años se han incrementado las actividades humanas como la agricultura, ganadería, turismo; así como la extracción de rocas, suelo y vegetación.

El patrimonio geológico o geopatrimonio se refiere a los elementos in situ de la geodiversidad (geositios) y los elementos ex situ de la geodiversidad (colecciones de museos o galerías) que tienen alto valor científico. El geopatrimonio in situ y ex situ puede tener también valor educativo, estético y cultural (enseñanza/aprendizaje, turismo, ocio, etc). Existen muchos elementos de la geodiversidad que no tienen un valor científico como tal pero que siguen siendo recursos importantes para la educación, el turismo o la identidad cultural de las comunidades. Los geositios pueden ser elementos geomorfológicos (relieves), petrológicos (rocas), mineralógicos (minerales), paleontológicos (fósiles), estratigráficos (secuencias sedimentarias), estructurales (pliegues, fallas y otros), hidrogeológicos (agua) o pedológico (suelos) (Brilha, 2016).

Es fundamental la evaluación del geopatrimonio para establecer rangos de valor, para crear catálogos y para implementar programas de uso y protección. Un problema que tiene la evaluación del geopatrimonio es la subjetividad, porque los métodos más utilizados se basan en valores que se asignan a través del juicio de expertos y además, los resultados dependen del tiempo y esfuerzo que se dedique a evaluar cada criterio (Bruschi, 2011; Henriques et al, 2011; Church, 2011; Zwolionsky, 2018). Considerando la fuente de datos utilizada para la evaluación de la geodiversidad, Pellitero et al (2014) reconocieron métodos directos e indirectos para la evaluación del geopatrimonio. Los métodos directos implican trabajo de campo para calcular el valor de la geodiversidad; los métodos indirectos utilizan cálculos en datos rasterizados o vectoriales dentro de un SIG (Sistema de Información Geográfica). Existen tres grupos de métodos: (1) cualitativos, (2) cuantitativos y (3) cualitativos/cuantitativos. La evaluación cualitativa se basa en el conocimiento y la experiencia de expertos. Los métodos cuantitativos son los más comunes, ya que se basan en algoritmos simples; derivan del trabajo de campo, cálculos numéricos o análisis de geoinformación de datos sin procesar. Los métodos cualitativos/cuantitativos son el mejor método, ya que son la combinación de datos cuantitativos (trabajo de campo, cálculos numéricos y análisis de datos digitales) y de datos de causa-efecto (relaciones y explicaciones de expertos). Sin embargo, este método requiere de mayor experiencia y recursos (Najwer y Zwolinski, 2014; Najwer et al, 2016; Zwolinski, 2009, 2010; Zwolinski y Stachowiak, 2012; Zwolionsky, 2018).

2. Justificación

En el área de estudio ~15 km² (suroeste de la Cuenca de México), convergen los grandes complejos volcánicos poligenéticos antiguos de la Sierra de las Cruces y el volcán Ajusco, con los conos de escoria monogenéticos más jóvenes del Campo Volcánico Monogenético Chichinautzin. Distintos autores como Mora et al, 1991; Delgado y Martin Del Pozzo, 1993, Romero, 1998 y 2001; Osete et al, 2000; Arce et al, 2015 y Jaimes et al, 2018, han realizado estudios de algunos volcanes poligenéticos y monogenéticos que se encuentran en y alrededor del área de interés. Por esta razón, se decidió estudiar cómo se dio esta transición del vulcanismo poligenético al monogenético. Es necesario investigar la variación temporal y espacial del vulcanismo, así como los factores que lo controlan, ya que existen pocos estudios del tema.

3. Hipótesis

La transición del vulcanismo poligenético al monogenético en el área puede estar relacionada a cambios en los esfuerzos tectónicos o estructuras profundas. Estos cambios deben reflejarse en el fallamiento local, en la morfología, en la geoquímica y en el tipo de vulcanismo.

4. Objetivos

Objetivo general

Aportar al conocimiento de cómo se dio la transición del vulcanismo poligenético al monogenético en la zona de estudio propuesta.

Objetivos particulares

- Reconocer estructuras que se relacionen con la transición del vulcanismo poligenético al monogénico.
- Aportar al conocimiento de la temporalidad de los eventos volcánicas mediante nuevas dataciones de los volcanes representativos, su geoquímica, geomorfología y estilo eruptivo, así como su distribución espacial.
- Ubicar sitios de interés geopatrimonial para conservación del área de estudio.

5. Metodología

Se realizó una revisión documental de trabajos previos hechos en el área de estudio; del sur de la Sierra de las Cruces, el volcán Ajusco y del Campo Volcánico Monogenético Chichinautzin. Se hizo procesamiento una imagen satelital *Sentinel* con resolución de 10 m y de un *DEM* (Modelo Digital de Elevaciones por sus siglas en inglés) *LiDAR* (Light Detection and Ranging) con resolución de 5 m para identificar estructuras volcánicas y lineamientos que pudieran estar asociados con fallas. Se hizo trabajo de campo para cartografía las estructuras volcánicas y tectónicas y para tomar muestras. Se hizo la estimación de la edad relativa de los conos de escoria y de los domos mediante el cálculo de parámetros morfométricos y del análisis estratigráfico en el DEM y en campo. También se muestrearon

paleosuelos y carbón asociados con los conos de escoria y sus derrames de lava para conocer su edad mediante datación por ^{14}C . Para la datación por ^{40}Ar - ^{39}Ar se tomaron muestras de las lavas de los domos. Se colectaron 43 muestras de los diferentes depósitos de los conos de escoria, derrames de lava y domos, de las que se seleccionaron las 25 más representativas para hacerles estudios petrográficos y geoquímicos. La información obtenida se plasmó en un mapa geológico del área de estudio.

5.1. Procesamiento de imagen satelital y DEM

Se procesó una imagen satelital con la técnica de realce espacial para identificar estructuras volcánicas y lineamientos que pudieran estar asociados con fallas. Se usó una imagen del área de estudio tipo Sentinel 2A del sensor SARC-1 de 2020 que se obtuvo de la plataforma Copernicus. La imagen tiene resolución de 10 m, 20 m y 60 m. Las bandas 2 (Azul), 3 (Verde), 4 (Rojo) y 8 (NIR) tienen resolución de 10 m, y las bandas 2 (Azul), 3 (Verde), 4 (Rojo), 5 (Rojo borde 1), 6 (Rojo borde 2), 7 (Rojo borde 3), 8A (NIR 2), 9 (Vapor de agua), 10 (Cirrus), 11 (SWIR 1) y 12 (SWIR 2) tienen resolución de 20 y 60 m.

Se utilizó el método de realce espacial por convolución usando máscaras direccionales para identificar lineamientos que pudieran estar asociados a fallas y un filtro Sobel para detectar estructuras volcánicas (conos y domos).

El realce espacial tiene como objetivo aumentar las diferencias de brillantez para resaltar o exagerar las diferencias en una imagen para poder observar variaciones en ella. Se usan las llamadas máscaras de convolución o filtros espaciales, que son ventanas con valores dados por el tipo de relación espacial que se quiere resaltar (Vargas y Arias, 2001). En este caso se usaron máscaras o filtros direccionales, que generan un valor máximo de salida para cambios en la brillantez de manera horizontal o vertical desde una dirección determinada. El otro filtro de realce espacial que se usó fue el Sobel, que detecta los bordes horizontales y verticales resaltándolos y dando como resultado una imagen “transparente” con líneas que indican la ubicación de bordes y fronteras.

Se desplegó la imagen en el programa ENVI 5.3 y se eligieron las bandas con mayor resolución (10 m). A la imagen se le hizo corrección atmosférica por sustracción de pixel oscuro y se aplicó un *stretch* con 1% de saturación, que mejora la separación de colores de una imagen para hacer una mejora visual y facilitar la interpretación de las características de la imagen.

A la imagen corregida se le aplicó un filtro pasa-bajas para suavizar la imagen, y se aplicaron los filtros direccionales mostrados en la Figura 2 para resaltar las estructuras en las direcciones N, S, E, W, SW, SE, NW, NE, vertical, horizontal, diagonal izquierda y diagonal derecha. Se decidió usar todas estas máscaras para obtener un mapa de todos los lineamientos que podrían estar asociados a fallas para después corroborarlas en campo. Se hizo la suma de la imagen original corregida con las imágenes resaltadas para obtener un realce de mejor calidad y poder identificar con mayor claridad los lineamientos.

En las imágenes procesadas con cada máscara direccional, se identificaron y trazaron manualmente los lineamientos que pudieran estar asociados a fallas.

Norte	Sur	Este	Oeste
1 1 1	-1 -1 -1	-1 1 1	1 1 -1
1 -2 1	1 -2 1	-1 -2 1	1 -2 -1
-1 -1 -1	1 1 1	-1 1 1	1 1 -1

Noreste	Noroeste	Sureste	Suroeste
1 1 1	1 1 1	-1 -1 1	1 -1 -1
-1 -2 1	1 -2 -1	-1 -2 1	1 -2 -1
-1 -1 1	1 -1 -1	1 1 1	1 1 1

Vertical	Horizontal	Diagonal 1	Diagonal 2
-1 0 1	-1 -1 -1	1 1 1	1 1 0
-1 0 1	0 0 0	-1 0 1	1 0 -1
-1 0 1	1 1 1	-1 -1 0	1 -1 -1

Figura 2. Máscaras direccionales usadas para hacer realce espacial en el área de estudio.

A la imagen *Sentinel* corregida se le pasó un filtro Sobel para resaltar y trazar los bordes de los domos y conos volcánicos presentes en el área de estudio, incluso algunos que no se percibían a simple vista.

Se procesó también un Modelo Digital de Elevación (DEM por sus siglas en inglés) tipo LiDAR (Light Detection And Ranging) obtenido de INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía) 2021 con resolución de 5 m. El DEM es una representación visual y matemática de los valores de altura con respecto al nivel medio del mar, que permite caracterizar las formas del relieve (INEGI, 2014). LiDAR es una técnica de teledetección óptica que utiliza un haz láser para obtener una imagen de la superficie de la tierra produciendo mediciones exactas de “x”, “y” y “z” (Esri, 2016). El procesamiento se hizo en el programa SIG ArcGIS 10.5, para identificar estructuras y lineamientos que pudieran estar asociados a fallas, se usaron diferentes valores de azimut para iluminar el relieve en diferentes direcciones y ver estructuras desde todos los ángulos (0 (N), 45 (NE), 90 (E), 135 (SE), 180 (S), 225 (SW), 270 (W) y 315 (NW)). Se utilizó el valor estándar de la latitud (45). El factor z es un factor de conversión que ajusta las unidades de medida de las unidades verticales o de elevación. Se le asignó un valor de 3 al factor z para exagerar el sombreado y visualizar mejor las estructuras de manera vertical.

Se hicieron análisis de dirección y valores de pendientes con el mismo DEM LiDAR en el programa SIG ArcGIS 10.5 para detallar las estructuras y lineamientos que pudieran estar asociadas a fallas. Se consideró que los cambios abruptos en la dirección de pendientes y de los valores de las pendientes son lineamientos que pueden estar asociados a fallas.

Los lineamientos y estructuras identificadas con el procesamiento de la imagen satelital *Sentinel* y con el procesamiento del DEM fueron corroborados, descritos y medidos en campo para establecer el tipo de falla y sus movimientos. Así mismo, con el cálculo de las direcciones de σ_1 , σ_2 y σ_3 de las fallas en trabajo de gabinete con ayuda de una rumbera, se establecieron los esfuerzos que originaron a los sistemas de fallas identificados. La teoría de fallamiento de Anderson (1951) establece que las fallas pueden formarse en pares conjugados, cuya bisectriz es el plano que contiene

a los esfuerzos principales máximo, medio y mínimo (σ_1 , σ_2 y σ_3). Las fallas normales existen cuando el esfuerzo principal máximo es vertical (σ_1) es vertical, mientras que σ_2 son horizontales. En el caso de las fallas inversas, estas se desarrollan cuando los esfuerzos σ_1 y σ_2 son horizontales y σ_3 es vertical. Las fallas de rumbo se desarrollan cuando σ_1 y σ_3 son horizontales y σ_2 es vertical. En las fallas oblicuas la dirección de los esfuerzos será inclinada respecto a la horizontal o vertical, para formar los diferentes tipos de fallas oblicuas.

5.2. Trabajo de campo

Se llevaron a cabo 40 campañas de campo para corroborar y cartografiar las estructuras volcánicas y tectónicas que se identificaron en la imagen satelital y en el DEM. Se reconocieron los tipos de depósitos para definir el estilo eruptivo de los volcanes. Se tomaron muestras de los conos de escoria, sus lavas, las lavas de los domos; así como, muestras de carbón y paleosuelos.

5.3. Petrografía

Se hizo descripción petrográfica macroscópica de las 43 muestras colectadas en campo: su color, textura, su matriz y tipo y cantidad de minerales por contaje a mano. Se seleccionaron 25 muestras representativas para hacer láminas delgadas en el taller de laminación del Instituto de Geología de la UNAM. Se usó un microscopio Leica DM4500P del Instituto de Geofísica de la UNAM se hizo la descripción petrográfica a mano de las láminas delgadas: su textura, mineralogía (tipo, forma, alteraciones, porcentajes por contaje a mano) y su tipo de matriz.

5.4. Datación de conos volcánicos y domos

5.4.1. Morfometría y estimación de edades relativas de conos volcánicos y domos

Se calcularon parámetros morfométricos y los volúmenes de los domos, de los conos de escoria y de los derrames de lava, usando el DEM LiDAR y una imagen satelital Landsat de 2021 de Google Earth. Se graficaron los datos de acuerdo a la latitud y longitud de cada cono y domo volcánico para conocer si existe alguna relación entre el tamaño y la ubicación de cada estructura volcánica. Así mismo, se estableció el estilo eruptivo de cada volcán de acuerdo a los estudios de campo.

La morfometría de los conos de escoria se analizó según la metodología de Wood (1980) y Hopper (1995) en donde el diámetro basal (W_b) y la altura (h) están relacionados con la edad de los conos de escoria. Dado que estas estructuras no son perfectamente circulares, sino que tienen formas más elípticas, el diámetro basal (W_b) se calculó obteniendo el promedio del eje mayor y el eje menor de la elipse de la base del cono. Las alturas (h) de los conos se obtuvieron del mapa de curvas de nivel calculado con el DEM LiDAR en el programa SIG ArcGIS 10.5.

Se calculó la relación h/W_b con la cual se puede estimar la edad relativa. Esta relación indica que los valores altos se asocian a los conos más jóvenes, mientras que los más bajos corresponden a los conos más antiguos. Sin embargo, deben hacerse ciertas consideraciones con los conos en forma de herradura, como es el caso de la mayoría de los conos presentes en el área de estudio. Para conocer el parámetro W_b se usó

el método de completar las partes faltantes de la base propuesto por Bemis (2017), donde en cráteres abiertos, el Wb continúa alrededor de un supuesto círculo que forma a la base.

Se graficaron las relaciones h/Wb de volcanes con edades conocidas de conos cercanos al área de estudio, con lo que se obtuvo una curva a la cual fueron extrapolados los valores de h/Wb de los conos de escoria del área de estudio y así se les pudo dar una edad aproximada a los conos de interés.

La estimación relativa de edades de los domos se hizo analizando su morfología y su posición estratigráfica, en el relieve en campo y en el DEM con ayuda del programa SIG ArcGIS 10.5.

5.4.2. Datación de conos volcánicos mediante ^{14}C

Se hizo trabajo de campo para muestrear material datable mediante la técnica de ^{14}C en los volcanes que tienen edad relativa menor a 50,000 años. Se tomó una muestra de carbón que se encontró entre un flujo de escoria y ceniza del volcán Agua Grande y dos muestras de peleosuelos; uno del volcán Agua Grande 2 y otro de la lava fisural Zorrillo.

Los materiales muestreados se dejaron en un horno a 40°C por una semana, para eliminar la humedad y evitar el crecimiento de hongos y bacterias que pudieran alterar los resultados.

Las muestras se limpiaron mecánicamente para eliminar los materiales orgánicos recientes más grandes como tierra, hojas y plantas. Se les hizo limpieza química para eliminar toda materia orgánica reciente. En el caso de los paleosuelos, se determinó su porcentaje de carbono inorgánico y de carbono orgánico, con ayuda de la Dra. Lucy Mora Palomino del Instituto de Geología de la UNAM, para determinar si las muestras eran adecuadas para la datación mediante ^{14}C .

Las muestras fueron analizadas en el Laboratorio Universitario de Radiocarbono (LUR), el cual pertenece al Instituto de Investigaciones Antropológicas, Instituto de Geología e Instituto de Geofísica. El laboratorio cuenta con un Espectrómetro de Centello Líquido de ultra bajo nivel Wallac Quantalus 1220 (Perkin Elmer), con una precisión analítica de $\pm 0.2\%$, con un límite de detección de 0.0001 CPM, lo que permite fechar muestras de hasta 50,000 años.

Debido a que el decaimiento es un proceso espontáneo, hay que analizar por largos periodos de tiempo. Junto con la muestra se analiza el estándar (del año de 1950) y un blanco. En total el análisis dura 2500 minutos para cada muestra, por lo que una edad tarda mínimo 5 días 5 horas en el espectrómetro.

5.4.3. Datación de domos mediante ^{40}Ar - ^{39}Ar

Se usó este método cuando los volcanes podrían tener edades mayores a 50 Ka, por lo que se consideró que los domos serían los más aptos para la aplicación de este método. Se tomaron muestras y se revisó el tipo de minerales y el porcentaje de K que contenían para su posible análisis por ^{40}Ar - ^{39}Ar . Se tomaron muestras frescas de las lavas de los domos.

Se seleccionaron las muestras más adecuadas, las menos alteradas y que contuvieran mayor porcentaje de K y Ca. Se seleccionaron las muestras de los domos Basáltico, Cerro el Judío y el Domo Cañada 1. Se usó el método de roca total para la datación de los domos Cerro el Judío y Cañada por lo que a las partículas tamizadas se les hizo limpieza mecánica para eliminar las partículas más oxidadas y sucias. En el caso de la muestra del Domo Basáltico se decidió analizar su matriz, ya que los fenocristales predominantes eran olivinos, los cuales se eliminaron debido a que este mineral puede tener exceso de Ar que puede alterar los resultados.

El método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ es una variante especializada del método K-Ar en el que la concentración de ^{40}K se mide mediante una forma de activación de neutrones. Irradiar una muestra con neutrones rápidos induce una reacción de captura de neutrones en la que ^{39}K absorbe un neutrón y se libera un protón para formar ^{39}Ar (Reiners et.al., 2018).

Las muestras se enviaron al Laboratorio Interinstitucional de Geocronología de Argón (LiGAR), un Laboratorio conjunto del Centro de Geociencias de la UNAM y el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Este laboratorio cuenta con un Espectrómetro de Masas Multicolector para Gsers Nobles NGX (Isotopx Ltd), un sistema láser de iones de argón de 20 W Innova 200-20 y un horno con temperatura controlada.

5.5. Estudios geoquímicos de elementos mayores y traza

Se prepararon en el Laboratorio de Sedimentología Volcánica del Instituto de Geofísica las 25 muestras seleccionadas para hacerles análisis de geoquímica en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos-X-LANGEM del Instituto de Geología, para lo que se descostró la muestra hasta obtener una muestra completamente fresca. Se cortó la roca en pedazos delgados de aproximadamente 5 cm de largo, se lavaron con agua desionizada y se secaron en un horno durante un día completo a 45°C. Se trituró y molió parte de la muestra en un molino con mandíbulas de tungsteno, el polvo obtenido fue tamizado en un tamiz de malla -200 para quedarnos solo con las partículas menores a 74 micras. Se pesaron aproximadamente 9 g que se mandaron a analizar en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos-X-LANGEM del Instituto de Geología de la UNAM.

Se analizaron en el laboratorio los elementos mayores en muestra fundida y los elementos traza en muestra prensada por fluorescencia de rayos X con equipo Rigaku Primus II. Se usaron los datos de las muestras de control según Lozano y Bernal (2005). La pérdida por calcinación (PXC) se determinó con 1 g de polvo de muestra molido y en base seca, calcinado a 950°C por 1 hora y posteriormente se determinó la pérdida de masa.

5.6. Construcción del mapa geológico

Se construyó el mapa geológico de la zona de estudio en el programa SIG ArcGIS 10.5. Se usó como base el mapa de sombras del DEM LiDAR con resolución de 5m obtenido de INEGI. Sobre el DEM se trazó la información previa del trabajo hecho por Delgado y Martin Del Pozzo, 1993. Se marcaron las fallas, los domos, los conos de

escoria y sus depósitos asociados identificados en la imagen satelital *Sentinel* y en el DEM y que fueron corroborados y medidos en campo. Así mismo, se ordenaron las estructuras de acuerdo a su edad asignada.

5.7. Evaluación preliminar del geopatrimonio

Los sitios con alto valor geopatrimonial son los que representan los procesos volcánicos y tectónicos de la transición del vulcanismo poligenético y monogenético. El método seleccionado para la evaluación de los sitios fue el de Fassaluas (2012), que es un método cuantitativo simple y directo. Este método usa algoritmos sencillos para darle valor a la importancia geológica y geográfica de los geotopos (afloramientos). Se evaluaron los criterios científicos, ecológicos, culturales, estéticos, económicos y de potencial de uso de acuerdo a los conocimientos y observaciones obtenidas en campo, con los análisis geoquímicos, con las edades estimadas, con su morfología; así como trabajos previos de cada sitio. A cada criterio se le asigna un valor de 1 a 10 de acuerdo a las características de cada sitio. Los valores obtenidos en conjunto producen un puntaje final para su criterio correspondiente (Tabla 1).

Tabla 1. Criterios y puntuaciones para evaluación de sitios con interés geopatrimonial Fassaluas, 2018.

Criterio/Puntuación	1	2.5	5	7.5	10
1. Científico					
1.1.Historia Geológica	Un tipo de historia	Combinación de al menos 2 tipos	Combinación de la mayoría de los tipos	Historia local	Dice toda la historia local
1.2.Representatividad	No	Baja	Moderada	Alta	Muy alta
1.3 Geodiversidad	<5%	25%	50%	75%	>75%
1.4. Rareza	>7 del tipo	>5 >7 del tipo	>3 >4 del tipo	>1 >2 del tipo	Único
1.5. Integridad	Casi destruido	Fuertemente deteriorado	Moderadamente deteriorado	Pobrementemente deteriorado	Intacto
2. Ecológico					
2.1.Impacto ecológico	No	Bajo	Moderado	Alto	Muy alto
2.2.Estatus de protección	Sin protección	Limitado	En manchas	En grandes partes	Completo
3. Cultural					
3.1. Ética	No	Bajo	Moderado	Alto	Muy Alto
3.2. Historia	No	Bajo	Moderado	Alto	Muy Alto
3.3.Religión	No	Bajo	Moderado	Alto	Muy Alto
3.4.Arte y cultura	No	Bajo	Moderado	Alto	Muy Alto
4. Estética					
4.1. Puntos de visibilidad	No	1	2	3	>4
4.2. Diferencia de paisaje	No	Bajo	Moderado	Alto	Muy alto
5. Economía					
5.1. Visitantes	<5,000	>5,000	>20,000	>50,000	>75,000
5.2. Atracciones	No	Local	Regional	Nacional	Internacional
5.3.Protección oficial	Internacional	Estatad	Regional	Local	No
6. Potencial de uso					
6.1.Intensidad de uso	Muy intenso	Intenso	Moderado	Débil	Sin uso
6.2. Impactos	Muy alto	Alto	Moderado	Bajo	No
6.3.Fragilidad	No	Bajo	Moderado	Alto	Muy alto
6.4.Accesibilidad	Cerca de ruta de senderismo	Cerca de camino forestal con adoquín	Cerca de camino local pavimentado	Cerca de camino regional	Cerca de carretera o ciudad
6.5.Cambios aceptables	No	Bajo	Moderado	Alto	Muy alto

Existen tres índices que se refieren a los valores turísticos (V_{tour}), educativos (V_{edu}) y de necesidad de protección (V_{prot}) de cada geotopo.

El índice de valor educativo se calcula combinando la puntuación de criterios científicos, ecológicos, culturales y estéticos (Ec. 1).

$$V_{edu} = 0.4Científico + 0.2Cultural + 0.2Estético + 0.2Ecológico \dots \dots Ec. 1$$

El índice de valor turístico (Ec. 2) se obtiene con la combinación de la puntuación de criterios estéticos, culturales, de potencial de uso y económicos (Honey 1999).

$$V_{tur} = 0.4Estético + 0.2Cultural + 0.2Potencial\ de\ uso + 0.2Económico \dots \dots Ec. 2$$

El índice de valor de necesidad de protección (Ec. 3) considera el puntaje promedio del criterio científico más el puntaje individual de integridad (11-integridad), más factor de riesgo ecológico (F_{ecol}) que se define por la puntuación del impacto ecológico (criterio 2.1) dividida por la puntuación del estado de protección (criterio 2.2).

$$V_{prot} = \frac{(Científico + F_{ecol} + (11 - Integridad))}{3} \dots \dots (Ec. 3)$$

$$F_{ecol} = (puntuación\ de\ impacto\ ecológico) / (puntuación\ de\ estado\ de\ protección)$$

6. Resultados

6.1. Procesamiento de imagen satelital y DEM

La imagen original *Sentinel* con resolución de 10 m carecía de brillantez y nitidez (Figura 3), por lo que se le hizo corrección atmosférica por sustracción de pixel oscuro. Este proceso mejoró muy poco la calidad visual de la imagen, ya que muestra un ligero cambio en su nitidez y brillo (Figura 4). Para mejorar la imagen, a la imagen corregida se le aplicó un *stretch* con saturación al 1%. En esta imagen se pueden ver mejor las características del área de interés (Figura 5).

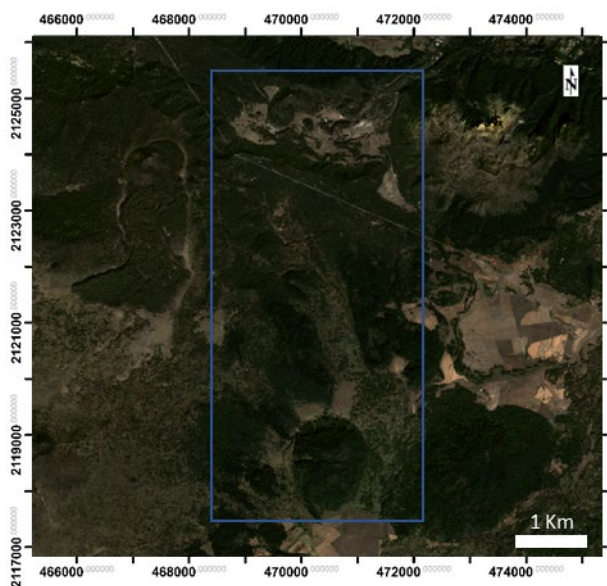


Figura 3. Imagen Sentinel de 10 m de resolución. Área de estudio dentro del recuadro azul

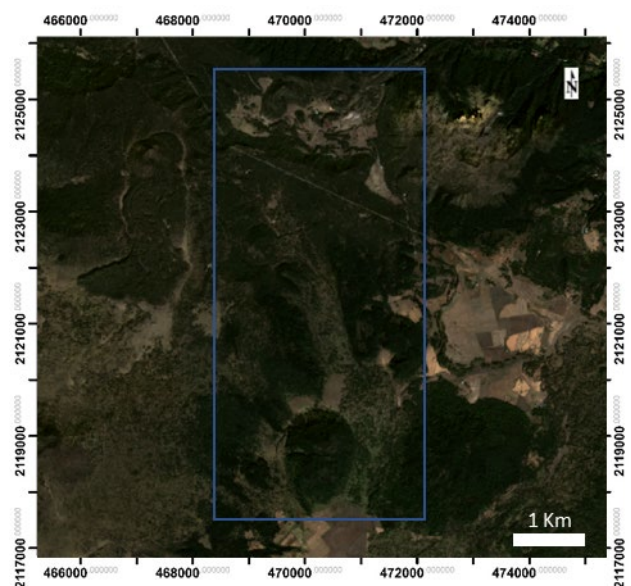


Figura 4. Imagen Sentinel con corrección atmosférica. Área de estudio dentro del recuadro azul

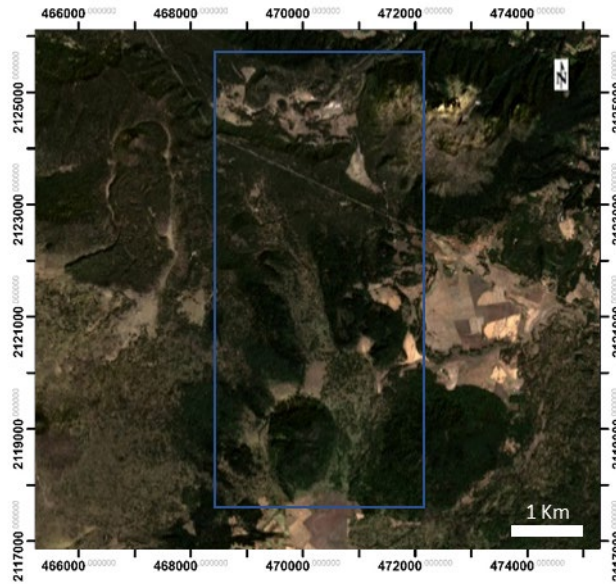


Figura 5. Imagen Sentinel corregida y con stretch con saturación del 1%. Área de estudio dentro del recuadro azul

Se identificaron seis estructuras volcánicas dentro del área de estudio con el filtro Sobel, de las cuales dos son domos. Las otras cuatro estructuras volcánicas son conos, de los que cuatro tienen forma de herradura (Figura 6). De estos conos, los que están dentro de los círculos azules no se habían identificado antes.

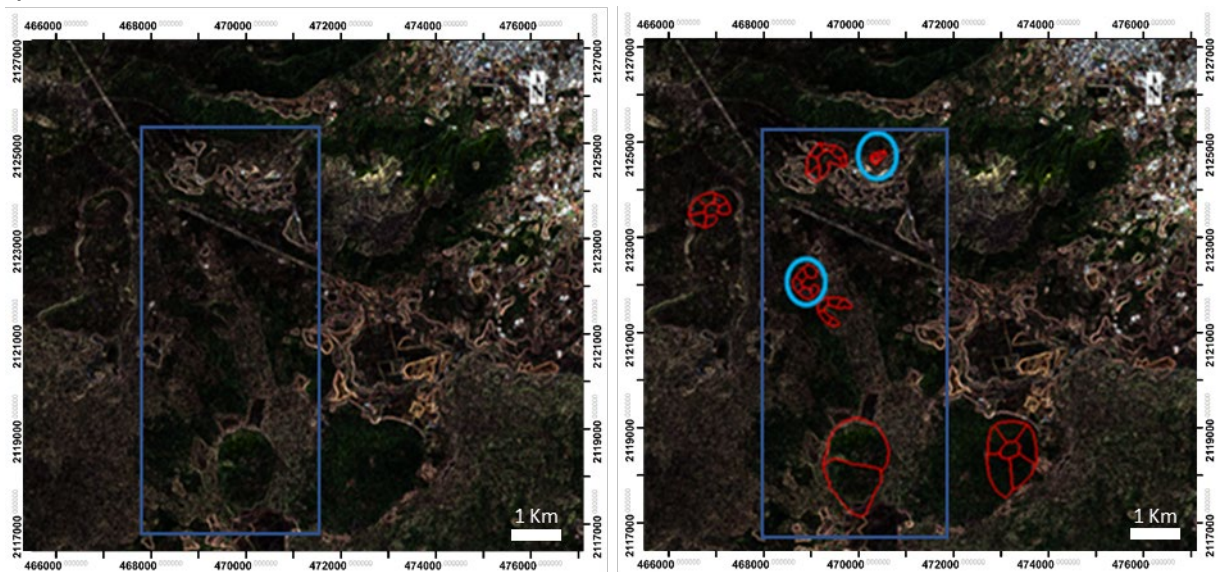


Figura 6. Realce espacial tipo Sobel. La imagen de la derecha muestra las estructuras volcánicas identificadas. Los círculos azules indican los volcanes que no se habían identificado antes

El procesamiento con todas las máscaras direccionales muestra que hay lineamientos que pudieran estar asociados a fallas con tres orientaciones preferenciales (Figuras 7 y 8). Los lineamientos más grandes tienen orientación NW 65°SE y E 45°W y solo algunos pequeños con orientación NE 72°SW.

Las máscaras SW, diagonal derecha, diagonal izquierda y horizontal también presentan algunos lineamientos largos orientados E 143°W. El proceso con la máscara vertical señala que hay pocos y pequeños lineamientos con orientación E 0°W (Figura 8).

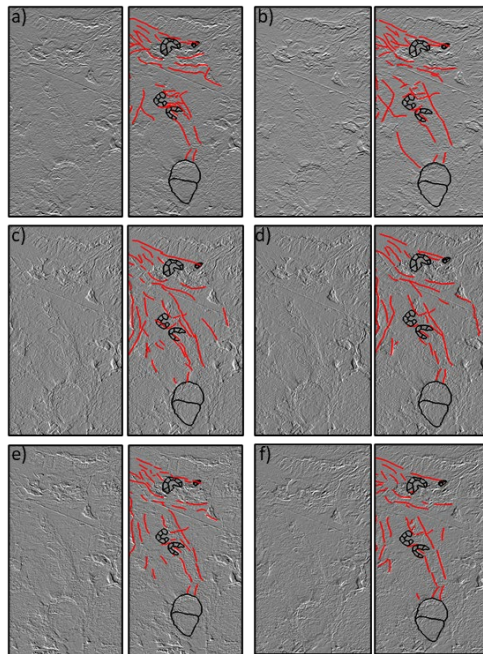


Figura 7. Realce espacial con máscaras direccionales a) N; b) S; c) E; d) O; e) NO y f) NE.

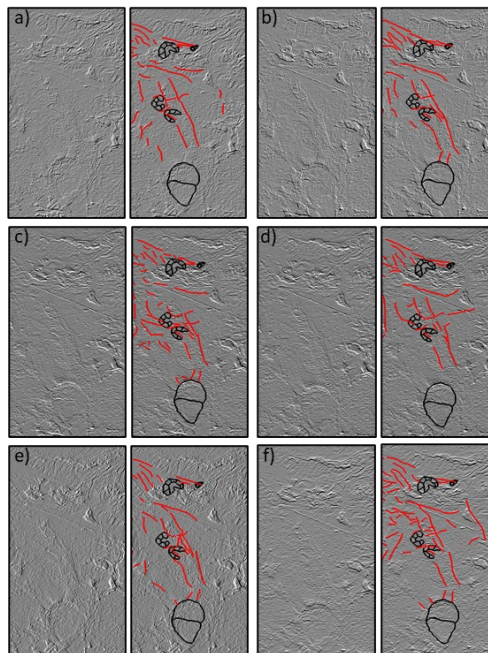


Figura 8. Realce espacial con máscaras direccionales a) SO; b) SE; c) Diagonal derecha; d) Diagonal izquierda; e) Vertical y f) Horizontal.

Los lineamientos identificados se mapearon en la imagen satelital para observar su ubicación y sus orientaciones predominantes. Los lineamientos principales, que podrían ser dos sistemas de fallas, tienen orientación E 45°W y NW 65°SE. Se identificaron también pocos lineamientos pequeños con orientaciones NE 72°SW que estuvieron presentes en todos los resultados del procesamiento con las máscaras

direccionales. Los lineamientos más pequeños y menos recurrentes o que aparecieron en pocas ocasiones ($E 0^{\circ}W$, $E 25^{\circ}W$ y $E 143^{\circ}W$), así como los que tienen orientación $NE 72^{\circ}SW$ son fallas más pequeñas, canales de escurrimiento de agua o límites de derrames de lava (Figura 9).

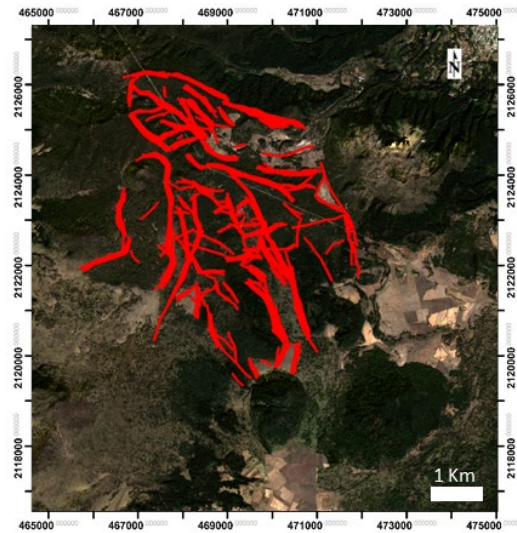


Figura 9. Lineamientos encontrados con las máscaras direccionales.

Los lineamientos principales identificados con el procesamiento del DEM tienen las mismas orientaciones que los identificados con la imagen satelital y las máscaras direccionales ($NW 65^{\circ}SE$ y $E 45^{\circ}W$). Se identificaron también pocos lineamientos más pequeños orientados $NE 72^{\circ}SW$ y $E 143^{\circ}W$ (Figuras 10 a 17).

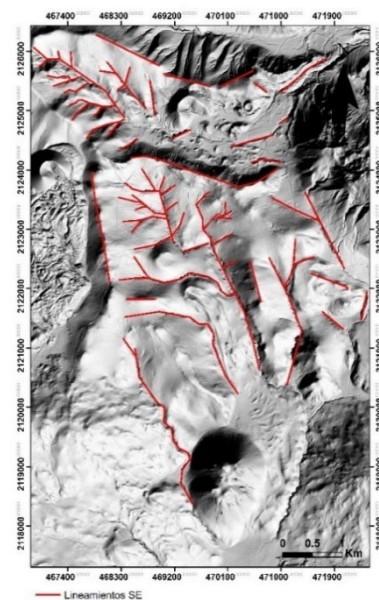


Figura 10. Lineamientos encontrados con azimut 0° (N)

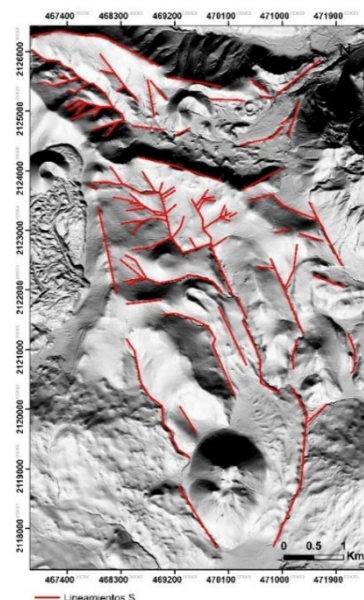


Figura 11. Lineamientos encontrados con azimut 45° (NE)

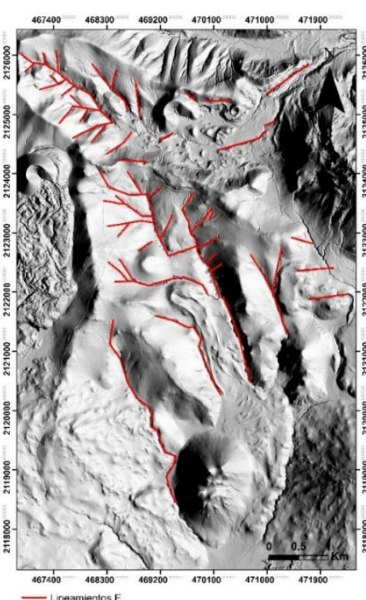


Figura 12. Lineamientos encontrados con azimut 90° (E)

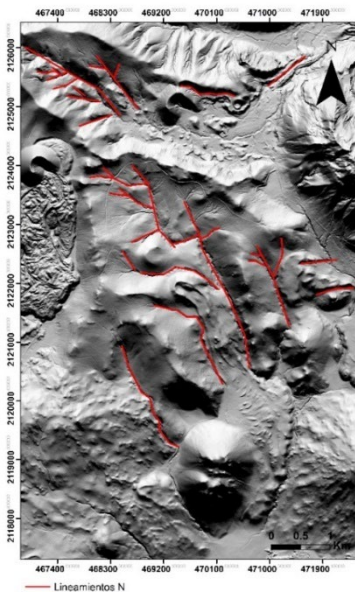


Figura 13. Lineamientos encontrados con azimut 135 (SE)

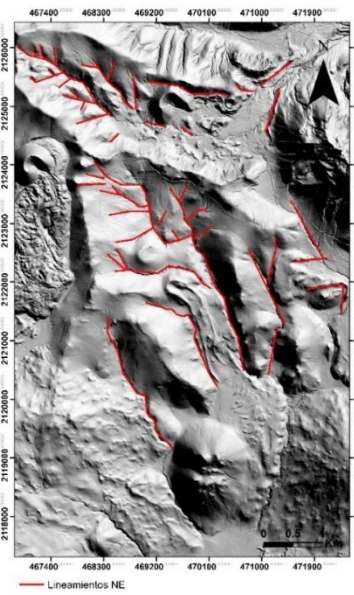


Figura 14. Lineamientos encontrados con azimut 180 (S)

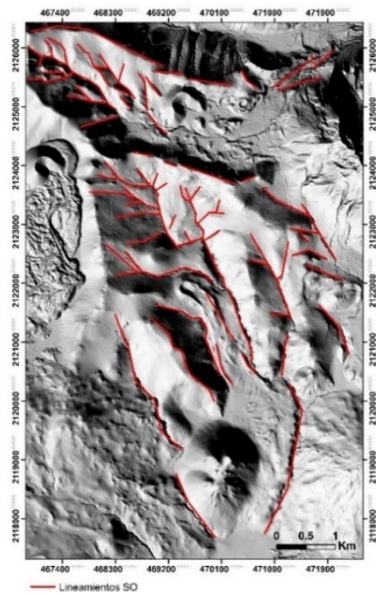


Figura 15. Lineamientos encontrados con azimut 225 (SO)

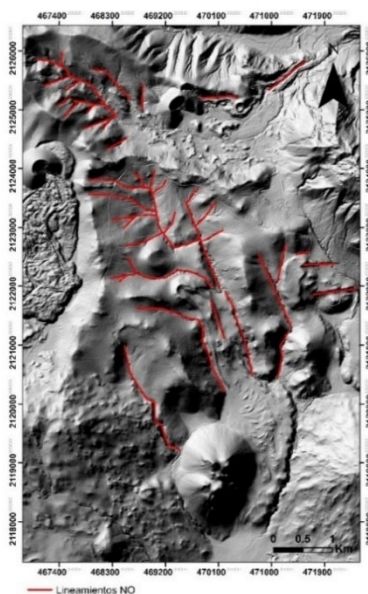


Figura 16. Lineamientos encontrados con azimut 270 (O)

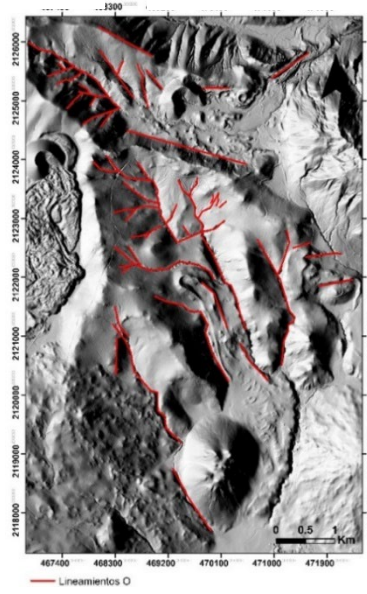


Figura 17. Lineamientos encontrados con azimut 315 (NO)

Se muestran los lineamientos identificados con el análisis de pendientes y de dirección de pendientes. En ambas figuras se observa que los lineamientos principales tienen también orientación E 45°W y NW 65°SE, que podrían ser dos sistemas de fallas (Figuras 18 y 19). Como muestra el cambio de pendiente entre fallas con la misma orientación, las partes más bajas (color verde) son grabens (Figura 18). Se identificaron también pocos lineamientos con orientación NE 72°SW y E 143°W.

El mapa de pendientes muestra que en el área de estudio las pendientes más escarpadas (color rojo) están en la parte más alta de los bordes de los domos Quepil, en las laderas del graben de los volcanes Agua Grande y Panza, así como en las pendientes del volcán Panza. Las zonas con menos pendiente (color verde) están dentro de los grabens y en la cima de los domos Quepil. (Figura 18). El mapa de

dirección de pendientes muestra que en el área de estudio existen pendientes con distintas direcciones, pero predominan las orientadas hacia el SE, S y E (Figura 19).

