



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

GEOLOGÍA VOLCÁNICA DEL ÁREA PARACHO-CHERÁN, MICHOACÁN, MÉXICO:
ESTRATIGRAFÍA, GEOQUÍMICA Y PETROGRAFÍA

TESIS

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

PRESENTA:

JUAN RAMÓN DE LA FUENTE RIVERA

TUTOR

DR. CLAUDIUS SIEBE GRABACH
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

COMITÉ TUTOR

DR. SERGIO RODRÍGUEZ-ELIZARRARÁS
PRESIDENTE, INSTITUTO DE GEOLOGÍA

DR. PETER SCHAAF
VOLCAL, INSTITUTO DE GEOFÍSICA

DR. CLAUDIUS SIEBE GRABACH
SECRETARIO, INSTITUTO DE GEOFÍSICA

DR. GERARDO AGUIRRE DÍAZ
SUPLENTE, CENTRO DE GEOCIENCIAS

DRA. MARIE NOELLE GUILBAUD
SUPLENTE, INSTITUTO DE GEOFÍSICA

CIUDAD UNIVERSITARIA, CIUDAD DE MÉXICO
OCTUBRE DEL AÑO 2022



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Índice y figuras

| | |
|--|----|
| Capítulo 1.- Introducción..... | 3 |
| • 1.1.-Antecedentes | |
| • 1.2.-Objetivos | |
| Capítulo 2.- Métodos..... | 7 |
| Capítulo 3.- Marco tectónico y geológico..... | 9 |
| Capítulo 4.- Morfometría de los volcanes del área Paracho-Cherán (APC)..... | 12 |
| • 4.1.-Volcanes de volumen intermedio (escudos y domos) | |
| • 4.2.-Conos de escoria monogenéticos | |
| • 4.3.-Aspectos generales y parámetros morfométricos | |
| • 4.4.-Morfología, morfometría y volúmenes | |
| • 4.5.-Jánamo y Juanyan: Dos casos particulares | |
| Capítulo 5.- Estratigrafía, sedimentología y edades por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y ^{14}C | 29 |
| • 5.1.-Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ | |
| • 5.1.2.-Cerro Paracho (domo compuesto) | |
| • 5.2.-Edades ^{14}C | |
| Capítulo 6.- Geoquímica..... | 40 |
| • 6.1.- Geoquímica de elementos mayores | |
| • 6.2.-Andesitas | |
| • 6.2.1.-Andesitas basálticas | |
| • 6.2.2.-Basaltos | |
| • 6.2.3.-Variedades de roca exóticas alcalinas, transicionales de basalto, andesitas basálticas y andesitas | |
| • 6.3.-Comparación de resultados y estudios previos en el área | |
| • 6.4.-Geoquímica de elementos traza | |
| Capítulo 7.- Petrografía en el área Paracho-Cherán (APC)..... | 56 |
| • 7.1.-Andesitas | |
| • 7.2.-Andesitas basálticas de olivino | |
| • 7.3.- Traqui-basalto de olivino y basalto traquí-andesítico de olivino | |
| • 7.4.-Variedades de roca transicionales de andesita basáltica a andesita de olivino | |
| Capítulo 8. Volúmenes, composición y arreglo mineral de los volcanes a través del tiempo..... | 59 |

- 8.1.-Volúmenes emitidos durante el Plioceno
- 8.2.-Volúmenes emitidos durante el Pleistoceno temprano
- 8.3.-Volúmenes emitidos durante el Pleistoceno medio
- 8.4.-Volúmenes emitidos durante el Pleistoceno tardío
- 8.5.-Volúmenes emitidos durante el Holoceno
-

| | |
|---------------------------------------|-----------|
| Capítulo 9. Discusión..... | 63 |
| Capítulo 10. Conclusiones..... | 67 |
| Bibliografía..... | 69 |

Índice de Figuras

Figura 1.- Mapa de localización del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) y el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM).

Figura 2.- Mapa de localización del área Paracho-Cherán (APC).

Figura 3.-Mapa geológico del área Paracho-Cherán (APC).

Figura 4.- Escudos del área Paracho-Cherán (APC).

Figura 5.- Cono truncado.

Figura 6.- Relación Wco/Hco de los conos.

Figura 7.- Fotografías de los volcanes del área Paracho-Cherán (APC).

Figura 8.- Diagrama "Total Alkalies vs. Silica" (TAS).

Figura 9.- Diagramas de variación tipo Harker.

Figura 10. Diagramas de correlación de elementos mayores, traza y tierras raras. -

Figura 11.-Diagrama de elementos traza.

Figura 12.- Diagrama de Sun y MacDonought 1989

Figura 13.- Mapa que muestra las composiciones de los diferentes volcanes.

Figura 14.- Histograma que muestra los volúmenes emitidos a lo largo del tiempo.

Figura 15 y 16.- Fotomicrográficas por composición en apéndice IV.

Índice de Tablas.

Tabla 1.- Escudos del área Paracho-Cherán (APC).

Tabla 2.- Parámetros morfométricos vs. edades absolutas.

Tabla 3.- Edades por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Tabla 4.- Edades por ^{14}C .

Tabla 5.- Composiciones del área Paracho-Cherán (APC) en apéndice III.

Tabla 6.- Análisis mineralógicos modales (conteo de puntos) en apéndice IV.

Apéndices.....78

Apéndice I.- Morfometría.

Apéndice II.- Estratigrafía y granulometría.

Apéndice III.- Geoquímica

Apéndice IV.- Petrografía.....121

Figuras en Apéndices

Figura 1.- Diagrama de clasificación.

Figura 2.- Histogramas.

Figura 3.- Foto-secciones de los volcanes del área Paracho-Cherán (APC).

Tablas

Tabla 1.- Parámetros morfométricos considerados en este estudio.

Tabla 2.- Análisis granulométricos y fuente de emisión.

Agradecimientos

Este trabajo recibió apoyo financiero del proyecto DGAPA-PAPIIT-IN104221 y del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT). Al Dr. Claus Siebe y la Dra. Marie Noelle Guilbaud, por su apoyo incondicional, transmisión de conocimientos y por sus numerosas observaciones, comentarios y correcciones en el campo, en el aula, y a este documento. A la Dra. Magdalena Oryaelle Chevrel y al Mtro. Sergio Salinas Sánchez por todo el apoyo logístico durante las numerosas y arduas campañas en el campo en Michoacán, así como al resto del grupo de trabajo en el departamento de vulcanología. A los lectores y comité de revisión; Dr. Peter Schaaf, Dr. Sergio Rodríguez Elizarrarás y al Dr. Gerardo Aguirre Díaz por sus valiosas observaciones a este documento y finalmente al PCT-UNAM.

Agradecimientos especiales a la Dra. Mariana Patricia Jácome Paz, al Dr. Rafael Torres Orozco, al Dr. Guillermo Ontiveros Gonzáles y al Mtro. Néstor López Vladés, por sus valiosas observaciones a este documento.

A mi familia y amigos un agradecimiento profundo por su apoyo incondicional.

Geological mapping revealed that the Paracho-Cherán quadrangle contains ~144 volcanic edifices. It is located at the core of the Tarascan highlands in the central part of the Mexican Volcanic Belt, approximately 300 km north of the Middle America Trench, and comprises 3% (~1200 km²) of the surface-area of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (MGVF) (~40,000 km²). Considering their size, volume, and morphology, 37 volcanoes were classified as medium-sized volcanoes (shields and domes), while 63 belong to the category of small-sized volcanoes (monogenetic cones with associated lava flows). A total of 24 shield volcanoes were dated by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar method. The oldest (2509±24 ka) falls within the Pliocene period. In addition, 27 scoria cones were dated by the ¹⁴C method and are Late Pleistocene to Holocene in age (<30,000 yrs. BP), which implies that a new eruption occurs on average every 1000 years. If only the Holocene period is considered (17 eruptions) the recurrence rate is even higher (one eruption per ~625 years). Whole-rock chemical analyses of 148 samples (~68 from shields and ~80 from monogenetic cones) indicate that most are calc-alkaline with SiO₂ content ranging between 50 and 63 wt%. Major element point to fractional crystallization processes in a subduction-related tectonic environment, while trace element compositions (including rare earth elements) allowed to determine a heterogeneous mantle source. Typical mineral assemblages include olivine, augite (Cpx), hypersthene (Opx), hornblende, and plagioclase in different combinations within a glassy matrix with feldspar microlites. Accessory minerals are Cr-spinel (as inclusions in olivine) apatite, and opaques. Volume estimates indicate that since the Pliocene a total volume (dense-rock equivalent) of ~63 km³ of magma has been erupted in this small area. The dominant composition is andesitic, followed by a lower percentage of basaltic andesites. Only three exotic alkaline basaltic rocks were encountered.

Resumen

El área de Paracho-Cherán (APC) forma parte del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) y se localiza en la Meseta Tarásca en la porción centro-oeste del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), a ~300 km de la Trinchera Mesoamericana. El APC tiene un área de ~1,100 km² y representa tan sólo el 3% de los ~40,000 km² ocupados por todo el CVMG.

El presente trabajo se enfocó en aportar nuevos datos geológicos sobre el APC, incluyendo un mapa geológico, así como fechamientos isotópicos (¹⁴C y ⁴⁰Ar/³⁹Ar), análisis químicos de roca total, petrográficos y sedimentológicos que permitieron reconstruir la estratigrafía volcánica, así como las variaciones composicionales y volúmenes emitidos a lo largo de su historia eruptiva, que abarca desde el Plioceno (<2.5 Ma.) hasta el presente. Se identificaron 144 estructuras volcánicas diferentes, incluyendo docenas de escudos “michoacanos” y domos, así como numerosos conos de escoria, algunos de ellos con flujos de lava asociados. Estos volcanes presentan firmas químicas típicas de subducción y se relacionan a un régimen tectónico extensional, que se expresa mediante fallas normales a través de diques en dirección ENE-WSW y NE-SW, principalmente.

Los resultados, indican que durante el Holoceno (<11,000 años) ocurrieron al menos 11 erupciones (con un intervalo de ocurrencia promedio de ~625 años) que produjeron flujos de lava voluminosos, alternados con caídas de cenizas. La composición andesítica (81 vol.%) es predominante, seguida por composiciones basalto-andesíticas a andesíticas (9 vol.%), basalto-andesíticas (8 vol.%) y finalmente traqui-basálticas (2 vol.%). En total se produjo un volumen de ~15.5 km³, mismo que es mucho mayor que en otras áreas del CVMG (e.g. Tacámbaro-Pururarán, ~3.8 km³) durante el Holoceno.