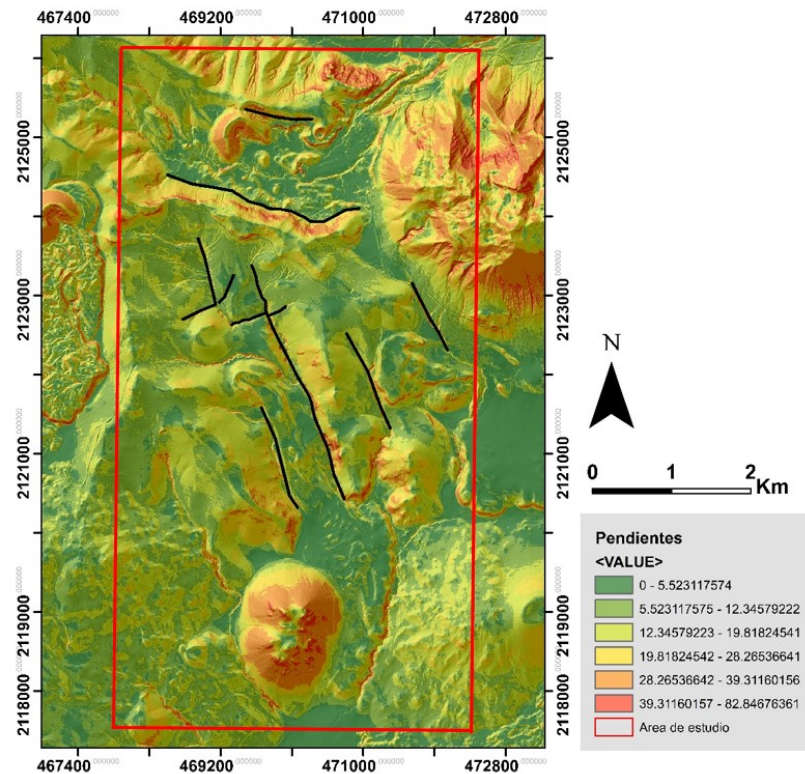


Figura 18. Lineamientos encontrados en el mapa de valores de pendientes (líneas negras)

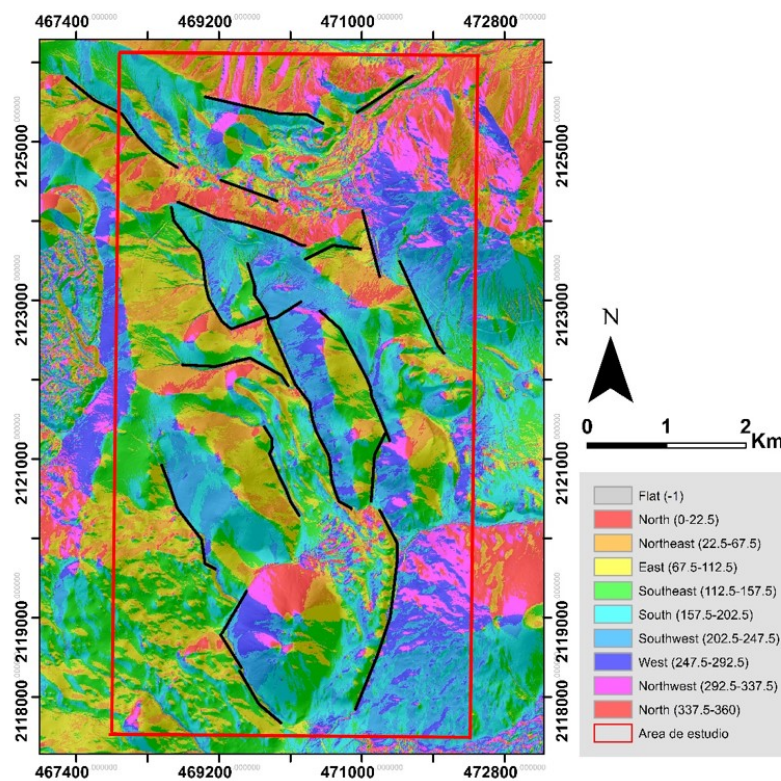


Figura 19. Lineamientos encontrados en el mapa de dirección de pendientes (líneas negras)

6.1.1. Fallas y estructuras tectónicas

La identificación de lineamientos en la imagen satelital *Sentinel* y en el DEM, así como su posterior análisis en campo, permitió establecer que en la zona de estudio existen fallas normales. Las fallas normales de la zona media del área de estudio presentan también movimiento lateral derecho, por lo que se trata de fallas transtensionales. Así mismo, con esta información se conocieron los esfuerzos que generaron a las fallas; desafortunadamente, debido a la erosión natural y antropogénica actual de que existe la zona de estudio, no se identificaron indicadores cinemáticos que corroboraran la dirección de los esfuerzos.

Las fallas principales forman dos sistemas de fallas normales, uno en el parte norte del área con orientación E 45°W, que miden entre 1.45 y 3.6 Km de largo. El otro sistema de fallas está en la parte media orientado NW 65°SE y mide entre 1.5 y 1.8 Km de largo. Hay pocas fallas pequeñas, que miden entre 0.2 y 1 Km de largo, con orientación E 143°W y NE 72°SW que se encuentran en la zona norte y media del área de estudio (Figura 20).

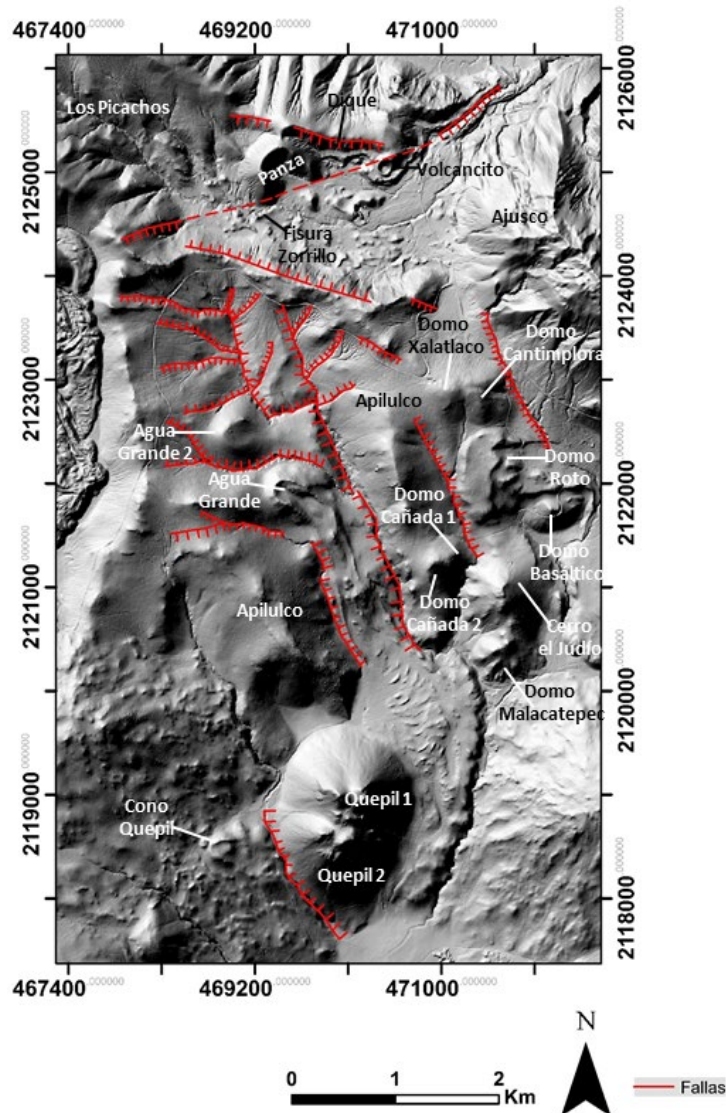


Figura 20. Mapa que muestra las fallas identificadas en el área de estudio.

Estos sistemas de fallas están relacionados con tres grabens. Al norte del área de estudio hay un graben que tiene orientación E 45°W, que fue originado por esfuerzos horizontales $\sigma_2 = E 45^\circ W$ y $\sigma_3 = NE 45^\circ SW$, mientras que σ_1 es vertical. En este graben se encuentran los volcanes Zorrillo, Volcancito y Panza.

Existe otro graben en la zona media del área que tiene orientación NW 65°SE, cuyas fallas principales orientadas NW 65°SE presentan desplazamiento lateral derecho, cortando y separando a las fallas con orientación E 143°W, como se muestra con las flechas en la Figura 21 a). La existencia de los desplazamientos indica que se trata de una cuenca de transtensión de tipo *pull apart*, donde nacieron los volcanes Agua Grande y Agua Grande 2. Estos desplazamientos, medidos en campo, miden 31.62 m en la falla del E y de 32.44 m en la falla del W (Figura 21 b)). Por lo tanto, se puede decir que las fallas más antiguas tienen orientación E 45°W, mientras que las más jóvenes tienen orientación NW 65°SE. Este graben se creó por esfuerzos horizontales $\sigma_1 = NW 65^\circ SE$, $\sigma_3 = NE 30^\circ SW$ y σ_2 es vertical.

El graben que está al E de la zona media del área de estudio, también tiene orientación NW 65°SE, que se originó por los esfuerzos horizontales $\sigma_2 = NW 65^\circ SE$ y $\sigma_3 = NE 30^\circ SW$, mientras que σ_1 es vertical. Los domos Xalatlaco, Cantimplora, Roto, Basáltico, Cerro el Judío y Malacatepec crecieron dentro de este graben.

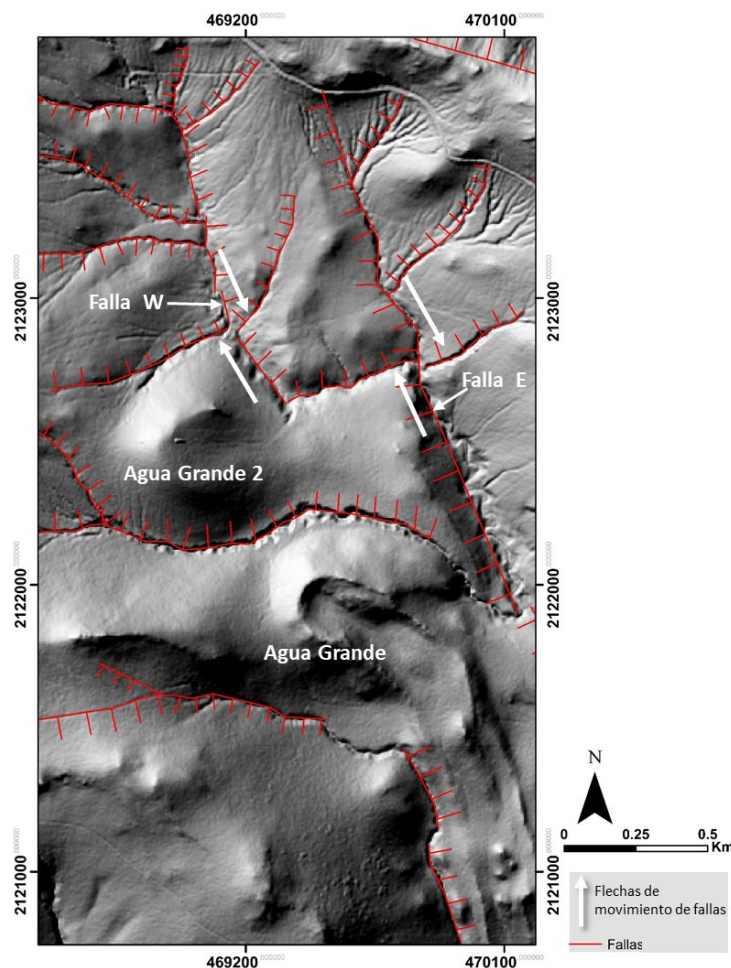


Figura 21 a). Mapa de fallas en el centro del área de estudio y sus movimientos laterales hacia la derecha



Figura 21 b). Mapa de fallas en el centro del área de estudio y sus movimientos

6.2. Geología y estilo eruptivo

En y cerca del área de estudio existen 14 domos. De estos, cuatro pertenecen a la Sierra de las Cruces y al volcán Ajusco, los cuales ya habían sido estudiados y datados previamente. De los otros 10 domos, ocho fueron identificados por primera vez, los otros dos domos (Quepil y el Cerro el Judío) ya habían sido identificados y el domo Quepil fue datado por Jaimes-Viera et al (2018), como ya se ha explicado en los antecedentes. Los otros ocho domos que se identificaron con la imagen satelital, el DEM y el trabajo de campo, se nombraron de la siguiente manera: Domo Xalatlaco, Domo Basáltico, Domo Cantimplora, Domo Cañada 1, Domo Cañada 2, Domo Cantimplora, Domo Malacatepec y Domo Roto. Se calcularon sus volúmenes y se clasificaron en cuatro grupos: el de los domos gigantes compuesto por los domos de la Sierra de las Cruces y el volcán Ajusco (0.2 a 5 km³). El grupo de los domos grandes se compone del Domo Roto, el Cerro el Judío y los domos Quepil 1 y 2 (0.09 a 1 km³). Los domos medianos son el Domo Cantimplora y el Domo Malacatepec (0.01 a 0.09 km³). El grupo de los domos pequeños se compone del Domo Xalatlaco, Domo Basáltico y los domos Cañada 1 y 2 (0.001 a 0.01 km³) (Tabla 2 y Figura 22).

Tabla 2. Volumen de los domos presentes en el área de estudio (las estructuras resaltadas en negritas se usaron como referente de tamaño, ya que no se encuentran dentro del área de estudio).

Grupo	Domo	Volumen (Km ³)
Domos pequeños	Domo Xalatlaco	0.00654
	Domo Basáltico	0.00791
	Domo Cañada 1	0.00550
	Domo Cañada 2	0.00911
Domos medianos	Domo Cantimplora	0.01861
	Domo Malacatepec	0.01660
Domos grandes	Domo Roto	0.09300
	Cerro El Judío	0.07117
	Quepil 1	0.18500
	Quepil 2	0.17400
Domos Gigantes	Ajusco	4.905302
	La Palma 1	0.751333
	La Palma 2	0.274484
	Los Picachos	0.485293

En el área de estudio hay también 5 conos de escoria, entre los que se encuentran los volcanes Panza y Agua Grande que ya habían sido identificados y se habían empezado a estudiar en el trabajo realizado por Delgado y Martin Del Pozzo (1993).

Como se mencionó, con el procesamiento de la imagen satelital con el filtro sobel y con el DEM se identificaron los volcanes Agua Grande 2, Volcancito y Cono Quepil. Existe también una lava fisural, Zorrillo, que se había empezado a estudiar también en el trabajo realizado por Delgado y Martin Del Pozzo (1993). Los volúmenes de los conos de escorias están entre 0.02770 y 0.00168 Km³ y de sus lavas entre 0.67680 y 0.01170 Km³ (Tabla 3 y en la Figura 23). Los volúmenes de la lava fisural y la lava del Dique varían entre 0.00213 y 0.15403 Km³.

Tabla 3. Volúmenes de los conos volcánicos presentes en el área de estudio.

Volcán	Volumen del cono (Km ³)	Volumen de la lava (Km ³)	Volumen total (Km ³)
Panza	0.02770	0.07671	0.11621
Volcancito	0.00176	0.00994	0.01170
Cono Quepil	0.00168	0.04180	0.04944
Agua Grande	0.01160	0.67780	0.68944
Agua Grande 2	0.002223	0.02910	0.05137

Tabla 4. Volúmenes de la fisura y dique presentes en el área de estudio.

Volcán	Volumen del cono (Km ³)	Volumen de la lava (Km ³)	Volumen total (Km ³)
Zorrillo	0.000103	0.15390	0.15403
Dique	-----	0.00213	0.00213

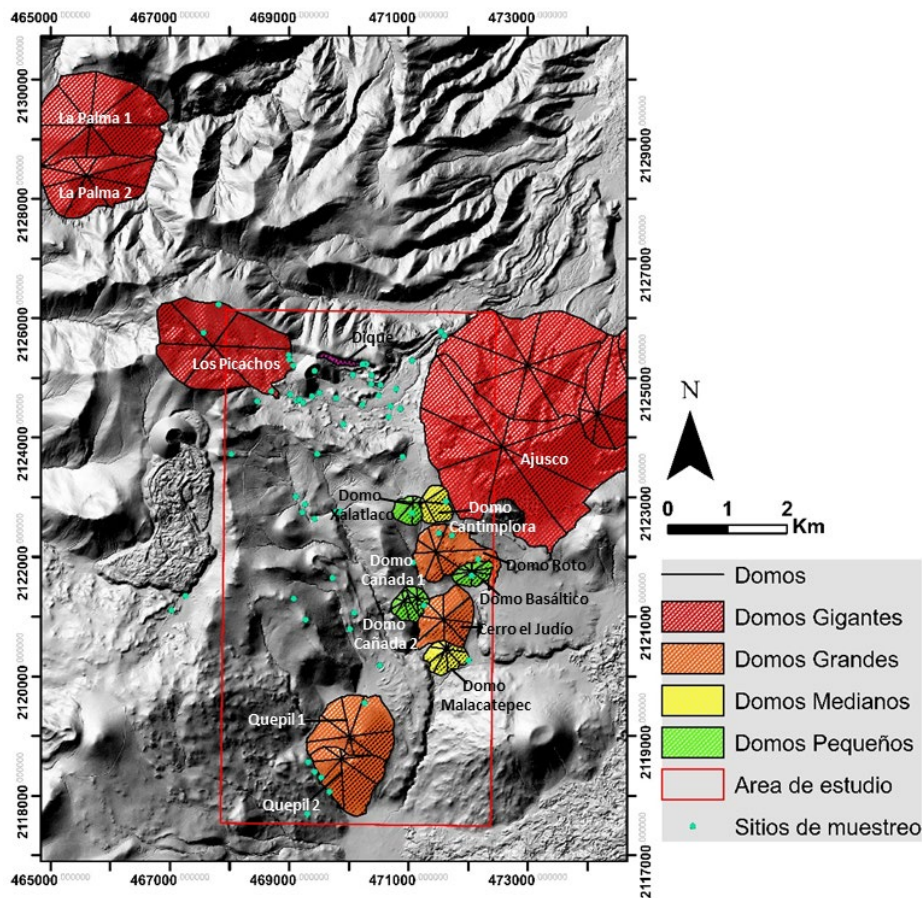


Figura 22. Mapa de los domos y su clasificación según su volumen. El área de estudio se señala dentro del recuadro rojo. Los volcanes que quedan fuera del área de estudio se usaron solo como referencia a los tamaños de los domos

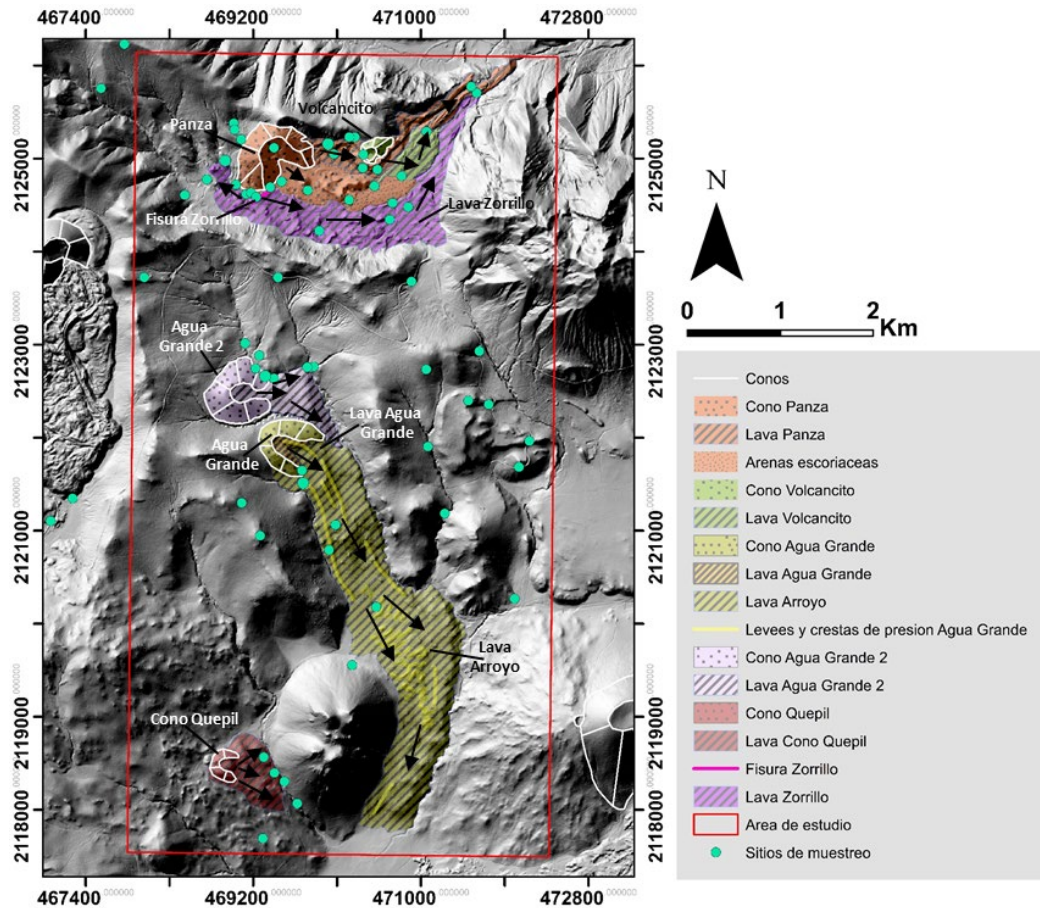


Figura 21. Ubicación de los conos volcánicos y sus lavas presentes en el área de estudio. Las flechas indican las direcciones de flujo de las lavas.

Los diagramas de ubicación N-S y E-W vs. volumen muestran que los domos gigantes, pertenecientes al sur de la Sierra de las Cruces y al volcán Ajusco están al norte y en las orillas E y W del área de estudio. Los domos grandes, medianos, pequeños y los conos de escoria se encuentran en la parte central (Figuras 24 y 25).

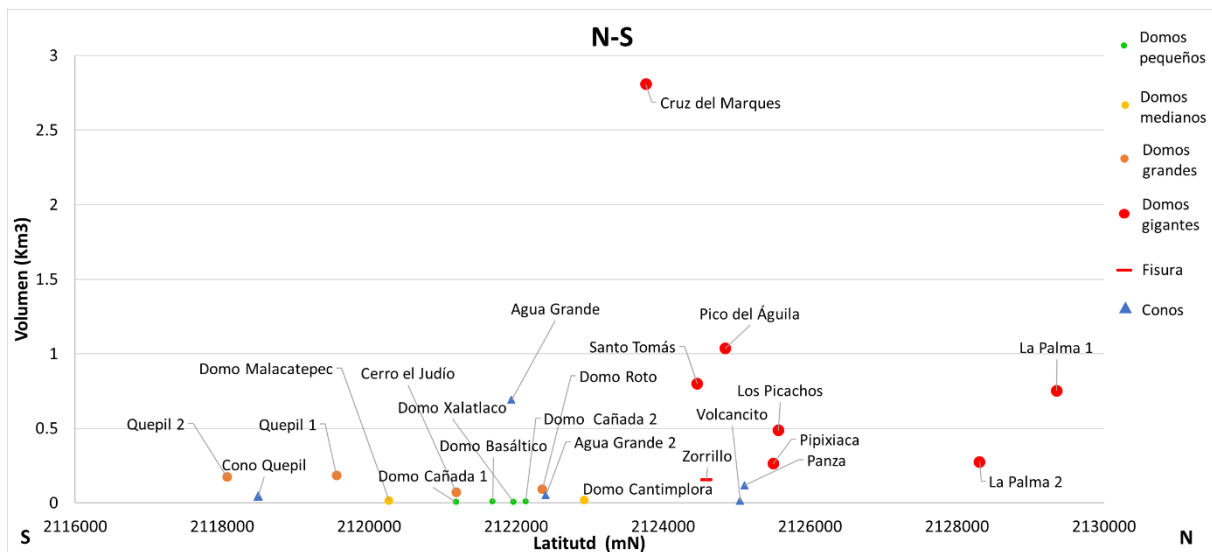


Figura 24. Gráfica de dirección N-S vs. volumen

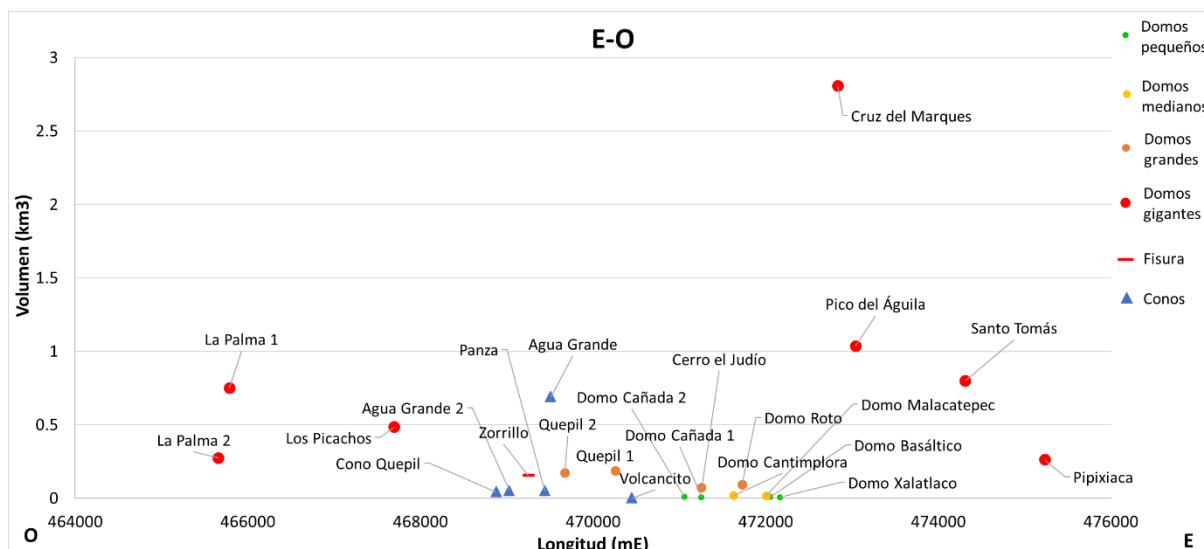


Figura 25. Gráfica de dirección E-O vs volumen.

A. Volcán Ajusco y sur de la Sierra de las Cruces

La Sierra de las Cruces tuvo una larga actividad volcánica que se caracterizó por la construcción de grandes domos y complejos volcánicos. Una porción de la parte sur de la Sierra de las Cruces se encuentra dentro del área de estudio, la cual corresponde al volcán Los Picachos y al derrame la lava Apilulco. Así mismo, cerca del área de estudio está el volcán Ajusco, que también se caracteriza por haber tenido actividad volcánica que dio origen a cuatro domos dacíticos y andesíticos. Dentro del área de estudio está el borde del domo dacítico Cruz del Marqués.

A.1. Volcán Ajusco

El borde del domo Cruz del Marqués pertenece a los domos gigantes del volcán Ajusco y se formó hace 3.43 ± 42 Ma. Su superficie está muy suavizada y presenta un circo glaciar en la parte central (Figura 26). El SE del domo tiene una pendiente $>45^\circ$ y hacia el SW las pendientes son más suaves. El vulcanismo que tuvo este domo fue efusivo acompañado por flujos piroclásticos de bloques y ceniza originados principalmente por colapsos gravitacionales (Romero, 1998).

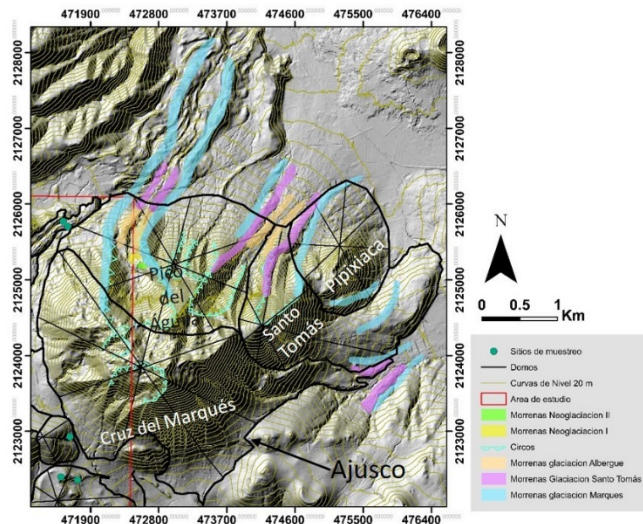


Figura 26. Volcán Ajusco. Dentro del cuadro rojo se muestra el área de estudio (Modificado de Romero, 1998 y Vázquez y Heine, 2011)

A.2. Volcán Los Picachos

Este volcán pertenece a la Sierra de las Cruces y está alineado con el volcán Ajusco, se clasificó como parte de los domos gigantes. Actualmente está muy erosionado, por lo que ha perdido su morfología original (Figura 27). En su cima tiene un circo glaciar, donde las rocas muestran estrías originadas por el avance y retroceso de los glaciares originados durante la glaciación El Marqués, hace 27,000 años (White, 1987). Dentro del circo hay barrancas formadas por corrientes de agua. Este volcán tiene pendientes internas de 20° y externas de 15°. Debido a la gran cantidad de vegetación y suelo, no se identificaron depósitos piroclásticos asociados y solo en las partes más altas se observan grandes bloques de lava fracturada.

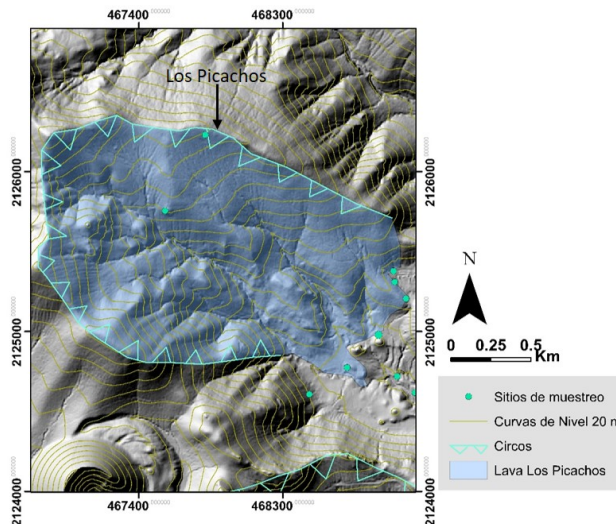


Figura 27. Volcán Los Picachos sombreado en color azul

A.3. Lava Apilulco

Las lavas cubren la parte media del área de estudio y subyacen a los volcanes Agua Grande y Agua Grande 2 (Figura 28).

Es un derrame de lava que, al igual que Los Picachos, tiene un circo glaciar en la parte más alta, que probablemente también fue originado en la glaciación El Marqués

hace 27,000 años. Sin embargo, no se observan lavas estriadas. Tanto la parte interna, como la externa de la estructura tienen pendientes de hasta 20° . Solo se pueden distinguir los bloques de lava más grandes en las partes más altas debido a que están cubiertos por los depósitos de volcanes más jóvenes y suelo.

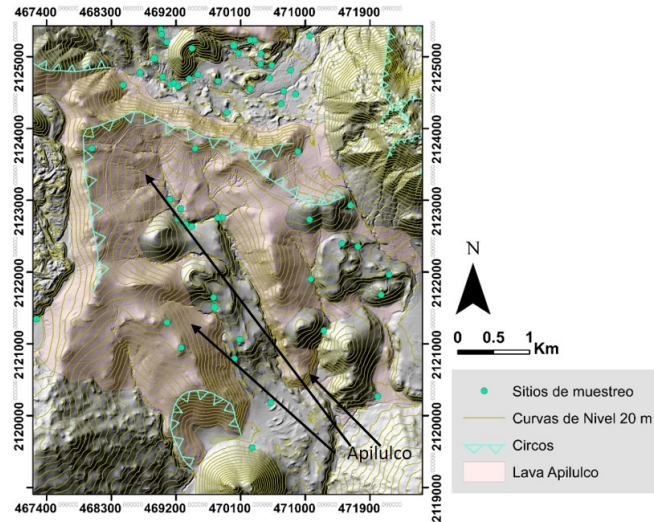


Figura 28. Lava Apilulco sombreada en color rosa

A.4. Dique

En la parte norte del área de estudio, entre los conos de escoria Panza y Volcancito, aflora un dique (Figura 29). Las pendientes de sus bordes son casi de 90° . Su erupción fue efusiva, ya que no se observan flujos piroclásticos asociados. Su parte más baja está cubierta por un derrame de lava y la más alta por las escorias, ambos depósitos del volcán Panza.

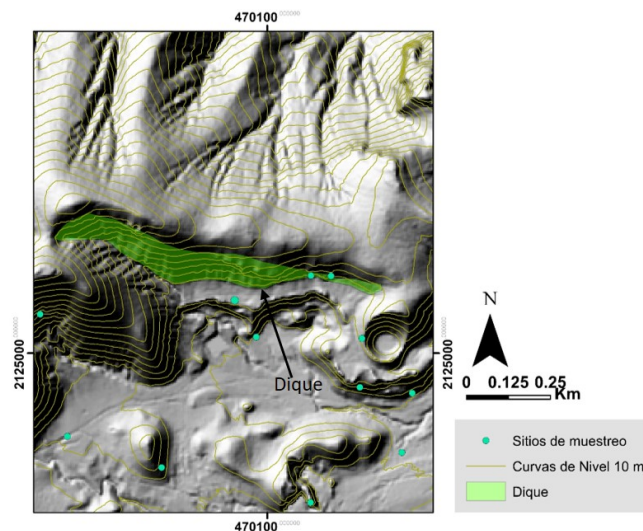


Figura 29. Dique sombreado en color verde

B. Domos

Los domos están cubiertos por suelo y vegetación, por lo que, en las partes más altas, o antiguas canchales afloran las rocas y donde se pueden ver las estructuras de las

lavas. En el DEM LiDAR, en las imágenes satelitales de Google Earth y en campo se puede notar que los domos presentan morfologías erosionadas.

B.1. Domos Quepil

Los domos Quepil pertenecen a los domos grandes. Está compuesto por dos domos con morfologías muy parecidas (Figura 30). Ambos domos, se encuentran cubiertos por vegetación en las partes más bajas y media, mientras que las partes más altas están parcialmente descubiertas y se pueden observar sus lavas rojizas en forma de picos o espinas; por lo que se puede decir que es un domo tipo peleano, aunque no cumple estrictamente con las características de este tipo de domos.

Se formaron por actividad efusiva, no se identificaron flujos piroclásticos. El domo que está al N fue el primero en nacer (Quepil 1), mientras que el domo que está al S fue el segundo en crecer (Quepil 2), ya que cubrió una pequeña parte del Quepil 1. Tienen pendientes de $\sim 40^\circ$ y en las partes más altas, en las espinas las pendientes llegan a ser de hasta 80° .

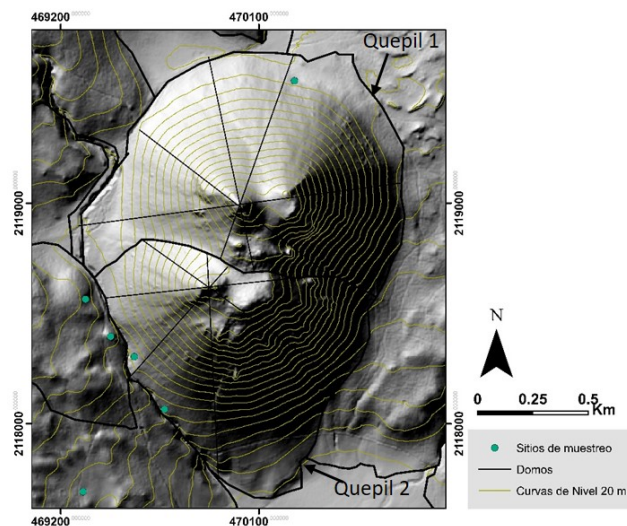


Figura 30. Domos Quepil 1 y 2

B.2. Cerro el Judío

Pertenece a los domos grandes. Es un domo tipo torta, su forma no es perfectamente redonda, ya que está ligeramente alargado en dirección NE-SW (Figura 31). Su punto más alto está en la parte central y la pendiente más abrupta es el SW del domo ($\sim 35^\circ$) y la menor pendiente el NE ($\sim 15^\circ$). Se formó por actividad efusiva, sin flujos piroclásticos asociados.

La vegetación y el suelo son muy abundantes, tanto que las lavas solo pueden observarse en algunas partes en el contacto con los domos Cañada 1 y Cañada 2 que se encuentran al W del domo. Las rocas que afloran están cubiertas por una capa superficial muy intemperizada.

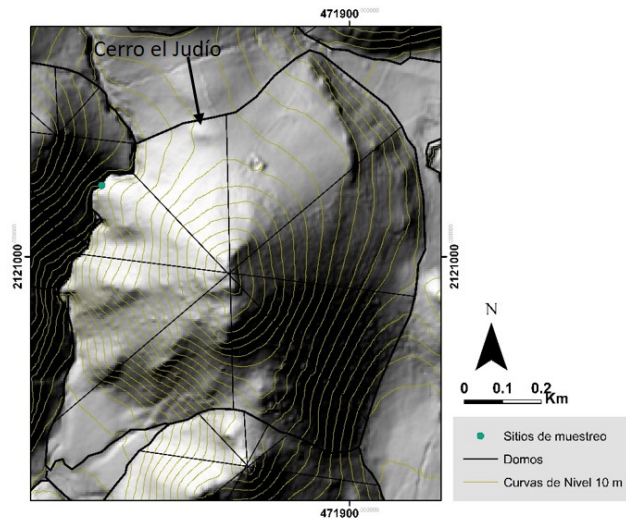


Figura 31. Domo Cerro el Judío

B.3. Domo Cañada 1

Pertenece a los domos pequeños. Es un domo tipo torta que tiene morfología muy suavizada. La parte más alta del domo está en la zona central y su lado SW está parcialmente cubierto por el Domo Cañada 2 (Figura 32). Al SE del domo la pendiente es ligeramente más abrupta ($\sim 30^\circ$) que en el resto del domo ($\sim 20^\circ$).

Se originó solo por actividad efusiva, ya que no se identificó algún flujo piroclástico. En campo no se observa ninguna morfología de sus lavas rojizas, ya que lo cubre una gruesa capa de suelo y vegetación. La lava solo se puede observar en la parte más baja de la cañada en algunas partes que colindan con el Cerro el Judío, al SE.

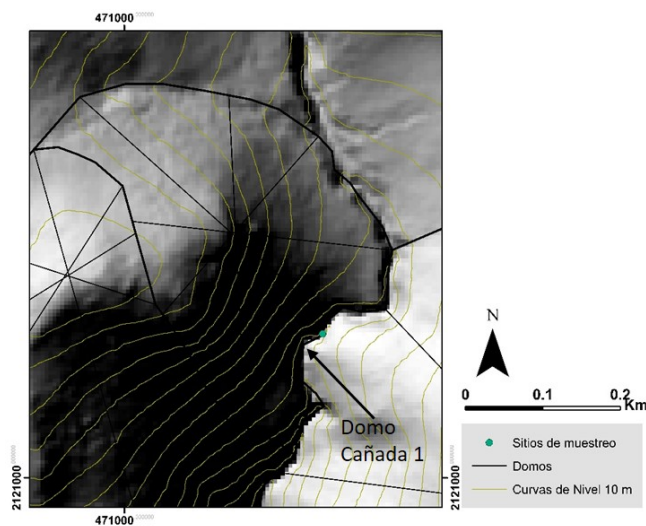


Figura 32. Domo Cañada 1

B.4. Domo Cañada 2

Este domo también pertenece a los domos pequeños. También es un domo tipo torta que se formó por actividad efusiva, tiene morfología suavizada. La parte más alta se encuentra en la zona NE del domo y está un poco alargado en dirección NNO-SSE, debido a que fluyó un poco sobre una parte del Domo Cañada 1 (Figura 33). Al SE del domo está la pendiente más abrupta ($\sim 35^\circ$), mientras que la pendiente en el resto

del domo es de $\sim 15^\circ$. Su actividad fue solo efusiva, ya que no se identificaron flujos piroclásticos asociados a su erupción. Al igual que sucede con el Domo Cañada 1, en el campo no se observa la morfología de sus lavas, ya que está cubierto por grandes cantidades de suelo y vegetación. Se pueden observar algunas de sus lavas en la cañada, en el límite con el Cerro el Judío, al SE.

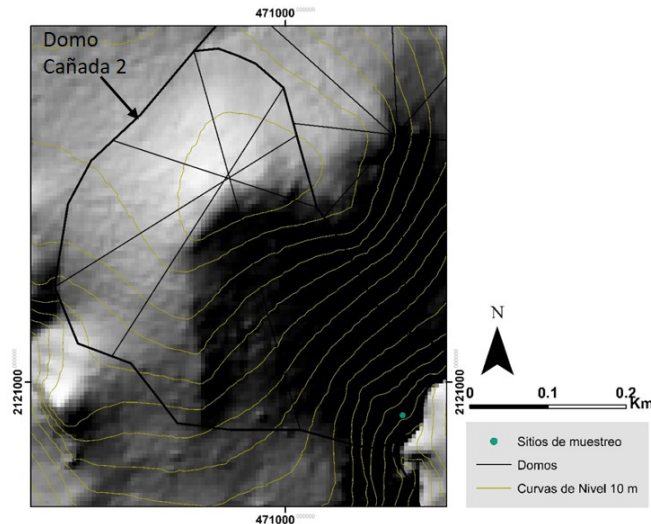


Figura 33. Domo Cañada 2

B.5. Domo Malacatepec

Este domo es parte del grupo de domos medianos. Es un domo tipo torta compuesto por pequeños lóbulos. Está ligeramente alargado en dirección E-O. Se emplazó cerca del domo Cerro el Judío, lo que hizo que se extendiera más al S, siendo la parte N del domo la más alta. Las mayores pendientes están en el W del domo, con $\sim 40^\circ$, mientras que la pendiente menos abrupta está al E del domo con $\sim 10^\circ$ (Figura 34). No se identificaron flujos piroclásticos, por lo que solo tuvo actividad efusiva. Presenta grandes cantidades de suelo y vegetación. En algunas partes, especialmente al S, se pueden observar sus lavas con diaclasas verticales.

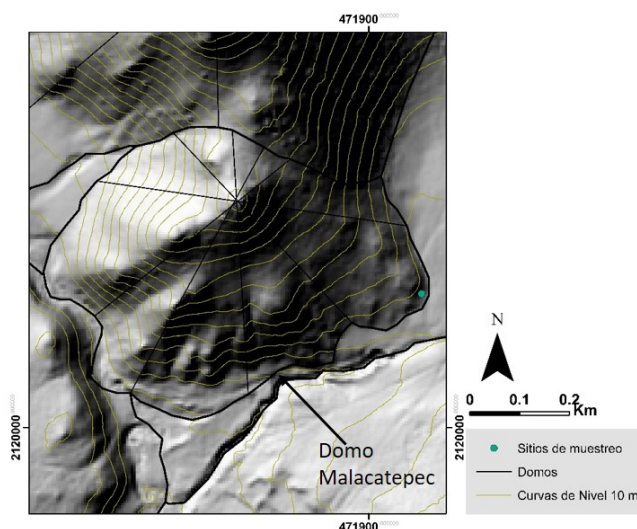


Figura 34. Domo Malacatepec

B.6. Domo Basáltico

Es parte del grupo de los domos pequeños. Es tipo torta, tiene forma alargada en dirección ENE-WSW, indicando la posible orientación de la falla que le dio origen (Figura 35). La parte más alta del domo está en la zona central y la parte más empinada es su orilla SE ($\sim 30^\circ$), mientras que la más plana está al NE ($\sim 10^\circ$).

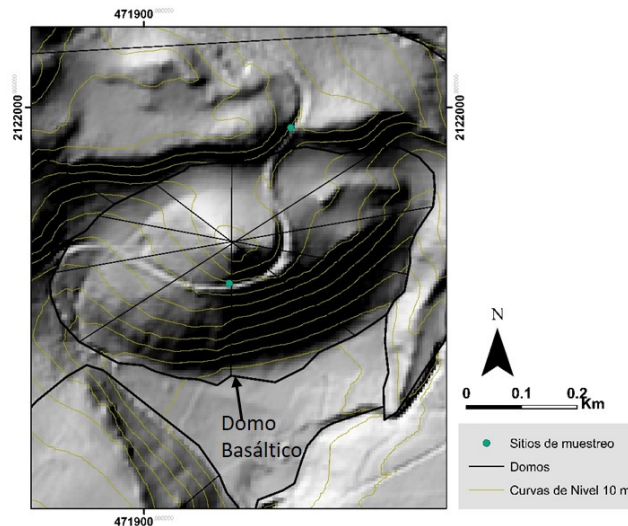


Figura 35. Domo Basáltico

La erupción de este domo también fue efusiva, ya que no se identificaron flujos piroclásticos asociados.