La actividad del Pleistoceno tardío estuvo igualmente dominada por la emisión de magmas andesíticos (93 vol.%), seguidos por basalto-andesitas (5 vol.%) y finalmente por una erupción de traqui-andesita basáltica (2 vol.%). A continuación, en el Pleistoceno medio, siguen dominando los magmas andesíticos (91 vol.%) con proporciones menores de andesitas basálticas (9 vol.%). Durante el Pleistoceno temprano, los magmas dominantes fueron andesitas (52 vol. %), seguidos por las andesitas basálticas (47 vol.%), mientras que en el Plioceno la actividad magmática produjo sólo andesitas.

El análisis petrográfico y los resultados del análisis mineralógico modal de rocas producidas por estos volcanes, revela rocas de textura traquítica-pilotaxítica a vesicular, con asociaciones minerales principalmente de plagioclasa (Plg), olivino (Ol), clinopiroxeno (Cpx) y ortopiroxeno (Opx), embebidos en una matriz vítrea. Ocasionalmente algunos olivinos y piroxenos en rocas

del Holoceno, presentan inclusiones de cromita, así como apatito en las plagioclasas. Estas composiciones son similares a las reportadas para otras partes del CVMG que denotan un origen en la cuña de un manto superior heterogeneo con aportaciones de fluidos provenientes de la placa oceánica subducida (flux melting) y una evolución magmática durante el ascenso mediante cristalización fraccionada principalmente con aportes mínimos por asimilación de materiales corticales.

Capítulo 1. Introducción

1.1. Antecedentes

La actividad volcánica que dio origen al Campo Volcánico Michoachán-Guanajuato (CVMG) inició en el Plioceno y ha continuado hasta el Presente. Este campo abarca un área de $\sim 40,000$ km² y se localiza en el sector central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM, Fig. 1). Tectónicamente, pertenece al Bloque Michoacán e incluye a >1000 conos de escoria monogenéticos y flujos de lava asociados, >300 volcanes de tamaño mediano (escudos y domos) y alrededor de una docena de cráteres freato-magmáticos (Hasenaka y Carmichael, 1985). El CVTM es un arco volcánico cuyo origen se relaciona con la subducción de las Placas de Cocos y de Rivera, bajo la Placa de Norteamérica. En la región de Michoacán, el frente volcánico del CVMG se ubica ~ 300 km al norte de la Trinchera Mesoamericana. A lo largo de este segmento de la trinchera, la placa oceánica de Cocos subduce con un ángulo de $\sim 30^\circ$ bajo la placa continental de Norteamérica, cuyo espesor se estima en ~ 40 km (Blatter y Hammersley, 2010; Mazzarini et al., 2010; Ferrari et al., 2012). Salvo dos excepciones, los volcanes Tancítaro (3840 msnm) y Patamban (3450 msnm), la escasez de grandes estrato-volcanes andesíticos en el CVMG es notoria. En cambio, la abundancia de volcanes monogenéticos es excepcional (Fig. 2). Esto, al grado de poder afirmar que el CVMG probablemente contenga la concentración de volcanes monogenéticos (asociados a una zona de subducción) más grande del orbe. El volcán Tancítaro se cree extinto (Ownby et al., 2007), mientras que el Patamban aún no ha sido estudiado a detalle (Siebe et al., 2014). La composición química y mineralógica de las rocas que conforman a la mayoría de estos volcanes corresponde a la serie calco-alcalina, que es típica en zonas de subducción. Aunque predominan las andesitas calco-alcalinas, ocurren también composiciones que abarcan un amplio rango, desde basaltos de olivino hasta riolitas, incluyendo variedades exóticas alcalinas.

La fama del CVMG se debe principalmente al nacimiento de los volcanes de Jorullo hace ~ 250 años, descrito por primera vez por Humboldt y a el Parícutin, emplazado sobre una parcela de maíz en el año de 1943. Esta parcela era propiedad de Dionisio Pulido, un modesto campesino purépecha. La erupción concluyó casi 10 años después en 1952 y generó impactos severos en su transcurso, tanto en el medio ambiente natural, como en el entorno social (e.g. pérdidas agrícolas y ganaderas, los poblados de San Juan Parangaricutiro y Parícutin fueron sepultados bajo la lava, desempleo, migración, etc.). Existen numerosos testimonios al respecto (e.g. Luhr y Simkin, 1993) por lo que dichas circunstancias motivaron el interés por llevar a cabo estudios geológicos y vulcanológicos en el área, no sólo durante el tiempo que duró la erupción (e.g. Williams, 1950; Foshag, 1950; Fries and Gutierrez, 1954; Wilcox, 1954), sino también en décadas posteriores, aunque muchos de ellos con un enfoque más regional (e.g. Hasenaka y Carmichael, 1985; 1987; Connor, 1987; Roggensack, 1988; Ban et al., 1992; y Hasenaka, 1994). En algunos

de estos trabajos se concluyó que el vulcanismo del CVMG ha migrado hacia el sur (es decir hacia la trinchera) durante el transcurso del tiempo. Otros trabajos recientes se han enfocado en el desarrollo paleo-climático durante el Pleistoceno Tardío y el Holoceno en esta región. Ejemplo de ellos es el de Newton et al. (2005) que identifica tefras volcánicas en núcleos de perforaciones llevadas a cabo en los depósitos lacustres de los lagos de Michoacán (e.g. las cuencas de Zirahuén, Pátzcuaro y Zacapu). Ahí se han registrado depósitos de tefra de varias erupciones que han ocurrido durante los últimos 17,000 años en la región, incluyendo las tefras de los volcanes Parícutín y El Jabalí (este último volcán ubicado en el área de Paracho-Cherán, es el motivo del presente estudio).