El suelo y la vegetación sobre este domo están en cantidades similares a las del Domo Roto, por lo que en las más altas se pueden observar sus lavas color gris oscuro con diaclasas verticales y diagonales muy marcadas.

B.7. Domo Cantimplora

Pertenece a los domos medianos. Tiene una ligera forma de herradura, formada por la unión de dos lóbulos de lava tipo torta casi idénticos (Figura 36). Al E del domo, donde se unen los dos lóbulos está la mayor pendiente ($\sim 30^\circ$), mientras que el resto del domo tiene pendientes homogéneas de $\sim 20^\circ$.

Es probable que los dos lóbulos se hayan originado simultáneamente de manera efusiva. Encima del domo hay un flujo piroclástico de bloques y ceniza, cuyos bloques parecen ser iguales a la lava del domo, por lo que probablemente se formó al momento de la erupción. Sobre este domo hay mucha vegetación y suelo. La forma de herradura se acentuó gracias a la extracción de la lava del domo, ya que este lugar es una cantera abandonada, aquí es donde aflora la mayor parte de su lava visible, que también está cubierta por una capa intemperizada y oxidada.

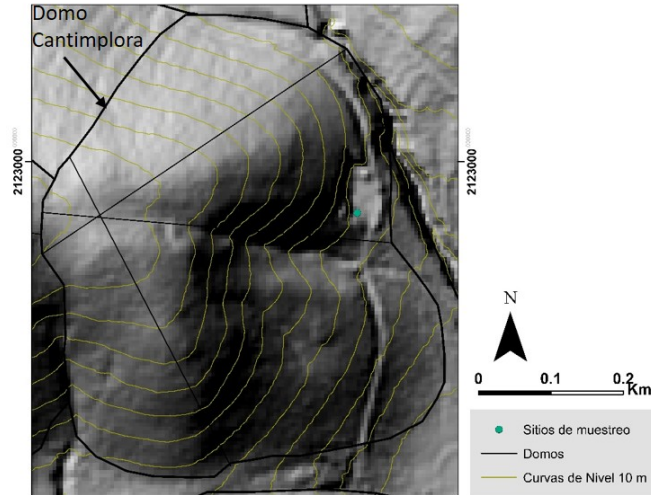


Figura 36. Domo Cantimplora

B.8. Domo Xalatlaco

Pertenece a los domos pequeños. Es un domo tipo torta que no es completamente circular y se compone de un solo lóbulo. Fluyó ligeramente hacia el S y SW debido a la pendiente del relieve preexistente (Figura 37). La parte E del domo está parcialmente cubierta por el Domo Cantimplora y su parte más alta está en el N. El SE del domo tiene una pendiente de 20° , ligeramente más empinada que el resto que tiene pendiente de $\sim 15^\circ$.

No se identificaron flujos piroclásticos asociados, por lo que solo tuvo actividad efusiva. Está cubierto por suelo y vegetación; sin embargo, en la cima hay zonas donde sobresale su lava muy intemperizada y con diaclasas.

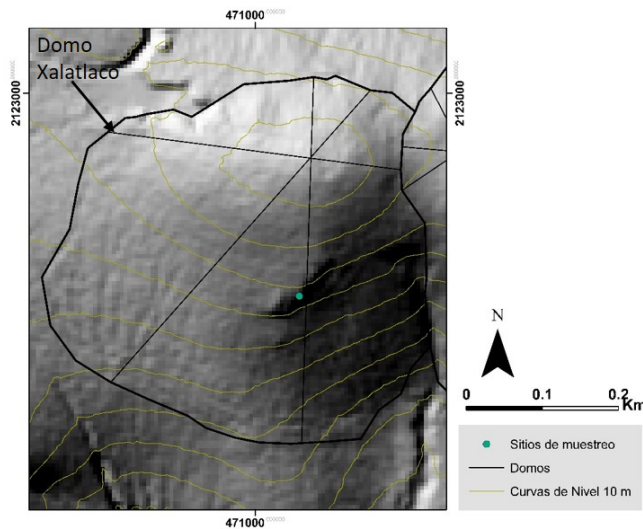


Figura 37. Domo Xalatlaco

B.9. Domo Roto

Este domo pertenece al grupo de los domos grandes. Es un domo tipo couleé que tiene forma irregular (Figura 38). Las pendientes más abruptas se encuentran en los bordes del domo ($\sim 30^\circ$), y la zona más alta y plana está en su cima. Su erupción fue

efusiva y no tiene flujos piroclásticos asociados. Su lava es de bloques y fluyó hacia la zona de mayor pendiente, hacia el E rodeando al Domo Basáltico.

Tiene una capa de suelo y vegetación menos densa que en los domos Xalatlaco y Cantimplora. Se pueden observar sus lavas en las partes más bajas, donde se distinguen al menos dos flujos de lava bandeada color gris medio y rosa.

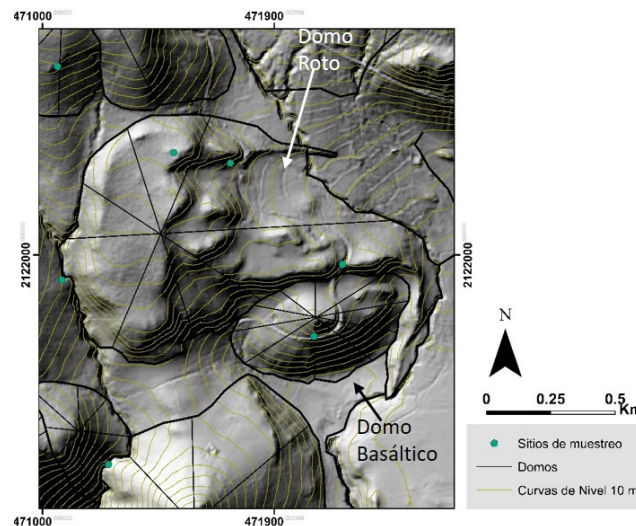


Figura 38. Domo Roto

C. Conos de escoria y fisuras

C.1. Zorrillo

Se encontraron los vestigios de la fisura principal que originó a la lava Zorrillo. La fisura tuvo fases de actividad estromboliana y efusiva, donde se emitieron lavas tipo aa y en bloques. En el área hay gran cantidad de escorias y algunas bombas de hasta 1 m, pero no hay capas que indiquen algún cambio en la violencia de la erupción. La lava es principalmente rojiza y en algunas partes es escoriacea; cerca de la fisura principal es un poco más obscura y algunas bombas son negras. Hay escoria esparcida en toda el área sombreada en morado (Figura 39), diferente que la escoria del Volcán Panza.

Detrás de la lava fisural Zorrillo principal hay un depósito de oleadas con estructuras de impacto debajo de las escorias del Zorrillo. Cerca de esta lava fisural hay un depósito de arenas fluviales, lo que también indica la presencia de agua al momento de la erupción.

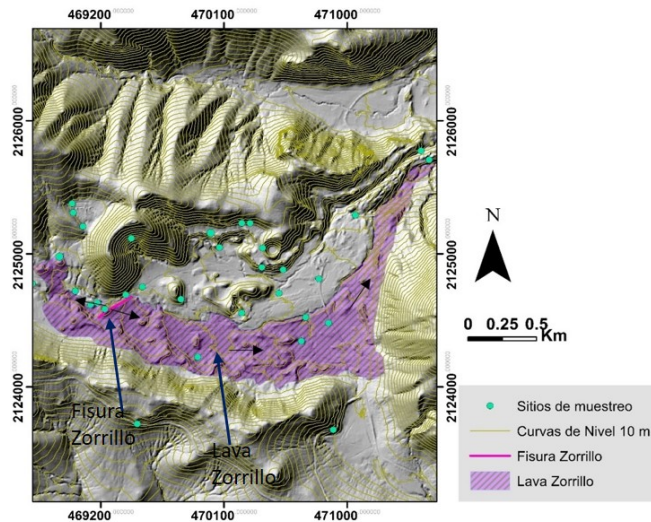


Figura 39. Fisura y lava fisural Zorrillo. Las flechas indican la dirección de la lava

C.2. Cono Quepil

Cerca de los domos Quepil hay un pequeño cono de escoria muy erosionado que tiene forma de herradura con orientación SE. No tiene *hummocks* a sus alrededores (Figura 40).

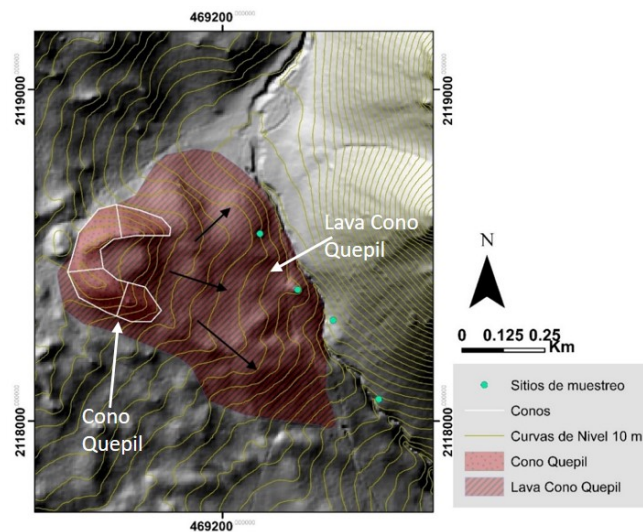


Figura 40. Cono y lava Quepil. Las flechas indican la dirección de la lava. Su cono de escorias en achurado de puntos y su lava en achurado de líneas.

La pendiente de su cono es $\sim 20^\circ$. Tiene grandes cantidades de suelo y vegetación, por lo que solo en las partes más bajas se puede observar su escoria. Esto indica que también tuvo actividad estromboliana con actividad efusiva que produjo un derrame de lava en bloques. La lava solo se observa en el límite con los domos Quepil. Estas lavas fluyeron pendiente abajo hacia los domos Quepil y adoptaron la morfología de las lavas que se encuentran debajo de ellas, pero sus formas están ligeramente más suavizadas.

C.3. Volcán Agua Grande 2

Es también un cono de escorias con forma de herradura con orientación hacia el E, tampoco presenta hummocks cerca de la herradura (Figura 41). Su cono tiene pendientes de $\sim 25^\circ$. El cono tiene grandes cantidades de vegetación y suelo, por lo que no fue posible tomar muestras de su escoria en el cono, solo en las partes más bajas y cercanas a un riachuelo que lo bordea. Tuvo también actividad estromboliana y actividad efusiva que formó un derrame de lava en bloques. Se observa una pequeña parte de su derrame de lava solo cerca del camino y del riachuelo; el resto de la lava está debajo del cono y de la lava del volcán Agua Grande. Sus lavas no muestran estructuras de flujo.

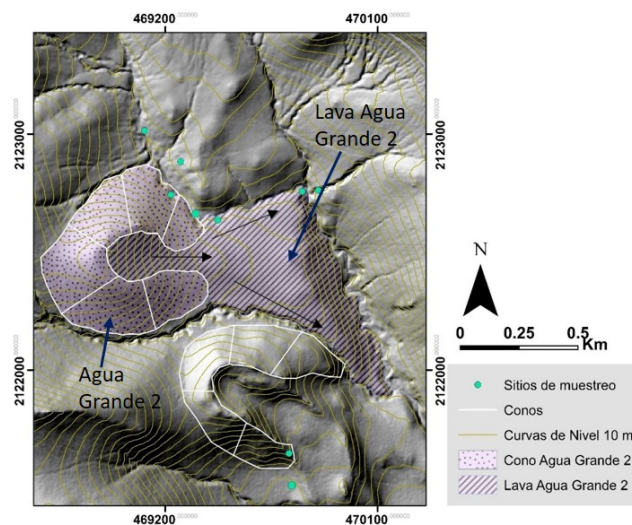


Figura 41. Cono y lava Agua Grande 2. Las flechas indican la dirección de la lava. Su cono de escorias en achurado de puntos y su lava en achurado de líneas.

C.4. Volcán Agua Grande

Es un cono de escoria que también tiene forma de herradura con orientación al SE. Sin embargo, cerca de este cono no se observan *hummocks*. El cono está alargado en dirección NO-SE y su pendiente es de $\sim 25^\circ$ (Figura 42).

Tiene mucha vegetación y suelo, pero en algunas partes bajas aún se puede observar la escoria del cono, que muestra que tuvo actividad estromboliana. Tuvo también actividad efusiva que dio origen a dos derrames de lava que en las imágenes satelitales parecen ser pahoehoe, pero en campo se observan lavas en bloques. Un derrame cubre parte del cono de escorias (lava Agua Grande) y el otro rodea a los domos Quepil (lava Arroyo). El DEM muestra que la lava Arroyo tiene levees y crestas de presión, lo que indica que esta lava fluyó más que las lavas de los otros conos de escoria. Sin embargo, en campo estas estructuras están cubiertas por vegetación y suelo que, además, ha sido removido y retrabajado por actividades humanas de agricultura, ganadería y para hacer caminos, por lo que solo sobresalen y se observan las partes más altas de las estructuras.

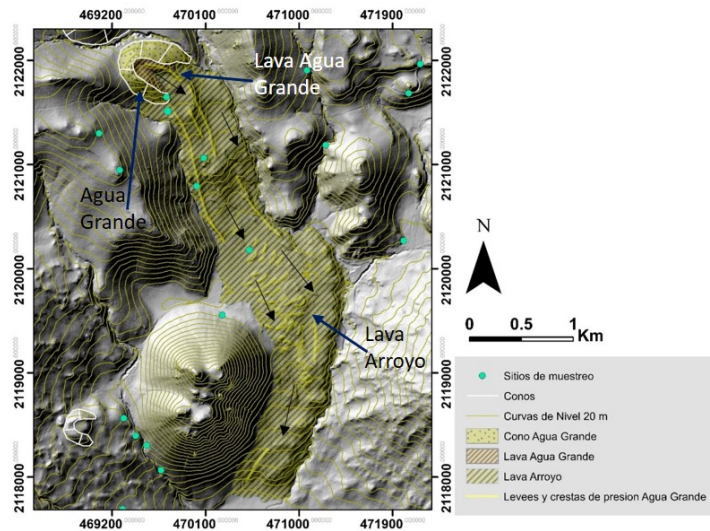


Figura 42. Cono y lava Agua Grande. Las flechas indican la dirección de la lava. Su cono de escorias en achurado de puntos y su lava en achurado de líneas.

C.5. Volcancito

Es el único cono de escorias del área de estudio que no tiene forma de herradura (Figura 43). Las pendientes del cono son de $\sim 35^\circ$. Está rodeado y parcialmente cubierto por un derrame de lava del volcán Panza. La mayor parte de su lava en bloques está debajo de las lavas y escorias del volcán Panza y se encuentran cubiertas por vegetación y suelo que ha sido retrabajado por actividades humanas. Solo afloran al NE del área de estudio en el límite con la carretera.

El cono está cubierto por suelo y vegetación, pero dentro de él se pueden observar sus escorias por lo que tuvo actividad estromboliana y un episodio de actividad efusiva que produjo un derrame de lava en bloques.

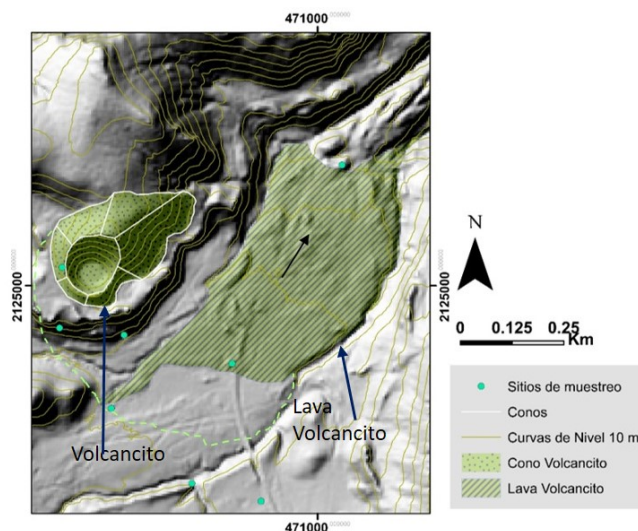


Figura 43. Cono y lava Volcancito. Las flechas indican la dirección que siguió la lava. La línea punteada indica un área probablemente cubiera la lava.

C.6. Volcán Panza

Es un cono de escorias que tiene forma de herradura orientada hacia el SE (Figura 44). La herradura se formó por la ruptura del cono. Su pendiente es de ~35° en la parte externa, mientras que en la parte interna es de hasta 60°.

Frente a herradura hay varios *hummocks* y un bloque toreva en el que aún se puede observar la estratificación original del cono (Figura 45), lo que demuestra que este volcán tuvo actividad estromboliana con fases ligeramente más violentas. Desafortunadamente, la parte S del bloque toreva, está parcialmente destruida debido a la extracción de la escoria con maquinaria. También tuvo actividad efusiva que originó al derrame de lava en bloques que cubre parcialmente al cono Volcancito y a las partes más bajas de la lava del Dique.

El cono está cubierto por vegetación, lo que dificulta la observación de la escoria.

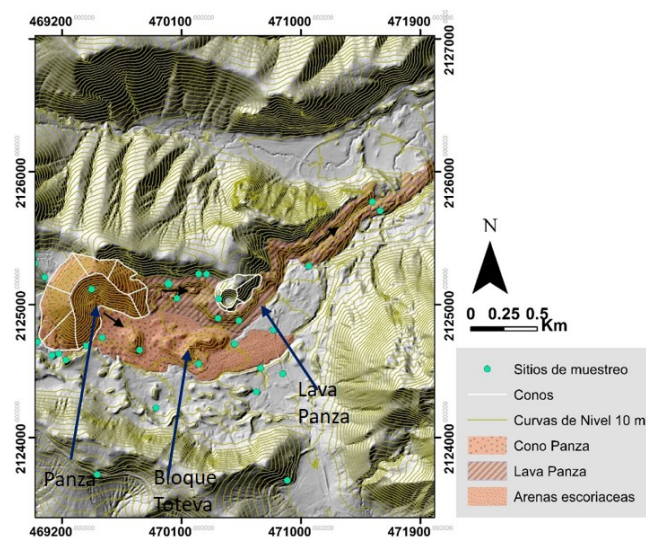


Figura 44. Cono, lava y escoria Panza. Las flechas indican la dirección de la lava y del colapso de escoria. Su cono de escorias en achurado de puntos y su lava en achurado de líneas.

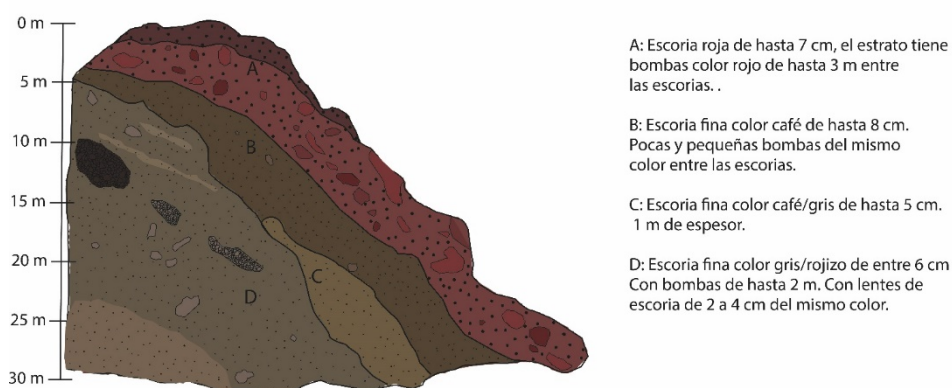


Figura 45. Sección del bloque toreva que muestra la estratificación original del cono del volcán Panza.

6.3. Petrografía

A. Volcán Ajusco y sur de la Sierra de las Cruces

Las lavas de este grupo son de color gris claro a rosa, la lava del Dique tiene bandeamiento de estos dos colores y presenta xenolitos dioríticos. Tienen textura

porfídica con fenocristales de plagioclasa (5-9%); y piroxeno (2-3%) y la muestra de Los Picachos tiene, además anfíboles ($\leq 2\%$). La matriz de la lava Apilulco es microcristalina microlítica y Los Picachos y la lava del Dique tienen matriz pilotaxítica (Tabla 5).

A.1. Volcán Ajusco

La petrografía del domo Cruz del Marqués descrita por Romero (1998) indica que se trata de una dacita porfídica con fenocristales de plagioclasa zoneada y hornblenda en una matriz vítrea. Este domo tiene el menor contenido de olivino y mayor contenido de hornblenda con respecto a los demás domos del Ajusco, sus plagioclasas tienen textura esqueletal y la hornblenda está sustituida por ferromagnesianos.

A.2. Volcán Los Picachos

Es una andesita/dacita porfídica color gris medio. Es hipocristalina (92% cristales y 8% vidrio). Tienen textura porfídica (<14% cristales y >86% matriz), con fenocristales de plagioclasa (7%) de 5 tamaños (<0.5 mm, 0.5-1mm, 1.1-2mm, 2.1-3mm, 3.1-4mm) euhedrales y subhedrales, las más grandes están más zoneadas y fracturadas que las más pequeñas.

Tiene fenocristales de anfíboles (<2%) (0.1-1mm) euhedrales y subhedrales con textura esqueletal y con los bordes recrystalizados. Hay clinopiroxenos (< 5%) (0.1-1mm) euhedrales y subhedrales oxidados y pocos minerales opacos intersticiales. Todos estos fenocristales están en una matriz pilotaxítica con microlitos aciculares de plagioclasa (Figura 46).

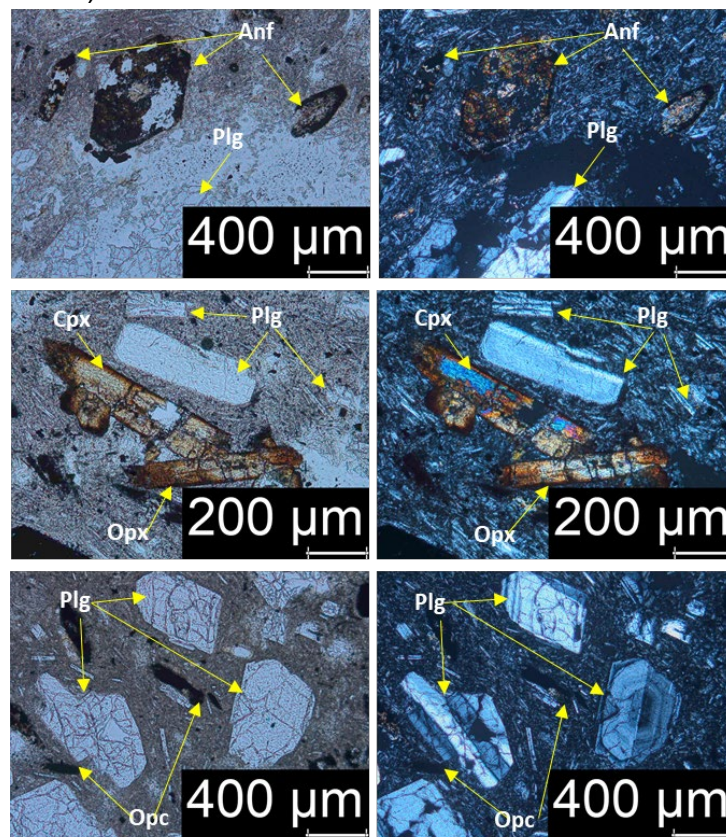


Figura 46. Petrografía de la lava Los Picachos. Las imágenes de la izquierda muestran los minerales identificados con luz natural y las de la derecha los minerales identificados con nicoles cruzados.

A.3. Lava Apilulco

Estas andesitas/dacitas porfídicas, muestran un ligero bandeamiento color gris medio y rojo claro, así como diaclasas.

Las lavas de este volcán son hipocristalinas (90% cristales y 10% vidrio). Tienen textura porfídica (<13% cristales y >87% matriz) con fenocristales de plagioclasa (9%) de 4 distintos tamaños (0.1-1mm, 1.1-2mm, 2.1-3mm, 3.1-4 mm). Las plagioclasas más grandes presentan zoneamiento y las más pequeñas no tienen zoneamiento.

También tiene ortopiroxenos (<4%) euhedrales y subhedrales de 3 tamaños (<0.5mm, 0.5-0.99mm, 1mm). Están fracturados y tienen minerales opacos en su interior y algunos están reemplazados completamente por minerales opacos. Hay también minerales opacos intersticiales (Figura 47). Estos cristales están en una matriz cryptocristalina con microcrolitos de plagioclasas subhedrales y anhedrales.

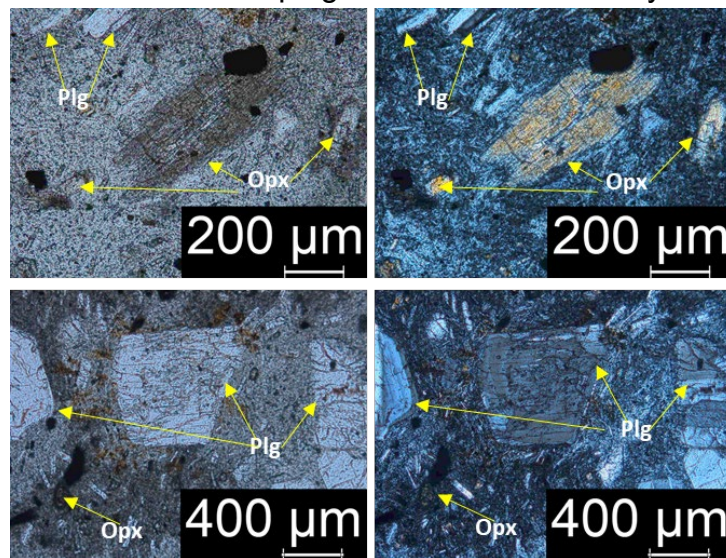


Figura 47. Petrografía de la lava Apilulco. Las imágenes de la izquierda muestran los minerales identificados con luz natural y las de la derecha los minerales identificados con nícoles cruzados

A.4. Dique

En su extremo este, se pueden observar muy bien las andesitas porfídicas bandeadas color gris claro y rosa, presentan diaclasas. Son hipocristalinas (95% cristales y 5% vidrio). Su textura es porfídica (7% cristales y 93% matriz) con fenocristales de plagioclasa (5%) euhedral y subhedral poco fracturadas de 4 diferentes tamaños (<1mm, 1-2mm, 2.1-3mm), las más grandes están más zoneadas. Tiene también fenocristales de ortopiroxeno (3%) (<1 mm) fracturados, con textura esqueletal y con reemplazamiento a minerales opacos. Tiene pocos clinopiroxenos sanos, así como minerales opacos intersticiales y presenta olivino ($\leq 1\%$). Este Dique tiene presencia de xenolitos dioríticos porfídicos muy pequeños, de color gris ricos en plagioclasa, pocos piroxenos y anfíboles.

Los fenocristales están contenidos en una matriz pilotaxítica con microlitos de plagioclasa acicular y subhedral (Figura 48).

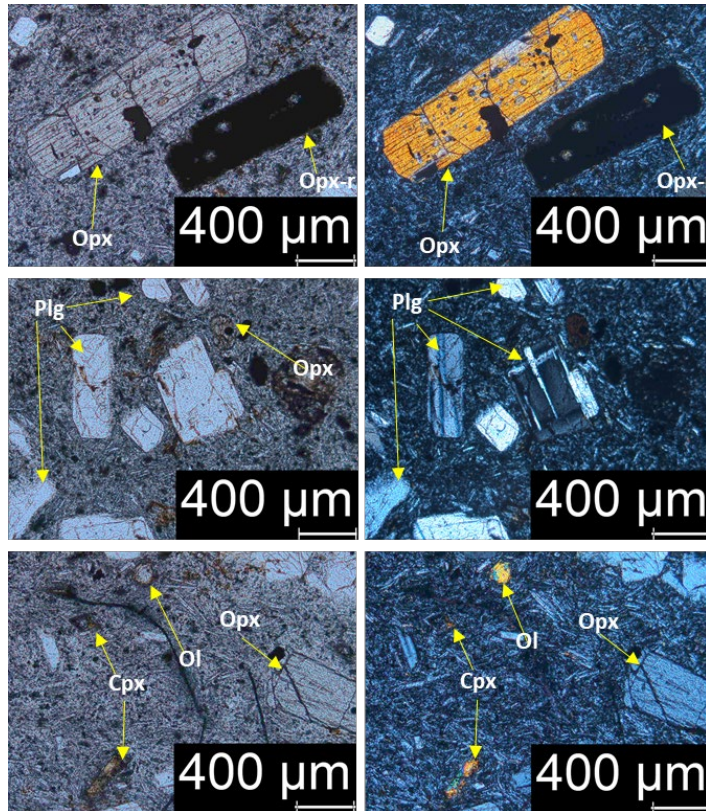


Figura 48. Petrografía de la lava del Dique. Las imágenes de la izquierda muestran los minerales identificados con luz natural y las de la derecha los minerales identificados con nícoles cruzados.

Tabla 5. Petrografía de la Sierra de las Cruces, el volcán Ajusco y el Dique.

Nombre	Clave	Tipo depósito	Clasificación	Textura y matriz	Fenocristales	% fenocristales	% matriz
Ajusco (Romero, 1998)	CM-0 Cruz del Marqués	Lava gris medio y rojiza	Dacita porfídica	Porfídica, matriz vitrea		Plg: 12% Px: 4% Ol: 0% Anf: 4% Opac: 2%	Vitrea 70%
	CM-1 Cruz del Marqués					Plg: 15% Px: 1.5% Ol: 0% Anf: 5% Opac: 1%	Vitrea 75%
	CM-2 Cruz del Marqués					Plg: 18% Px: 1.5% Ol: 0% Anf: 4% Opac: 1.5%	Vitrea 70%
Los Picachos	LVZ?-280122	Lava bandeada gris medio y rojiza	Andesita/dacita porfídica	Porfídica, matriz microcristalina	Plg ≤4 mm Px ≤1mm Anf ≤1 mm	Plg: 7% Px: <5% Anf: <2%	Microcristalina >86%
Apilulco	MASIV-171221	Lava gris medio/azul	Andesita/dacita porfídica	Porfídica, matriz microcristalina	Plg ≤4 mm Px: <1 mm	Plg: 9% Px: <4%	Microcristalina >87%

Nombre	Clave	Tipo depósito	Clasificación	Textura y matriz	Fenocristales	% fenocristales	% matriz
Dique	D-DER-IZQ-120122	Lava bandeada gris claro y color rosa rojizo claro.	Dacita porfídica	Porfídica, matriz microcristalina La parte rojiza tiene casi nula cantidad de cristales.	Plg ≤3 mm. Px ≤1 mm Ol ≤1 mm	Plg: 5% Px: 3% Ol ≤1%	Microcristalina 93%
		Xenolito	Diorita porfídica	Porfídico	Plg ≤4 mm. Anf ≤1 mm Px ≤1 mm	Plg: 50% Anf: <1% Px: <1%	Microcristalina <48%

B. Domos

Las lavas de los domos son color gris claro a rojizas, algunas lavas tienen bandeamiento de estos dos colores y algunos presentan xenolitos dioríticos. Sus texturas son porfídicas con fenocristales de plagioclasa (0-12%); piroxenos (0-5%), anfíboles (0-5%) con textura esqueletal en los domos Quepil, y minerales opacos (0.5-2%). Los domos Quepil y el Domo Xalatlaco presentan grandes xenocristales de plagioclasa ($\leq 1\%$) y los domos Cantimplora, Roto, Malacatepec y Cañada 2 muestran pequeños xenocristales. Los xenolitos y xenocristales indican que estos domos pudieron tener asimilación de rocas de la corteza. El Domo Basáltico, además tiene 5% de olivino, en una matriz pilotaxítica (Tabla 6).

B.1. Domos Quepil

La lava del domo Quepil 1 es una dacita porfídica hipocristalina (97% cristales y 3% vidrio). Tiene textura porfídica (6% cristales y <94% matriz) con fenocristales de anfíbol (3%) subhedrales y euhedrales de 4 tamaños (<0.5mm, 0.5-1mm, 1.1-2mm, 2.1-3mm), algunos tienen reemplazamiento por minerales opacos, otros tienen los bordes oxidados. Hay biotitas carcomidas rodeadas de anfíboles alterados (2%). Tiene muy pocos, pero muy grandes xenocristales de plagioclasas subhedrales (1%). Se observan grandes bahías de disolución y la mayor parte de ellas tienen reemplazamiento por minerales opacos. Hay también minerales opacos intersticiales pequeños en una matriz pilotaxítica con microlitos aciculares de plagioclasa (Figura 49).

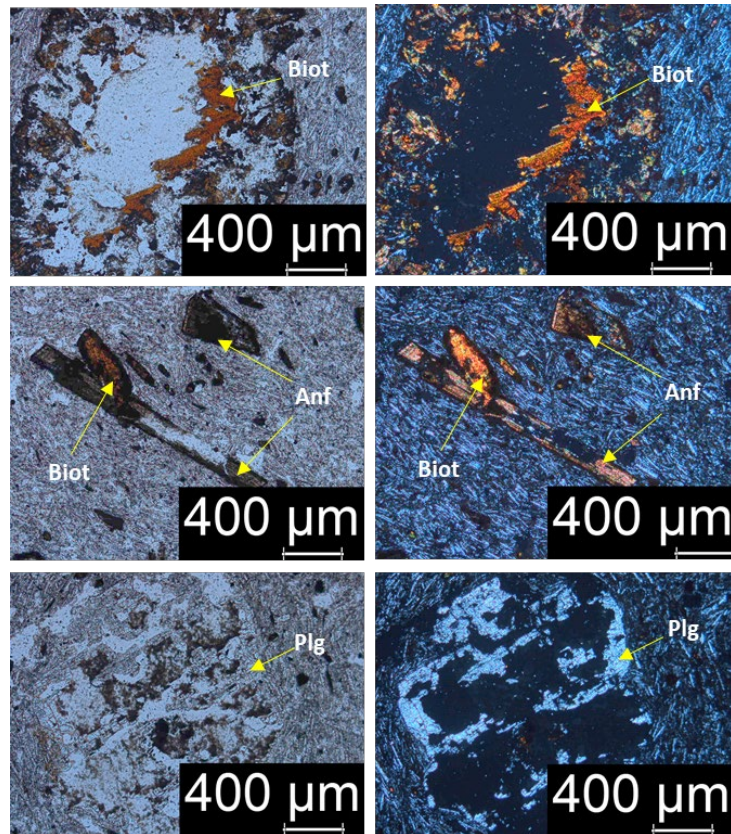


Figura 49. Petrografía Domo Quepil 1. Las imágenes de la izquierda muestran los minerales identificados con luz natural y las de la derecha los minerales identificados con nícoles cruzados.

Las dacitas porfídicas del domo Quepil 2 son (97% cristales y 3% vidrio). Tienen textura porfídica (11% cristales y 89 % matriz) con fenocristales de anfíbol (5%) y piroxenos (1%) de diferentes hasta 3 mm, euhedrales y subhedrales. Tienen los bordes oxidados, pero los más grandes están más oxidados y tienen textura esquelética, están menos oxidados que los del Quepil 1. También tiene xenocristales de plagioclasa (5%) euhedral y subhedral de 5 tamaños diferentes (<1mm, 1.1-2mm, 2.1-3mm, 3.1-5mm, 5mm-1cm). Están muy fracturadas y tienen bahías, tienen bordes de reacción, están fracturadas, carcomidas por dentro y subredondeadas. Hay también algunos minerales intersticiales opacos muy pequeños y redondos en una matriz pilotaxítica con microlitos de plagioclasa aciculares (Figura 50).

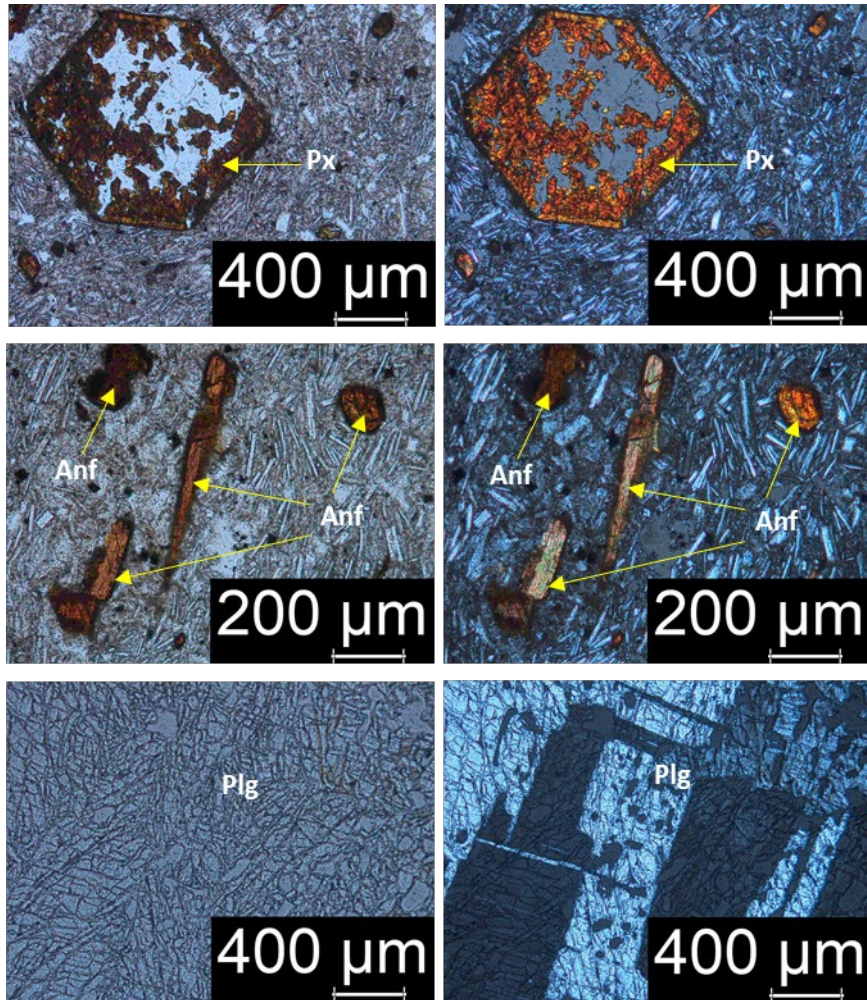


Figura 50. Petrografía Domo Quepil 2. Las imágenes de la izquierda muestran los minerales identificados con luz natural y las de la derecha los minerales identificados con nicoles cruzados.

B.2. Cerro el Judío

Las lavas son dacitas porfídicas hipocristalinas (90% cristales y 10% vidrio) color gris claro con bandas rojiza. Su textura porfídica (12% cristales y 88% matriz) con fenocristales de plagioclasa (9%) subhedral y euhedral de 3 tamaños (<1mm, 1.1-3mm, 3.1-5mm). Las más grandes están fracturadas y más zoneadas que las pequeñas. Tiene anfíboles ($\leq 2\%$) euhedrales y subhedrales de dos tamaños (<1mm, 1.1-2mm) con pocas bahías de disolución y sus bordes están oxidados y algunos están reemplazados por minerales opacos. Tiene ortopiroxenos y clinopiroxenos (3%) pequeños (<1mm) subhedrales y euhedrales, así como pequeños minerales opacos amorfos. Todos estos fenocristales están en una matriz criptocristalina con microlitos de plagioclasa, piroxenos intersticiales, minerales rojizos intersticiales muy pequeños (Figura 51).

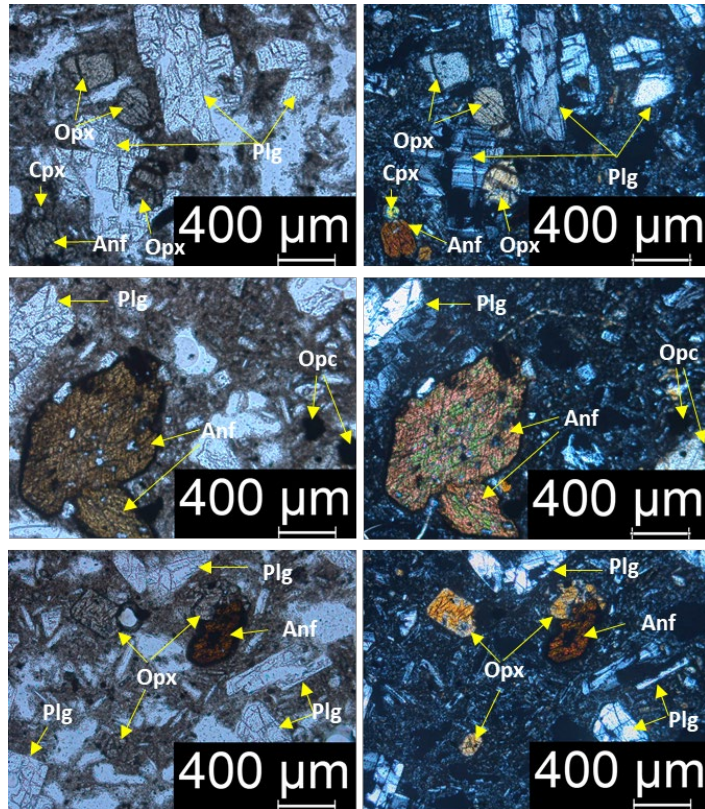


Figura 51. Petrografía Domo Cerro el Judío. Las imágenes de la izquierda muestran los minerales identificados con luz natural y las de la derecha los minerales identificados con nícoles cruzados.

B.3. Domo Cañada 1

Sus dacitas porfídicas color gris claro rojizas son hipocristalina (97% cristales y 3% matriz). Tienen textura porfídica (19% cristales, 80% matriz, 1% vesículas), con fenocristales de plagioclasa (12%) subhedral fracturadas de tres tamaños (<1mm, 1.1-2mm, 2.1-3mm). Las plagioclasas más grandes están más zoneadas y tienen más fracturas que las más pequeñas. Tiene anfíboles (3%) (<2mm) subhedrales, algunos con bahías. Los anfíboles más grandes tienen en su interior crecimiento de minerales opacos. Tiene ortopiroxenos ($\leq 1\%$) (<1mm) subhedrales y euhedrales, con bahías, los más pequeños tienen los bordes alterados por óxidos y muy pocos están completamente reemplazados. Los clinopiroxenos son subhedrales y están sanos. Hay pequeños minerales opacos anhedral intersticiales (Figura 50). Tiene pocas y pequeñas vesículas redondeadas y subredondeadas. Los fenocristales están sobre una matriz pilotaxítica con microlitos de plagioclasa, muy poco ortopiroxeno intersticial semiorientados (Figura 52).

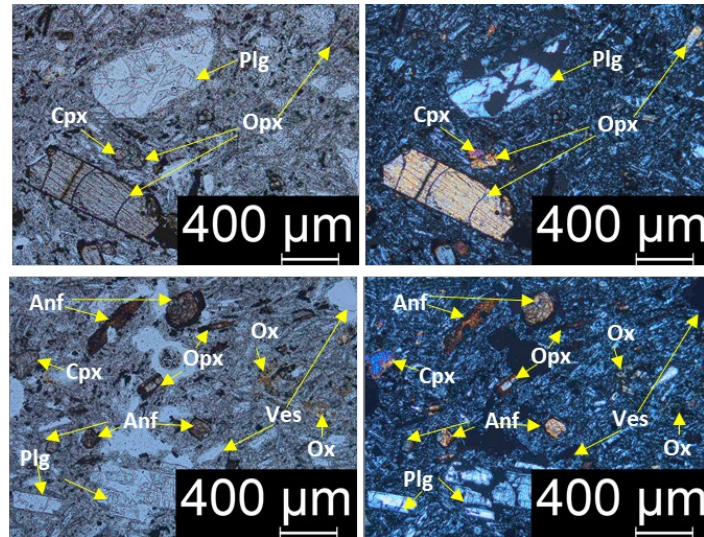


Figura 52. Petrografía Domo Cañada 1. Las imágenes de la izquierda muestran los minerales identificados con luz natural y las de la derecha los minerales identificados con nícoles cruzados.