Entre los trabajos más recientes, destacan los de Pioli et al. (2008), quienes estudiaron la dinámica eruptiva del volcán Parícutín entre 1943 y 1952 con énfasis en las diferentes fases explosivas del volcán y una descripción detallada de los depósitos emplazados, en particular de los originados por caída de ceniza. Por otra parte, Cebriá et al. (2011) proponen un modelo de evolución de los magmas, basado en las características geoquímicas y petrológicas de las lavas emplazadas durante la erupción del Parícutín, aspecto importante para entender procesos petrogenéticos. Pérez-López et al. (2011) presentaron un análisis estadístico de la distribución y tamaño de los volcanes en el CVMG, en donde además concluyen que el campo es consecuencia de un régimen tectónico dextral-transtensivo.

Con el fin de responder a las incógnitas de índole tectónico (evolución composicional y temporal del magmatismo en el CVMG, variación regional de las tasas eruptivas, etc.) así como las de interés social (dónde y cuándo ocurrirá probablemente la próxima erupción, qué medidas de protección civil deben tomarse, etc.), es necesario llevar a cabo una labor de cartografía geológica detallada, que incluya el fechamiento radiométrico, la determinación de los volúmenes emitidos y de las características químicas y petrográficas de la mayoría los volcanes que conforman el CVMG. Sólo así se podrán someter a prueba las hipótesis que se han presentado hasta el momento sobre su origen tectónico y relacionar el fenómeno volcánico con cambios en la geometría de la zona de subducción (e.g. ángulo de subducción, procesos de *slab-tear*, *slab-rollback*, que ocurren en la placa en subducción, etc.). Lo anterior requiere de una ardua labor, que aún llevará varios años de trabajo sistemático. Algunos trabajos recientes, incluyen importantes aportaciones en esa dirección. Entre ellos destaca el de Ownby et al. (2007; 2011) quienes se enfocaron en la caracterización química y las edades mediante isótopos ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) de los depósitos del ya extinto volcán Tancítaro, así como de numerosos volcanes monogenéticos circunvecinos, que ocurren especialmente en la región de Nueva Italia (Fig. 2). En ese estudio se concluye que dicho volcán ha presentado una historia geológica compleja de crecimiento y posterior colapso de su edificio, además de una gran actividad monogenética en los alrededores (e.g. las erupciones del Parícutín, y El Jabalí). También Guilbaud et al. (2011; 2012) aplican

técnicas de fechamiento por ^{14}C y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y estiman los volúmenes de numerosos volcanes en dos regiones importantes del CVMG, Jorullo y Tacámbaro-Puruarán, localizadas hacia el frente del arco. Sus resultados indican que también en el frente del arco, la actividad volcánica inicia ya desde el Plioceno y que las erupciones alcanzan una alta frecuencia durante el Holoceno con composiciones basáltico-andesíticas y andesíticas principalmente. Los magmas que dieron origen a los volcanes monogenéticos de estas regiones fueron emplazados mediante diques que ascendieron a lo largo de fallas normales en la corteza superior. Más recientemente, Siebe et al. (2013) compararon las zonas de Tacámbaro-Puruarán, localizada en el frente de arco (cerca de la trinchera) con la de Zacapu, ubicada en una cuenca tectónica en el centro del arco. Este ejercicio reveló que en ambas regiones el vulcanismo del CVMG inició en el Plioceno y que por ende el vulcanismo en el CVMG no ha migrado hacia el sur, como se piensa (Siebe et al., 2014). Más bien parece que la actividad tan sólo se ha intensificado en el sur durante el transcurso del tiempo. Por otro lado, la proporción de magmas más máficos (andesitas basálticas, principalmente) es más elevada en el frente del arco (Tacámbaro-Puruarán) que en el centro del mismo (Zacapu), aunque en ambas regiones dominan los magmas de composición intermedia (andesitas).

De igual manera, el presente estudio pretende aportar datos más detallados sobre los volcanes contenidos en una zona más limitada, en este caso el cuadrángulo, donde se ubican los poblados de Paracho y Cherán, ambos en la Meseta Tarasca (Fig. 3).

1.2. Objetivos

El presente estudio se enfoca en los volcanes contenidos en el área de Paracho-Cherán, en donde se ubican los poblados de Paracho y Cherán. De manera más concreta, los objetivos del presente trabajo son los siguientes:

- Elaborar un mapa geológico detallado que refleje las distintas composiciones y edades de los volcanes en esta porción del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato.
- Fechar la mayor cantidad de volcanes mediante los métodos de ^{14}C y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y estimar las edades relativas a partir de las características morfológicas de los volcanes.
- Analizar la composición química de las rocas (elementos mayores y trazas).
- Determinar la composición mineralógica y las texturas de las rocas mediante el análisis petrográfico bajo el microscopio.
- Determinar su composición modal mediante conteo de puntos (1000 puntos por lámina).
- Estimar los volúmenes de los materiales emitidos por cada volcán y determinar las proporciones de las distintas composiciones en esta área a través del tiempo.

- Establecer las variaciones composicionales y volumétricas a través del tiempo y comparar los resultados con otras áreas (e.g. Tacámbaro) donde se han determinado estos parámetros en estudios anteriores.
- Con base en los resultados obtenidos, discutir las proposiciones que existen sobre el origen y evolución del CVMG.

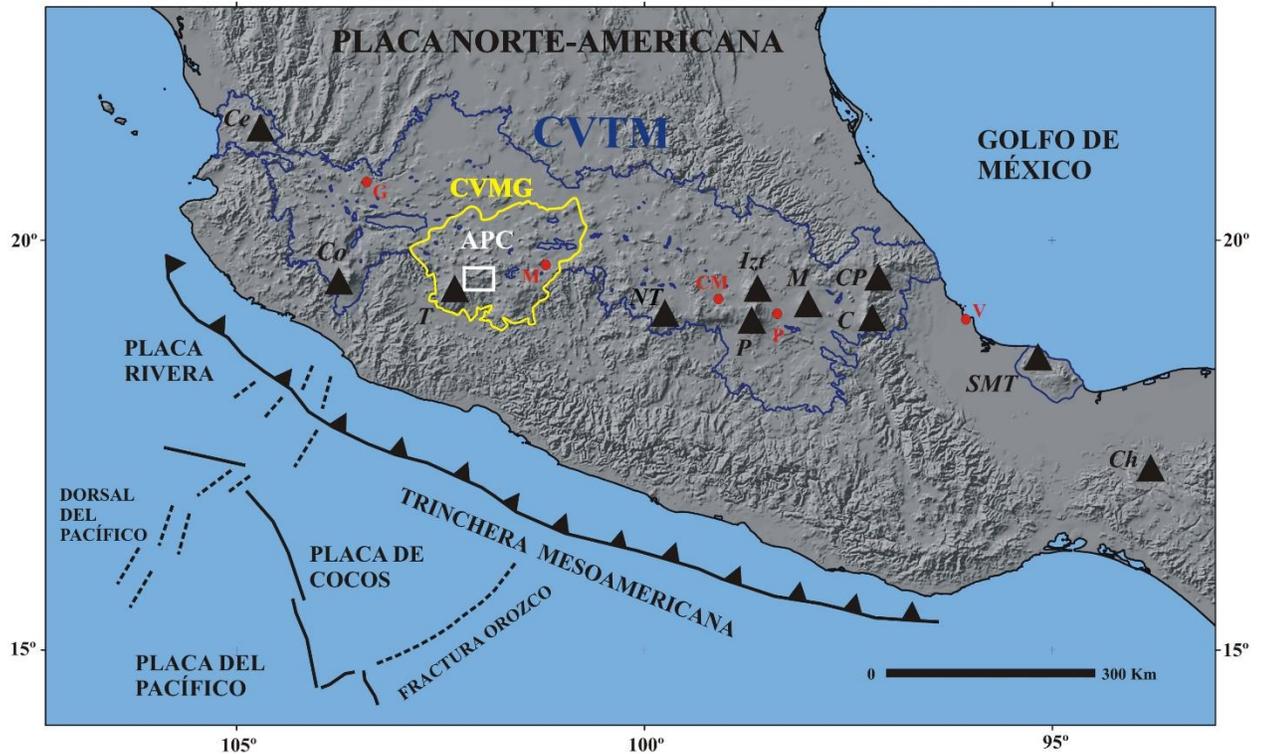


Figura 1: Mapa esquemático que muestra las principales estructuras tectónicas en el sur de México. Los límites del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) se indican en color azul, los del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) en amarillo y los del área Paracho-Cherán (APC) en blanco. Los principales estrato-volcanes se indican con triángulos negros: *Ch* (Chichonal), *SMT* (San Martín Tuxtla), *C* (Citlaltépetl), *CP* (Cofre de Perote), *M* (Malinche), *Izt* (Iztaccíhuatl), *P* (Popocatepetl), *NT* (Nevado de Toluca), *T* (Tancítaro), *Co* (Colima) y *Ce* (Ceboruco). Las ciudades importantes se indican con círculos rojos: *V* (Veracruz), *P* (Puebla), *CM* (Ciudad de México), *M* (Morelia) y *G* (Guadalajara).