B.4. Domo Cañada 2

Sus dacitas porfídicas son hipocristalina (97% cristales y 3% matriz). Tienen textura porfídica (13% cristales y 87% matriz) con fenocristales de plagioclasa (6%) euhedrales y subhedrales de 4 diferentes tamaños (<0.5mm, 0.51-1mm, 1.1-2mm, 2.1-3mm). Algunas de las más grandes presentan zoneamiento y tienen pequeños minerales opacos al interior. Tiene pocos y pequeños glomerocristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno ($\leq 1\%$), los de clinopiroxeno tienen los bordes un poco alterados por oxidación. Tiene también ortopiroxenos (2%) subhedrales y euhedrales de 3 tamaños (<1mm, 1.1-2mm, 2.1-3mm), los grandes y medianos tienen pocos minerales opacos al interior, bahías y muy pocos piroxenos grandes tienen reemplazo total. Los pequeños son anhedral redondos. Hay poco clinopiroxeno (1%) subhedral. Hay anfíboles (3%) de dos tamaños (<1mm, 1.1-2mm), los más pequeños tienen forma anhedral redondeada y son los menos abundantes, todos presentan poca alteración en sus bordes. Los más grandes tienen forma subhedral y euhedral; los euhedrales están fracturados, rotos y tienen bahías que presentan oxidación. Tiene pocos minerales opacos intersticiales, los presentes son pequeños subhedrales. Presenta xenolitos dioríticos porfídicos (<1%) color gris medio con cristales de plagioclasa (3%) ($\leq 2\text{mm}$) y piroxenos (<1%) (1mm). Estos fenocristales se encuentran en una matriz criptocristalina con microlitos de plagioclasa, pocos piroxenos, minerales opacos intersticiales. Además, tiene 1% de vesículas redondas (Figura 53).

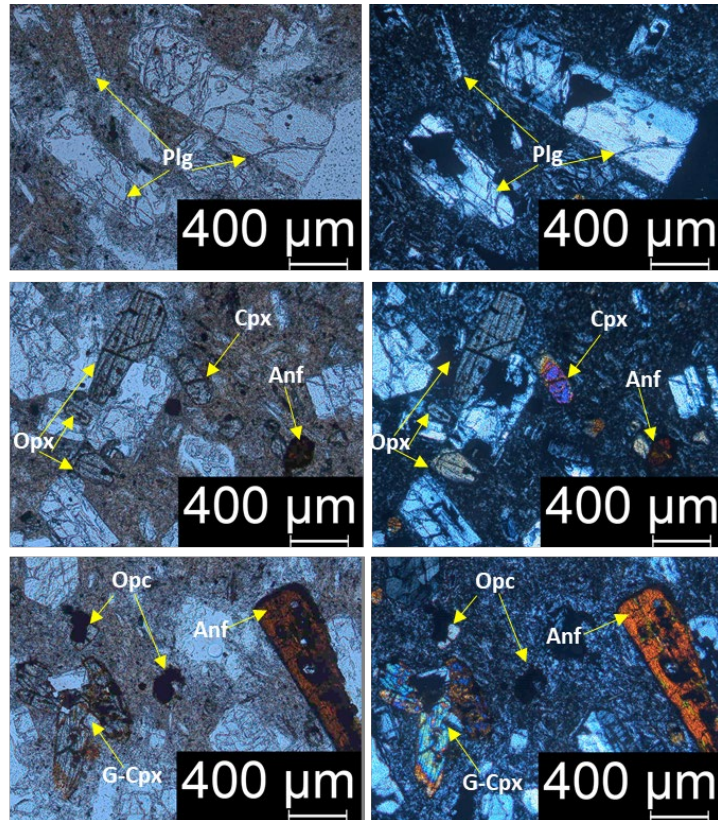


Figura 53. Petrografía Domo Cañada 2. Las imágenes de la izquierda muestran los minerales identificados con luz natural y las de la derecha los minerales identificados con nicoles cruzados.

B.5. Domo Malacatepec

Sus lavas dacitas porfídicas hipocristalina (90% cristales y 10% vidrio) de color gris claro con tonalidad rojiza. Su textura es porfídica (14% cristales y 86% matriz), con fenocristales de plagioclasa (7%) de tres tamaños (<1mm, 1.1-3mm, 3.1-5mm). Las plagioclasas grandes están más zoneadas y fracturadas que las pequeñas. Tiene anfíboles (3%) (<1mm), euhedrales y subhedrales, algunos con bordes oxidados, otros tienen algo de reemplazamiento por minerales opacos y pocos han sido reemplazados completamente. Tiene pequeños clinopiroxenos y ortopiroxenos (4%) (<1mm) subhedrales y euhedrales, con los bordes oxidados, varios de ellos tienen reemplazamiento parcial por minerales opacos. Tiene minerales intersticiales opacos cuadrados, rectangulares o amorfos muy pequeños. Presenta también xenolitos dioríticos porfídicos (<1%) color gris claro que contienen cristales de plagioclasa (3%) (≤ 2 mm) y piroxenos (1%) (≤ 1 mm).

Estos fenocristales están sobre una matriz criptocristalina con microlitos de plagioclasa (Figura 54).

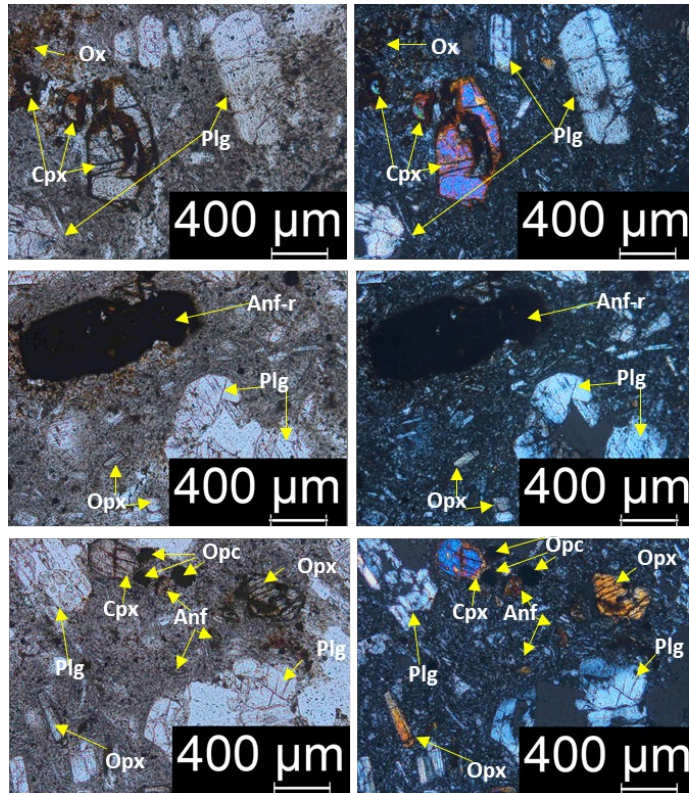


Figura 54. Petrografía Domo Malacatepec. Las imágenes de la izquierda muestran los minerales identificados con luz natural y las de la derecha los minerales identificados con nícoles cruzados.

B.6. Domo Basáltico

Es una andesita-basáltica porfídica color gris oscuro hipocristalina (97% cristales y 3% vidrio). Su textura es porfídica (8% cristales y 92% matriz) con fenocristales de olivino (5%) ($\leq 2\text{mm}$). Tiene algunos fenocristales de clinopiroxeno (3%) ($< 1\text{mm}$) y minerales opacos anhedrales intersticiales en una matriz pilotaxítica con microlitos de plagioclasa con pocos piroxenos semiorientados (Figura 55).

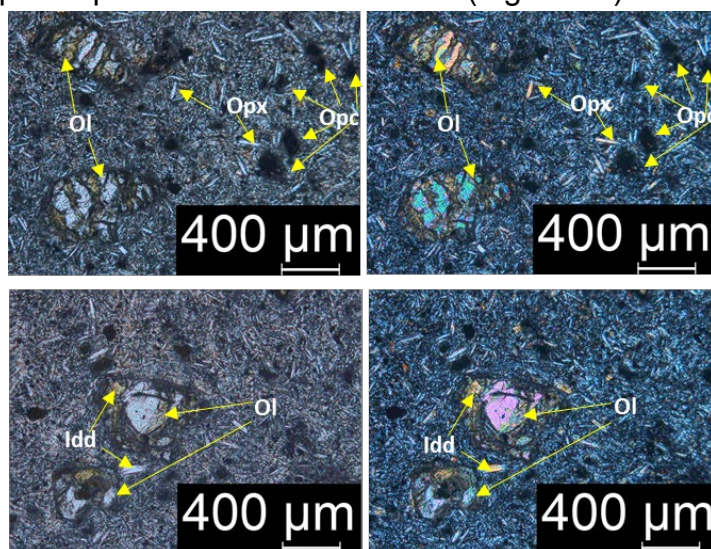


Figura 55. Petrografía Domo Basáltico. Las imágenes de la izquierda muestran los minerales identificados con luz natural y las de la derecha los minerales identificados con nícoles cruzados.

B.7. Domo Cantimplora

Esta lava es una andesita porfídica color gris muy claro, hipocristalina (92% cristales y 8% vidrio). Tiene textura porfídica (12% cristales y 88% matriz), con fenocristales de plagioclasa (6%) euhedral y subhedral de 3 tamaños (<1mm, 1.1-2mm, 2.1-3mm). Tiene anfíboles (3%) subhedrales y euhedrales de dos tamaños (<1mm, 1.1-2mm). Los más grandes con bordes oxidados y algunos tienen reemplazamiento total por minerales opacos; los pequeños tienen fracturas y huecos. alterados por oxidación y algunos casi totalmente reemplazados por minerales opacos. Hay también ortopiroxenos (2%) subhedrales pequeños y clinopiroxenos (1%) subhedrales más pequeños (<1mm), así como pocos minerales opacos anhedral intersticiales. Presenta algunos xenolitos dioríticos porfídicos (<1%) color gris medio que tienen cristales de plagioclasa (5%) (≤ 2 mm) y piroxenos (<1%) (<1mm), lo que puede indicar que el magma tuvo asimilación de rocas de la corteza.

Estos cristales están en una matriz pilotaxítica con microlitos de plagioclasa, muy poco piroxenos intersticiales (Figura 56).

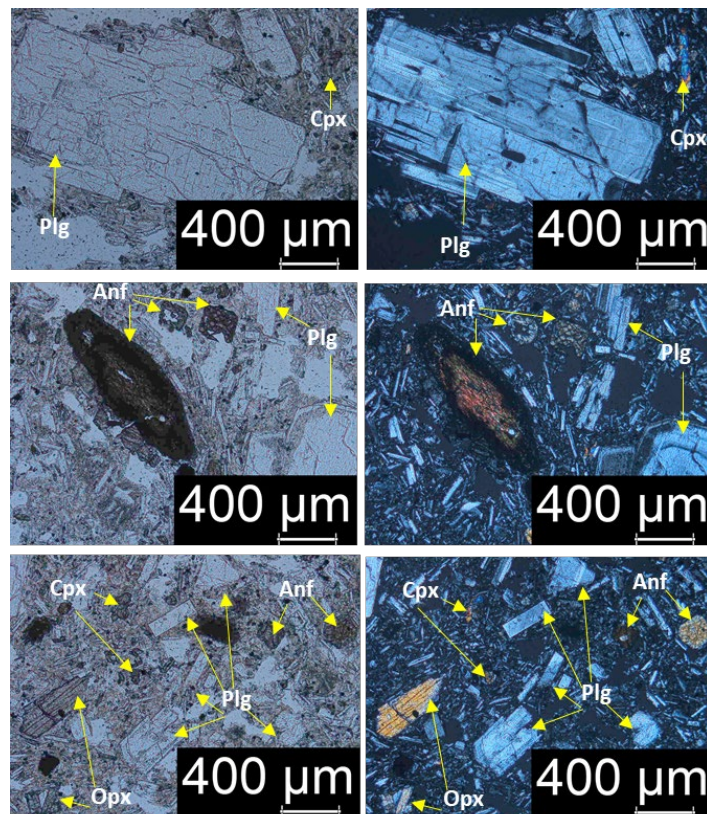


Figura 56. Petrografía Domo Cantimplora. Las imágenes de la izquierda muestran los minerales identificados con luz natural y las de la derecha los minerales identificados con nicoles cruzados.

B.8. Domo Xalatlaco

Es una dacita porfídica hipocristalina (95% cristales y 5% vidrio). Son lavas color gris claro. Tienen textura porfídica (17% cristales y 83% matriz) con fenocristales de plagioclasas (10%) euhedrales de 3 tamaños (<2mm, 2.1-4mm, 4.1-6mm) y fracturadas. Las más grandes están muy zoneadas y las más pequeñas no tienen zoneamiento.

Tiene ortopiroxenos (2%) euhedrales (<0.5mm), clinopiroxenos (1%) subhedrales y euhedrales (<0.5mm). Los dos tipos de piroxenos tienen minerales opacos redondos en su interior, algunos están reemplazados completamente, lo que muestra que posiblemente sufrieron disequilibrio. Hay también minerales opacos muy pequeños algunos rectangulares, cuadrados y amorfos intersticiales. Tiene <1% de xenocristales de plagioclasa grandes con los bordes redondeados y recristalizados y con disolución generalizada. Estos fenocristales están en una matriz pilotaxítica con microlitos de plagioclasa aciculares semiorientados (Figura 57).

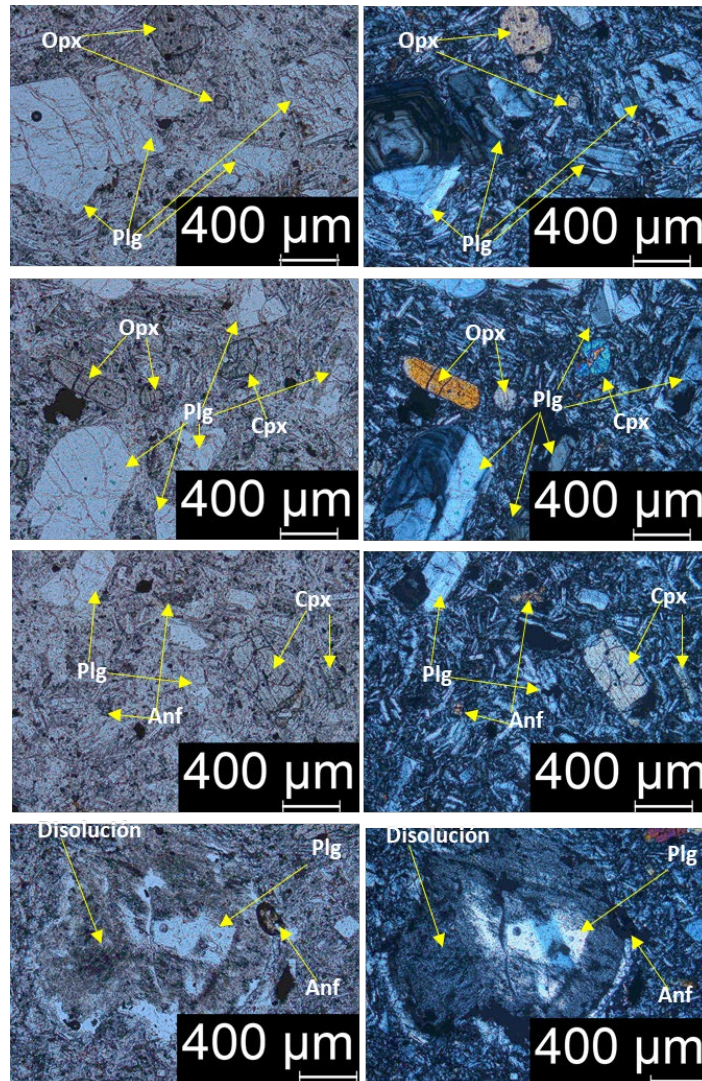


Figura 57. Petrografía Domo Xalatlaco. Las imágenes de la izquierda muestran los minerales identificados con luz natural y las de la derecha los minerales identificados con nicóles cruzados.

B.9. Domo Roto

Es una andesita porfídica hipocristalina (95% cristales y 5% vidrio). Tiene textura porfídica (5% cristales y 95% matriz), sus fenocristales son glomero-cristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno (1%) (≤ 5 mm). Tiene también pequeños fenocristales de ortopiroxeno subhedral (2%) (≤ 5 mm). Muy poco anfíbol pequeño y subhedral (<1%) (≤ 1 mm). Las plagioclasas más grandes se desprenden con mucha facilidad, dejando huecos grandes que, en la parte interna de sus orillas, tienen pequeños piroxenos y plagioclasas aciculares. La muestra de mano tiene plagioclasas muy grandes que se

zafan dejando estos huecos, por lo que se podrían considerar como xenocristales (Figura 56). Tiene también pocos (<1%) xenolitos dioríticos porfídicos amarillentos con pocas plagioclasas (2%) (<1mm), estos xenolitos se desintegran fácilmente. Los fenocristales están en una matriz pilotaxítica con microlitos de plagioclasa acicular, con pocos piroxenos intersticiales semiorientados (Figura 58).

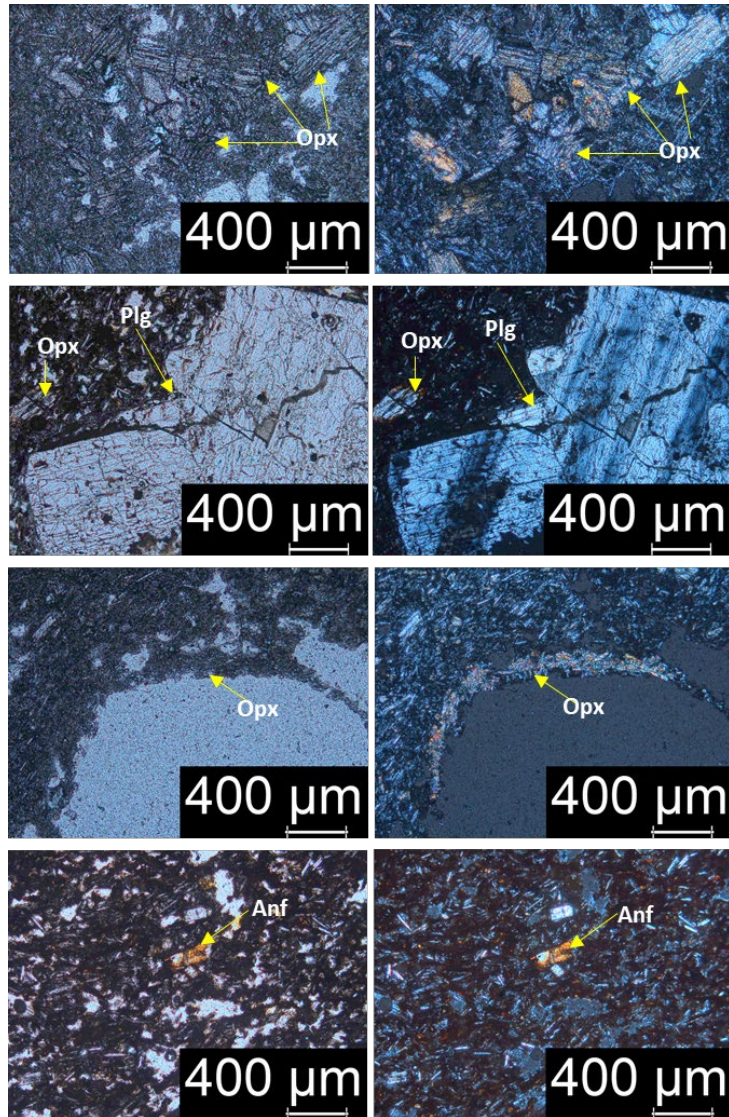


Figura 58. Petrografía Domo Roto. Las imágenes de la izquierda muestran los minerales identificados con luz natural y las de la derecha los minerales identificados con nicóles cruzados.

Tabla 6. Petrografía de los domos.

Nombre	Clave	Tipo depósito	Clasificación	Vesicularidad	Textura y matriz	Fenocristales	% fenocristales	% matriz
Quepil	Queplim2-160322	Lava rojiza	Dacita porfídica		Porfídica, matriz microcristalina	Plg ≤1 cm Anf ≤3 mm Px ≤3 mm	Plg: 5% Anf: 5% Px: 1%	Microcristalina 89%
	Quep1-230322		Dacita porfídica			Plg ≤1 cm Anf ≤5 mm Mica ≤3 mm	Plg: 1% Anf: 3% Mica: 2%	Microcristalina <94%
Cerro el Judío		Lava gris claro con bandas rojizas	Dacita porfídica		Porfídica, matriz microcristalina	Plg ≤5 mm Anf ≤2 mm Px ≤1 mm	Plg: 9% Anf: ≤2% Px: 3%	Microcristalina 88%

Nombre	Clave	Tipo depósito	Clasificación	Vesicularidad	Textura y matriz	Fenocristales	% fenocristales	% matriz
Domo Cañada 1	D3Peq2-210222	Lava gris claro rojizo.	Dacita porfídica	Vesículas redondas, ≤ 1 mm, 1%.	Porfídica, matriz microcristalina	Plg ≤ 3 mm Px ≤ 1 mm Anf ≤ 2 mm.	Plg: 12% Px: 4% Anf: 3%	Microcristalina 80%
Domo Cañada 2	D1Peq-210222	Lava gris claro	Dacita porfídica	Vesículas alargadas, ≤ 3 mm, $< 1\%$	Porfídica, matriz microcristalina	Plg ≤ 4 mm Px ≤ 3 mm Anf ≤ 2 mm	Plg: 6% Px: $\leq 4\%$ Anf: 3%	Microcristalina 87%
		Xenolito gris medio	Diorita porfídica	Vesículas redondas, < 1 mm, $< 1\%$	Porfídica, matriz microcristalina	Plg ≤ 2 mm Px < 1 mm	Plg: 3% Px $< 1\%$	Microcristalina $< 97\%$
Domo Malacatepec	D5-160322	Lava gris claro poco rojizo.	Dacita porfídica		Porfídica, matriz microcristalina	Plg ≤ 5 mm. Anf ≤ 2 mm Px ≤ 3 mm	Plg: 7% Anf: 3% Px: 4%	Microcristalina 86%
		Xenolito gris claro	Diorita porfídica		Porfídica, matriz microcristalina	Plg ≤ 2 mm Px ≤ 1 mm	Plg: 3% Px: 1%	Microcristalina 96%
Domo Basáltico	LVDM2-260122	Lava gris oscuro	Andesita-basáltica porfídica		Porfídica, matriz microcristalina.	Ol ≤ 2 mm. Px ≤ 1 mm.	Ol: 5% Px: 3%	Microcristalina 92%
Domo Xalatlaco	LVDM1-260122	Lava gris claro.	Dacita porfídica		Porfídica, matriz microcristalina	Plg ≤ 6 mm. Px ≤ 1 mm Anf ≤ 1 mm	Plg: 10% Px: 3% Anf: 4%	Microcristalina 83%
Domo Cantimplora	LVDM3-280122	Lava gris muy claro.	Andesita porfídica		Porfídica, matriz microcristalina	Plg ≤ 3 mm Px ≤ 1 mm Anf ≤ 2 mm.	Plg: 6% Px: 3% Anf: 3%	Microcristalina: 88%
		Xenolito gris medio	Diorita porfídica		Porfídica, matriz microcristalina.	Plg ≤ 2 mm. Px < 1 mm	Plg: 5% Px: $< 1\%$	Microcristalina: 94%
Domo roto	D2Rot1-210222	Lava rojiza bandeada con lava más oscura.	Andesita porfídica	-Vesículas redondeadas y amorfas, ≤ 3 mm, 5%	Porfídica, matriz microcristalina.	Plg ≤ 5 mm Px ≤ 5 mm. Anf ≤ 1 mm.	Plg: 1% Px: $< 4\%$ Anf: $< 1\%$	Microcristalina, 95%
		Xenolito amarillo en la muestra	Diorita porfídica		Porfídica, matriz microcristalina. Las bandas más oscuras tienen mayor cantidad de cristales	Px < 1 mm	Plg: 2%	Microcristalina 98%

C. Conos de escoria y fisuras

Las lavas y escorias de los conos de escoria son de color gris medio con tonalidades rojizas y cafés. Las escorias tienen hasta 60% de vesículas y fenocristales de plagioclasa ($\leq 1\%$), piroxenos ($\leq 1\%$). Las escorias de los volcanes Panza, Zorrillo y Volcancito tienen olivino ($\leq 2\%$) en una matriz vítrea. Las lavas tienen textura porfídica con fenocristales de plagioclasa (0-5%); piroxenos (0-5%); anfíboles (1-4%) y minerales opacos intergranulares ($\leq 1\%$). Así como también xenocristales (Tabla 7).

C.1. Lava fisural Zorrillo

C.1.1. Lava Zorrillo

Estas en bloques color gris medio son andesitas basálticas porfídicas hialopílticas, pero cambia el grado de cristalinidad; la matriz 1 es hipocristalina; tiene 80% cristales y 20% vidrio, y la matriz 2 es hipocristalina; tiene 90% cristales y 10% vidrio. Tienen

textura porfídica (4% cristales, 95% matriz y 1% vesículas) con fenocristales de clinopiroxeno (1%) ($\leq 1\text{mm}$) subhedral y euhedral. Los más grandes están fracturados, tienen bahías y reemplazamiento por minerales opacos, algunos tienen en su interior cristales euhedrales muy pequeños de plagioclasa. También tiene ortopiroxeno (1%) subhedral pequeños de dos tamaños (0.1-0.5mm, 0.6-1mm), los más grandes están algo fracturados y tienen reemplazamiento por minerales opacos. Tiene pequeños (1%) ($\leq 1\text{mm}$) olivinos euhedrales y subhedrales. Tiene pocas y pequeñas vesículas subredondeadas, lo que quiere decir que la lava no estaba completamente desgasificada cuando llegó a la superficie. Tiene pocos xenocristales ($\leq 1\%$) de piroxeno y plagioclasa subhedrales, fracturados, rotos y con un poco de zoneamiento, algunos tienen los bordes poco disueltos y redondeados. Estos cristales están inmersos en 2 tipos de matrices hialopiliticas, pero con diferente grado de cristalinidad. La matriz 1 (M1) es hipocristalina; tiene 80% de cristales y 20% de vidrio. La matriz 2 (M2) es también hipocristalina con 90% de cristales y 10% de vidrio. Ambas matrices tienen microlitos de plagioclasa (Figura 59).

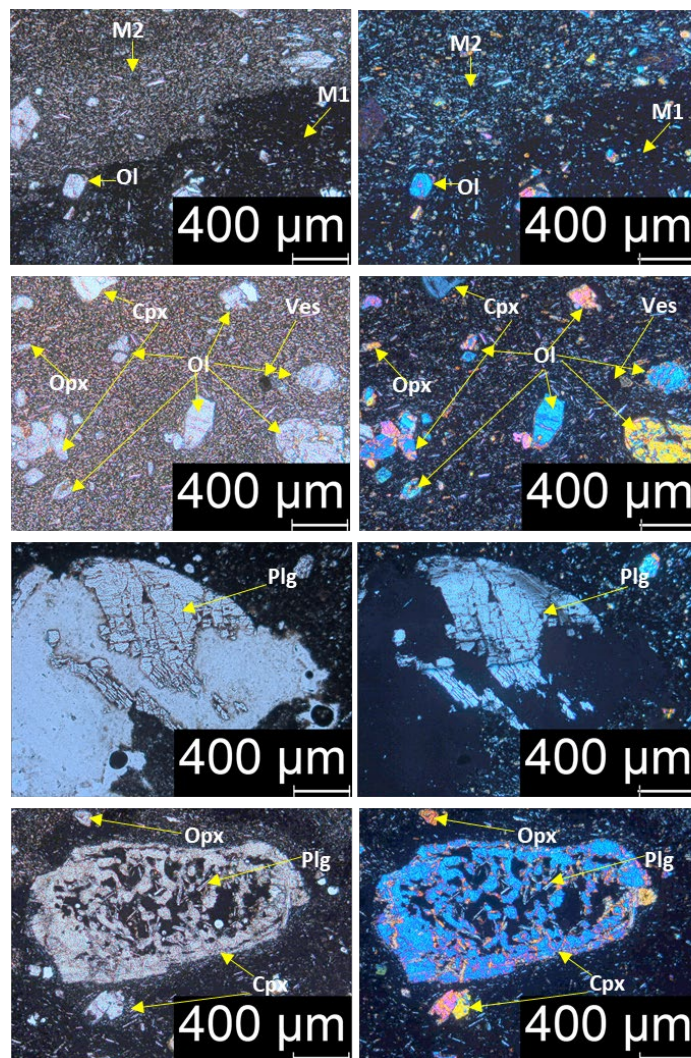


Figura 59. Petrografía la Fisura Zorrillo. Las imágenes de la izquierda muestran los minerales identificados con luz natural y las de la derecha los minerales identificados con nicoles cruzados.

C.1.2. Lava escoriacea Zorrillo

Es una andesita basáltica porfídica color rojo/café, de tipo aa. Es hipocristalina (90% cristales y 10% vidrio). Tiene textura porfídica (6% cristales, 79% matriz y 15% vesículas) con fenocristales de clinopiroxeno (2%) de dos tamaños (0.1-2mm-2.1-4mm). Los más grandes son muy pocos, tienen forma subhedral y euhedral, tienen más fracturas, huecos y sus bordes están más alterados por oxidación que los más pequeños (<1%). Hay también ortopiroxenos (1%) (≤ 1 mm) subhedrales y anhedral, los grandes están fracturados y tienen bahías, sus bordes también están oxidados y algunos están completamente reemplazados. Tienen pocos y pequeños anfíboles (1%) (≤ 1 mm) subhedrales con bordes oxidados (Figura 60).

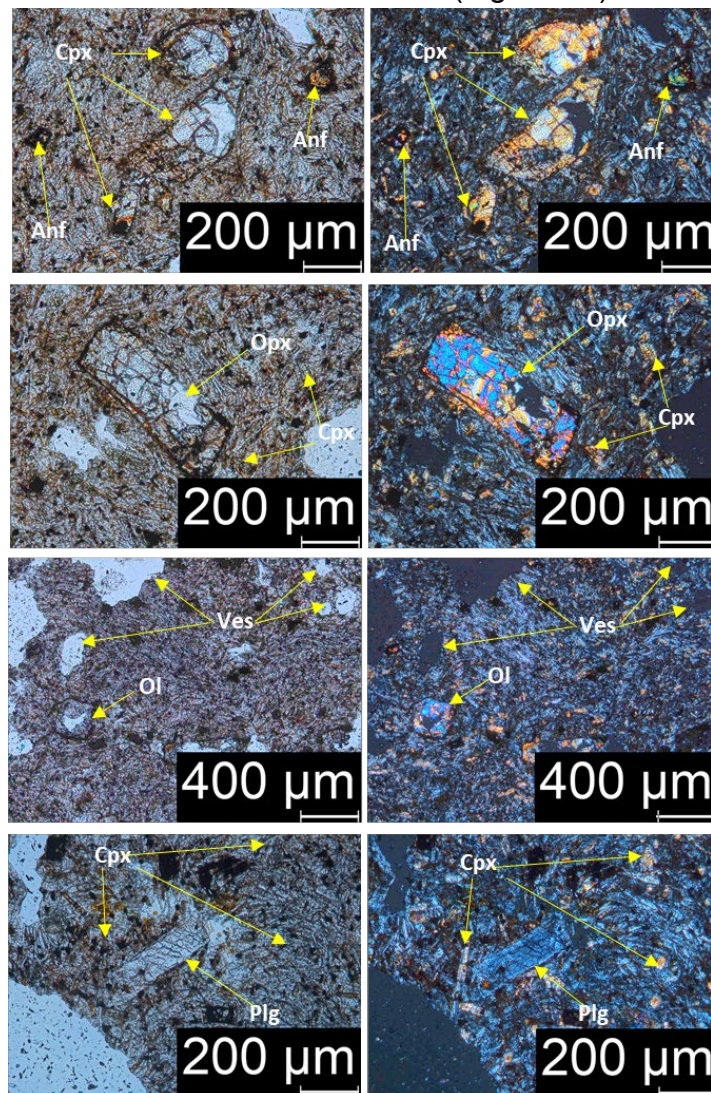


Figura 59. Petrografía la lava Zorrillo. Las imágenes de la izquierda son con luz natural y las de la derecha con nicoles cruzados

Esta muestra tiene pequeñas plagioclasas ($\leq 1\%$) subhedrales y euhedrales muy pequeñas (≤ 1 mm), fracturadas y con los bordes alterados (<1%). Esta lava tiene muchas vesículas de diferentes tamaños (≤ 1 mm), las más pequeñas están subredondeadas, las medianas tienen formas alargadas y las grandes tienen forma anhedral. Hay algunos pequeños minerales opacos intersticiales anhedral. Todos

estos cristales están en una matriz pilotaxítica con microlitos de plagioclasa, poco ortopiroxeno intersticial.

C.2. Cono Quepil

Las lavas son dacitas porfídicas, hipocristalina (98% cristales y 2% vidrio). Tienen textura porfídica (11% cristales y 89% matriz) con fenocristales de anfíbol (6%) ($\leq 4\text{mm}$) subhedrales y euhedrales, sus bordes presentan algo de alteración. Hay muy pocos ($\leq 1\%$) anfíboles grandes muy rotos y con textura esquelética; los medianos tienen formas anhedrales alargadas, están poco fracturados, sus bordes están oxidados y algunos tienen algo de reemplazamiento por minerales opacos. Tiene también fenocristales de plagioclasa ($< 5\%$) de 5 tamaños (0.1-1mm, 1.1-2mm, 2.1-4mm, 4.1-6mm, 6.1-8mm, 8mm-1.3cm), subhedrales y anhedrales, rotos, fracturados, con poco zoneamiento y tienen los bordes disueltos y recristalizados. Los más pequeños no tienen zoneamiento por lo que se formaron en una sola fase y probablemente en la última. Los cristales más grandes de plagioclasa son xenocristales ($< 1\%$). Todos estos cristales están en una matriz pilotaxítica con microlitos de plagioclasa (Figura 61).

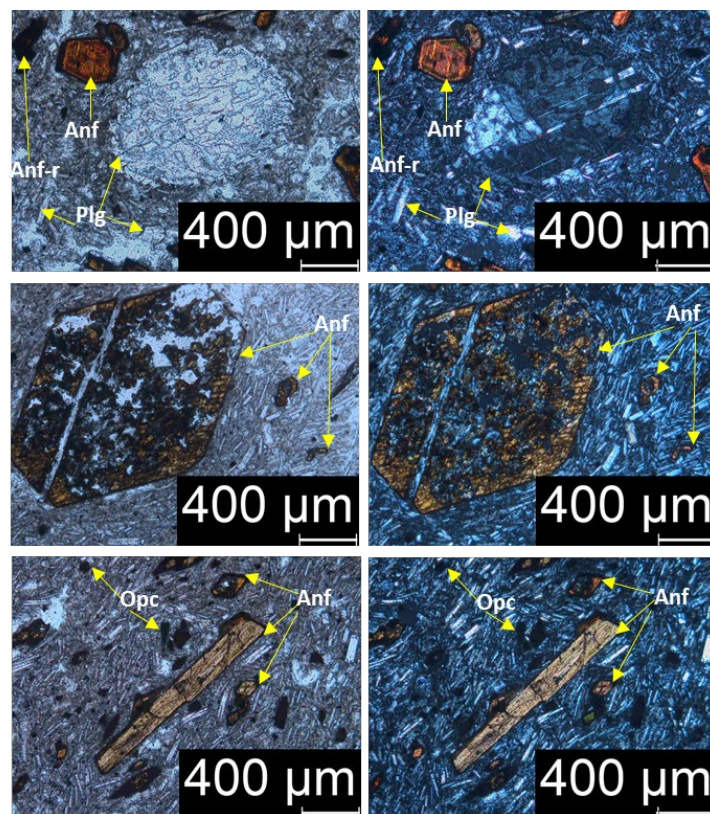


Figura 61. Petrografía de la lava del Cono Quepil. Las imágenes de la izquierda son con luz natural y las de la derecha con nicoles cruzados

C.3. Volcán Agua Grande 2

Su lava es una andesita basáltica porfídica en bloques color gris medio azulado, hipocristalina (90% cristales y 10% vidrio). Tiene textura porfídica (5% cristales y 95%

matriz) con fenocristales de olivino (3%) ($\leq 1\text{mm}$) subhedral, fracturados y con algo de alteración en los bordes. También hay algunos ortopiroxenos ($< 2\%$) ($\leq 1\text{mm}$) subhedrales, fracturados. Hay pocos y pequeños minerales opacos anhedrales intersticiales. Estos cristales se encuentran en una matriz pilotaxítica con microlitos de plagioclasa, algunos clinopiroxenos intersticiales (Figura 62).

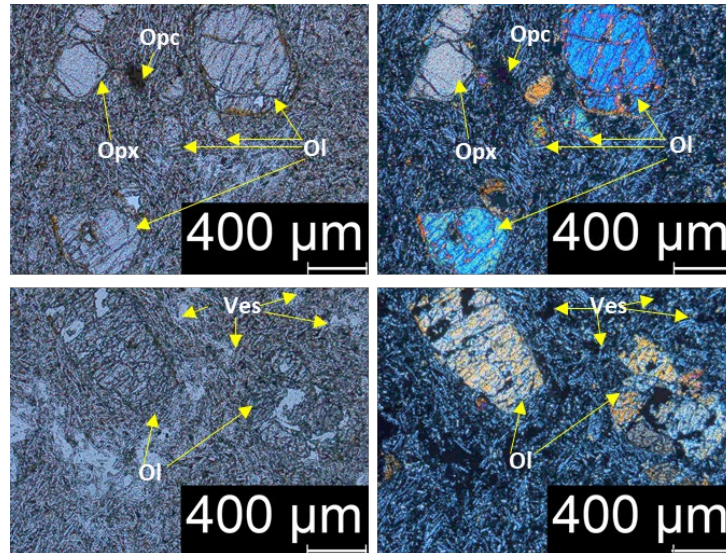


Figura 62. Petrografía de la lava Agua Grande 2. Las imágenes de la izquierda muestran los minerales identificados con luz natural y las de la derecha los minerales identificados con nicoles cruzados.

C.4. Volcán Agua Grande

C.4.1. Lava Agua Grande

Esta lava es una andesita porfídica color gris medio de tipo pahoehoe, es hipocristalina (85% cristales y 15% vidrio). Tiene textura porfídica (6% cristales, 91% matriz y 3% vesículas) con pequeños y pocos fenocristales de anfíboles (2%) ($\leq 1\text{mm}$) subhedrales, con los bordes oxidados y algunos completamente reemplazados. Tiene ortopiroxenos (1%) y clinopiroxenos (1%) subhedrales y anhedrales ($\leq 1\text{mm}$), algunos fracturados y con bahías.

Tiene xenocristales de plagioclasa (1%) ($\leq 5\text{mm}$) subhedral fracturadas y con algunos huecos con zoneamiento sectorial y con los bordes disueltos y recristalizados. El zoneamiento indica que el magma en el que se formaron tuvo cambios de composición durante la cristalización.

Presenta muy pocos xenocristales de cuarzo (1%) ($\leq 5\text{mm}$) fracturado y subredondeado, que alrededor tiene pequeños cristales de piroxenos y plagioclasas. Todos estos cristales se encuentran en una matriz pilotaxítica con microlitos de plagioclasa acicular, piroxeno intersticial. Tiene también vesículas semicirculares y amorfas (3%) (Figura 63).

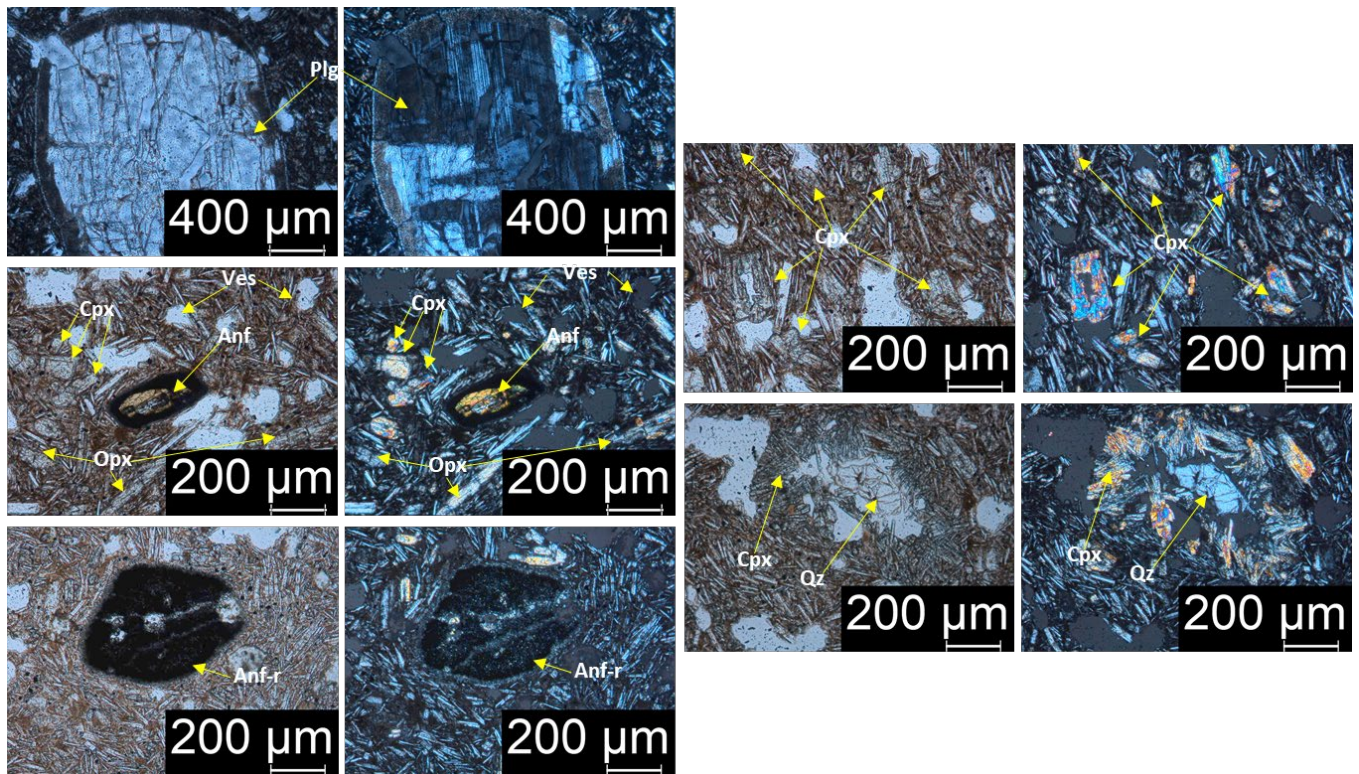


Figura 63. Petrografía la lava Agua Grande del volcán Agua Grande. Las imágenes de la izquierda son con luz natural y las de la derecha con nicoles cruzados

C.4.2. Lava Arroyo

También es una andesita porfídica color gris medio, tipo pahoehoe del volcán Agua Grande. Es hipocristalina (80% cristales y 20% vidrio). Tiene textura porfídica (6% cristales y 94% matriz) con pocos fenocristales de anfíbol (1%) ($\leq 1\text{mm}$) subhedral y anhedral. Tienen bahías y textura esquelética y sus bordes están algo alterados por oxidación. Hay ortopiroxenos (3%) ($\leq 1\text{mm}$) subhedrales y fracturados, la mayoría están reemplazados por minerales opacos; muy pocos no presentan alteración. Presenta xenocristales de cuarzo (1%) ($\leq 5\text{mm}$) rotos, redondeados y que en los bordes tienen pequeños cristales de piroxenos y plagioclasas. También hay xenocristales de plagioclasa (1%) ($\leq 5\text{mm}$) redondeados creando textura esponjosa, algunas tienen zoneamiento. Hay muy pocos y pequeños minerales opacos intersticiales. La matriz en donde se encuentran estos cristales es hialopilitica con microlitos de plagioclasa alargados (Figura 64).