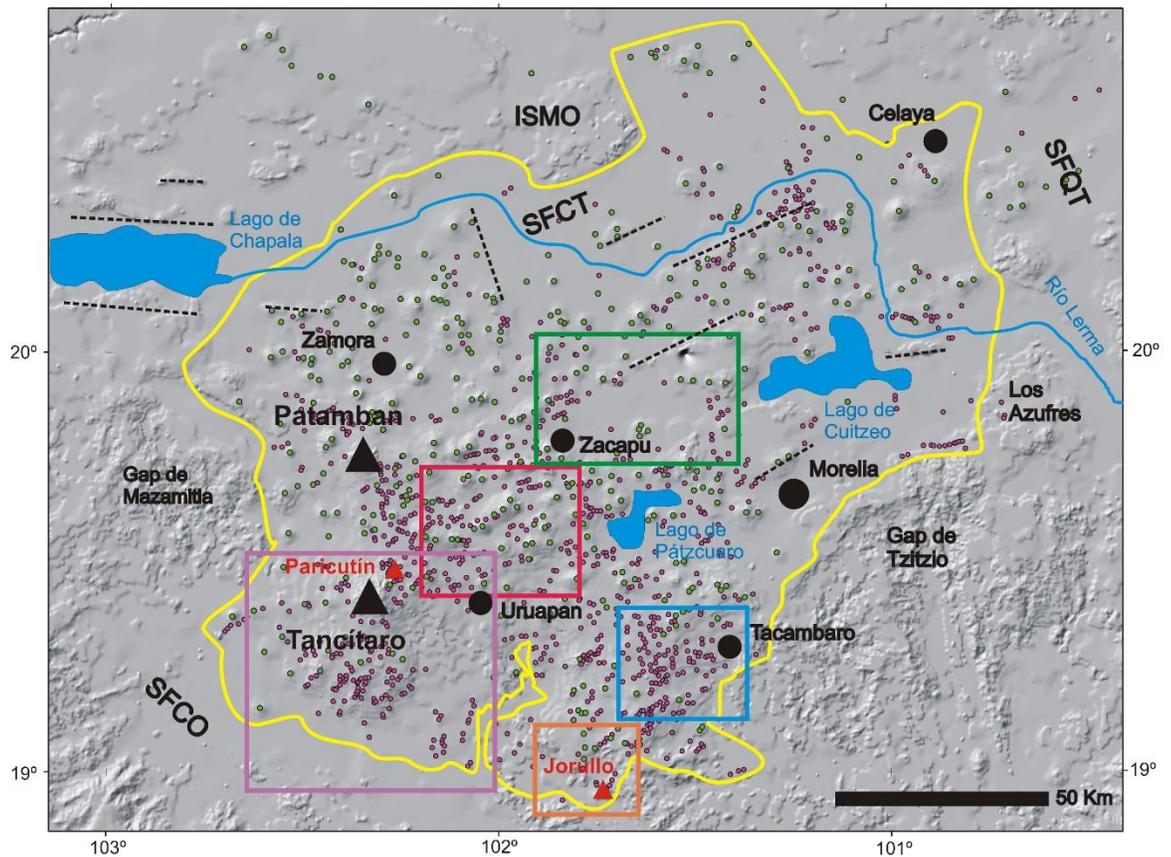


Figura 2: Mapa esquemático (modelo de elevación digital) que muestra el límite del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (en amarillo). Los volcanes escudo se indican con círculos verdes mientras que los conos monogenéticos de escoria con círculos lilas. Las líneas punteadas indican fallas principales: SFCO (Sistema de Fallas Chapala-Oaxaca), SFQT (Sistema de Fallas Querétaro-Taxco) y SFCT (Sistema de Fallas Chapala-Tula). ISMO (Ignimbritas de la Sierra Madre Occidental). Adicionalmente se muestran áreas rectangulares estudiadas previamente con mayor detalle: Tancítaro-Nueva Italia (en rosado) por Ownby et al. (2007; 2011); Jorullo (en naranja) y Tacámbaro-Puruarán (en azul) por Guilbaud et al. (2011; 2012), Zacapu por Siebe et al. (2014); Reyes-Guzmán et al. (2018) (en verde) y Paracho-Cherán (en rojo).

Capítulo 2. Métodos

El mapa geológico a detalle se elaboró de acuerdo a las recomendaciones del USGS (2007) con algunas modificaciones (<http://pubs.usgs.gov/fs/2007/3015/fs2007-3015.pdf>) respecto a las unidades geocronológicas. Posteriormente, se identificaron y delinearón las diferentes estructuras volcánicas (e.g. conos de escoria, flujos de lava, volcanes escudo y domos) con la ayuda de mapas vectoriales y líneas de vuelo con pares de fotografías aéreas del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI) a escala 1:50,000 y 1:75,000 respectivamente y con curvas de nivel a cada 20 m, correspondientes a las cartas E13B29 (Paracho), E13B39 (Cherán), E14A21 (Uruapan) y E14A31 (Tingambato). Para poder procesar los datos vectoriales, se utilizó el sistema de información geográfica (SIG) ArcGis10 mediante la

elaboración de un modelo digital de elevación (MDE) y digitalización de las diferentes unidades. Las fotografías aéreas se observaron mediante un estereoscopio de espejos.

La información obtenida fue verificada en el terreno durante los años 2012-2015 en 7 salidas al campo de una semana cada una (total de 50 días). En estas campañas fui asistido por los Dres. Claus Siebe, Oryaelle Chevrel y el maestro Sergio Salinas. En campo, no sólo se reconocieron las diferentes unidades geológicas, sino que además se colectaron 137 muestras de roca (lavas, bombas y cenizas) y paleosuelos, cuyas coordenadas de obtención se precisaron mediante un aparato de posicionamiento satelital portátil (GPS). Posteriormente, las muestras fueron sometidas a análisis químico, petrográfico, sedimentológico e isotópico (fechamientos por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y ^{14}C) en diferentes laboratorios.

Se enviaron 129 muestras para su análisis químico (elementos mayores y traza) a Activation Laboratories LTD (Ancaster, Canadá), mediante métodos de espectrometría por emisión de plasma de acoplamiento inductivo por fusión (FUS-ICP), digestion total (TD-ICP) y activación de neutrones (INAA). Los detalles de las metodologías empleadas se pueden consultar en <http://www.actlabs.com>.

Del total de muestras, 95 fueron enviadas a Mann Petrographics (Ojo Caliente, New México) para confección de láminas delgadas, mismas que fueron analizadas petrográficamente. Se determinó su composición mineralógica y proporción modal (conteo de 1000 puntos por lámina) con la ayuda de los microscopios petrográficos LEICA-DMLP (para fotomicrografías) y OLYMPUS (con contador modelo BH-2), ambos disponibles en el Departamento de Vulcanología del Instituto de Geofísica, UNAM.