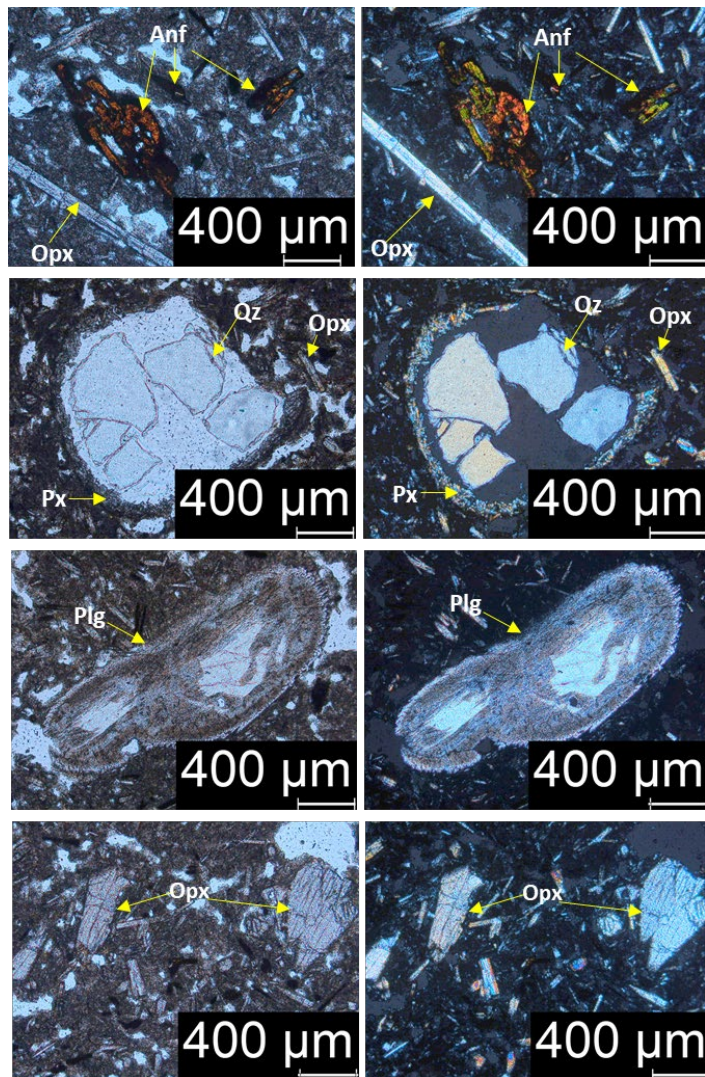


Figura 64. Petrografía la lava Arroyo del volcán Agua Grande. Las imágenes de la izquierda muestran los minerales identificados con luz natural y las de la derecha los minerales identificados con nicoles cruzados.

C.5. Volcancito

C.5.1. Cono Volcancito

Sus escorias son andesitas basálticas color gris oscuro, son hipohialinas (95% vidrio y 5% cristales). Tienen textura porfídica (2% cristales, 38% matriz y 60% vesículas) con fenocristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno (<1%) (<1mm) subhedrales fracturados. También hay cristales de plagioclasa (1%) (<1mm) aciculares en una matriz vítrea. Algunas escorias presentan pocos xenolitos dioríticos porfídicos (<1%) color gris claro con pocos piroxenos y anfíboles. Las vesículas son subredondeadas y alargadas en diferentes direcciones, hay vesículas que se unen formando vesículas más grandes (60%) (Figura 65).

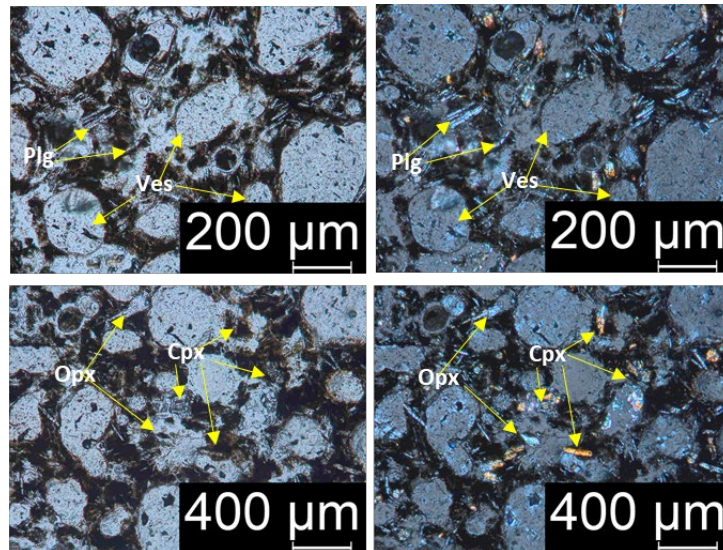


Figura 65. Petrografía del cono Volcancito. Las imágenes de la izquierda son con luz natural y las de la derecha con nicoles cruzados

C.5.2. Lava Volcancito

Es una andesita basáltica porfídica en bloques. Es hipocristalina (95% cristales y 5% vidrio). Tiene textura porfídica (4% cristales, 93% matriz y 3% vesículas) con fenocristales de olivino (1%) ($\leq 1\text{mm}$) con los bordes alterados y pocos casi totalmente reemplazados por iddingsita. Hay anfíbol (2%) ($\leq 1\text{mm}$) subhedral con los bordes muy alterados por oxidación y algunos casi totalmente reemplazados por minerales opacos. Hay minerales intersticiales opacos pequeños y subredondeados. Tiene pocos xenocristales de plagioclasa ($< 1\%$) ($\leq 3\text{mm}$) subhedral fracturadas y rotas, redondeadas, con zoneamiento sectorial y con los bordes alterados. Los fenocristales están en una matriz microcristalina pilotaxítica con microlitos de plagioclasa acicular con pocos clinopiroxenos intersticiales. Tiene pocas vesículas de diferentes formas y tamaños (Figura 66).

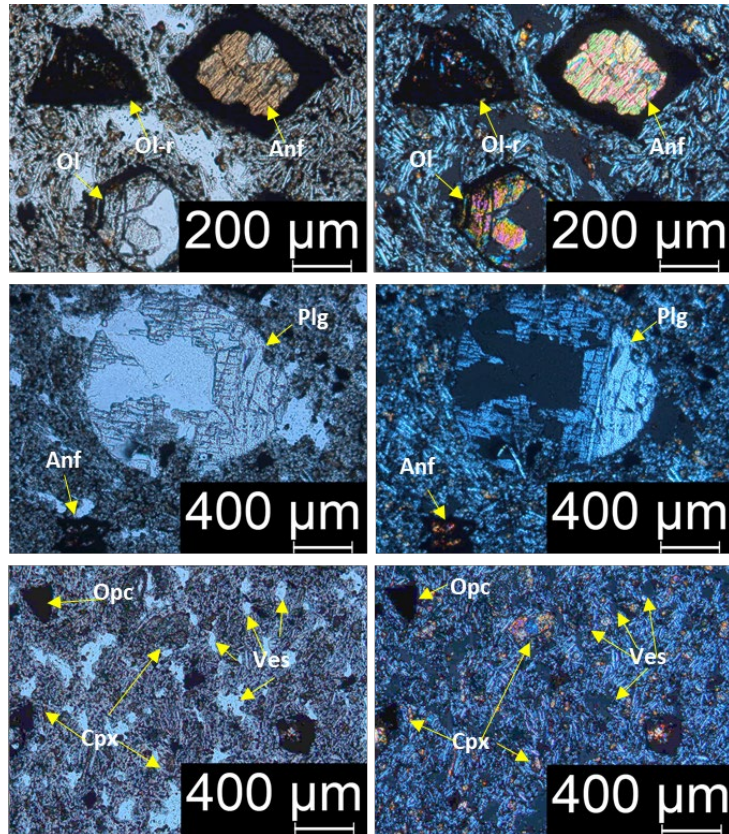


Figura 66. Petrografía de la lava Volcancito. Las imágenes de la izquierda muestran los minerales identificados con luz natural y las de la derecha los minerales identificados con nicoles cruzados.

C.6. Volcán Panza

C.6.1. Cono Panza

La escoria de este volcán es una andesita basáltica porfídica, hipohialina (85% vidrio y 15% cristales). Tiene textura porfídica (5% cristales, 50% vesículas y 45% matriz), tiene fenocristales de plagioclasa (1%) ($\leq 4\text{mm}$) subhedrales. Tiene olivinos sanos ($\leq 2\%$) ($\leq 1\text{mm}$) euhedrales y subhedrales. Hay microlitos de clinopiroxenos ($\leq 1\%$) ($\leq 1\text{mm}$), ortopiroxenos y plagioclasas subhedrales y euhedrales intersticiales. Los fenocristales están en una matriz vítrea. Las vesículas son redondeadas y grandes (50%) ($\leq 7\text{mm}$) (Figura 67).

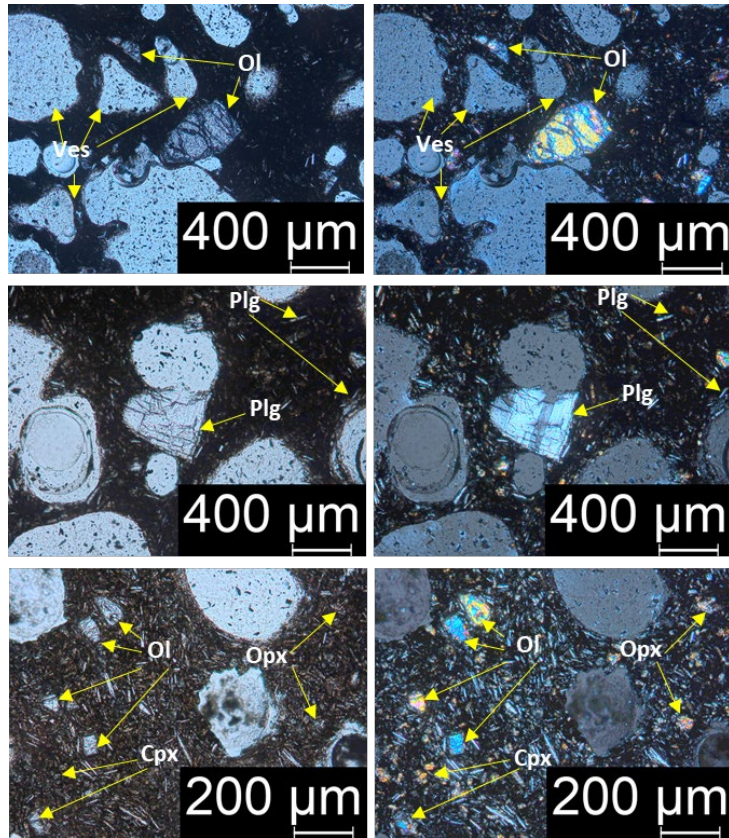


Figura 67. Petrografía del Cono Panza. Las imágenes de la izquierda muestran los minerales identificados con luz natural y las de la derecha los minerales identificados con nicols cruzados.

C.6.2. Bloque toreva

Esta escoria es también una andesita basáltica porfídica color gris oscuro, es hipohialina (85% vidrio y 15% cristales). Tiene textura porfídica (5% cristales, 45% matriz y 50% vesículas). Tiene fenocristales de olivino (<1%) ($\leq 1\text{mm}$) subhedral y euhedral. Hay anfíbol subhedral ($\leq 2\%$) ($\leq 1\text{mm}$) fracturado y con los bordes oxidados. Hay microlitos de plagioclasa, piroxenos y minerales opacos intersticiales (<1%) ($\leq 1\text{mm}$). La matriz en la que están estos cristales es vítrea. Hay vesículas subredondeadas, otras alargadas en diferentes direcciones y algunas que se unen formando vesículas más grandes (Figura 68).

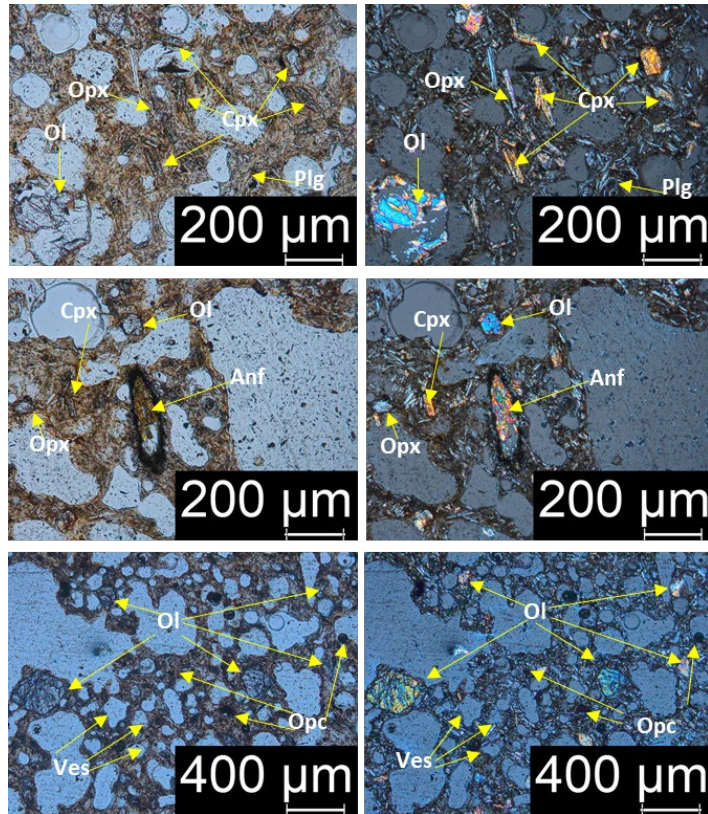


Figura 68. Petrografía del Bloque Toreva . Las imágenes de la izquierda muestran los minerales identificados con luz natural y las de la derecha los minerales identificados con nicoles cruzados.

C.6.3. Lava Panza

Se tomaron dos muestras de la lava en bloques del volcán Panza, son andesitas basálticas porfídicas color gris medio. Es hipocristalina (95% cristales y 5% matriz). Tienen textura porfídica (5% cristales, 93% matriz y 2% vesículas), con fenocristales de olivino (3%) (≤ 1 mm) subhedrales y fracturados. Algunos tienen minerales opacos en su interior (≤ 1 %), otros tienen los bordes alterados (≤ 1 %) y algunos están completamente reemplazados por iddingsita (≤ 1 %). Tiene fenocristales de ortopiroxenos (≤ 1 %) subhedrales y plagioclasas subhedrales y ehedrales (≤ 1 mm). Presenta xenocristales de cuarzo redondeado y fracturado (≤ 1 %) (3mm). Estos cristales están en una matriz pilotaxítica con microlitos de acicular, ortopiroxeno, clinopiroxenos intersticiales (≤ 1 mm). Tiene 2% de vesículas de hasta 5 mm subredondeadas (Figura 69 a) y 69 b)).

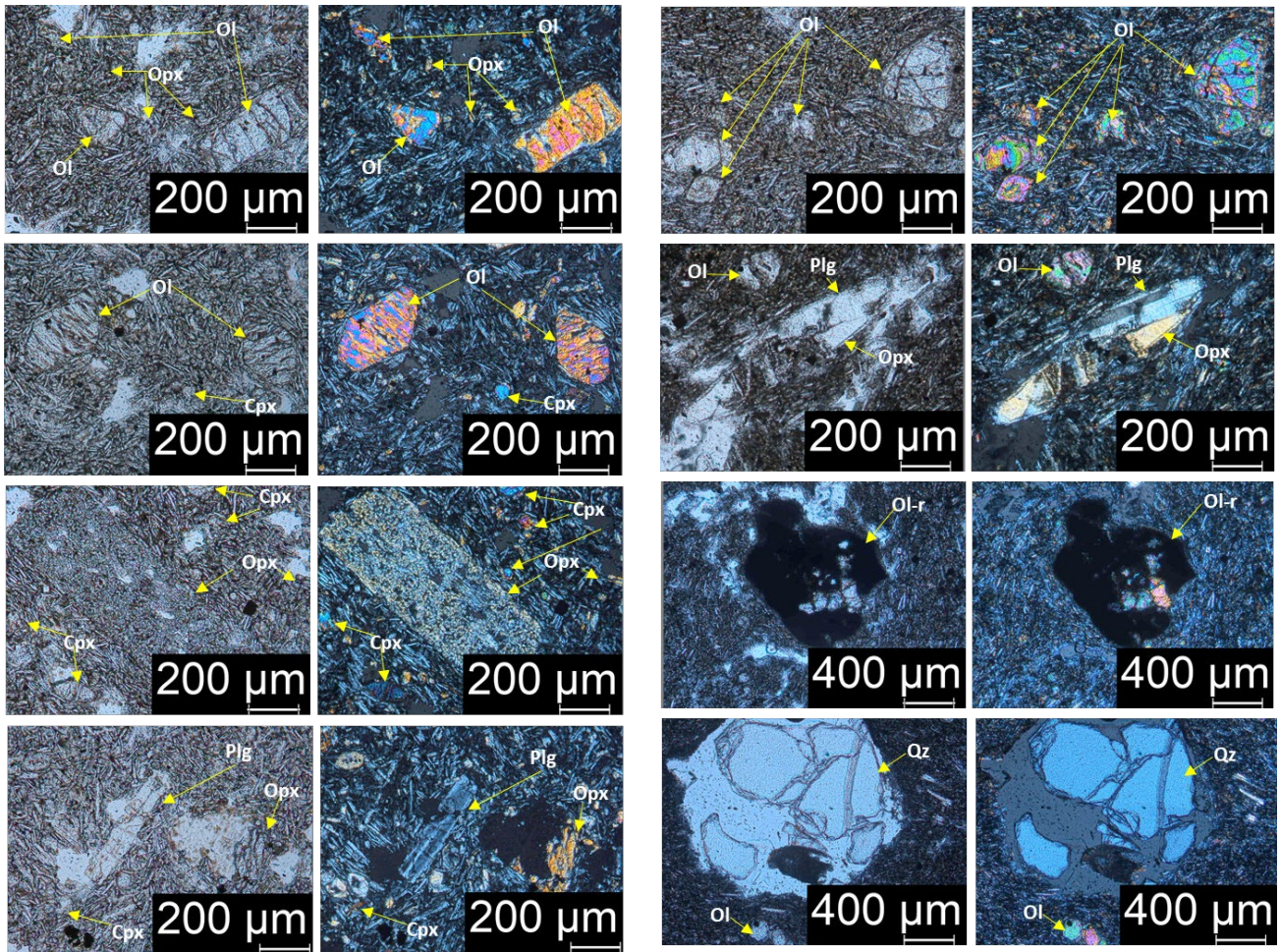


Figura 69 a). Petrografía de la lava Panza 1. Las imágenes de la izquierda muestran los minerales identificados con luz natural y las de la derecha los minerales identificados con nicoles cruzados.

Figura 69 b). Petrografía de la lava Panza 2. Las imágenes de la izquierda muestran los minerales identificados con luz natural y las de la derecha los minerales identificados con nicoles cruzados.

Tabla 7. Petrografía de los conos de escoria y la fisura

Nombre	Clave	Tipo depósito	Clasificación	Vesicularidad	Textura y matriz	Fenocristales	% fenocristales	% matriz
Zorrillo	ZORRILLO1-120122	Lava gris medio.	Andesita bsáltica porfídica	Vesículas alargadas y subredondeadas, ≤5 mm, 15%.	Porfídica, matriz microcristalina.	Plg ≤5 mm Px ≤1 mm.	Plg: 3% Px: 2%	Microcristalina 95%
	ZORRILLO4-280122	Lava color rojo/café	Andesita bsáltica porfídica		Porfídica, matriz microcristalina.	Px ≤2 mm. Anf ≤1 mm. Plg ≤1 mm.	Px: 3% Anf 1% Plg ≤1%	Microcristalina 79%
	CZ-180522	Fisura: lava gris oscuro	Andesita bsáltica porfídica	Vesículas muy pequeñas, redondeadas, 1%	Porfídica, matriz microcristalina	Plg ≤5 mm. Px ≤1 mm. Ol ≤1 mm.	Plg: <1% Px 2% Ol 1%	Microcristalina 96%
Cono Quepil	VolcPeq-160322	-Derrame de lava gris medio	Dacita porfídica		Porfídica, matriz microcristalina	Plg 1.3 cm. Anf ≤4 mm	Plg: <5% Anf: 6%	Microcristalina 89%

Nombre	Clave	Tipo depósito	Clasificación	Vesicularidad	Textura y matriz	Fenocristales	% fenocristales	% matriz
Agua Grande 2	LVG-260122 LVG2-260122	Derrame de lava gris medio azulado	Andesita basáltica porfídica	Pocas vesículas redondas y alargadas de hasta 11 mm. Redondas son <1 mm.	Porfídica, matriz microcristalina.	Px ≤1 mm. Ol ≤1 mm.	Px: <2% Ol: 3%	Microcristalina <95%.
	VolcAGCon-230322	Cono de escoria roja	Andesita basáltica porfídica	Muy vesicular, vesículas redondas y alargadas.	Porfídica, matriz vítrea.	Plg ≤1 mm Px ≤1 mm	Plg:1% Px: 1%	Microcristalina 98%
Agua Grande	VolcAGLV1-230322	Derrame de lava Agua Grande: Lava gris medio	Andesita porfídica	Vesículas subredondeadas y redondeadas de hasta 1 mm, 3%	Porfídica, microcristalina	Plg ≤3 mm. Anf ≤1 mm. Px ≤1 mm. Qz ≤3 mm	Plg:1% Anf: 2% Px: 2% Qz 1%	Microcristalina 91%
	VolcAGLV2-230322	Derrame de lava Arroyo: Lava gris medio	Andesita porfídica		Porfídica, microcristalina	Plg ≤5 mm Anf ≤1 mm Px ≤1 mm Qz ≤5 mm	Plg:1% Anf: 1% Px: 3% Qz 1%	Microcristalina 94%
		Cono de escoria: Escoria gris medio	Andesita porfídica	Vesículas subredondeadas y redondeadas de hasta 1 mm, 45%	Porfídica, matriz microcristalina	Plg ≤1 cm. Anf ≤3 mm Px ≤2 mm	Plg: 7% Anf: 5% Px: 5%	Vitrea 38%
Volcancito	VOLC-E-120122	Cono de escoria gris oscuro.	Andesita basáltica porfídica	Vesículas subredondeadas, ≤3 mm, 60%.	Porfídica, matriz vítrea.	Plg ≤1 mm. Px ≤1 mm.	Plg: 1% Px: 1%	Hipohialina, 38%
		Xenolito gris claro	Diorita porfídica		Porfídica, matriz microcristalina	Px ≤1 mm. Anf ≤1 mm.	Px: 1% Anf:2%	Microcristalina 97%
	LB-120122	Derrame de lava gris medio/rojizo	Andesita basáltica porfídica	Vesículas subredondeadas <1mm, 3%	Porfídica con matriz microcristalina.	Plg ≤3 mm Ol ≤1 mm. Anf ≤1 mm.	Plg:<1% Ol 1%. Anf 2%	Microcristalina <93%
Volcán Panza	PANZA-C-120122	Cono escorias: Escorias gris oscuro y rojas.	Andesita basáltica porfídica	Vesículas alargadas y subredondeadas, ≤7 mm, 50%	Porfídica, matriz vítrea.	Plg ≤4mm Ol ≤1mm Px ≤1mm	Plg: 1% Ol ≤2% Px ≤1%	Hipohialina 46%
	TezA-191121	Abanico de escoria de gris oscuro a rojo ≤15 cm	Andesita basáltica porfídica	Vesículas subredondeadas ≤5 mm, 15%.	Porfídica, matriz vítrea.	Plg ≤2 mm	Plg 1%	Vitrea 84%
	TezB-191121			Vesículas alargadas y subredondeadas ≤3 mm, 10%	Porfídica, matriz vítrea.	Plg ≤3 mm	Plg: 1%	Vitrea: 89%
	TezC-191121			Vesículas redondeadas ≤1 mm, 50%		Anf ≤1 mm Plg ≤1 mm Px <1 mm	Anf ≤2% Plg: <1% Px: <1%	Hipohialina: <45%
	TezD-191121			Vesículas subredondeadas, ≤1.5 cm, 15%		Plg ≤3 mm	Plg: 1%	Vitrea: 84%
	VOLC-L-120122			Derrame de lava gris medio.	Andesita basáltica porfídica	Vesículas de hasta 5 mm alargadas y delgadas 2%.	Porfídica, matriz microcristalina	Plg ≤1 mm. Px ≤1 mm. Ol ≤1mm Qz 3mm mm

6.4. Datación de conos volcánicos y domos

6.4.1. Estimación de edades relativas de conos volcánicos y domos

En el área de estudio hay dos estructuras pertenecientes a la Sierra de las Cruces (el volcán Los Picachos y la lava Apilulco), que son más antiguas que los domos grandes, medianos y pequeños y que los conos de escoria. Ambos tienen edades similares; el volcán Los Picachos fue datado en 2.87 ± 0.15 Ma y la lava Apilulco en 2.87 ± 1.79 Ma, por Delgado y Martín Del Pozzo, 1993 con el método K-Ar. El domo del volcán Ajustco que está en el área de estudio, es el Cruz del Marques 3.43 ± 42 Ma.

De acuerdo a la geomorfología de la zona de estudio, el orden de ocurrencia de los domos fue de la siguiente manera, del más viejo al más joven: Quepil 1, Quepil 2, Cerro el Judío, Domo Cañada 1, Domo Cañada 2, Domo Malacatepec, Domo Basáltico, Domo Roto, Domo Xalatlaco, Domo Cantimplora, Domo Basáltico, Domo Roto, Domo Basáltico, Domo Cañada 1, Domo Cañada 2, Cerro el Judío, Domo Malacatepec.

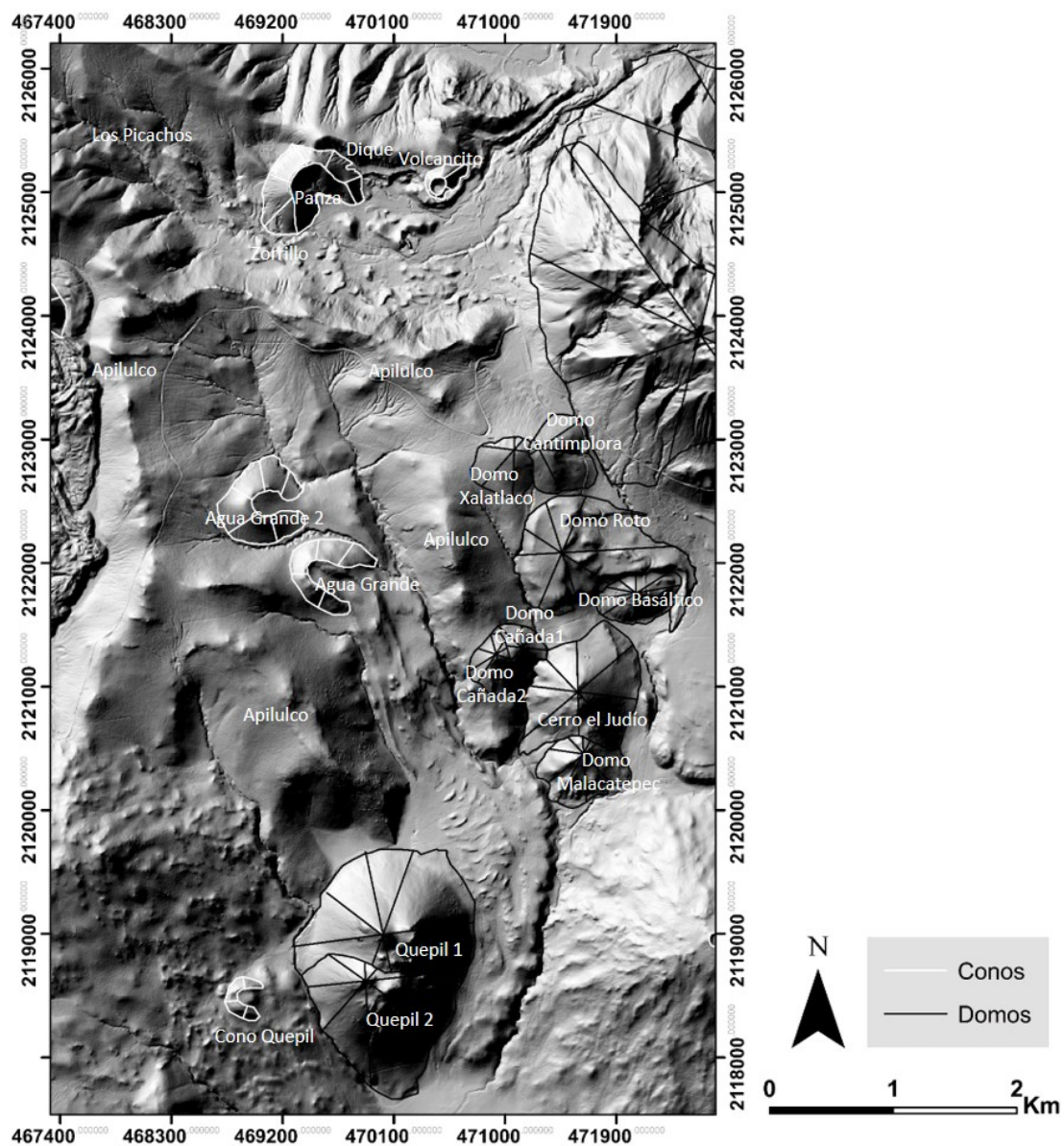


Figura 70. Estructuras volcánicas del área de estudio

Los domos Quepil fueron datados por Jaimes et.al. (2018) con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 181 ± 20 ka; por lo tanto, los demás domos deben ser más jóvenes que 181 ± 20 ka. Al norte del área de estudio existe un dique con características de la Sierra de las Cruces que se encuentra entre los volcanes Panza y Volcancito. Encima de él hay escorias del volcán Panza, por lo que tiene edad más antigua que estos volcanes. Debido a que no tiene tanta vegetación y se pueden observar sus estructuras, como las diaclasas, se considera que tiene una edad entre 20,000 y 25,000 años.

A la fisura Zorrillo se le asignó una edad relativa por su geomorfología y por el análisis del sitio en campo, se puede concluir que es más antiguo que los conos de escoria que se encuentran al norte del área de estudio. En la zona del volcán Zorrillo, existen depósitos de oleadas húmedas, así como depósitos de arenas fluviales debajo de las escorias que produjo esta fisura (Figura 71). Lo que indica que en esta zona antes y durante la erupción existía un cuerpo de agua. Según lo investigado en la literatura y lo visto en campo, su origen sería de los escurrimientos de agua del glaciar del volcán Los Picachos, que fue afectado por la glaciación Marqués que data de hace mínimo 27,000 años (White, 1987; Delgado y Martin Del Pozzo, 1993). Por lo tanto, se puede concluir que la lava fisural Zorrillo tiene alrededor de 27,000 años.

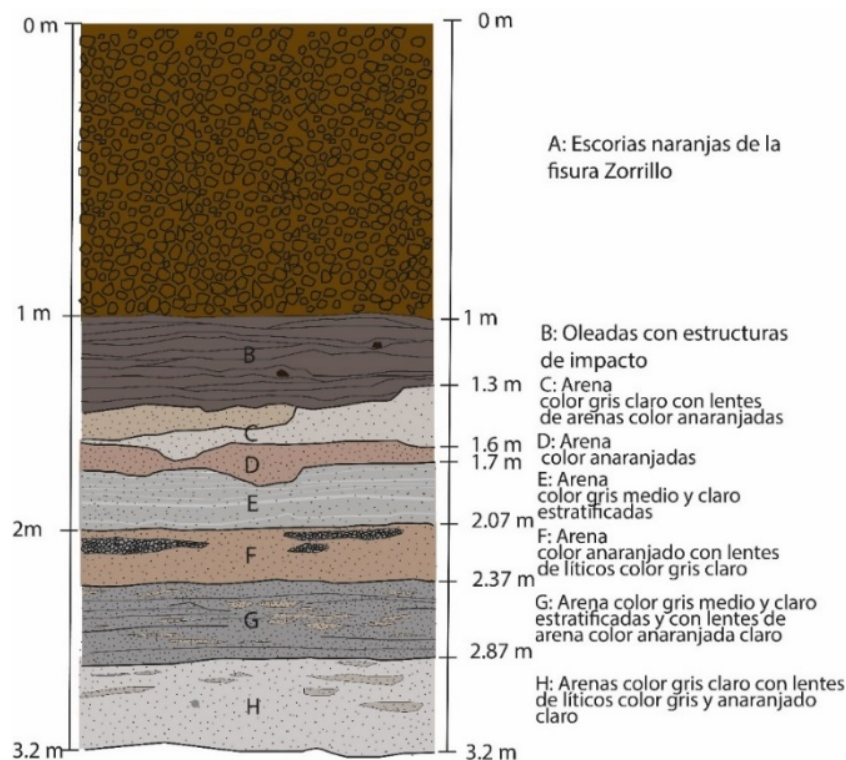


Figura 71. Sección estratigráfica de los depósitos de oleada y escorias del volcán Zorrillo sobre los depósitos fluviales del cuerpo de agua proveniente del volcán Los Picachos de ~27,000 años.

En el caso de la lava Apilulco y la lava del Dique, tienen alturas de 364 y 46 m y miden 5518 y 655 m de largo respectivamente (Tabla 8.1).

Los parámetros morfométricos de los conos de escorias indican que sus alturas (h) varían entre 52 y 143 m y el diámetro de la base (W_b) entre 304 y 831 m. El parámetro

h/W_b varía entre 0.20391 y 0.16532. Mientras que para los domos la altura (h) varía de 88-346 m y el diámetro de la base mide entre 380-2057 m (Tabla 8.2).

Tabla 8.2. Parámetros morfométricos de la lava Apilulco y el Dique.

Cono/ Domo	(h) Altura (m)	Largo (m)
Lava Apilulco	364.25	5518.42
Dique	46.37	655.61

Tabla 8.1 Parámetros morfométricos de los conos y domos volcánicos presentes en el área de estudio.

Cono/ Domo	(h) Altura (m)	(W _b) Diámetro de la base (m)	h/W _b
Panza	143	830.89	0.172104611
Volcancito	62	304.055	0.203910477
Agua Grande 2	121	729.285	0.165915931
Agua Grande	105	623.685	0.168354217
Conito Quepil	52	314.535	0.165323414
Domo Xalatlaco	76	393.59	---
Domo Cantimplora	121	635.4	---
Domo Roto	171	1212.595	---
Domo Basáltico	93	477.34	---
Domo Cañada 1	88	380.24	---
Domo Cañada 2	92	401.255	---
Cerro el Judío	193	909.59	---
Domo Malacatepec	134	548.31	---
Quepil 1	324	1178.44	---
Quepil 2	346	1135.515	---
Los Picachos	333	2057.15	---

Según la relación h/W_b , el orden de ocurrencia de los conos del más viejo al más joven es el siguiente: Conito Quepil, Agua Grande 2, Agua Grande, Panza y Volcancito.

Se muestran las edades (2,010 a 95,000 ka) y la relación h/W_b de conos de escoria cercanos al área de estudio (0.13 a 0.26), que se usaron para comparar sus valores con los calculados de los conos de escoria del área de estudio y obtener su edad relativa (Tabla 9).

Tabla 9. Edades y relación h/W_b de conos de escoria cercanos

Cono	Edad y método	h/W _b	Autor
Jumento	2,010±30 (¹⁴ C)	0.26	Arce et al, 2015
Xitle	2,030±60 (¹⁴ C)	0.24	Córdova et al, 1994
Malacatepec	95,000±12 (⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar)	0.13	Jaimés-Viera et al, 2018
Mezontepec	11,000±3 (⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar)	0.19	Jaimés-Viera et al, 2018
Malinale	18,000±600 (¹⁴ C)	0.15	Kirianov et al, 1990
Pelado	4,070±150 (¹⁴ C)	0.22	Kirianov et al, 1990
Oyameyo	13,755±95 (¹⁴ C)	0.19	Wallace and Carmichael, 1999

El diagrama de edades relativas calculadas para estos conos muestra en azul los conos de escoria de edad conocida y en distintos colores los conos de escoria del área de estudio (Figura 72). Este diagrama indica que las edades estimadas de los conos son:

- Cono Quepil: 24,050 años
- Agua Grande 2: 23,000 años
- Agua Grande: 21,200 años
- Volcancito: 20,200 años
- Panza: 18,100 años

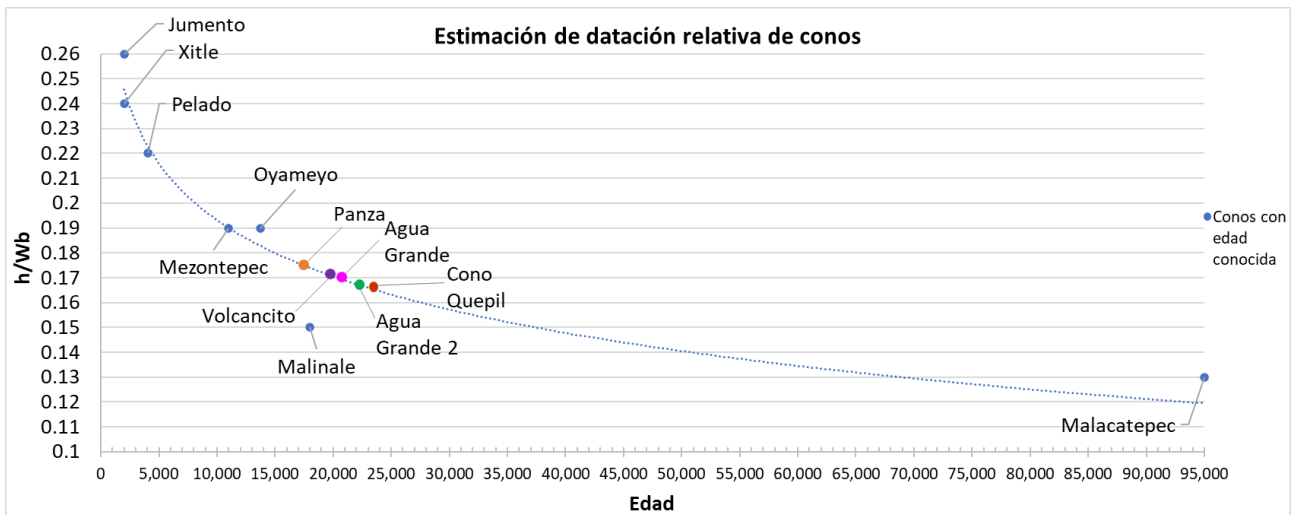


Figura 72. Gráfica de edades relativas de conos de escoria

6.4.2. Datación de conos mediante ¹⁴C

Se muestrearon dos paleosuelos y fragmentos de carbón de tres volcanes diferentes. Un paleosuelo se encontró debajo de un suelo derivado de la ceniza del volcán Agua Grande 2. Se midió la cantidad de materia orgánica en este paleosuelo y desgraciadamente no cumplió con el mínimo de porcentaje de C para ser datado con

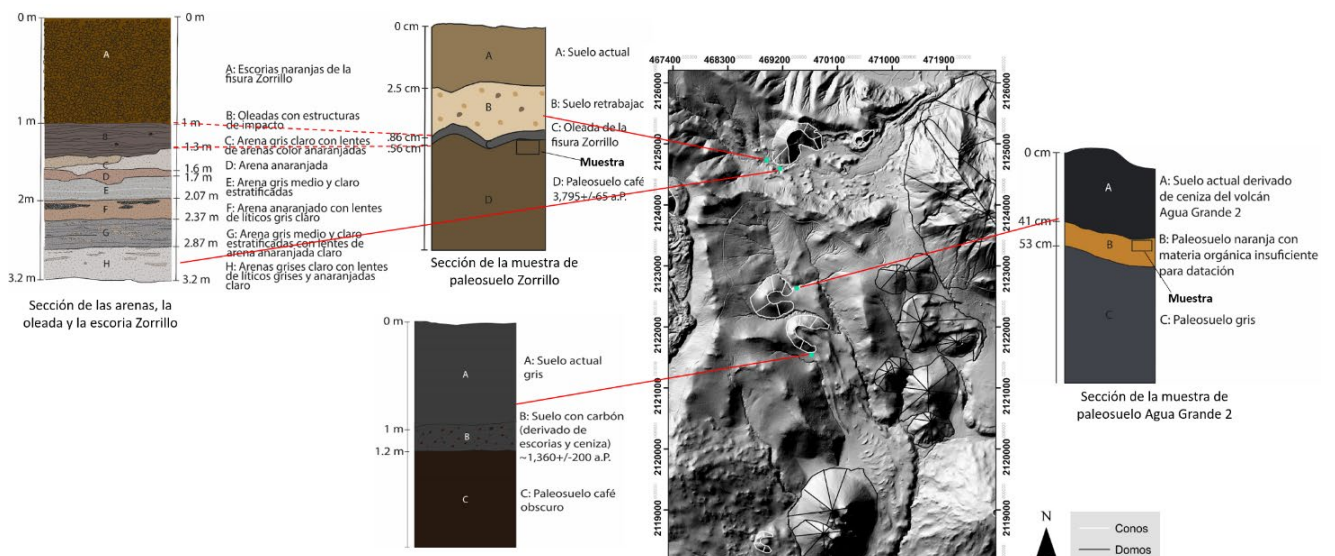


Figura 73. Mapa de sitios y secciones de los sitios muestreados para datación por ¹⁴C.

el método ^{14}C (Figura 73). El otro paleosuelo se muestreó debajo de la oleada que podría estar asociada a la lava fisural Zorrillo. Se obtuvo un resultado de $3,795\pm 65$ a.P. como edad máxima para esta oleada (Figura 73).

Cerca del cono de escorias del volcán Agua Grande se excavaron cuatro trincheras de aproximadamente 2 metros de profundidad. Se encontraron trozos de carbón inmersos en un suelo derivado de las escorias y cenizas de este volcán a una profundidad entre 1 y 1.2 m. Se obtuvo un resultado de $1,360\pm 200$ a.P como edad para la erupción de este volcán.

6.4.3. Datación de domos mediante ^{40}Ar - ^{39}Ar .

Las muestras de los domos Cerro Judío, Basáltico y Cañada 1, están siendo irradiadas en Canadá para su posterior análisis mediante ^{40}Ar - ^{39}Ar .

6.5. Mapa geológico

Este mapa es el resultado conjunto de los diversos análisis que se hicieron a lo largo de este trabajo. Se cartografiaron los volcanes poligenéticos y monogenéticos y sus lavas que se encuentran dentro del área de estudio y que fueron identificados en las imágenes satelitales, en el DEM, y que fueron posteriormente corroboradas y cartografiadas en campo. En el mapa se muestran también las fallas que fueron identificadas con las imágenes satelitales, en el DEM y en los mapas de valores y direcciones de pendientes, fueron medidas y mapeadas en campo como fallas normales. Además, en la zona media del área de estudio se identificaron dos fallas transtensionales que forman una cuenca *pull apart*. Así mismo, se utilizaron los datos de las edades relativas para ordenar en el tiempo el nacimiento de los volcanes y sus depósitos (Figura 74).

En total se identificaron 14 domos, un dique, una lava fisural, cuatro circos glaciares y cinco conos de escoria, de los cuales cuatro tienen forma de herradura con orientación SE, al igual que los circos glaciares formados en el volcán Los Picachos y en las lavas Apilulco.

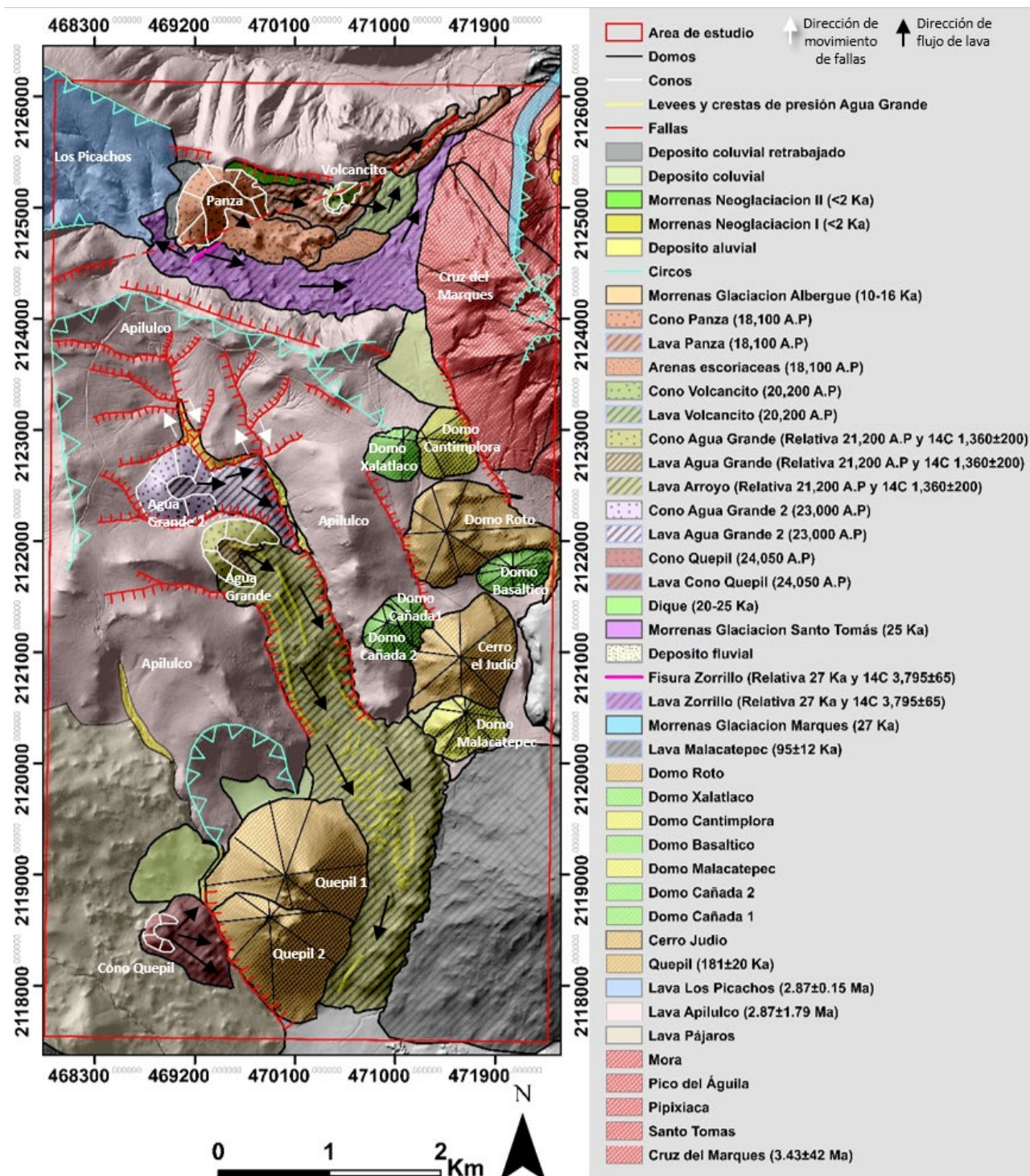


Figura 74. Mapa geológico del área de estudio. Muestra las estructuras volcánicas y tectónicas descritas en los capítulos anteriores.