Por otra parte, se enviaron 30 muestras de roca para su fechamiento por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ al Geophysical Institute, Universidad de Fairbanks Alaska (UAF), donde fueron analizadas en el laboratorio a cargo del Dr. Paul Layer. Se analizó el vidrio volcánico en la matriz mediante irradiación (activación) de las muestras con neutrones (Muecke, 1980; Faure, 1986) en un reactor nuclear para convertir el ^{39}K en ^{39}Ar (Faure, 1986) con el estándar TCR de 27.87 Ma (Lanphere y Dalrymple, 2000). Para ello, las rocas fueron trituradas, envueltas en papel aluminio, montadas en recipientes de aluminio puro de 2.5 cm de diámetro por 6 cm de alto y expuestas ante un flujo de neutrones dentro del núcleo del reactor durante 20 megawatt-horas en la Universidad de MacMaster, en Hamilton Ontario, Canada. (Merrihue y Turner, 1966; Faure, 1986; Turner et al., 1994; McDougall y Harrison, 1999; Arce et al., 2006). Posteriormente, las muestras y el estándar fueron desempacados y colocados en una bandeja de cobre dentro de orificios de 2 mm de diámetro, para ser introducidos en un sistema de extracción al ultravacío (McDougall y Harrison, 1999; Layer, 2000). Una vez limpias, las muestras fueron calentadas en pasos sucesivos junto con el estándar, utilizando un láser de iones de argón de 6 watts, de acuerdo a la técnica descrita

por York et al. (1981), Layer et al. (1987) y Layer (2000). Al fundir la muestra, una parte de su contenido de ^{39}Ar y de ^{40}Ar es liberada; dicho proceso recibe el nombre de desgasificación gradual (stepwise heating; Faure, 1986), ya que el gas de argón se desprende por pasos controlados y paulatinos y no en una única emisión.

Se recolectaron un total de 16 muestras de diversos paleosuelos (250 gr/muestra) procurando siempre obtener los 2 cm de la parte superior del paleosuelo, inmediatamente por debajo del depósito de ceniza o flujo de lava cuya edad se deseaba conocer. Se estableció su posición estratigráfica detallada, agregando información sobre su color y textura. Posteriormente las muestras fueron secadas en un horno a 60 °C y enviadas al laboratorio Beta Analytics Inc. (Miami, Florida) donde fueron analizados alrededor de 20 gr de cada muestra mediante el método AMS (accelerator mass spectrometry).

Para el análisis sedimentológico >20 muestras de cenizas y escorias fueron secadas en un horno a 60 °C y pesadas en seco. Posteriormente fueron tamizadas, analizadas, clasificadas y descritas en secciones estratigráficas. Con base a los resultados granulométricos, se determinaron los parámetros de Inman (1952) descritos también en Cas y Wright (1987).

Capítulo 3.- Marco tectónico y geológico

El área de Paracho-Cherán (APC) se localiza en la porción central del CVTM (Fig. 2) y cuenta con ~ 1,100 km² de extensión lo cual corresponde tan sólo al 3 % de toda el área que abarca el CVMG (~ 40,000 km²). El área incluye alrededor de 140 edificios volcánicos y representa el núcleo de la Meseta Tarasca, dónde habitan al menos 52,800 personas, gran parte de ellas pertenecientes a la etnia Purépecha, según cifras del último censo de INEGI (2010) para los municipios de Paracho y Cherán (Fig. 3).

El área de estudio se encuentra a ~ 380 km de la zona de subducción en el arco medio del CVTM, dónde la corteza alcanza su mayor espesor (~45 km) y la tasa de ocurrencia de erupciones volcánicas es muy alta. Además, se encuentra inmediatamente al NE de la zona donde se localiza el Volcán Parícutin y que fue cartografiada geológicamente por Williams (1950) y más recientemente por Ownby et al (2007, 2011), quienes también incluyeron múltiples fechamientos isotópicos en su estudio. A pesar de la atención que recibieron el Parícutin y su entorno, poco se sabe sobre el APC. En sus estudios sobre el CVMG, Hasenaka y Carmichael (1985, 1986, 1987, 1994) recolectaron muestras provenientes del APC y notaron que muchos de los volcanes que ahí se encuentran son jóvenes, incluyendo El Jabalí, El Juanyan y El Metate, mismos que se fecharon por el método de radiocarbono y cuyas edades corresponden todas al Holoceno. A partir de los análisis químicos publicados por Hasenaka y Carmichael (1987) se sabe que los productos volcánicos del APC son mayoritariamente calco-alcalinos e intermedios en composición (andesitas principalmente).

Sólo recientemente se han llevado a cabo nuevamente investigaciones en el APC dentro del marco de proyectos financiados por CONACYT y DGAPA-UNAM (ambos asignado a Claus Siebe), mediante los cuales se obtuvo apoyo para el presente estudio (primeros resultados fueron presentados por Siebe et al. (2014) así como para una investigación exhaustiva del Cerro El Metate, cuya erupción en ~AD 1250 fue la de mayor volumen jamás registrada durante el Holoceno en México y que tuvo serias repercusiones en su entorno (Chevrel et al., 2015; 2016). Sin embargo, hasta la fecha no existe un mapa geológico detallado de esta zona.