6.6. Estudios geoquímicos de elementos mayores y traza

Los resultados obtenidos de los análisis geoquímicos de elementos mayores muestran que las lavas presentes en el área de estudio tienen composiciones que van desde basalto-andesíticas a dacíticas (Tabla 10).

Tabla 10. Resultados del análisis de elementos mayores sin normalizar (masa %).

Nombre	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Suma
Cono Panza	56.532	1.3	15.983	7.536	0.111	5.383	6.312	4.201	1.747	0.415	0.48	100
Lava Volcancito	54.796	1.386	16.107	7.808	0.123	5.781	7.045	4	1.651	0.472	0.83	99.999
Tezontle	56.71	1.268	16.404	7.258	0.11	5.251	6.53	4.095	1.712	0.392	0.27	100
Cono Volcancito	54.363	1.376	16.496	8.004	0.126	6.595	6.48	3.975	1.536	0.378	0.67	99.999
Lava Panza 1	55.42	1.268	15.759	7.958	0.124	6.963	6.807	3.858	1.58	0.393	-0.13	100
Lava Panza 2	56.365	1.211	15.979	7.424	0.115	6.313	6.657	3.994	1.673	0.389	-0.12	100
Lava Agua Grande	60.093	0.755	15.982	5.929	0.093	5.172	5.717	3.754	1.613	0.181	0.71	99.999
Lava Arroyo	59.631	0.746	16.321	5.865	0.094	5.395	5.533	3.845	1.389	0.179	1	99.998
Lava Agua Grande 2	54.139	0.981	16.745	7.691	0.117	8.655	6.777	3.775	1.043	0.217	-0.14	100
Cono Zorrillo	56.736	1.305	16.136	7.632	0.113	5.595	6.475	4.15	1.742	0.416	-0.3	100
Lava Zorrillo	55.404	1.252	16.242	7.626	0.116	6.129	6.761	3.886	1.616	0.409	0.56	100.001
Cono Quepil	66.52	0.559	16.354	3.639	0.061	1.774	3.998	4.593	1.89	0.169	0.44	100
Dique	60.28	1.019	17.875	5.888	0.109	2.73	5.616	4.422	1.433	0.169	0.46	100.001
Domo Roto	57.986	0.885	16.944	6.066	0.095	5.116	5.911	3.792	1.402	0.244	1.56	100.001
Domo Basáltico	54.803	0.863	16.432	7.838	0.12	7.567	7.252	3.469	1.034	0.141	0.48	99.999
Domo Cantimplora	60.891	0.837	19.053	5	0.073	2.17	4.982	4.274	1.104	0.216	1.4	100
Domo Cañada 1	61.579	0.677	19.937	3.983	0.062	1.615	3.761	3.846	1.837	0.174	2.53	100
Domo Xatlalaco	62.851	0.643	18.507	4.223	0.058	1.745	5.012	4.371	1.707	0.255	0.7	100.001
Cerro el Judío	61.576	0.581	20.192	3.581	0.056	1.418	3.897	4.089	1.744	0.181	2.68	100
Domo Malacatepec	61.272	0.629	19.809	4.218	0.071	1.387	3.74	3.897	1.805	0.172	3	100
Domo Cañada 2	64.201	0.41	19.674	2.584	0.041	0.797	3.137	4.363	1.79	0.213	2.79	99.998
Quepil 1	64.298	0.556	18.34	3.322	0.051	1.406	4.083	4.407	1.534	0.162	1.84	99.999
Quepil 2	65.199	0.592	17.277	3.736	0.059	1.766	4.232	4.225	1.841	0.153	0.92	100
Apitlulco	62.412	0.732	17.806	5.038	0.074	2.36	4.949	4.377	1.545	0.177	0.53	100
Los Picachos	61.458	0.763	17.778	5.161	0.082	1.95	4.886	4.091	1.665	0.166	2	100
Ajusco (Romero, 1998)	64.39	0.68	16.56	4.411	0.081	1.983	4.462	4.401	1.586	0.168		

Los valores de geoquímica normalizados muestran que los conos y sus lavas son andesitas basálticas (54 a 57% SiO₂), a excepción de las lavas Agua Grande y Arroyo que pertenecen al volcán Agua Grande, las cuales son andesitas (60% SiO₂). Las lavas del volcán Agua Grande 2 son las rocas más basálticas de toda el área de estudio (54 % SiO₂).

El cono del Panza y el Tezontle son andesitas basálticas (57% SiO₂), por lo que se considera que el Tezontle formó parte del cono del Panza y se desprendió como un bloque torea, es por eso que aún conserva la estratificación original del cono. La lava que rodea al Volcancito se originó también del volcán Panza, ya que su también es una andesita basáltica. El cono del Volcancito y su lava tienen son andesitas basálticas (55% SiO₂).

Las muestras de la fisura Zorrillo y de la lava fisural Zorrillo son del mismo origen y son de tipo andesitas basálticas (56% SiO₂) (Figura 75).

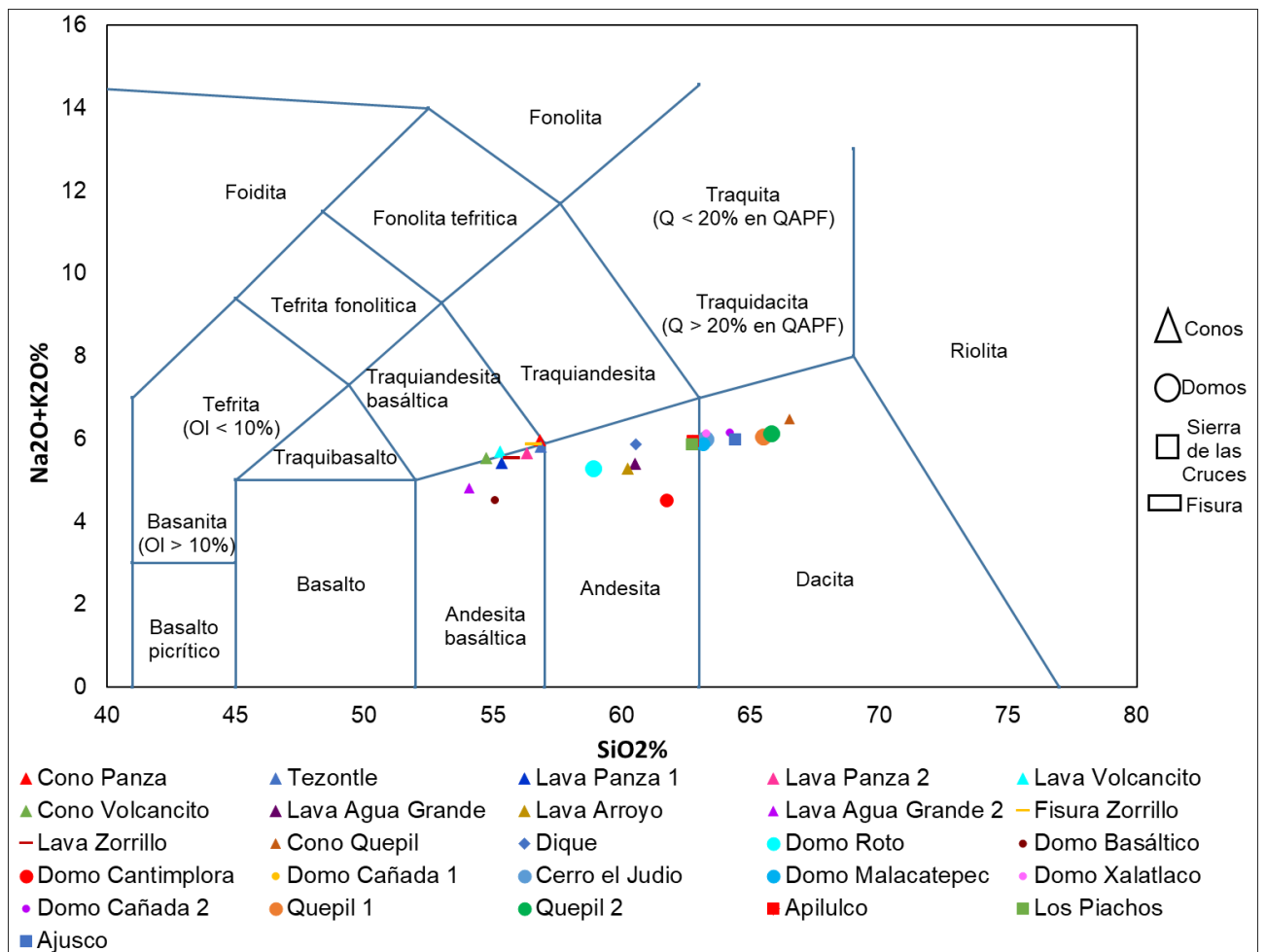


Figura 75. Diagrama de álcalis vs SiO_2 (TAS; Le Blas et al, 1996). Sombreados en color verde el Domo Basáltico y la lava Agua Grande 2. En rojo los conos de escoria y la fisura. En azul las lavas Agua Grande, el Dique y los domos Roto y Cantimplora. En gris las lavas de la Sierra de las Cruces, el resto de los Domo y el Cono Quepil.

En contenido de SiO_2 continúa el domo andesítico Cantimplora (62% SiO_2). Los domos Malacatepec, Cañada 1, Cerro el Judío, Xalatlaco, Cañada 2 con 63% SiO_2 , y el Quepil 1 y el Quepil 2 son los más dacíticos, con 66% SiO_2 en ese orden. Las lavas Apilulco y Los Picachos, de la Sierra de las Cruces, están en el límite entre las lavas andecíticas y dacíticas (63% SiO_2). Las lavas del volcán Ajusco del domo más cercano al área de estudio son dacíticas (64% SiO_2). La lava del Dique es andesítico (61% SiO_2), intermedia entre las composiciones de los conos de escoria y de los domos de la Sierra de las Cruces (Figura 75). No se observa alguna relación de la posición geográfica de los volcanes con contenido de SiO_2 (Figura 76).

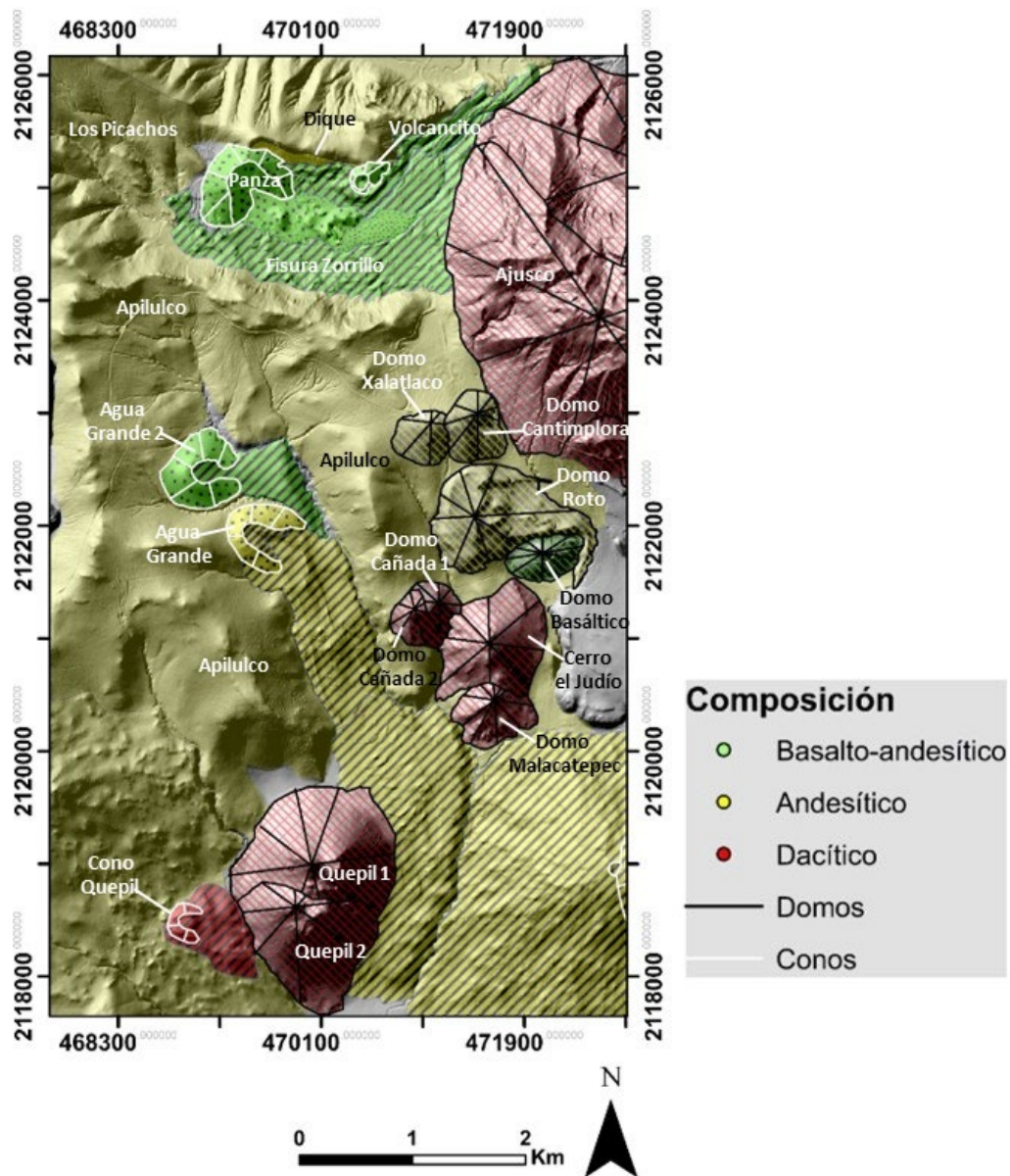


Figura 76. Porcentaje de sílice de los conos y domos.

Se dividieron las estructuras en tres grupos fundamentalmente de acuerdo a su edad, y se observa que conforme la edad es menor, disminuye el contenido de SiO_2 (Figura 77).

Los volcanes que se encuentran dentro del delineado negro; es decir, el Domo Roto, el Domo Basáltico, el Cono Quepil, la lava del Dique y las lavas Arroyo y Agua Grande del volcán Agua Grande.

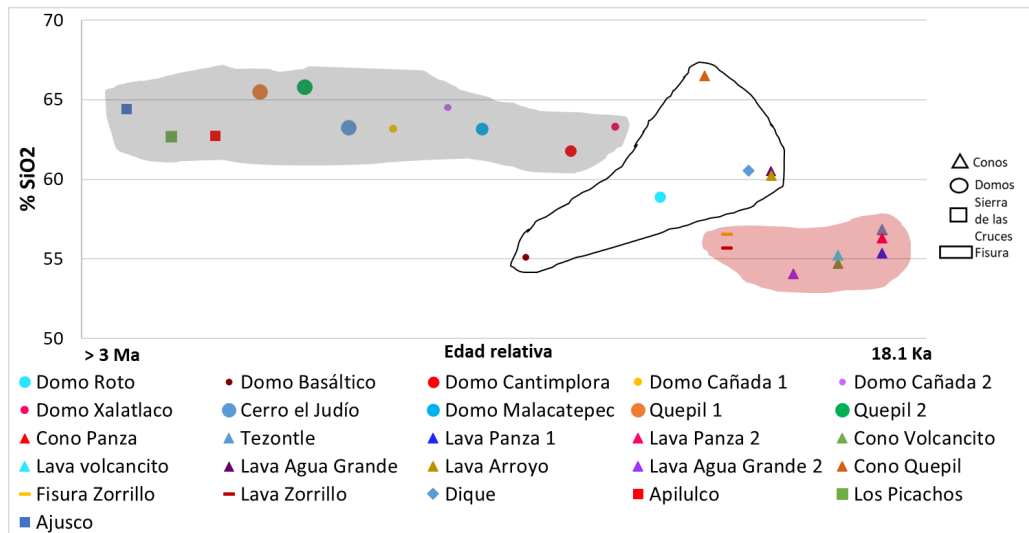


Figura 77. Diagrama de $\text{SiO}_2\%$ vs edad relativa. Sombreados en color gris las lavas de la Sierra de las Cruces y los domos. Dentro del polígono el Dique, los domos y las lavas de transición y en rojo los conos de escoria y la fisura.

Las lavas del área de estudio no tienen alto contenido de K (1 a 2% K_2O , Figura 78), por lo que pertenecen a la serie calcoalcalina de arco. Existen tres grupos, en el primero, sombreado en color verde, están los volcanes más basálticos: el Domo Basáltico y el volcán Agua Grande 2 (1% K_2O). En el segundo grupo, sombreado en color rojo, están la mayoría de los conos de escoria y la lava fisural Zorrillo (1.5 a 1.8% K_2O), en este caso la correlación con el $\text{SiO}_2\%$ es ligeramente positiva.

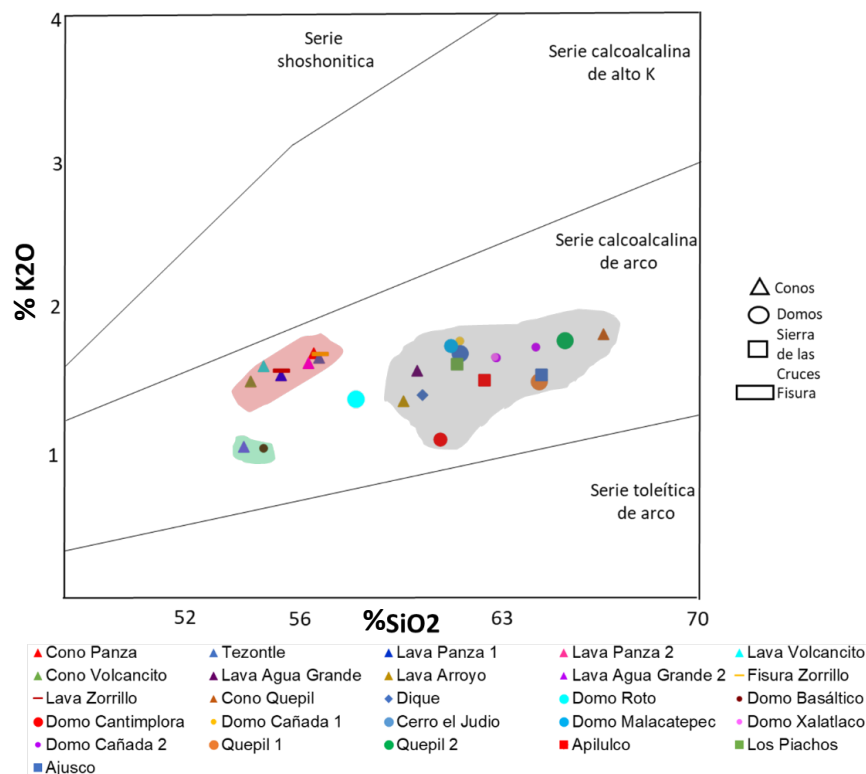


Figura 78. Diagrama K_2O vs SiO_2 . Sombreados en color verde el Domo Basáltico y la lava Agua Grande 2. En color rojo los conos de escoria y la fisura. En gris el resto de los domos, las lavas de la Sierra de las Cruces y el Cono Quepil. Sin sombreadar, el Domo Roto

El tercer grupo, sombreado en color gris, se compone de las lavas de la Sierra de las Cruces (Ajusco, Los Picachos y Apilulco), la mayoría de los domos, las lavas Arroyo y Agua Grande del volcán Agua Grande, la lava del Dique y el Cono Quepil (1 a 1.7 K₂O%), los volcanes de este grupo también tienen correlación positiva con el SiO₂%. El Domo Roto se encuentra entre el segundo y tercer grupo (Figura 78).

En el diagrama AFM se observan cuatro agrupaciones de volcanes, el primero con mayor contenido de álcalis está conformado por el Domo Cañada 2; es decir que es el magma más evolucionado. En el segundo grupo (sombreado en color gris) están el volcán Ajusco, los domos Quepil 1, Quepil 2, Cerro el Judío, Domo Xalatlaco, Domo Malacatepec y el Cono Quepil, que tienen composición dacítica. En el tercer grupo (sombreado en color rosa) están las lavas del Dique, Apilulco, Los Picachos y el Domo Contimplora, los cuales tienen composición entre andesítica y dacítica. Al cuarto grupo (sombreado en color rojo) pertenecen todos los conos de escoria y los domos Roto y Domo Basáltico, los cuales tienen composición andesítica y basalto-andesítica (Figura 79).

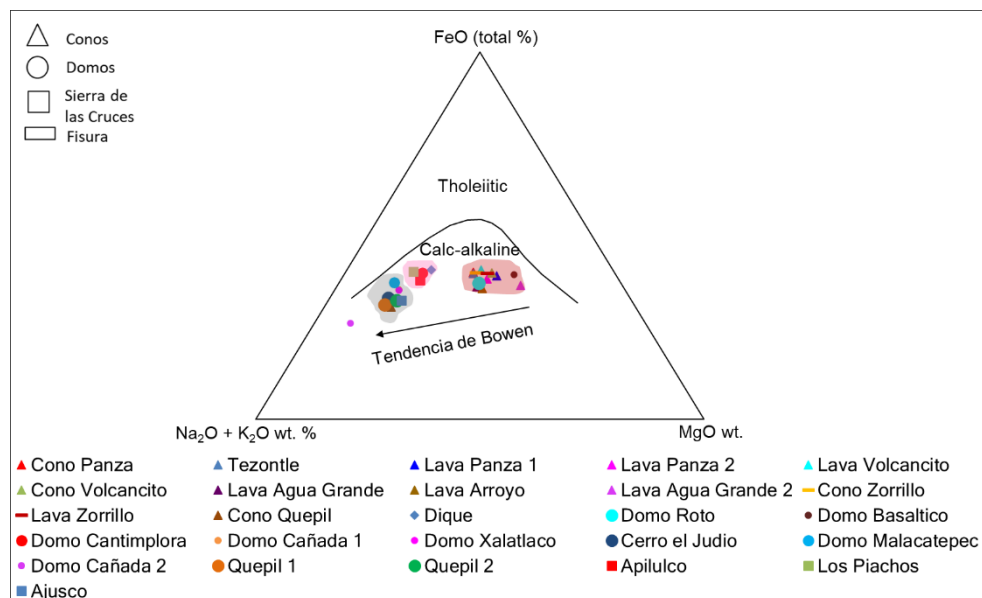


Figura 79. Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971). Sin sombreado el Domo Cañada 2. En gris las lavas del Ajusco, la mayoría de los domos y el Cono Quepil. En rosa los Picachos, Apilulco, el Dique y el Domo Cantimplora. En rojo los conos de escoria, la fisura y el Domo Roto.

En la distribución de los elementos mayores vs SiO₂, se observa que los magmas de algunos conos recientes se agrupan con la lava fisural y el Domo Basáltico, mientras que el volcán Agua Grande y Cono Quepil se agrupan con las lavas de la Sierra de las Cruces y los demás domos, a excepción del Domo Roto que se mantiene entre los dos grupos. Además de estas agrupaciones se observa que el volcán Agua Grande 2 y el Domo Basáltico se separan en otro grupo en los diagramas K₂O, TiO₂ y P₂O₅ vs SiO₂. En el diagrama de MgO vs SiO₂ se separan las lavas del volcán Agua Grande y el Domo Roto (Figura 80).

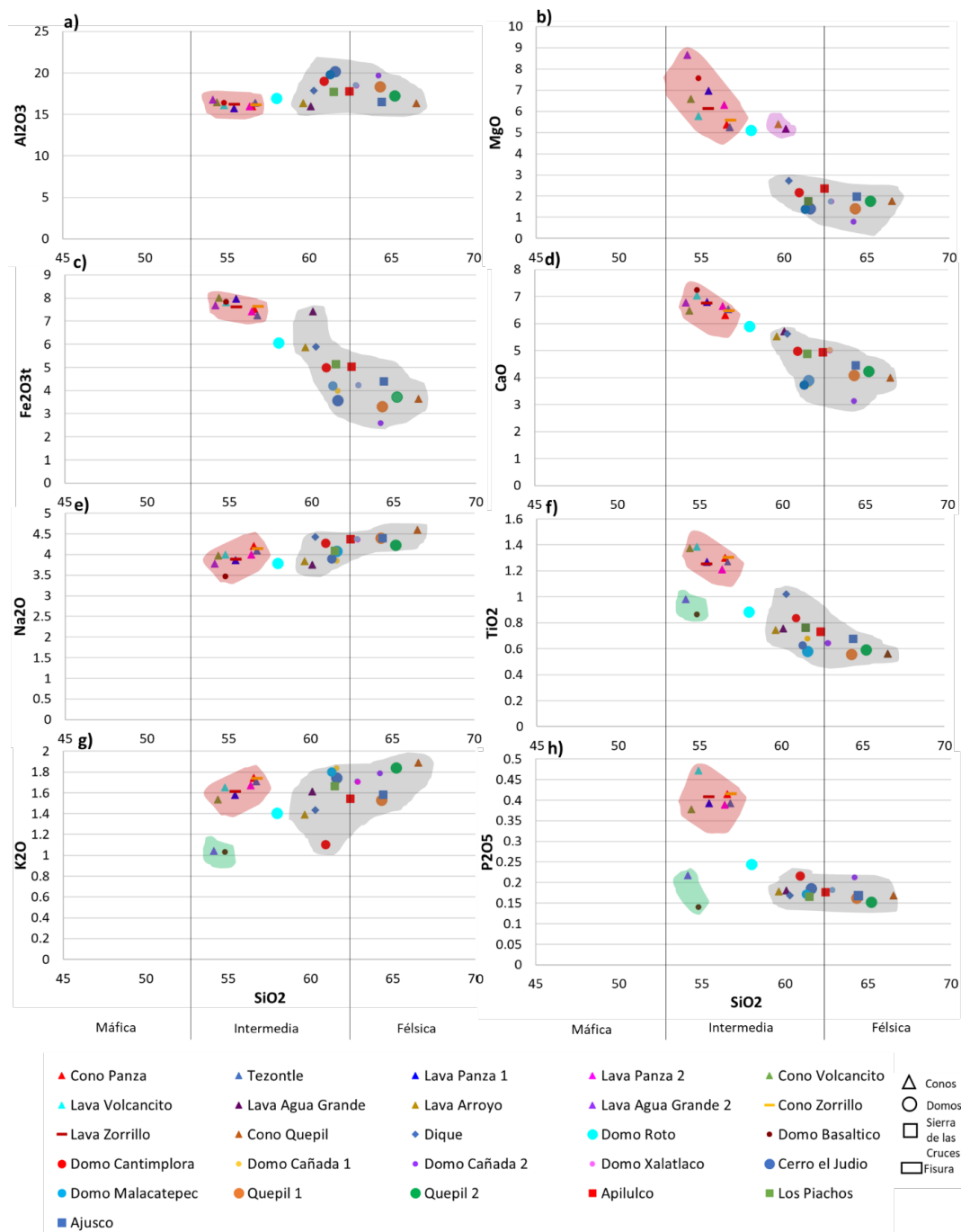


Figura 80. Diagramas Harker. Sombreado en color gris la mayoría de los domos, las lavas de la Sierra de las Cruces, el Dique, el Cono Quepil y las lavas del Agua Grande. En rojo la mayoría de los conos de escoria y la fisura. En verde el Domo Basáltico y el volcán Agua Grande 2, sin sombreado el Domo Roto.

Los resultados de los elementos traza se muestran en la Tabla 11. Entre los elementos traza se encuentran los Elementos Litófilos de Ión Grande, LILE (Large Ion Lithophile Element), también conocidos como elementos incompatibles. Se refieren a los elementos traza caracterizados por tener radio iónico grande y baja intensidad de campo, son: K, Rb, Cs, Sr y Ba. Estos elementos se caracterizan por ser litófilos, es decir que tienen se encuentran formando parte de óxidos minerales, como los silicatos y se concentran principalmente en la litósfera en fases fundidas (Chauvel et al., 2016). También están los Elementos de Alta Intensidad de Campo, HFSE (High

Field Strength Elements), también son incompatibles. Este término se restringe a elementos cuyos iones tienen un radio pequeño y una carga alta; por lo tanto, con intensidad de campo alta: son Hf, Zr, Ti, Nb y Ta. Estos elementos se enriquecen en la corteza (Salters, 1998).

Tabla 11. Resultados del análisis de elementos traza (ppm)

Nombre	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb
Cono Panza	29	704	577	20	210	16	158	152	52	97	42	78	5	10
Lava Volcancito	24	747	647	21	213	15	156	138	54	103	27	80	5	7
Tezontle	29	682	609	20	204	14	162	159	54	89	43	79	6	12
Cono Volcancito	22	771	786	19	223	17	163	253	59	128	38	85	6	10
Lava Panza 1	23	662	584	18	186	14	159	240	55	130	33	78	6	8
Lava Panza 2	27	648	577	19	185	14	158	210	54	111	27	72	5	10
Lava Agua Grande	29	470	505	15	149	13	133	178	47	95	36	73	4	9
Lava Arroyo	25	479	459	14	145	13	127	181	48	115	42	70	5	10
Lava Agua Grande 2	13	496	350	14	136	13	158	320	57	178	37	74	3	7
Cono Zorrillo	29	705	563	20	211	16	161	136	54	103	40	77	7	12
Lava Zorrillo	23	671	591	19	192	14	156	202	52	116	32	73	5	10
Cono Quepil	26.8	743.4	447.8	16.3	203.9	7.4	61.6	84.4	5.9	12.5	17.5	55.8	6.1	5.4
Dique	29	429	345	26	146	8	144	47	46	34	21	70	5	8
Domo Roto	23	579	605	15	178	9	122	154	49	99	27	81	5	8
Domo Basáltico	18	397	305	12	109	8	144	365	56	145	62	77	5	9
Domo Cantimplora	11	568	669	19	212	8	116	21	40	17	26	62	7	11
Domo Cañada 1	37	422	877	30	171	8	97	34	38	17	15	51	6	10
Domo Xalatlaco	36	508	516	16	157	7	101	33	39	15	18	48	6	9
Cerro el Judío	34	474	737	16	164	7	88	18	36	21	15	44	3	10
Domo Malacatepec	39	414	616	17	163	8	94	20	39	18	22	50	5	8
Domo Cañada 2	40.4	492.2	516.2	22.5	206.3	6.7	36.2	8.2	3.6	9.2	21.7	30.1	8.6	6
Quepil 1	9	687	604	10	185	5	72	28	36	13	8	55	5	7
Quepil 2	20	656	620	12	174	6	90	33	38	16	9	55	5	10
Apilulco	28	513	421	17	151	7	109	49	42	28	21	62	3	7
Los Picachos	34	479	476	21	153	8	107	50	43	25	13	75	4	8
Ajusco (Romero, 1998)	32	870	405	15	164	4	62	38	53	40	37	79	7	9

Los diagramas de los elementos mayores y traza vs. #Mg se distinguen dos y a veces tres grupos que pueden estar asociados a diferencias en la fuente (Figuras 81, 82 y 83).

En el primer grupo, sombreados en color gris, se encuentran los volcanes más antiguos; los domos de la Sierra de las Cruces (Ajusco, Los Picachos y Apilulco), el Cono Quepil, la lava del Dique y la mayoría de los domos.

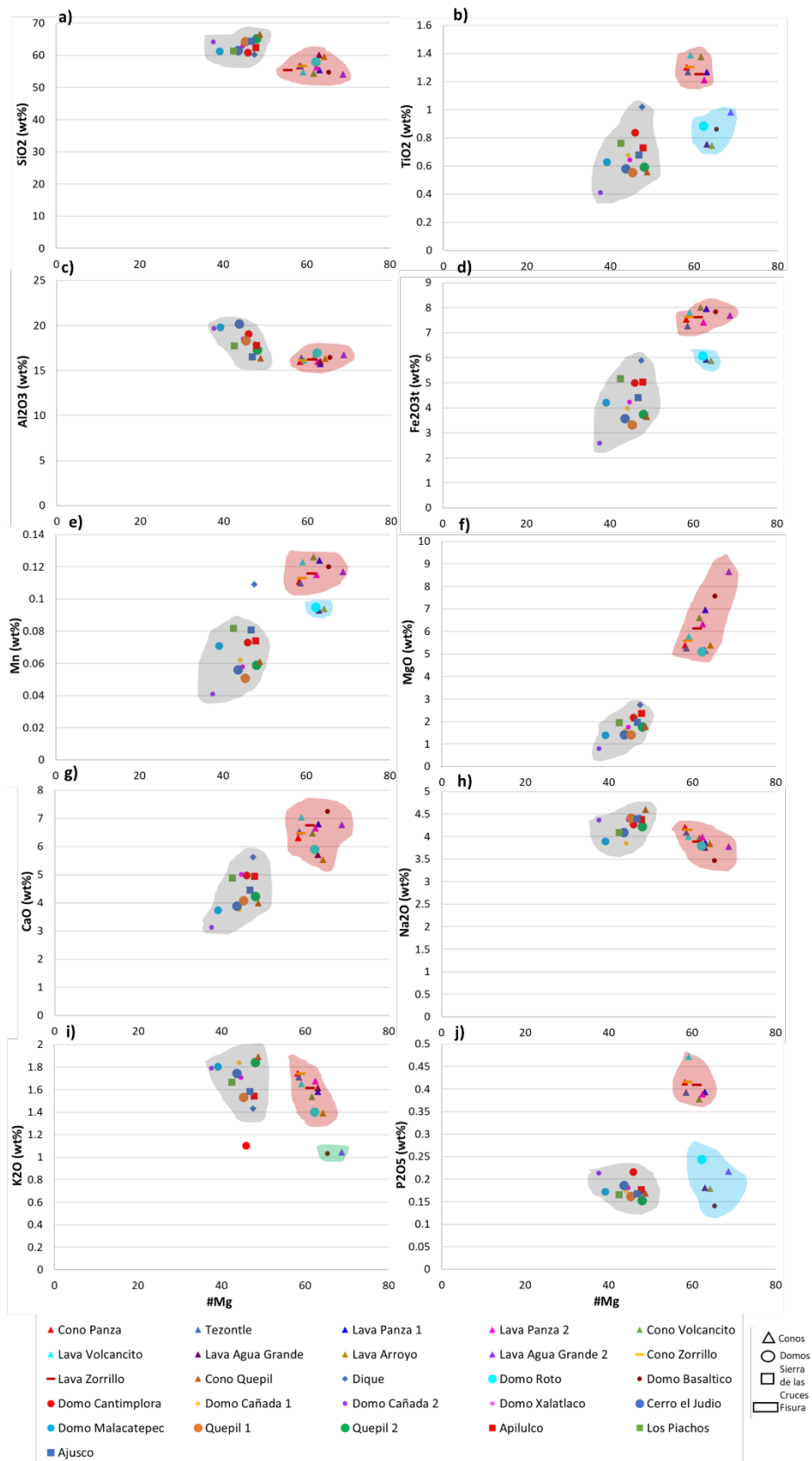


Figura 81. Diagrama elementos mayores vs #Mg. Sombreado en gris las lavas de la Sierra de las Cruces, la mayoría de los domos, el Dique y el Cono Quepil. En rojo los conos de escoria y la fisura. En azul los Domos Roto y Basáltico, el volcán Agua Grande y Agua Grande 2. Sin sombreado el Dique y el Domo Cantimplora.

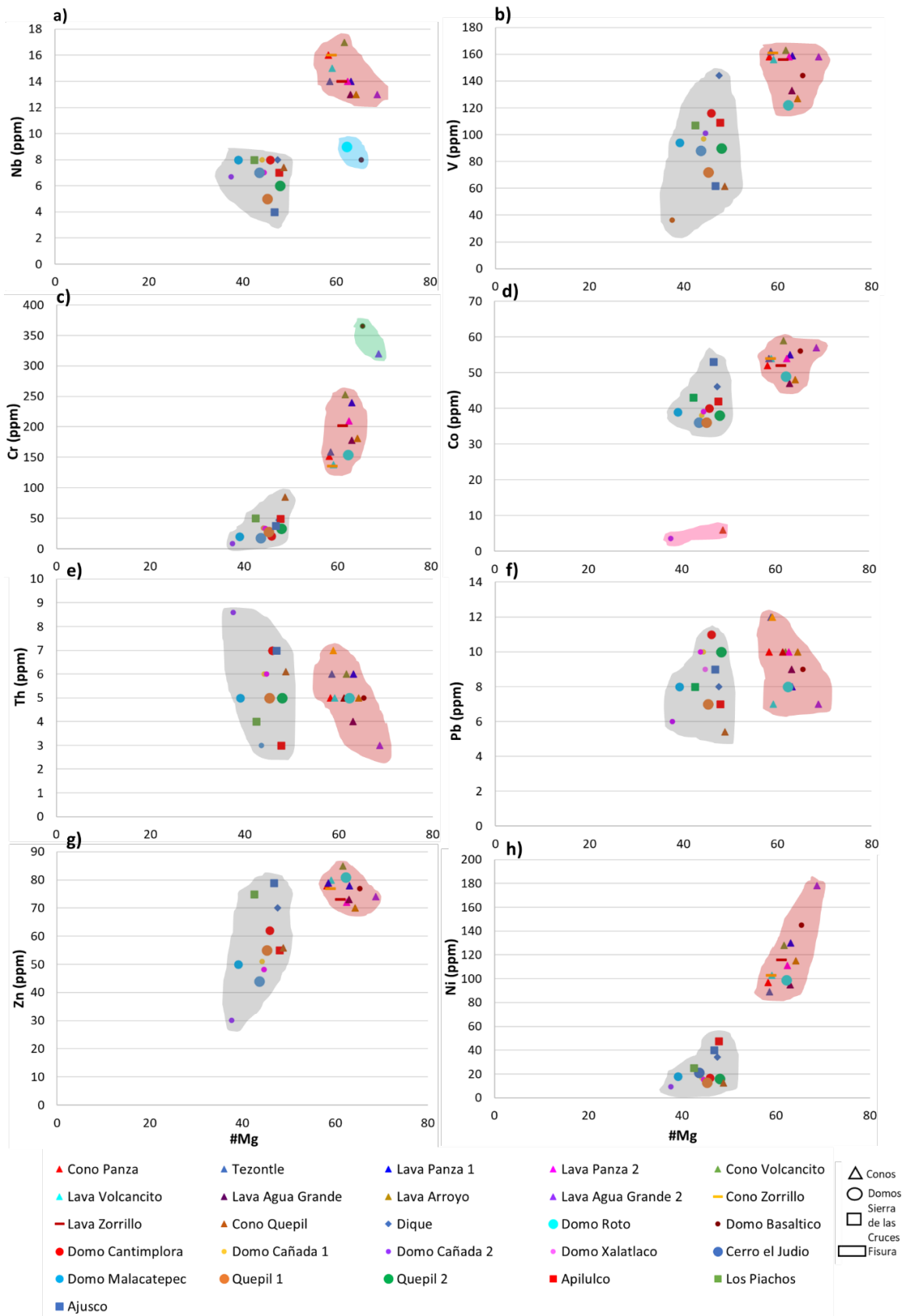


Figura 82. Diagrama de mayores vs #Mg. Sombreado en gris las lavas de la Sierra de las Cruces, la mayoría de los domos, el Dique y el Cono Quepil. En rojo los conos de escoria y la fisura. En azul los domos Roto y Basáltico. En verde el Domo Basáltico y el volcán Agua Grande 2 y en rosa el Domo Cañada 2 y el Cono Quepil.

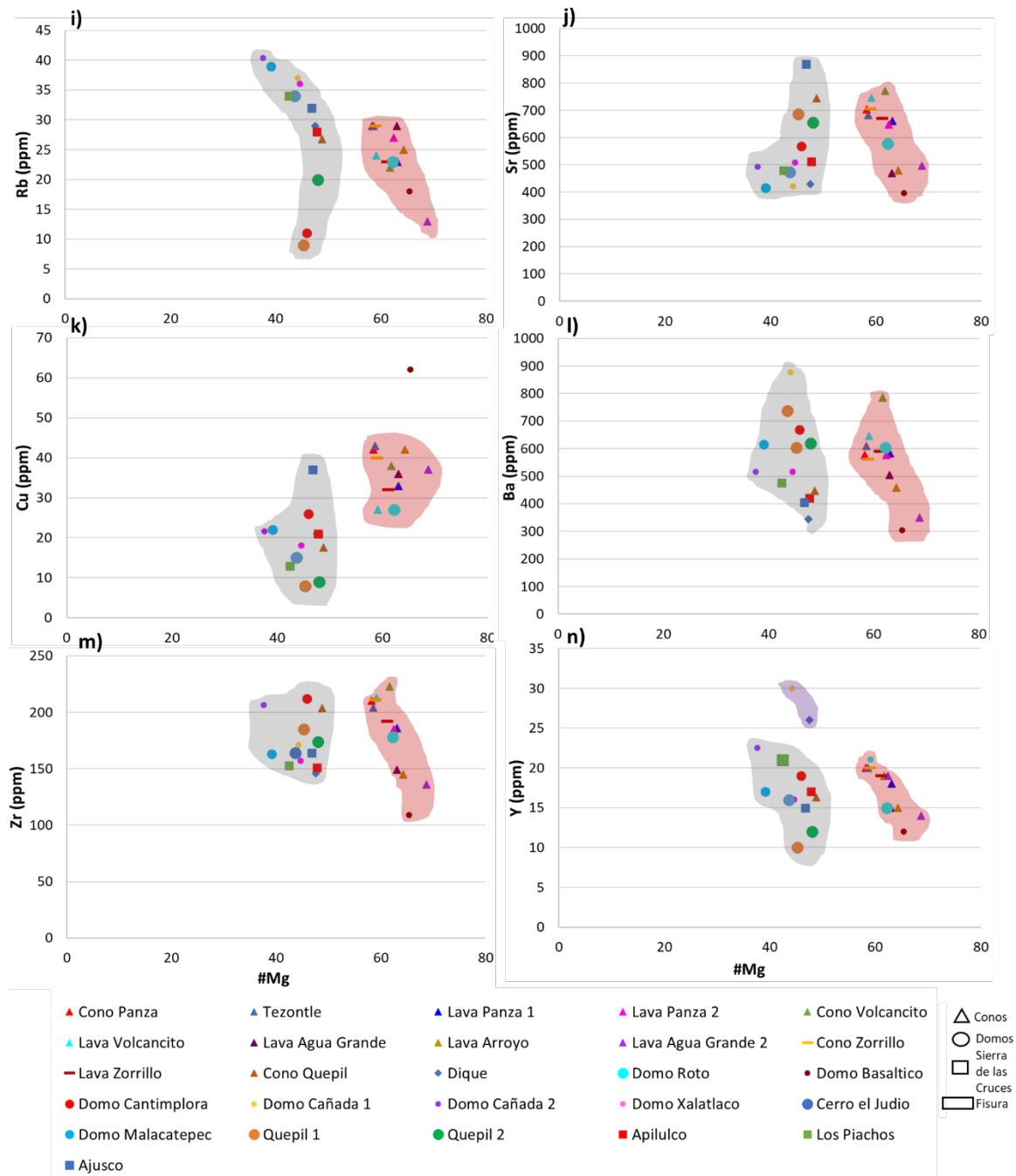


Figura 83. Diagrama de mayores vs #Mg. Sombreado en gris las lavas de la Sierra de las Cruces, la mayoría de los domos, el Dique y el Cono Quepil. En rojo los conos de escoria y la fisura. En morado el Dique y el Domo Cañada 1 y sin sombrear el Domo Basáltico.

El segundo grupo, sombreado en color rojo, se compone de la mayoría de los conos de escoria y la lava fisural y el Domo Roto. El tercer grupo se compone de los volcanes más basálticos, que son el Domo Basáltico y el volcán Agua Grande 2. Los diagramas de #Mg en ocasiones muestran más grupos, además de los dos principales. En los diagramas de TiO_2 y P_2O_5 , hay un tercer grupo compuesto por los domos Roto y Basáltico y las lavas de los volcanes Agua Grande y Agua Grande 2. En los diagramas Mn y F_2O_3t , el tercer grupo se compone del Domo Roto y las lavas

del volcán Agua Grande, y en el diagrama Mn hay un cuarto grupo conformado solo por la lava del Dique. En los diagramas de K₂O y Cr el tercer grupo se compone del Domo Basáltico y el volcán Agua Grande 2, además en el diagrama de K₂O hay un cuarto grupo formado solo por el Domo Cantimplora. El diagrama de Nb muestra un tercer grupo conformado por los domos Roto y Basáltico, que se encuentran en medio de los dos grupos principales. En el diagrama de Co, al tercer grupo pertenecen el Cono Quepil y el Domo Cañada 2. Los diagramas de Cu y Y muestran también un tercer grupo, en el primero se conforma solo del Domo Basáltico y en el segundo diagrama está formado por la lava del Dique y el Domo Cañada 1. Los diagramas de MgO, Cr y Ni vs #Mg muestran que conforme aumenta el #Mg también aumentan el MgO, Cr y Ni.

El #Mg aumenta conforme la edad relativa (Figura 84). Se marcan dentro de la sombra gris los domos y a las lavas de la Sierra de las Cruces y Ajusco, y en color rojo los conos de escoria.

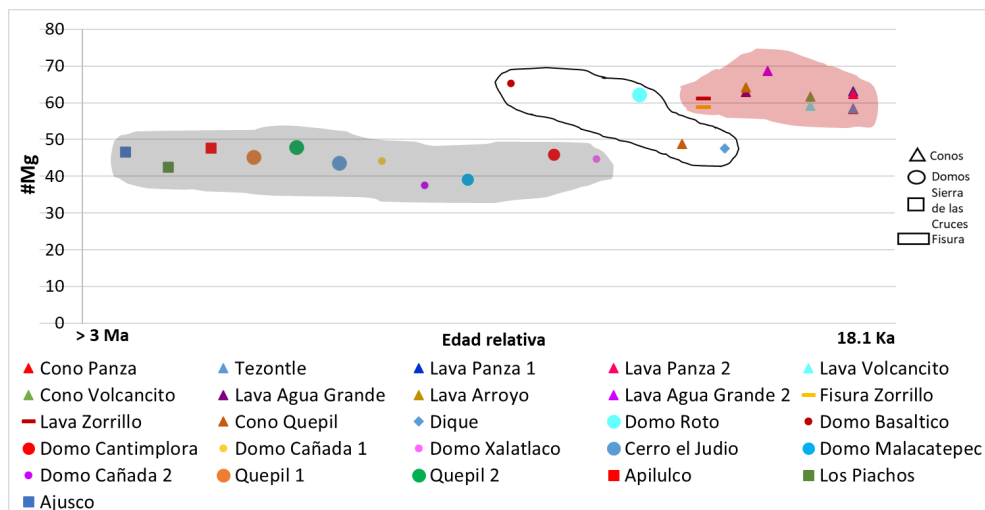


Figura 84. Diagrama de #Mg vs edad relativa. Sombreados en gris las lavas de la Sierra de las Cruces y la mayoría de los domos. Dentro del polígono los volcanes transicionales y en rojo la mayoría de los conos de escoria y la fisura.

El diagrama Nb vs Ba, muestra claramente la existencia de dos grupos con diferente origen magmático (Figura 85). El primer grupo, sombreado en color gris, se compone por la mayoría de los domos, las lavas de la Sierra de las Cruces y el Cono Quepil, cuyos magmas tienen origen de arco. El segundo grupo, sombreado en color rojo, se compone de los conos de escoria, de la lava fisural Zorrillo, la lava del Dique y del Domo Basáltico, que corresponden a magmas transicionales.

Los diagramas de fraccionamiento Zr vs SiO₂% (Figura 86) y Nb vs Zr (Figura 87) muestran la existencia de dos grupos principales; sombreado en color gris, el grupo de las lavas de la Sierra de las Cruces y los domos principalmente. El segundo grupo formado por los conos de escoria y la fisura, sombreados en color rojo. En el diagrama Zr vs SiO₂% se observa un tercer grupo conformado por los domos Cantimplora y Cañada 2 y el Cono Quepil, sombreados en azul; y un cuarto grupo conformado solo por el Domo Basáltico. El diagrama Nb vs Zr muestra un tercer grupo sombreado en color azul formado por los domos Cantimplora y Cañada 2 y el Cono Quepil; el cuarto

grupo formado por las lavas de los volcanes Agua Grande y Agua Grande 2, en color verde y un quinto grupo formado solo por el Domo Basáltico

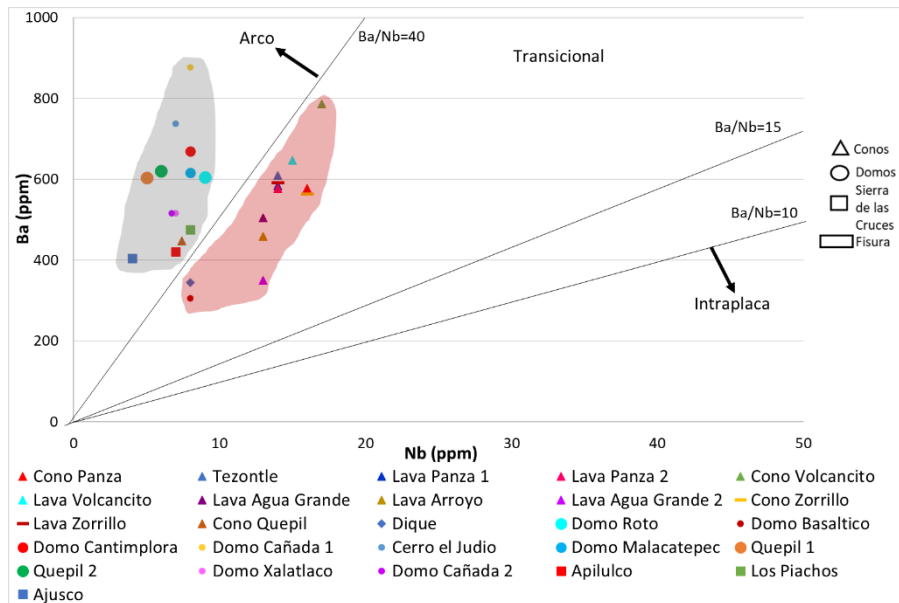


Figura 85. Diagrama Ba vs Nb (D'Orazio et al, 2004). Sombreados en gris las lavas de la Sierra de las Cruces, la mayoría de los domos y el Cono Quepil. En rojo la mayoría de los conos de escoria, la fisura el Dique y el Domo Basáltico.

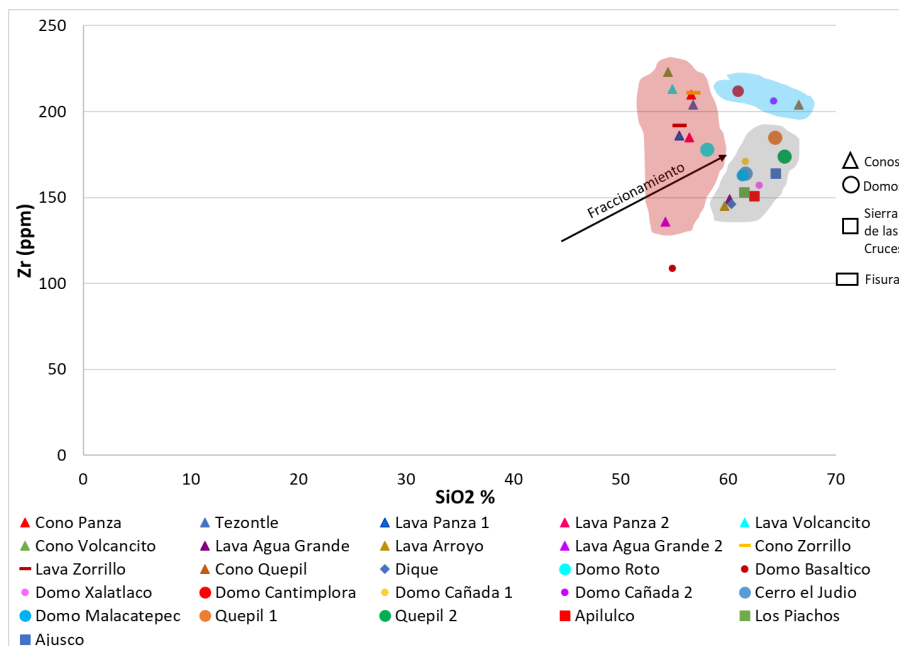


Figura 86. Diagrama Zr vs SiO₂. Sombreados en gris las lavas de la Sierra de las Cruces, la mayoría de los domos y el volcán Agua Grande y el Dique. En rojo la mayoría de los conos de escoria y la fisura. En azul los domos Cantimplora y Cañada 2 y el Cono Quepil, y sin sombreado el Domo Basáltico.

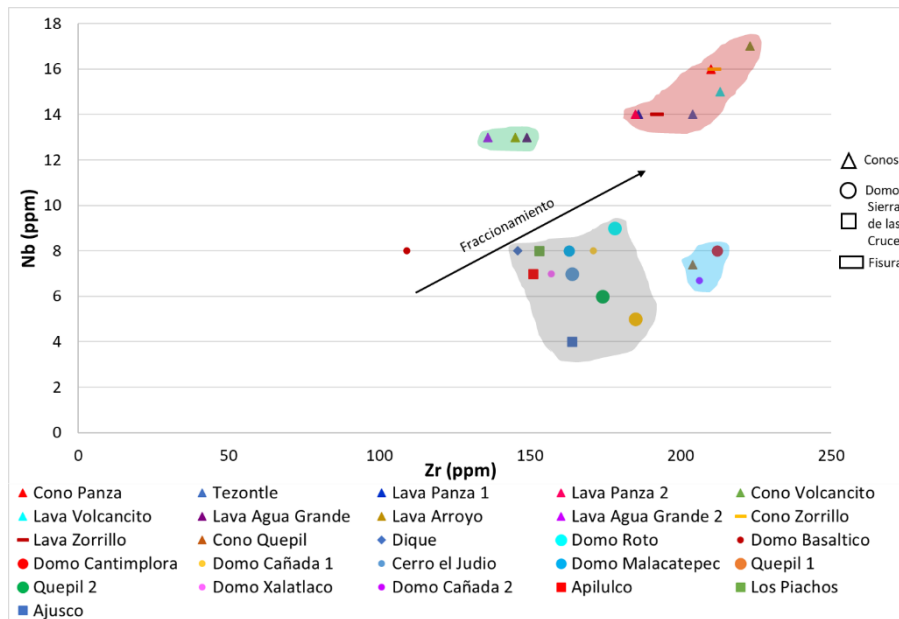


Figura 87. Diagrama Nb vs Zr. Sombreados en gris las lavas de la Sierra de las Cruces, la mayoría de los domos y el Dique. En rojo la mayoría de los conos de escoria y la fisura. En azul los domos Cantimplora y Cañada 2 y el Cono Quepil. En verde los volcanes Agua Grande y Agua Grande 2, y sin sombrear el Domo Basáltico.

El diagrama normalizado con el NMORB (Figura 88) muestra que en general hay un empobrecimiento de Nb y Ba para todas las rocas, y un enriquecimiento de Pb. En el Nb se observan dos grupos, los que tienen ligeramente mayor cantidad de Nb que corresponden a los conos de escoria, mientras que los que tienen menor cantidad de Nb corresponden a los domos y a las lavas de la Sierra de las Cruces. En el caso del Domo Basáltico, se observa un alto enriquecimiento en Th y un ligero empobrecimiento en Ba.

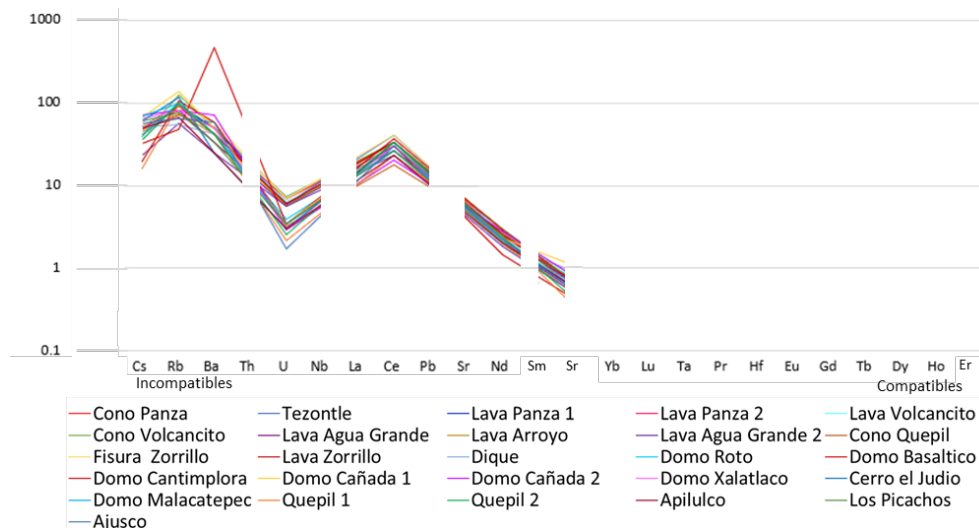


Figura 88. Diagrama de araña normalizado con NMORB (Sun & McDonough 1989)

6.7. Geopatrimonio del área de estudio

Se identificaron en campo siete sitios que se considera tienen alto valor y potencial geopatrimonial. Se evaluó cada sitio con la metodología de Fassaluas, 2012 según

sus características científicas, ecológicas, culturales, estéticas, económicas y de potencial de uso.

6.6.1. Sitios propuestos con interés geopatrimonial en el área de estudio

Volcán Panza

Es un volcán monogenético estromboliano de fácil acceso que se encuentra en el Valle del Tezontle. Su cono es la mejor representación de la forma de herradura que presentan la mayoría de los demás conos del área de estudio (Figura 89). Frente de la herradura existen *hummocks* y un bloque toreva originados por el colapso del cono de escorias provocado por una falla NE 65°SW, característica que lo hace único en el área de estudio.

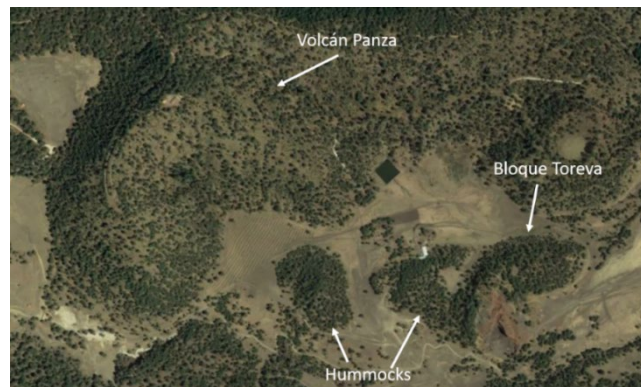


Figura 89. Volcán Panza con sus hummoks y bloque toreva.

Es probable que la mayoría de la escoria que se encuentra en el Valle del Tezontle provenga de este volcán y de la ruptura de su cono, esta característica lo hace atractivo para actividades de turismo y para el motocross; lo que a su vez afecta y deteriora la estructura de este volcán y sus depósitos.

Antigua mina de tezontle

Esta estructura es un bloque toreva que se desprendió del cono de escorias del volcán Panza. Es una estructura interesante debido a que conserva la estratificación original del cono que muestra las diferentes fases explosivas que tuvo el volcán durante su erupción (Figuras 90 y 91). Es de fácil acceso y debido a la extracción de la escoria y a las actuales actividades turísticas no reguladas, especialmente el motocross, ha perdido parte de la escoria que lo conforma y como consecuencia también su forma original. Desde la cima del bloque se puede observar el volcán Ajusco, el cono del volcán Panza y sus *hummocks*.



Figura 90. Antigua mina de tezontle



Figura 91. Corte interno de la antigua mina de tezontle muestra la estratificación del volcán Panza

Volcancito

Se encuentra también en el Valle del Tezontle y es de fácil acceso. Es el único cono de escorias del área de estudio que no tiene forma de herradura. Está rodeado y parcialmente cubierto por un derrame de lava del volcán Panza (Figuras 92 y 93). Desde la parte más alta del cono se aprecia una vista panorámica de todo el Valle del Tezontle, así como del volcán Ajusco y parte del Complejo Volcánico San Miguel. Dentro del cono, debido a la cantidad de zacatón, habitan numerosos conejos zacatuches (*Romerolagus diazi*).



Figura 92. Cráter del Volcancito



Figura 93. Cono del Volcancito rodeado por un derrame de lava del volcán Panza

Fisura Zorrillo

Está también en el Valle del Tezontle, por lo que también es de fácil acceso. Es la única estructura fisural que hay en el área de estudio (Figura 94). Dio origen a la lava fisural Zorrillo y a lo largo de sus depósitos se observan lavas y escoria negra, gris obscura y roja. Esta estructura es interesante, ya que cerca de ella se encontraron depósitos de oleadas y depósitos fluviales, lo que indica que antes y durante su erupción, existía un río. Actualmente, en épocas de lluvia circula un pequeño río alrededor de este sitio, lo que lo hace un lugar atractivo para las personas durante estas épocas (Figura 96). La fisura principal muestra deterioro debido a la explotación para extraer la escoria probablemente usada para la construcción. El resto de sus depósitos muestran mucha removilización por actividades humanas de ganadería y agricultura.



Figura 94. Estratificación en la fisura Zorrillo



Figura 95. Panorámica de la fisura Zorrillo y el riachuelo (seco) que lo bordea

Dique

Es una lava andesítica que se encuentra entre los volcanes Panza y Volcancito, por lo que es probable que estas tres estructuras se hayan originado de la misma fisura (Figura 96). Se considera que es más antiguo que estos volcanes y una parte importante de la transición entre el vulcanismo poligenético y el monogenético, porque tiene características geoquímicas y mineralógicas parecidas a la Sierra de las Cruces y a Chichinautzin. Este dique tiene también una gran importancia ecológica, ya que en sus diaclasas habitan gran cantidad de lagartijas de collar (*Sceloporus torquatus*) y diversas especies de suculentas.



Figura 96. Dique

Domo basáltico

Este domo no es de tan fácil acceso y solo se alcanzan a observar parte de sus estructuras, ya que no tiene mucha vegetación que lo cubra. Tiene características morfológicas de los domos de la Sierra de las Cruces y del volcán Ajusco; sin embargo, tiene composición basáltica, muy distinta a la de los demás domos dacíticos y andesíticos y más parecida a la de los conos de escoria monogenéticos que se encuentran en el área de estudio (Figura 97). Por estas razones se considera que fue uno de los volcanes que marcaron la transición del vulcanismo poligenético al monogenético. La ubicación de este domo permite apreciar parte de la historia volcánica del área de estudio, ya que desde este domo se pueden observar los demás domos, el volcán Ajusco y se encuentra muy cerca de los volcanes Panza y Volcancito. Los domos Roto y Quepil también deben ser considerados como sitios con alto potencial geopatrimonial. Cada domo muestra morfologías y composiciones diferentes, que indican que jugaron un papel fundamental en la transición del vulcanismo poligenético al monogenético de la zona estudiada.



Figura 97. Domo más basáltico. Da pistas de cómo pudo haber sido la transición del vulcanismo, ya que sus lavas no tienen grandes cristales de plagioclasa, sino que son más pequeños y aparecen en menor cantidad.

Falla desplazada

Este sitio se encuentra en la zona media del área de estudio, aunque no es tan fácil llegar a él, tiene gran importancia geológica. Su importancia radica en que, aunque en el área de estudio hay numerosas fallas, algunas más antiguas que otras, este es el ejemplo más representativo de la interacción de dos sistemas de fallas, donde el

más joven desplazó al más viejo (Figura 98 y 99). Este desplazamiento, nos habla de cómo cambió el control tectónico de la zona y por lo tanto el papel que jugó en la transición del vulcanismo poligenético al monogenético. Este sitio es también importante debido a que sobre estas fallas corre agua cristalina durante todo el año.



Figura 98. Ríos desplazados se señalan en color rojo. El movimiento de las fallas se señala con las flechas blancas



Figura 99. En la imagen satelital se muestran los ríos desplazados se señalan en color rojo. El movimiento de las fallas se señala con las flechas blancas

6.7.2. Evaluación preliminar de los sitios con interés geopatrimonial

La evaluación de los sitios con interés geopatrimonial se hizo de acuerdo a los criterios y valores de la Tabla 1. Los resultados se muestran a continuación en las Tablas 12 a 18.

Volcán Panza

Tabla 12. Evaluación para el volcán Panza

Criterio	Factores a evaluar	Valor
1. Criterios científicos	1.1. Historia geológica	7.5
	1.2. Representatividad	2.5
	1.3. Geodiversidad	2.5
	1.4. Rareza	7.5
	1.5. Integridad	5
	TOTAL	25
2. Valor ecológico	2.1. Impacto ecológico	5
	2.2. Estado de protección	2.5
	TOTAL	7.5
3. Criterios culturales	3.1. Importancia ética	1
	3.2. Importancia histórica	1
	3.3. Importancia religiosa	1
	3.4. Importancia artística	1
	TOTAL	4
4. Valor estético	4.1. Número de miradores	2.5
	4.2. Diferencia de paisaje	1
	TOTAL	3.5
5. Valor económico	5.1. Visitantes	1
	5.2. Atracción	1
	5.3. Protección oficial	7.5
	TOTAL	9.5
6. Potencial de uso	6.1. Intensidad de uso	5
	6.2. Impactos	5
	6.3. Fragilidad	7.5
	6.4. Accesibilidad	7.5
	6.5. Cambios aceptables	2.5
	TOTAL	27.5

El índice de valor educativo para este sitio es:

$$V_{edu} = 0.4(25) + 0.2(4) + 0.2(3.5) + 0.2(7.5) = 13$$

El índice de valor turístico para este sitio es:

$$V_{tur} = 0.4(3.5) + 0.2(4) + 0.2(27.5) + 0.2(9.5) = 9.6$$

El índice de valor de protección de este sitio es:

$$F_{ecol} = 5/2.5 = 2$$

$$V_{prot} = \frac{25 + 2 + (11 - 5)}{3} = 11$$

Antigua mina de tezontle

Tabla 13. Evaluación para la antigua mina de Tezontle

Criterio	Factores a evaluar	Valor
1. Criterios científicos	1.1. Historia geológica	7.5
	1.2.Representatividad	5
	1.3.Geodiversidad	2.5
	1.4.Rareza	7.5
	1.5.Integridad	2.5
	TOTAL	25
2. Valor ecológico	2.1.Impacto ecológico	5
	2.2.Estado de protección	2.5
	TOTAL	7.5
3. Criterios culturales	3.1.Importancia ética	1
	3.2.Importancia histórica	1
	3.3.Importancia religiosa	1
	3.4.Importancia artística	2.5
	TOTAL	5.5
4. Valor estético	4.1.Número de miradores	7.5
	4.2.Diferencia de paisaje	5
	TOTAL	12.5
5. Valor económico	5.1.Visitantes	2.5
	5.2.Atracción	2.5
	5.3.Protección oficial	7.5
	TOTAL	12.5
6. Potencial de uso	6.1.Intensidad de uso	1
	6.2.Impactos	1
	6.3.Fragilidad	2.5
	6.4.Accesibilidad	7.5
	6.5.Cambios aceptables	2.5
	TOTAL	14.5

El índice de valor educativo para este sitio es:

$$V_{edu} = 0.4(25) + 0.2(5.5) + 0.2(12.5) + 0.2(7.5) = 15.1$$

El índice de valor turístico para este sitio es:

$$V_{tur} = 0.4(12.5) + 0.2(5.5) + 0.2(14.5) + 0.2(12.5) = 11.5$$

El índice de valor de protección de este sitio es:

$$F_{ecol} = 5/2.5=2$$

$$V_{prot} = \frac{25 + 2 + (11 - 2.5)}{3} = 12.83$$

Volcancito

Tabla 14. Evaluación para el Volcancito

criterio	Factores a evaluar	Valor
1. Criterios científicos	1.1. Historia geológica	7.5
	1.2. Representatividad	5
	1.3. Geodiversidad	10
	1.4. Rareza	10
	1.5. Integridad	7.5
	TOTAL	40
2. Valor ecológico	2.1. Impacto ecológico	7.5
	2.2. Estado de protección	2.5
	TOTAL	10
3. Criterios culturales	3.1. Importancia ética	1
	3.2. Importancia histórica	1
	3.3. Importancia religiosa	1
	3.4. Importancia artística	1
	TOTAL	4
4. Valor estético	4.1. Número de miradores	7.5
	4.2. Diferencia de paisaje	5
	TOTAL	12.5
5. Valor económico	5.1. Visitantes	7.5
	5.2. Atracción	7.5
	5.3. Protección oficial	7.5
	TOTAL	11
6. Potencial de uso	6.1. Intensidad de uso	1
	6.2. Impactos	1
	6.3. Fragilidad	2.5
	6.4. Accesibilidad	7.5
	6.5. Cambios aceptables	5
	TOTAL	32.5

El índice de valor educativo para este sitio es:

$$V_{edu} = 0.4(40) + 0.2(4) + 0.2(12.5) + 0.2(10) = 21.3$$

El índice de valor turístico para este sitio es:

$$V_{tur} = 0.4(12.5) + 0.2(4) + 0.2(32.5) + 0.2(11) = 14.5$$

El índice de valor de protección de este sitio es:

$$F_{ecol} = 7.5/2.5 = 3$$

$$V_{prot} = \frac{40 + 3 + (11 - 7.5)}{3} = 15.5$$

Fisura Zorrillo

Tabla 15. Evaluación para la fisura Zorrillo

criterio	Factores a evaluar	Valor
1. Criterios científicos	1.1. Historia geológica	7.5
	1.2.Representatividad	7.5
	1.3.Geodiversidad	7.5
	1.4.Rareza	10
	1.5.Integridad	5
	TOTAL	37.5
2. Valor ecológico	2.1.Impacto ecológico	5
	2.2.Estado de protección	2.5
	TOTAL	7.5
3. Criterios culturales	3.1.Importancia ética	1
	3.2.Importancia histórica	1
	3.3.Importancia religiosa	1
	3.4.Importancia artística	1
	TOTAL	4
4. Valor estético	4.1.Número de miradores	5
	4.2.Diferencia de paisaje	5
	TOTAL	10
5. Valor económico	5.1.Visitantes	1
	5.2.Atracción	2.5
	5.3.Protección oficial	7.5
	TOTAL	11
6. Potencial de uso	6.1.Intensidad de uso	2.5
	6.2.Impactos	2.5
	6.3.Fragilidad	7.5
	6.4.Accesibilidad	7.5
	6.5.Cambios aceptables	2.5
	TOTAL	22.5

El índice de valor educativo para este sitio es:

$$V_{edu} = 0.4(37.5) + 0.2(4) + 0.2(10) + 0.2(7.5) = 19.3$$

El índice de valor turístico para este sitio es:

$$V_{tur} = 0.4(10) + 0.2(4) + 0.2(22.5) + 0.2(11) = 11.5$$

El índice de valor de protección de este sitio es:

$$F_{ecol} = 5/2.5=2$$

$$V_{prot} = \frac{37.5 + 2 + (11 - 5)}{3} = 15.16$$

Dique

Tabla 16. Evaluación para el Dique

criterio	Factores a evaluar	Valor
1. Criterios científicos	1.1. Historia geológica	7.5
	1.2.Representatividad	7.5
	1.3.Geodiversidad	7.5
	1.4.Rareza	10
	1.5.Integridad	7.5
	TOTAL	40
2. Valor ecológico	2.1.Impacto ecológico	7.5
	2.2.Estado de protección	2.5
	TOTAL	10
3. Criterios culturales	3.1.Importancia ética	1
	3.2.Importancia histórica	1
	3.3.Importancia religiosa	1
	3.4.Importancia artística	1
	TOTAL	4
4. Valor estético	4.1.Número de miradores	2.5
	4.2.Diferencia de paisaje	2.5
	TOTAL	5
5. Valor económico	5.1.Visitantes	1
	5.2.Atracción	2.5
	5.3.Protección oficial	7.5
	TOTAL	11
6. Potencial de uso	6.1.Intensidad de uso	5
	6.2.Impactos	5
	6.3.Fragilidad	5
	6.4.Accesibilidad	5
	6.5.Cambios aceptables	2.5
	TOTAL	22.5

El índice de valor educativo para este sitio es:

$$V_{edu} = 0.4(40) + 0.2(4) + 0.2(5) + 0.2(10) = 19.8$$

El índice de valor turístico para este sitio es:

$$V_{tur} = 0.4(5) + 0.2(4) + 0.2(22.5) + 0.2(11) = 9.5$$

El índice de valor de protección de este sitio es:

$$F_{ecol} = 7.5/2.5=3$$

$$V_{prot} = \frac{40 + 2 + (11 - 7.5)}{3} = 15.16$$

Domo Basáltico

Tabla 17. Evaluación para el Domo Basáltico

criterio	Factores a evaluar	Valor
1. Criterios científicos	1.1. Historia geológica	2.5
	1.2.Representatividad	7.5
	1.3.Geodiversidad	5
	1.4.Rareza	10
	1.5.Integridad	5
	TOTAL	30
2. Valor ecológico	2.1.Impacto ecológico	7.5
	2.2.Estado de protección	2.5
	TOTAL	10
3. Criterios culturales	3.1.Importancia ética	1
	3.2.Importancia histórica	1
	3.3.Importancia religiosa	1
	3.4.Importancia artística	1
	TOTAL	4
4. Valor estético	4.1.Número de miradores	2.5
	4.2.Diferencia de paisaje	2.5
	TOTAL	5
5. Valor económico	5.1.Visitantes	1
	5.2.Atracción	2.5
	5.3.Protección oficial	7.5
	TOTAL	11
6. Potencial de uso	6.1.Intensidad de uso	5
	6.2.Impactos	5
	6.3.Fragilidad	2.5
	6.4.Accesibilidad	1
	6.5.Cambios aceptables	5
	TOTAL	18.5

El índice de valor educativo para este sitio es:

$$V_{edu} = 0.4(30) + 0.2(4) + 0.2(5) + 0.2(10) = 15.8$$

El índice de valor turístico para este sitio es:

$$V_{tur} = 0.4(5) + 0.2(4) + 0.2(18.5) + 0.2(11) = 8.7$$

El índice de valor de protección de este sitio es:

$$F_{ecol} = 7.5/2.5 = 3$$

$$V_{prot} = \frac{30 + 3 + (11 - 5)}{3} = 13$$

Falla desplazada

Tabla 18. Evaluación para la Falla Desplazada

criterio	Factores a evaluar	Valor
1. Criterios científicos	1.1. Historia geológica	7.5
	1.2.Representatividad	10
	1.3.Geodiversidad	7.5
	1.4.Rareza	10
	1.5.Integridad	5
	TOTAL	40
2. Valor ecológico	2.1.Impacto ecológico	5
	2.2.Estado de protección	2.5
	TOTAL	7.5
3. Criterios culturales	3.1.Importancia ética	1
	3.2.Importancia histórica	1
	3.3.Importancia religiosa	1
	3.4.Importancia artística	1
	TOTAL	4
4. Valor estético	4.1.Número de miradores	5
	4.2.Diferencia de paisaje	2.5
	TOTAL	7.5
5. Valor económico	5.1.Visitantes	1
	5.2.Atracción	2.5
	5.3.Protección oficial	7.5
	TOTAL	11
6. Potencial de uso	6.1.Intensidad de uso	7.5
	6.2.Impactos	7.5
	6.3.Fragilidad	5
	6.4.Accesibilidad	1
	6.5.Cambios aceptables	5
	TOTAL	26

El índice de valor educativo para este sitio es:

$$V_{edu} = 0.4(40) + 0.2(4) + 0.2(7.5) + 0.2(7.5) = 19.8$$

El índice de valor turístico para este sitio es:

$$V_{tur} = 0.4(7.5) + 0.2(4) + 0.2(26) + 0.2(11) = 11.2$$

El índice de valor de protección de este sitio es:

$$F_{ecol} = 5/2.5=2$$

$$V_{prot} = \frac{40 + 2 + (11 - 5)}{3} = 16$$

Estos resultados muestran que el área de estudio cuenta con una gran diversidad geológica y ambiental. Con el debido manejo esta zona se puede convertir en un área importante de recreación para la población de la Ciudad de México.

7. Discusión

Los resultados obtenidos en este trabajo muestran que existen tres grupos de volcanes de acuerdo a su edad, y dos grupos magmáticos principales por su composición.

Grupos de volcanes de acuerdo a su edad

Grupo de domos antiguos

El grupo de volcanes más antiguos se compone de los domos gigantes (0.4-5 km³) del sur de la Sierra de las Cruces cuya composición se encuentra en el límite entre

las andesitas y las dacitas (63 a 64% SiO₂), con Los Picachos de 2.87±0.15 Ma y la Lava Apilulco de 2.87±1.79 Ma datados por Delgado y Martin Del Pozzo (1993). A este grupo pertenece también la orilla occidental del volcán Ajusco con una edad de 3.43±42 Ma (Romero, 2001). La lava andesítica del Dique también es parte de este grupo, tiene poca vegetación y suelo y está cubierto por las escorias del volcán Panza, por lo que se considera que podría tener una edad similar a la de los conos de escoria, entre 20,000 y 25,000 a.P.

Las lavas de este grupo tienen textura porfídica y se caracterizan por tener fenocristales de plagioclasa (5-9%) de grandes tamaños (hasta 4 mm) donde las más grandes tienen más zoneamiento normal y fracturas. Las plagioclasas más grandes se formaron más lentamente que las plagioclasas más pequeñas. El zoneamiento indica que, durante su ascenso, sufrieron cambios en la composición de las fases líquidas del magma por reacción con otro magma o por cambios en la presión. Las fracturas se formaron por descompresión o durante la erupción (Renjith, 2014). Las plagioclasas de la muestra del domo Cruz de Marqués del Ajusco y Los Picachos tienen textura esqueletal, que indica exsolución rápida durante el enfriamiento (Landi et al, 2014). Tienen también fenocristales de piroxenos (2-3%). La muestra de Los Picachos tiene anfíboles (≤2%) con bahías de disolución, con bordes oxidados y en algunos casos reemplazados total o parcialmente por minerales opacos. Los bordes oxidados en los anfíboles pueden ocurrir por la pérdida gradual de la presión de agua en el magma; los anfíboles al ser minerales hidratados (con ~2% de agua) reaccionan con su entorno formando microlitos de minerales anhidros como óxidos de Fe y Ti con distintas morfologías y tamaños. El reemplazamiento total por minerales opacos se da por condiciones de desequilibrio prolongado, por calentamiento del magma o por el ascenso a una profundidad de almacenamiento fuera de la estabilidad de los anfíboles (Streck, 2008; Browne & Szramek, 2015; De Angelis et al, 2015). Además, la lava del Dique presenta muy pocas cantidades de olivino (≤1%). Los fenocristales de la lava del Dique y Los Picachos se encuentran en una matriz pilotaxítica, lo que quiere decir que su lava tuvo cierta fluidez; mientras que la lava Apilulco tiene matriz criptocristalina.

En el caso de la lava del Dique, algunos de los piroxenos tienen textura esqueletal y reemplazamiento por minerales opacos, lo que es indicativo de que el magma tuvo exsolución rápida durante el enfriamiento. Tiene xenolitos dioríticos con los bordes fundidos, por lo que es probable que su magma asimiló rocas de la corteza.

Grupo de domos de edad intermedia

Este grupo está formado por los domos grandes, medianos y pequeños (0.005-0.2 km³). Estos domos probablemente tuvieron erupciones monogenéticas, ya que su morfología no muestra que hayan crecido en diferentes etapas como en el caso del volcán Ajusco. De estas estructuras siete son tipo torta, el Domo Roto es tipo coulée y los domos Quepil tienen características de domos peleanos. La existencia de un tipo de domo u otro depende de la viscosidad de la lava; por lo que el Domo Roto (coulée) fue el que tuvo la menor viscosidad y los domos Quepil (con características de domos peleanos) tuvieron la mayor viscosidad. Probablemente tienen edades

variables, ya que la cantidad de vegetación y suelo que hay sobre ellos es diferente en cada domo. Sus edades relativas estimadas por sus relaciones estratigráficas tienen el siguiente orden: Quepil 1, Quepil 2, Cerro el Judío, Domo Cañada 1, Domo Cañada 2, Domo Malacatepec, Domo Basáltico, Domo Cantimplora, Domo Xalatlaco y Domo Roto. Los domos Quepil 1 y 2 fueron datados por Jaimes-Viera et al (2018) en 181 ± 20 ka con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, por lo que los demás domos podrían tener una edad cercana a 181 ± 20 Ka.

Los volcanes de este grupo son porfídicos y tienen composiciones que varían desde dacíticos (63 a 66% SiO_2), andesíticos (59 y 62% SiO_2) hasta basalto-andesíticos (55% SiO_2). Los fenocristales son de plagioclasa (0-12%); en general las plagioclasas más grandes por lo que se formaron más lentamente y son las que presentan más zoneamiento normal, por lo que, durante su ascenso, sufrieron cambios en la composición de las fases líquidas del magma como se explicó anteriormente. Algunas plagioclasas presentan fracturas formadas por la descompresión al momento de la erupción o mientras ascendía el magma. Las plagioclasas más grandes del Domo Roto se desprenden con mucha facilidad en las muestras de mano, dejando huecos que en las orillas tienen cristales de plagioclasa y piroxeno, producto de la recristalización.

Hay piroxenos (0-5%) fracturados, con bahías de disolución y con los bordes poco oxidados, lo que indica que sufrieron exsolución. En algunos domos hay anfíboles (0-5%) con los bordes oxidados. En el Domo Quepil 2, los anfíboles más grandes tienen los bordes más oxidados y tienen textura esquelética, por lo que tuvieron exsolución de manera rápida durante el enfriamiento. Como se ha mencionado, los bordes oxidados en los anfíboles pueden ocurrir por la pérdida gradual de la presión de agua en el magma, formando microlitos de óxidos, lo que explica la existencia de minerales opacos intersticiales (0.5-2%). El reemplazamiento total por minerales opacos se da por condiciones de desequilibrio prolongado. El Domo Basáltico, además tiene 5% de olivino fracturado y con los bordes cobaltinos, que se forma por la alteración del olivino en presencia de agua en la superficie (Streck, 2008). Los domos Roto y Cañada 2 presentan glomerocristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno, que se forman por sineusis, donde la acumulación de cristales ocurre por tensión superficial y la fijación por interpenetración debido al crecimiento de los cristales (Le Maitre et al 2002).

Los fenocristales están en una matriz pilotaxítica con microlitos aciculares de plagioclasa semiorientados, lo que implica que la lava de estos domos tuvo cierta fluidez. Además, los domos Quepil, Roto y Xalatlaco tienen grandes xenocristales de plagioclasa que están redondeados, rotos, tienen textura esquelética con grandes bahías de disolución y con bordes recristalizados ($\leq 1\%$). En el Domo Quepil 1, la mayor parte de los xenocristales de plagioclasa tienen reemplazamiento por minerales opacos, lo que indica que sufrieron exsolución que originó textura perfitica. Los domos Roto, Cantimplora, Malacatepec y Cañada 2 presentan xenolitos dioríticos porfídicos grises y amarillentos que contienen pequeños cristales de plagioclasas y piroxenos, con los bordes fundidos. Las características de los xenolitos y xenocristales

son indicativos de que estos magmas tuvieron cierta asimilación de rocas de la corteza.

Los domos Cantimplora y Cañada 1 presentan pocas y pequeñas vesículas subredondeadas, lo que significa que el magma no estaba completamente desgasificado cuando llegó a la superficie.

La presencia de olivino en el Domo Basáltico puede indicar que el magma que originó a este domo es más profundo y que subió más rápido y con mayor facilidad, que el magma de los otros domos. Además, las plagioclasas de este domo son escasas y muy pequeñas y no presenta xenocristales ni xenolitos. Estas características hacen de este Domo una estructura importante en la transición del vulcanismo poligenético al monogenético, ya que tiene la morfología de los domos, pero su composición es más parecida a la de los conos de escoria monogenéticos.

Grupo joven de la lava fisural y los conos de escoria

El grupo de volcanes más jóvenes ($0.1-0.7 \text{ km}^3$), se compone de la lava fisural Zorrillo y cinco conos de escoria (Panza, Volcancito, Agua Grande, Agua Grande 2 y Cono Quepil). La cantidad de suelo y vegetación que los cubre es menor que en las estructuras de la Sierra de las Cruces y el volcán Ajusco; ya que contrario a estas estructuras, se pueden observar las lavas y las escorias con facilidad, aunque también es variable en cada cono. La mayoría de estos volcanes tienen pendientes de $\sim 32^\circ$ (cercano al ángulo de reposo de la lapilli que compone a los conos de escoria), parecidas a las pendientes de los volcanes más jóvenes del Campo Volcánico Monogenético Chichinautzin, como el Xitle y el Jumento ($\sim 35^\circ$). Sus cráteres presentan pendientes abruptas y su superficie no se ha aplanado completamente. En algunos conos se pueden observar a simple vista las escorias, especialmente en los volcanes Panza y Volcancito; en otros, como el Cono Quepil, es difícil observarlas debido a la cantidad de vegetación y suelo que los cubre. La morfología de la lava fisural Zorrillo está muy erosionada y cubierta por depósitos de volcanes más recientes, por lo que podría ser el volcán de escorias más viejo. Sin embargo, sus depósitos probablemente están removidos por las actividades de agricultura y ganadería que se desarrollan sobre sus lavas y escorias. La presencia de oleadas húmedas y depósitos de arenas fluviales muy cerca de este volcán indican que al momento de su erupción existía un cuerpo de agua, que debido a la cercanía con el volcán Los Picachos, probablemente se formó por el escurrimiento de agua del glaciar que existió en la cima de este volcán durante la glaciación Marqués hace 27 Ka (White, 1987; Delgado y Martín Del Pozzo, 1993). El depósito fluvial se compone de arenas que provienen del retrabajo de los depósitos de volcanes anteriores (Figura 71). El depósito tiene lentes de arenas parecidas a la lava del volcán Los Picachos. La parte inferior de depósito tiene arenas provenientes de una lava más dacítica, que probablemente también proviene de la Sierra de las Cruces. Por lo tanto, se puede concluir que la lava fisural Zorrillo tiene alrededor de 27,000 años.

Las edades relativas de los conos de escoria estimadas con la morfometría, indican que la cronología de los conos de escoria monogenéticos es la siguiente: Cono Quepil (24,050 a.P), Agua Grande 2 (23,000 a.P), Agua Grande (21,200 a.P), Volcancito

(20,200 a.P) y Panza (18,100 a.P). Sin embargo, los parámetros morfométricos también pueden estar alterados por las actividades humanas de turismo, agricultura y ganadería que se desarrollan actualmente en el área de estudio. Las edades obtenidas con el método ^{14}C , aunque son más jóvenes que las edades relativas estimadas, coinciden con que el volcán Zorrillo ($3,795\pm 65$ a.P.) es más antiguo que el volcán Agua Grande 2 ($1,360\pm 200$ a.P.). Por otro lado, la oleada que está sobre el paleosuelo datado para la edad de la erupción de la fisura Zorrillo también podría ser la misma que refiere Arce et al (2015) que produjo el volcán Jumento. El volcán Jumento es uno de los volcanes más jóvenes del Campo Volcánico Monogenético Chichinautzin, se encuentra al W a ~ 1 km de distancia del área de estudio. Aunque la composición de las escorias del Jumento difiere con respecto a la del Zorrillo y del Panza. Es posible que esta muestra también esté alterada por las actividades humanas que remueven y erosionan los materiales volcánicos primarios que se encuentran en la zona.

Los conos de escoria monogenéticos tuvieron actividad estromboliana. Cuatro de ellos tienen forma de herradura orientadas hacia el E y SE. El volcán Panza es el único que tiene una serie de *hummocks*, un bloque torea y escorias esparcidas frente a la herradura, lo que indica que el colapso de este cono pudo haber sido provocado por fallamiento. Los volcanes Cono Quepil, Agua Grande y Agua Grande 2 no presentan *hummocks*, lo que puede indicar que sus herraduras se originaron por el deslizamiento de la zona de mayor debilidad de sus conos, por el movimiento de sus derrames de lava. Las lavas y escoria de los volcanes de este grupo son porfídicos y principalmente basalto-andesíticos (54 a 57% SiO_2), excepto el Cono Quepil que es dacítico (65% SiO_2) y el volcán Agua Grande que es andesítico (61% SiO_2). Sus escorias y lavas tienen fenocristales de plagioclasa (0-5%) poco zoneadas. El zoneamiento indica que, durante su ascenso, sufrieron cambios en la composición de las fases líquidas del magma por reacción con otro magma o por cambios en la presión. Las plagioclasas son más pequeñas que las plagioclasas de la Sierra de las Cruces, el Ajusco y los domos, por lo tanto, las plagioclasas de este grupo se formaron más rápido que en los domos y las lavas de la Sierra de las Cruces y el Ajusco, cuyas plagioclasas son más grandes. Hay piroxenos (5-0%) fracturados y con pocas bahías que indican que tuvieron poca disolución; las fracturas se pudieron haber formado durante el ascenso del magma o en la erupción. Tiene anfíboles (1-4%) con los bordes oxidados y con reemplazamiento total o parcial por minerales opacos. Los bordes oxidados y el reemplazo completo de anfíboles por minerales opacos sugieren deshidratación del magma y condiciones de desequilibrio prolongado, lo que también explica la presencia de minerales opacos intergranulares ($\leq 1\%$), como se ha explicado anteriormente. En el Cono Quepil los anfíboles más grandes están fracturados y tienen textura esquelética, que como se ha mencionado es producto de la exsolución rápida durante el enfriamiento. Los volcanes Panza, Agua Grande 2 y la lava fisural Zorrillo tienen de 1 a 3% de olivino con los bordes con iddingsita o completamente reemplazados por esta arcilla, que como se ha mencionado, es una arcilla que se forma por la alteración del olivino al contacto con el agua. Además, la lava escoriacea Zorrillo tiene gran cantidad de vesículas subredondeadas, alargadas

y amorfas. El cono del volcán Panza y su bloque topeva tienen hasta 50% de vesículas alargadas y subredondeadas. Las lavas de los volcanes Volcancito, Panza y Agua Grande tienen pocas vesículas con distintas morfologías. La presencia de vesículas indica que el magma aún no estaba totalmente desgasificado cuando llegó a la superficie. La lava Zorrillo tiene dos matrices, una más cristalina que la otra, las cuales pudieron haberse originado por diferencias en el enfriamiento; el tamaño y tipo de los fenocristales es el mismo en los dos tipos de matrices. Las lavas de los volcanes Agua Grande y Panza presentan xenocristales de cuarzo redondeados y fracturados ($\leq 1\%$) y de plagioclasa redondeadas, fracturadas y con bordes alterados por disolución y recristalización ($\leq 1\%$). Las lavas de los volcanes Zorrillo, Cono Quepil y Volcancito tienen xenocristales de plagioclasa subhedrales fracturadas y rotas, redondeadas, con zoneamiento sectorial y con los bordes recristalizados ($\leq 1\%$). Además, la lava fisural Zorrillo presenta también xenocristales de piroxeno ($\leq 1\%$). La escoria del Volcancito tiene pocos xenolitos dioríticos color gris claro con pequeños cristales de piroxeno y anfíbol, que tienen los bordes fundidos. La matriz en la que se encuentran todos estos cristales es pilotaxítica con microlitos de plagioclasa aciculares y en algunos casos también piroxenos, lo que quiere decir que la lava tuvo cierta fluidez. La presencia y las características de los xenolitos y xenocristales, como se ha mencionado, son evidencia de que estos magmas pudieron presentar algo de asimilación de rocas de la corteza. Los volcanes de este grupo son más basálticos y tienen menos xenolitos y xenocristales que el grupo de los domos, lo que es un indicativo de que este magma pudo ascender más rápido. Esto pudo haber sido provocado por que el sistema se encontraba abierto, lo que permitió que el magma ascendiera con mayor facilidad desde mayor profundidad.

Grupos magmáticos

Los análisis de geoquímica indican que existen al menos dos grupos magmáticos con diferente origen.

Grupo magmático antiguo

El grupo magmático más antiguo, dio origen a las lavas del sur de la Sierra de las Cruces (Los Picachos y Apilulco), al borde occidental del volcán Ajusco, a la mayoría de los domos, a la lava del Dique y al Cono Quepil. El Cono Quepil es el volcán más dacítico del área de estudio (66% SiO₂) y su composición es parecida a la de los domos dacíticos cercanos a él (Quepil 1 y Quepil 2). La edad relativa indica que es el cono monogenético de mayor edad, por lo que este volcán pudo ser de los primeros volcanes del Campo Volcánico Monogenético Chichinautzin, después de los domos o incluso contemporáneo a ellos. La lava del Dique, andesítica, podría ser la estructura que marcó la transición de las lavas dacíticas/andesíticas de la Sierra de las Cruces y las lavas andesitas basálticas del campo Volcánico Monogenético Chichinautzin en el N del área de estudio. Se encuentra entre los volcanes Panza y Volcancito, su composición y sus características petrográficas son similares a las de la Sierra de las Cruces y el Ajusco, pero contiene olivino como los volcanes del Campo Volcánico Monogenético Chichinautzin. Esto quiere decir que pudo haber sido la

última estructura que formó parte de la Sierra de las Cruces y dio paso al nacimiento de los volcanes monogenéticos Panza y Volcancito en el norte del área de estudio.

El #Mg que tienen las lavas de este grupo de volcanes oscila entre 38 y 49, por lo que pueden estar relacionadas con un magma gabroico, según Chakraborty et al (2004). Este dato se usó como una aproximación a la roca parental que al fusionarse pudo dar origen a los magmas de los volcanes estudiados. Sin embargo, para obtener la roca final, el magma durante su ascenso y cristalización pudo haber sufrido diversos procesos de asimilación cortical, mezcla con otros magmas o diferenciación. Es conveniente realizar análisis más detallados, como de tierras raras e isótopos para conocer cómo actuaron estos procesos.

El diagrama de araña NMORB de este grupo muestra que las rocas de este grupo tienen anomalía negativa en Nb (Figura 88). Esta anomalía puede estar relacionada con las características y la profundidad del magma que les dio origen, el cual puede estar relacionado con gabros.

Grupo magmático joven

El grupo magmático más joven está compuesto por los conos de escoria (excepto el Cono Quepil), la lava fisural Zorrillo y los domos Basáltico y Roto. El Domo Basáltico tiene el porcentaje de sílice más bajo, es una andesita basáltica (55% SiO₂), muy parecida a los conos de escoria. El Domo Roto es andesítico (59% SiO₂). Como se ha explicado, las morfologías de estos domos son parecidas a las de la Sierra de las Cruces y el Ajusco; aunque las lavas del Domo Roto indican que fluyeron de manera similar a las lavas de los conos de escoria. Las características antes mencionadas podrían ser clave para conocer cómo fue la transición del vulcanismo poligenético al monogenético. Además, las edades relativas de los domos Basáltico y Roto indican que son de los domos más jóvenes, por lo que podrían ser la fase final del vulcanismo de los domos y el inicio del vulcanismo de los conos de escoria.

Los volcanes de este grupo están relacionados con dos magmas; uno con #Mg entre 59 y 64 asociado a piroxenitas que probablemente dio origen a los conos de escoria, la lava fisural Zorrillo y al Domo Roto. El segundo magma relacionado con este grupo tiene #Mg entre 65 y 69, asociado a websteritas de olivino, podría haber dado origen al volcán Agua Grande 2 y al Domo Basáltico. Al igual que con el grupo magmático antiguo, los datos de #Mg mencionados sirven como una primera aproximación al origen de los magmas, ya que su composición final depende de otros factores que existen durante el ascenso y cristalización del magma, como la asimilación cortical. Es conveniente realizar análisis más detallados para determinar los procesos que sufrieron los magmas.

Los diagramas TAS (Figura 75) y de K₂O vs SiO₂ (Figura 78) muestran que los conos de escoria y la lava fisural Zorrillo tienen mayor cantidad de álcalis que los demás volcanes. El contenido de K₂O puede ser otra evidencia, además de la presencia de xenolitos y xenocristales de cuarzo y plagioclasa, de que el magma que originó a estos volcanes tuvo asimilación de rocas graníticas de la corteza, que contienen minerales ricos en K como el feldespató potásico.

En el diagrama de araña NMORB las lavas de este grupo presentan una mayor anomalía negativa en Nb, que las lavas del grupo más antiguo (Figura 88). Esta anomalía más grande posiblemente esté relacionada con las características y la profundidad de la fuente de los magmas asociados con piroxenitas y websetritas de olivino. En el caso del Domo Basáltico, se observa un alto enriquecimiento en Th y un ligero empobrecimiento en Ba, lo que sugiere una baja contaminación cortical del magma (Martínez et al, 2022). Se puede decir que el magma del Domo Basáltico ascendió más rápido, por lo que tuvo menos contacto con la corteza.

Los diagramas Harker muestran que la cristalización fraccionada no fue el proceso principal que dio la composición final de las rocas. Es probable que los magmas hayan sufrido distintos procesos durante su ascenso y cristalización; cómo asimilación cortical, mezcla con otros magmas y diferenciación. En los diagramas Harker el único que tiene una tendencia que podría indicar fraccionamiento es el del Cr vs. SiO₂, que explica la presencia de olivino en el Domo Basáltico y en el volcán Agua Grande 2 (Figura 80).

La mayoría de los diagramas de #Mg, de manera similar a los Harker, no muestran tendencias claras que muestren que la cristalización fraccionada fue el proceso principal en la formación de las rocas. Los diagramas de MgO vs #Mg, Cr vs #Mg y Ni vs #Mg indican también la existencia del fraccionamiento de olivino (Figura 81, 82 y 83).

El diagrama de Ba vs Nb (Figura 85), muestra los dos grupos magmáticos principales. El grupo que se compone de la mayoría de los domos, de las lavas de la Sierra de las Cruces y del Cono Quepil caen dentro del campo de los magmas de arco; mientras que el grupo de los conos de escoria, de la lava fisural Zorrillo, la lava del Dique y del Domo Basáltico caen en el campo de las lavas transicionales. Esta es otra evidencia de que los magmas que componen a los dos grupos principales de volcanes provienen de distintas fuentes.

En los diagramas de Zr vs SiO₂% (Figura 86) y Nb vs Zr (Figura 87) se observan los dos grupos de volcanes principales antes mencionados; sin embargo, ninguno de estos grupos en los dos diagramas muestra una tendencia clara de fraccionamiento. Esto se debe a que los magmas de los diferentes grupos de volcanes provienen de distintas fuentes, que a su vez sufrieron diferentes procesos durante su ascenso y cristalización, como se ha explicado antes.

Conforme la edad de los volcanes es menor, disminuye el contenido de SiO₂, por lo que el grupo de la Sierra de las Cruces, el Ajusco y de los domos tienen mayor contenido de SiO₂ que el grupo de los conos de escoria (Figura 77). Hay volcanes que difieren de manera significativa con la tendencia y quedan en medio del grupo de los domos y de los conos de escoria. Estos volcanes son el Domo Roto, el Domo Basáltico, el Cono Quepil, la lava del Dique y las lavas del volcán Agua Grande, es probable que estos volcanes hayan marcado la transición del vulcanismo de la Sierra de las Cruces y los domos dacíticos y andesíticos al vulcanismo de conos de escoria

basalto-andesíticos. El #Mg aumenta conforme la edad relativa de los volcanes; por lo que el grupo de la Sierra de las Cruces y el Ajusco y el grupo de los domos tiene menor #Mg que el de los conos de escoria es mayor (Figura 84). Sin embargo, al igual que sucede con la gráfica del SiO₂, entre los grupos de los domos y de los conos de escoria, se encuentran los volcanes Domo Basáltico, Domo Roto, Cono Quepil y la lava del Dique, que se consideran como volcanes clave en la transición del vulcanismo, ya que es en estos volcanes donde cambia de manera significativa el #Mg y no siguen la tendencia de alguno de los dos grupos de volcanes principales.

El mapa de composición no muestra alguna relación de la posición geográfica de los volcanes con su composición, ya que hay volcanes dacíticos en el sur y norte del área; así como volcanes andesíticos y basalto-andesíticos dispersos por toda el área de estudio (Figura 76).

La relación del volumen con la ubicación de las estructuras volcánicas muestra que los domos gigantes se encuentran a las orillas del área, mientras que los otros domos y los conos de escorias se encuentran en la parte central (Figura 24 y 25). Esto puede ser indicativo de que el área de estudio está dentro de una zona tectónica de apertura, que cuando estaba cerrada crecieron los domos gigantes y conforme se fue abriendo se formaron en la parte central (la zona de apertura) los domos grandes, medianos y pequeños y finalmente los conos de escoria.

Las fallas más antiguas y que se activaron primero fueron las que tienen orientación E 45°W que se originaron por esfuerzos horizontales $\sigma_2 = E 45^\circ W$ y $\sigma_3 = NE 45^\circ SW$, mientras que σ_1 es vertical. Cuando la zona se empezó a abrir y la orientación de los esfuerzos cambió a $\sigma_1 = NW 65^\circ SE$, $\sigma_3 = NE 30^\circ SW$ y σ_2 vertical, dando origen a los sistemas de fallas orientados NW 65°SE. Estas fallas desplazaron a las más antiguas que tienen orientación E 45°W y E 143°W que se encuentran en la parte media del área de estudio, creando la zona de *pull apart*. El magma menos evolucionado pudo ascender más fácilmente desde mayor profundidad, dando lugar al nacimiento de los domos grandes, medianos y pequeños y al final los conos de escoria. El colapso del volcán Panza se dio por el fallamiento del cono ocasionado por una falla NE 65°SW que se encuentra en el N del área de estudio. Esta falla puede representar el sistema de esfuerzos más joven orientado NW 35°SE.

La evaluación de los sitios con interés geopatrimonial propuestos, muestra que el Volcancito tiene el valor educativo más alto y el volcán Panza tiene el más bajo. Esto se debe a que el Volcancito es el único cono de escorias que no tiene forma de herradura.

El Volcancito tiene el valor turístico más alto y el más bajo lo tiene el Domo Basáltico. Se debe a que el Volcancito está en una zona de más fácil acceso y se encuentra dentro del Valle del Tezontle, que es una zona muy visitada. Además, en el Volcancito se observa mejor el tipo de actividad volcánica a diferencia del Domo Basáltico que está muy cubierto por la vegetación.

El valor de protección más alto lo tiene la falla desplazada y el valor más bajo el volcán Panza. Esto es porque el volcán Panza está en una zona accesible para las personas,

lo que la hace más vulnerable a la degradación y destrucción. Se requiere de vehículos especiales y caminata para llegar a la falla desplazada, por lo que es de más difícil acceso, lo que hace que esté más protegida.

8. Conclusiones

Las estructuras de la Sierra de las Cruces y el Ajusco pertenecen a la fase final del vulcanismo poligenético del área de estudio. Los domos tuvieron actividad monogenética y sus morfologías son principalmente tipo torta, el Domo Roto es tipo coulée y los domos Quepil tienen características de domos peleanos. Los conos de escorias tuvieron erupciones estrombolianas; cuatro de los cinco conos presentes en el área de estudio tienen forma de herradura. La herradura del volcán Panza se formó gracias al colapso parcial de su cono provocado por fallamiento, mientras que las herraduras de los demás conos se formaron por el desplazamiento de derrames de lava.

Existen tres grupos de volcanes de acuerdo a su edad. El primer grupo se compone del volcán Los Picachos y la Lava Apilulco, pertenecientes a la Sierra de las Cruces y del volcán Ajusco, cuyas edades fueron obtenidas en trabajos anteriores (2.87 ± 0.15 y 3.43 ± 0.42 Ma, respectivamente); así como de la lava del Dique que se estima tiene una edad entre 20,000 y 25,000 a.P. El segundo grupo es el de edad intermedia, se compone de los domos, que tienen una edad cercana a la edad de los domos Quepil (181 ± 20 ka). Según la edad relativa de estos domos, estimada por sus relaciones estratigráficas, nacieron en el siguiente orden del más viejo al más joven: Quepil 1, Quepil 2, Cerro el Judío, Domo Cañada 1, Domo Cañada 2, Domo Malacatepec, Domo Basáltico, Domo Cantimplora, Domo Xatlalaco y Domo Roto. El tercer grupo es el de los más jóvenes, está compuesto por los conos de escoria, cuyas edades relativas fueron estimadas con morfometría. Se obtuvieron las siguientes edades del más viejo al más joven: Cono Quepil (24,050 a.P); Agua Grande 2 (23,000 a.P); Agua Grande (21,200 a.P); Volcancito (20,200 a.P) y Panza (18,100 a.P). El carbón del volcán Agua Grande indica que la erupción de este volcán tiene una edad de $1,360 \pm 200$ a.P. A la fisura Zorrillo se le dio una edad relativa de 27,000 a.P; mientras que el paleosuelo del volcán Zorrillo dio una edad máxima de $3,700 \pm 60$ a.P. Se requieren más y mejores materiales datables de los diferentes volcanes para tener una cronología más exacta de los eventos volcánicos.

Los análisis geoquímicos muestran que los magmas que originaron a los volcanes que se encuentran dentro del área son calcialcalinos. Existen dos grupos magmáticos principales que dieron origen a los volcanes del área de estudio. El grupo más antiguo está formado por las lavas del sur de la Sierra de las Cruces (Los Picachos y Apilulco), el borde occidental del volcán Ajusco, la mayoría de los domos, la lava del Dique y el Cono Quepil, que pueden estar relacionados con magmas gabróticos. El grupo más joven se compone, a su vez, de dos grupos magmáticos; un grupo que puede estar asociado a piroxenitas que dio origen a los conos de escoria, a la lava fisural Zorrillo y al Domo Roto. El segundo grupo formado por el volcán Agua Grande 2 y el Domo Basáltico, probablemente está relacionado con websteritas de olivino. Sin embargo,

el #Mg no es el único factor que se debe considerar para establecer el magma primigenio de los volcanes. Es necesario hacer análisis geoquímicos más detallados para conocer mejor el origen y la petrogénesis de los magmas que dieron origen a los diferentes tipos de vulcanismo.

Los diagramas AFM, Harker, de #Mg, Zr vs SiO₂% y Nb vs Zr no muestran que alguno de los grupos de volcanes antes mencionados tenga una tendencia explicada completamente por la cristalización fraccionada, lo que indica que la composición de las rocas está dada por otros procesos, además de la cristalización fraccionada. De acuerdo con las características finales de las rocas, los magmas pudieron haber sufrido distintos procesos durante su ascenso y cristalización; como fraccionamiento, asimilación cortical, mezcla de magmas o contaminación. Es conveniente realizar análisis más detallados, como de isótopos y tierras raras para conocer cuáles procesos estuvieron involucrados y cómo actuaron.

La presencia y características de los xenolitos y xenocristales (rotos, con bordes redondeados, fundidos y recristalizados) indica que los magmas que dieron origen a los volcanes pudieron sufrir algo de asimilación cortical.

Los análisis de la edad relativa, petrografía y geoquímica muestran que el Domo Roto, Domo Basáltico, el Cono Quepil, el volcán Agua Grande y el Dique son los volcanes que marcaron la transición del vulcanismo poligenético y monogenético, ya que muestran características intermedias en morfología, edad, petrografía y geoquímica entre los grupos del sur de la Sierra de las Cruces y el Campo Volcánico Monogenético Chichinautzin. El Domo Roto y el Domo Basáltico tienen morfologías como las de los demás domos monogenéticos de edad intermedia, pero su composición y petrografía es más parecida a la de los conos de escoria; además, las lavas del Domo Roto fluyeron de manera parecida a las lavas de los conos de escoria. Estos volcanes pudieron haber sido los últimos en nacer antes de los conos de escoria. El Cono Quepil es un cono de escorias dacítico; tiene morfología como la de los conos de escoria, pero su composición y petrografía es parecida a la de algunos domos, al volcán Ajusco y a la Sierra de las Cruces. Su edad relativa (24,050 a.P) indica que es el cono de escorias más antiguo, por lo que probablemente haya sido el primer cono de escorias. El volcán Agua Grande (23,200 a.P) tiene composición andesítica; así como geoquímica y petrografía intermedia entre los conos de escoria, los domos, la Sierra de las Cruces y el Ajusco. Este volcán pudo haber sido el primer cono de escorias en nacer cuando la cuenca *pull apart* en la zona media se abrió. La geoquímica y composición del Dique tiene un comportamiento parecido al del volcán Agua Grande; además nació de la misma falla que dio origen a los conos de escoria monogenéticos Panza y Volcancito.

Se identificaron dos sistemas de fallas; uno en la parte norte del área de estudio con orientación E 45°W y otro en la parte media orientado NW 65°SE. Estos sistemas están relacionados con tres grabens. El graben más joven está en el norte de la zona estudiada orientado E 45°W, donde se encuentran los volcanes Zorrillo, Volcancito y Panza. Dos grabens orientados NW 65°SE. Uno en la zona media de edad intermedia,

cuyas fallas principales NW 65°SE presentan desplazamiento lateral derecho, que cortaron y separaron a las fallas orientadas E 143°W, creando una cuenca *pull apart*, donde nacieron los volcanes Agua Grande y Agua Grande 2. El otro graben está al E de la zona media, es el más antiguo y dio origen a los domos.

Los resultados obtenidos y lo descrito a lo largo del trabajo indican que la historia del vulcanismo en el área de estudio pudo haber sido la siguiente: un magma asociado con gabros se acumuló y estuvo debajo de la superficie el suficiente tiempo para evolucionar. Cuando emergió, gracias a los esfuerzos σ_2 =E 45°W, σ_3 =NE 45°SW y σ_1 vertical que originaron a las fallas con orientación E 45°W; formando a los domos gigantes dacíticos poligenéticos del sur de la Sierra de las Cruces y al volcán Ajusco. Al final de esta etapa salieron, en menor volumen, las últimas porciones de este magma evolucionado; formando a los domos grandes, medianos y pequeños: Quepil 1, Quepil 2, Cerro el Judío, Domo Cañada 1, Domo Cañada 2, Domo Malacatepec, Domo Cantimplora, Domo Xalatlaco, así como al Cono Quepil. Los domos Quepil, el Domo Xalatlaco y el Cono Quepil presentan xenocristales de plagioclasa y los domos Roto, Cantimplora, Malacatepec y Cañada 2 presentan pequeños xenolitos dioríticos, indicando que su magma tuvo asimilación de rocas de la corteza. Es probable que al final de esta etapa se haya formado la lava del Dique, que tiene xenolitos y presenta características de los volcanes de la Sierra de las Cruces y de los volcanes monogenéticos de Chichinautzin.

En la zona ya había sistemas de fallas activos y abiertos, gracias a los esfuerzos σ_2 =E 45°W, σ_3 =NE 45°SW y σ_1 vertical. Los pocos remanentes de magmas anteriores más evolucionados y un nuevo magma más profundo posiblemente asociado a piroxenitas y a websteritas de olivino; pudo emerger por las fallas que ya estaban abiertas (E 143°W y E 45°W) y por nuevas fallas (NW 65°SE) que se abrieron por el cambio en los esfuerzos con σ_1 =NW 65°SE, σ_3 =NE 30°SO y σ_2 vertical. Se formó el Domo Basáltico, el cual es un caso muy particular, ya que el diagrama de araña normalizado con NMORB indica un alto enriquecimiento en Th y un ligero empobrecimiento en Ba, lo que sugiere que no tuvo contaminación cortical. Estas características podrían indicar que el magma que originó a este domo subió desde mayor profundidad y más rápido que los demás. En esta etapa se formó el Domo Roto, cuyo magma andesítico incorporó también xenocristales de plagioclasas de la corteza o de magmas anteriores y en la superficie fluyó.

El sistema de fallas NW 65°SE ya se encontraba abierto. Este sistema abierto permitió que magmas más profundos y menos evolucionados ascendieran con mayor facilidad en volúmenes pequeños, creando a los volcanes del Campo Volcánico Monogenético Chichinautzin. El volcán más antiguo es el Zorrillo, de origen fisural, en el norte del área de estudio, que presenta pocos xenocristales de piroxenos, por lo que durante su ascenso tuvo algo de interacción y asimilación con otras rocas de la corteza. Los volcanes Agua Grande 2 y Agua Grande se formaron dentro de la cuenca *pull apart* en la zona media del área, gracias a que los esfuerzos transtensionales adelgazaron a la corteza en la zona provocando que ascendiera magma andesítico. Primero se formó el volcán Agua Grande 2 cuyo magma no tuvo tiempo de evolucionar, por lo

que sus lavas tienen cantidades considerables de olivino. En el caso del magma que formó al volcán Agua Grande, este tuvo un poco más de tiempo de evolucionar y arrancó en su camino cristales de cuarzo y plagioclasa que asimiló como xenocristales. Los volcanes Volcancito y Panza que se formaron de la misma fisura que dio origen a la lava del Dique en la parte norte del área, se originaron de magma menos evolucionado debido a que este pudo ascender más rápido porque la zona ya se encontraba abierta. En el caso del Volcancito, también presenta pequeños xenolitos dioríticos grises con cristales de piroxeno y anfíboles, lo que indica que también tuvo contaminación de la corteza.

La existencia de los volcanes más basálticos (Domo Basáltico, Agua Grande 2 y Panza) parecen haber sido controlados por las fallas NW 65°SE principales, lo que también es indicativo de que son de las fallas más jóvenes en el área de estudio.

Posteriormente ocurrió el colapso del cono del volcán Panza provocado por una falla NE 65°SW, la cual fue creada por un nuevo esfuerzo dirección NW 35°SE. Es probable esta sea la dirección de los esfuerzos más jóvenes del área de estudio, ya que además coincide con la orientación de las herraduras de los conos de escoria.

Los resultados de este estudio muestran que los volcanes no se originaron en una misma etapa, sino que, como se ha mostrado, se dio un cambio progresivo en el tiempo y en el tipo de magmatismo. Esto se explica por cambios en el control tectónico y por la existencia de al menos dos fuentes de magma distintos. Un magma de mayor volumen que dio origen a los domos gigantes que representan la fase final del vulcanismo poligenético y a algunos de los domos monogenéticos más antiguos. Otro magma de menor volumen y más profundo que originó a los domos monogenéticos más jóvenes y a los conos de escoria.

Como se ha descrito a través del desarrollo de este trabajo, el área de estudio tiene una gran diversidad de estructuras volcánicas y tectónicas que cuentan parte importante de la historia de la evolución volcánica en el suroeste de la Cuenca de México; además cuenta con gran diversidad de plantas y animales. Se propusieron siete sitios que se considera tienen alto valor geopatrimonial, ya que son estructuras volcánicas y tectónicas fundamentales en la transición del vulcanismo poligenético al monogenético y que representan la geología, la biodiversidad y la historia del área de estudio. La zona de interés es un lugar en el que actualmente existen diversas actividades turísticas y de recreación no reguladas que son cada vez más grandes y atraen a mayor cantidad de personas. La finalidad de dar a conocer la importancia geológica y ambiental de esta zona es que se llegue a valorar, cuidar y conservar el geopatrimonio del área mediante una primera propuesta y valoración de sitios con alto potencial geopatrimonial; y que en el futuro sean considerados de manera oficial como parte del geopatrimonio del suroeste de la Cuenca de México.

Referencias

1. Anderson, E.M. (1951). The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Application to Britain. Oliver and Boyed, 2nd Edition, Edinburgh, 206.
2. Arce, J.L., Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., Salinas, I. 2015. The ~2000 yr BP Jumento volcano, one of the youngest edifices of the Chichinautzin Volcanic Field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 308. 30–38.
3. Bemis, K.G., Ferencz, M. 2017. Morphometric analysis of scoria cones: the potential for inferring process from shape. *Geological Society Special Publication*. 1. 61-100.
4. Bonachea J, Bruschi VM, Remondo J, González-Díez A, Salas L, Bertens J, Cendrero A, Otero C, Giusti C, Fabbri A, González- Lastra JR, Aramburu JM. 2005. An approach for the incorporation of geomorphologic factors into EIA of transportation infrastructures; a case study in northern Spain. *Geomorphology*. 66. 95–117.
5. Córdova, C., Martin Del Pozzo, A.L., López Camacho, J., 1994. Paleolandforms and volcanic impact on the environment of prehistoric Cuicuilco, southern Mexico City. *Journal of Archaeological Science*. 21, 585–596.
6. Bradbury, J.P., 1971, Paleolimnology of Lake Texcoco, México. Evidence from diatoms. *Limnology and Oceanography*, 16, 180-200.
7. Brilha, J. 2016. Inventory and Quantitative Assessment of Geosites and Geodiversity Sites: a Review. The European Association for Conservation of the Geological Heritage. *Geoheritage*. 8. 119–134.
8. Browne, B.L., Szramek, L. 2015. Chapter 9- Rates of Magma Ascent and Storage. The encyclopedia of volcanoes. Elsevier.203-214.
9. Bruno, B.C., Wallace, A. 2019. Interpretive Panels for Geoheritage Sites: Guidelines for Design and Evaluation. The European Association for Conservation of the Geological Heritage. *Geoheritage*.
10. Bruschi, V.M., Cendrero, A., Albertos, J.A.C. 2011. A statistical approach to the validation and optimisation of geoheritage assessment procedures. *Geoheritage*. 3.3. 131–149.
11. Chauvel, C., Rudnick, R.L. 2016. Large-Ion Lithophile Elements. In: White, W. (eds) Encyclopedia of Geochemistry. *Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Springer, Cham.
12. Cañón-Tapia, E., Walker, G.P.L., 2004. Global aspects of volcanism: the perspectives of plate tectonics and volcanic systems. *Earth Sci. Rev.* 66, 163–182.
13. Cembrano, J., Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471. 96–113.
14. Chédeville, C., Guilbaud, M.N., Siebe, C. 2019. Stratigraphy and radiocarbon ages of late-Holocene Las Derrumbadas rhyolitic domes and surrounding vents in the Serdán Oriental basin (Mexico): Implications for archeology, biology, and hazard assessment. *The Holocene*. 1-18.
15. Clément, J.P., Caroff, M., Dudoignon, P., Launeau, P., Bohn, M., Cotten, J., Blais, S., Guille, G. 2007. A posible link between gabbros bearing High Temperature

- Iddingsite alteration and huge pegmatoid intrusions: The Society Islands, French Polynesia. *Lithos* 96. 524-542.
16. Chakraborty, K., Roy, A. 2004. Mesoproterozoic Differential Metasomatism in Subcontinental Lithospheric Mantle of Central Indian Tectonic Zone: Evidence from Major and Trace Element Geochemistry of Padhar Mafic-Ultramafic Complex. *Journal Geological Society of India*. 80. 628-640.
 17. Church, M., 2011. Observations and experiments. In: Gregory, K.J., Goudie, A.S. (Eds.). *The SAGE Handbook of Geomorphology*. SAGE, London, pp. 121-141.
 18. De Angelis, S.H., Larsen, J., Coombs, M., Dunn, A., Hayden, L. 2015. Amphibole reaction rims as a record of pre-eruptive magmatic heating: an experimental approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 426, 235-245.
 19. Delgado, H. and Martin Del Pozzo, A.L. 1993. Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of Las Cruces, Chichinautzin and Ajusco ranges, southwest of Mexico City. *Geofísica Internacional*. 32,3,511-522.
 20. Dorais, M.J., Tubrett, M. 2008. Identification of a subduction zone component in the Higganum dike, Central Atlantic Magmatic Province: A LA-ICPMS study of clinopyroxene with implications for flood basalt petrogenesis. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, G³. *An electronic Journal of the Earth Sciences, published by AGU and the Geochemical Society*. 9. 10.
 21. D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., & Haller, M. J. 2004. Cenozoic back-arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44° 30' - 52° S): A review of geochemical data and geodynamic interpretations. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 59, 4, 525-538.
 22. Esri. GIS Mapping Software. ArcGIS for Desktop. 2016. Herramientas y definiciones. <https://www.esri.com/en-us/home>.
 23. Fassoulas, C., Mouriki, D. 2012. Quantitative Assessment of Geotopes as an Effective Tool for Geoheritage Management. *Geoheritage*, 4:177–193.
 24. García Palomo, A., Zamorano, J.J., López Miguel, C., Galván García, A., Carlos Valerio, V., Ortega, R., Macías, J.L. 2008. El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 25. 1. 15-178.
 25. González-Mellado, A. O., S. De La Cruz-Reyna, and C. Navarro-Ochoa. 2011, Applications of a simplified equation of state for the density of silicate hydrous magmas: The Volcán de Colima (Mexico) buoyancy driven dome growth process: Similarities and differences with the Popocatepetl volcano domes, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 205, 17–29.
 26. Haggerty SE, Baker I. 1967. The alteration of olivine in basaltic and associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 16. 233-257.
 27. Harker, A. 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*. Macmillan, New York.
 28. Harris, A.J.L., Rose, W.I., Flynn, L.P. 2003. Temporal trends in lava dome extrusion at Santiaguito 1922–2000. *Bulletin of Volcanology*, 65. 77-89.
 29. Henriques, M.H., Pena dos Reis, R., Brilha, J., Mota, T.S. 2011. Geoconservation as an emerging geoscience. *Geoheritage*. 3(2).117–128.
 30. Hooper, D.M., 1995. Computer-simulation models of scoria cone degradation in the Colima and Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Mexico. *Geofísica Internacional*. 34, 321–340.
 31. Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. (1971) A Guide to Chemical Classification of the Common Volcanic Rock. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 8, 523-548.

32. Jaimes M.C., Martin Del Pozzo A.L., Layer P.W., Benowitz J.A. and Nieto A. 2018. Timing the evolution of a monogenetic volcanic field: Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 356,225–242.
33. James, M.R, Varley, N. 2012. Identification of structural controls in an active lava dome with high resolution DEMs: Volcán de Colima, Mexico. *Geophysical Research Letters*. 39, L22303.
34. Jenks, G.F., 1967. The Data Model Concept in statistical mapping. *International Yearbook of Cartography*. 7, 186-190.
35. Kamen, M.D., 1963. Early history of carbon-14. *Science*. Vol. 140, No. 3567. 584-590.
36. Kirianov, V.Y., Koloskov, A.B., De la Cruz, S., Martin del Pozzo, A.L., 1990. The Major Stages of Manifestation of Recent Volcanism in the Chichinautzin Zone. *Geological Series* 311. USSR Academy of Sciences. 432–434.
37. Kuebler, K.; Wang, A.; Haskin, L. A. y Jolliff, B. L. 2003. A Study of Olivine Alteration to Iddingsite Using Raman Spectroscopy Lunar and Planetary Science. *34th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, March 17-21. 34, 1953.
38. Kugaenko, Y., Volynets, A.O. 2019. Magmatic plumbing systems of the monogenetic volcanic fields: A case study of Tolbachinsky Dol, Kamchatka. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 383, 63–76.
39. Landi, P., Métrich, N., Bertagnini, A. 2004. Dynamics of magma mixing and degassing recorded in plagioclase at Stromboli (Aeolian Archipelago, Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 147, 213–227.
40. Loughlin, S.C., Lockett, R. Ryan, G., Christopher, T., Hards, V., De Angelis, S., Jones, L., Strutt, M. 2010. An overview of lava dome evolution, dome collapse and cyclicity at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, 2005–2007. *Geophysical Research Letters*. 37. L00E16.
41. Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., & Lameyre, J. 2002. Igneous rocks. A classification and glossary of terms, 2. *Cambridge University Press*. 2nd Edition. 254.
42. Leyrit H. y Monteneat C. 2000. Volcaniclastic rocks from magmas to sediments, Flank collapse and debris avalanches deposits. *Gordon and Breach Science Publishers*. 111-129.
43. López, J.P., Bellos, L.I. 2005. Texturas y estructuras de las rocas ígneas: significado petrológico e implicancias en las condiciones de formación de las rocas. *INSUGEO Miscelanea*. 15.
44. Lozano, R., Bernal, J.P. 2005, Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. V22. 3.
45. Márquez, A., Oyarzum, R., Doblás, M., Verma, S.P., 1999. Alkalic (ocean island type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: a case for plume related magmatism and propagating rifting at an active margin? *Geology*. 27, 51–54.
46. Martel, C. 2012. Eruption Dynamics Inferred from Microlite Crystallization Experiments: Application to Plinian and Dome-forming Eruptions of Mt. Pelée (Martinique, Lesser Antilles). *Journal of Petrology*. 53. 4. 699-725.

47. Martin Del Pozzo A.L., 1980. Vulcanología de la Sierra Chichinautzin. Tesis para obtener el grado de Maestra en Geología, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México. 131.
48. Martin Del Pozzo A.L. 1982. Monogenetic Vulcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico. *Bulletin of Volcanology*. 45-1.
49. Martin Del Pozzo, A.L. 1990. Geoquímica y paleomagnetismo de la Sierra Chichinautzin. Tesis para obtener el grado de Doctora en Ciencias. Universidad Nacional Autónoma de México. 239.
50. Martin Del Pozzo A. L., Cabral E., Cifuentes G., García E., Sánchez Rubio G, Reyes M. and C. Arango, 2002. Volcanomagnetic signals during the Recent Popocatepetl eruptions and their correlation with eruptive activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 113, 415-428.
51. Martinez-Serrano, R.G., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, M.S., Hernández-Treviño, T., Morales-Contreras, J.J., Macías, J.L. 2004. Sr, Nd and Pb isotope and geochemical data from the Quaternary Nevado de Toluca volcano, a source of recent adakitic magmatism, and the Tenango Volcanic Field, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 138. 77-110.
52. Martinez-Serrano, R.G., Valadez-Cabrera, S.N., Roberge, J., Cristiani-Solís, C.G. 2022. Origin of bimodal rear-arc volcanism, Trans-Mexican Volcanic Belt eastern sector: Geochemical and isotopic evidence from the Quaternary Xihuingo-La Paila Volcanic Field. *Geological Journal*. 57:1957–1977.
53. Mora G., Caballero C., Urrutia J., Uchiumi S. 1991. Southward migration of volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, basin of Mexico? A preliminary K-Ar dating and palaeomagnetic study. *Geofísica Internacional*. 30,61-70.
54. Mooser, F. 1974. Palaeomagnetic Investigations of the Tertiary and Quaternary Igneous Rocks: VII A Paleomagnetic and Petrologic Study of Volcanic of the Valley of Mexico. *Geologische Rundschau*. 63, 451-483.
55. Najwer, A., Zwolński, Z., 2014. Semantyka i metodyka oceny georoznorodności przegładi propozycja badawcza (Semantics and geodiversity assessment methods review and research proposal). *Landforms Analysis*. 26, 115-127.
56. Najwer, A., Borysiak, J., Gudowicz, J., Mazurek, M., Zwolński, Z., 2016. Geodiversity and biodiversity of the postglacial landscape (Debnica river catchment, Poland). *Quaestiones Geographicae*. 35 (1). 5-28.
57. Nakamura, K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation-principle and proposal, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2, 1-16.
58. Németh, K., 2010. Monogenetic volcanic fields: origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. In: Cañón-Tapia, E., Szakács, A. (Eds.), *What Is a Volcano?*. *Geological Society of America Special Paper*. 470. 43–66.
59. Osete, M.L., Ruiz, V.C., Caballero, C., Galindo, C., Urrutia, J. and Tarling, D.H. 2000. Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, Mexico: palaeomagnetic and radiometric evidence. *Tectonophysics*. 318. 201–215.
60. Pellitero, R., Manosso, F.C., Serrano, E., 2014. Mid- and large-scale geodiversity calculation in Fuentes Carrionas (NW Spain) and Serra do Cadeado (Paraná, Brazil): methodology and application for land management. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. 97. 219-235.

61. Reiners, P.W., Carlston, R.W., Renne, P.R., Cooper, K.M., Granger, D.E., McLean, N.M., Schoene, B. 2018. Geochronology and Thermochronology. *American Geophysical Union*. John Wiley & Sons Ltd. 480.
62. Renjith, M.L. 2014. Micro-textures in plagioclase from 1994e1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone. *Geoscience Frontiers*. 5. 113-126.
63. Reynard E, Fontana G, Kozlik L, Scapozza C. 2007. A method for assessing “scientific” and “additional values” of geomorphosites. *Geographica Helvetica* 62(3). 148–158.
64. Riggs, N., Carrasco-Núñez, G. 2004. Evolution of a complex isolated dome system, Cerro Pizarro, central Mexico. *Bulletin of Vulcanology*. 66. 322-335.
65. Romero, E. 1998. Geología del volcán Ajusco. Tesis para obtener el grado de Ingeniera Geóloga. UNAM. Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México. 109.
66. Romero, E. 2001. Geología del Complejo Volcánico San Miguel, al Sur Poniente de la Cuenca de México. Tesis para obtener el grado de Maestra en Ciencias. UNAM. Posgrado en Ciencias de la Tierra. 92 pp.
67. Rose, W.I. 1972. Santiaguito volcanic dome, Guatemala. *Geological Society of America Bulletin*, 83. 1413-1434.
68. Salters, V.J.M. 1998. Elements: High field strength. In: *Geochemistry. Encyclopedia of Earth Science*. Springer, Dordrecht. 52. 2177-2182.
69. Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004. Geochemistry, Sr–Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 130, 197– 226.
70. Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., McBirney, A. R. 1999. Encyclopedia of Volcanoes. *Academic Press*. 1st Edition. 1417.
71. Streck, M.J. 2008. Mineral textures and Zoning as evidence for Open System Processes. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. 69. 595-622.
72. Sun, W., McDonough. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society London Special Publications*. 42. 313-345.
73. Takada, A., 1994, The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, no. B7, 13,563-13,573.
74. Tanaka, K.M., Yocoyama, I. 2008. Muon radiography and deformation analysis of the lava dome formed by the 1944 eruption of Usu, Hokkaido —Contact between high-energy physics and volcano physics— *Proceeding of the Japan Academy*. Ser. B 84.
75. Tibaldi, A., Bonali, F.L., Corazzato, C. 2017. Structural control on volcanoes and magma paths from local- to orogen-scale: The central Andes case. *Tectonophysics*. 699, 16–41.
76. Vázquez, L. y Heine, K. 2011. Late Quaternary glaciation in Mexico. *Developments in Quaternary Science*. 15. 849-861.
77. Vargas Forero, M.G., Arias Cruz, E.A. 2001. Estudio del efecto de las máscaras de convolución en Imágenes mediante el uso de la Transformada de Fourier. *Ingeniería e Investigación*. 48. 46-51.

78. Wallace, P.J., Carmichael, I.S.E., 1999. Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 135, 291–314.
79. Watts, W.A., Bradbury, J.L., 1982, Paleoecological studies at Lake Patzcuaro on the west-central Mexican Plateau and at Chalco in the basin of Mexico. *Quaternary Research*. 17, 56-70.
80. White, S. E. 1978. Acontecimientos glaciales y periglaciales en el Ajusco. Instituto Nacional de Antropología e Historia. *Boletín III*. (22). 51-56.
81. White S.E. and Valastro S. 1984. Pleistocene Glaciation of Volcano Ajusco, Central Mexico, and Comparison with the Standard Mexican Glacial Sequence. *Quaternary Research*. 21, 21-35.
82. White, S.E., 1987. Quaternary glacial stratigraphy and chronology of Mexico. *Quaternary Science Reviews*. 5 (1–4), 201–206.
83. White S.E., 1990. El Ajusco: Geomorfología Volcánica y acontecimientos glaciares durante el Pleistoceno Superior y comparación con las series Glaciares Mexicanas y de las Montañas Rocallosas. (Trad. José L. Lorenzo), *Colección científica*, México, INAH. 77.
84. Wood, C.A., 1980, Mophometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 7, 387-413.
85. Yocoyama, I. 2002. Growth mechanism of the 1944 lava dome of Usu volcano in Hokkaido, Japan. *Proceeding of the Japan Academy*. 78, Ser. B.
86. Zwolinski, Z., 2009. The routine of landform geodiversity map design for the Polish Carpathian Mts. In: Rojan, E., Łajczak, A. (Eds.), *Geocology of the Euroasiatic Alpids. Landforms Analysis*. 11, 79-87.
87. Zwolinski, Z., 2010. Touristic aspects of landform geodiversity in Carpathians. *Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego*. PTG 14, 316-327.
88. Zwolinski, Z., Stachowiak, J., 2012. Geodiversity map of the Tatra National Park for geotourism. *Quaestiones Geographicae*. 31 (1), 99-107.