El área de estudio fisiográficamente representa el núcleo de la Meseta Tarasca, un extenso alto topográfico que está ocupado en su totalidad por rocas volcánicas (lavas, depósitos piroclásticos y sus derivados) del Cuaternario que pertenecen al CVTM y que recubren las rocas que forman el basamento local. Por ello es difícil decir algo concreto con respecto a la naturaleza del basamento. Sin embargo, se pueden hacer algunas inferencias, si se mira hacia los límites del CVMG, donde afloran rocas más antiguas. El CVMG está delimitado por importantes zonas fisiográficas y tectónicas (Johnson y Harrison, 1989, 1990; Suter et al., 2001; Pasquaré et al., 1991; Garduño-Monroy et al., 2009; Guilbaud et al., 2011; 2012; Siebe et al., 2014; Guilbaud et al. 2020). Limita al este con el anticlinal o “Gap de Tzitzio” (Fig. 2), que representa una marcada irregularidad (Blatter y Hammerseley, 2010) en el frente volcánico del CVTM, donde aflora una secuencia de rocas sedimentarias con edades del Jurásico (Mennella et al., 2000), que están deformadas y sufrieron metamorfismo (esquistos micáceos). Estas rocas están cubiertas por areniscas y conglomerados del Eoceno-Oligoceno que tienen ~600 m de espesor y que a su vez están cubiertas por depósitos volcánicos del Mioceno (14.1-22.9 Ma) pertenecientes a un complejo de múltiples calderas que forman la Sierra de Mil Cumbres, así como en el área de Queréndaro en donde también ocurre vulcanismo monogenético (Gómez-Vasconcelos et al., 2015; Gómez-Vasconcelos et al., 2020). Una situación similar fue descrita por Arce et al. (2012) más hacia el oriente en el campo geotérmico de Los Azufres, donde las rocas volcánicas jóvenes son subyacidas esencialmente por esta misma secuencia. Más al sur, cerca del Volcán Jorullo en la depresión del Río Balsas, afloran granodioritas y secuencias volcánicas Terciarias del Eoceno-Oligoceno (Damon et al., 1983; Pantoja Alor, 1986; Schaaf et al. 1995; Guilbaud et al., 2011; Ortega-Gutiérrez et al., 2014) que están asociadas a zonas de mineralización de cobre en el distrito minero de Inguarán (Sawkins, 1979; Clark et al., 1982; Osoria et al., 1991; Guilbaud et al., 2011). Por otra parte, al suroeste el CVMG limita con el “Gap de Mazamitla” (Kshirsagar et al., 2015) donde ocurren gabros y granodioritas del Cretácico-Paleoceno que intrusionan rocas sedimentarias y volcánicas del Mesozoico (D. Villanueva-Lascurain y P. Schaaf, comunicación personal), mientras que al noroeste limita con el Lago de Chapala que forma parte del sistema de rifts Colima-Chapala (Fig. 2) y se caracteriza por una depresión tectónica controlada por fallas normales con rumbo E-O. Este sistema de fallas, denominado Chapala-Tula (SFCT en Fig. 2) se

extiende hacia el este y también controla en gran medida el cauce del Río Lerma-Santiago, que drena la parte central del CVTM hacia el Pacífico. Se sobrepone a otros sistemas de fallas que incluyen el sistema de fallas NW-SE denominado Chapala-Oaxaca (SFCO en Fig. 2), el sistema Querétaro-Taxco con dirección NNW-SSE (SFOT en Fig. 2) y el sistema Morelia-Acambay (Suter et al., 2001; Garduño-Monroy et al., 2009; Kshirsagar et al., 2015; Reyes-Guzmán et al., 2018; Ramírez-Urbe et al., 2019; Gómez-Vasconcelos et al., 2020) con dirección WSW-ENE (SFMA en Fig. 2). Este último, también llamado sistema Cuitzeo (Johnson y Harrison, 1990), controla las cuencas en las que se ubican los lagos de Cuitzeo y Zacapu delimitadas por fallas normales con rumbos WSW-ENE (Kshirsagar et al., 2015; Reyes-Guzmán et al., 2018) y Ramírez-Urbe et al. (2019) (Fig. 2) que afloran ampliamente hasta desaparecer bajo la cobertura volcánica del Cuaternario de la Meseta Tarasca hacia el poniente. Este sistema de fallas ha mostrado actividad reciente con un sismo somero de gran magnitud ($M_S=6.7$) que ocurrió en 1912 y provocó grandes daños en la zona de Acambay (e.g. Urbina y Camacho, 1913; Suter et al., 1995; Langridge et al., 2000). Muchos volcanes en la zona estudio están alineados en esta dirección (WSW-ENE) por lo que presumiblemente estas fallas recorren la zona de estudio que en consecuencia debe considerarse tectónicamente activa. Al norte, rumbo a Guanajuato, se encuentra la denominada formación de valles y cuencas (Basin and Range) donde afloran ampliamente rocas volcánicas (Williams, 1950; Echegoyen et al., 1970; Aguirre et al., 2008) del Oligoceno-Mioceno (incluyendo ignimbritas) de la Sierra Madre Occidental (ISMO en Fig. 2).

Para concluir, existen pocas evidencias concretas sobre el tipo de basamento que se encuentra por debajo del CVMG, con la excepción de xenolitos granodioríticos arrojados por los volcanes Parícutin (Wilcox, 1954; McBirney et al., 1987) en la Meseta Tarasca y Arocutin (Corona-Chávez et al., 2006), localizado en los márgenes del lago de Pátzcuaro, aunque también podrían existir rocas sedimentarias y volcánicas mesozoicas, como lo sugirió Williams (1950).

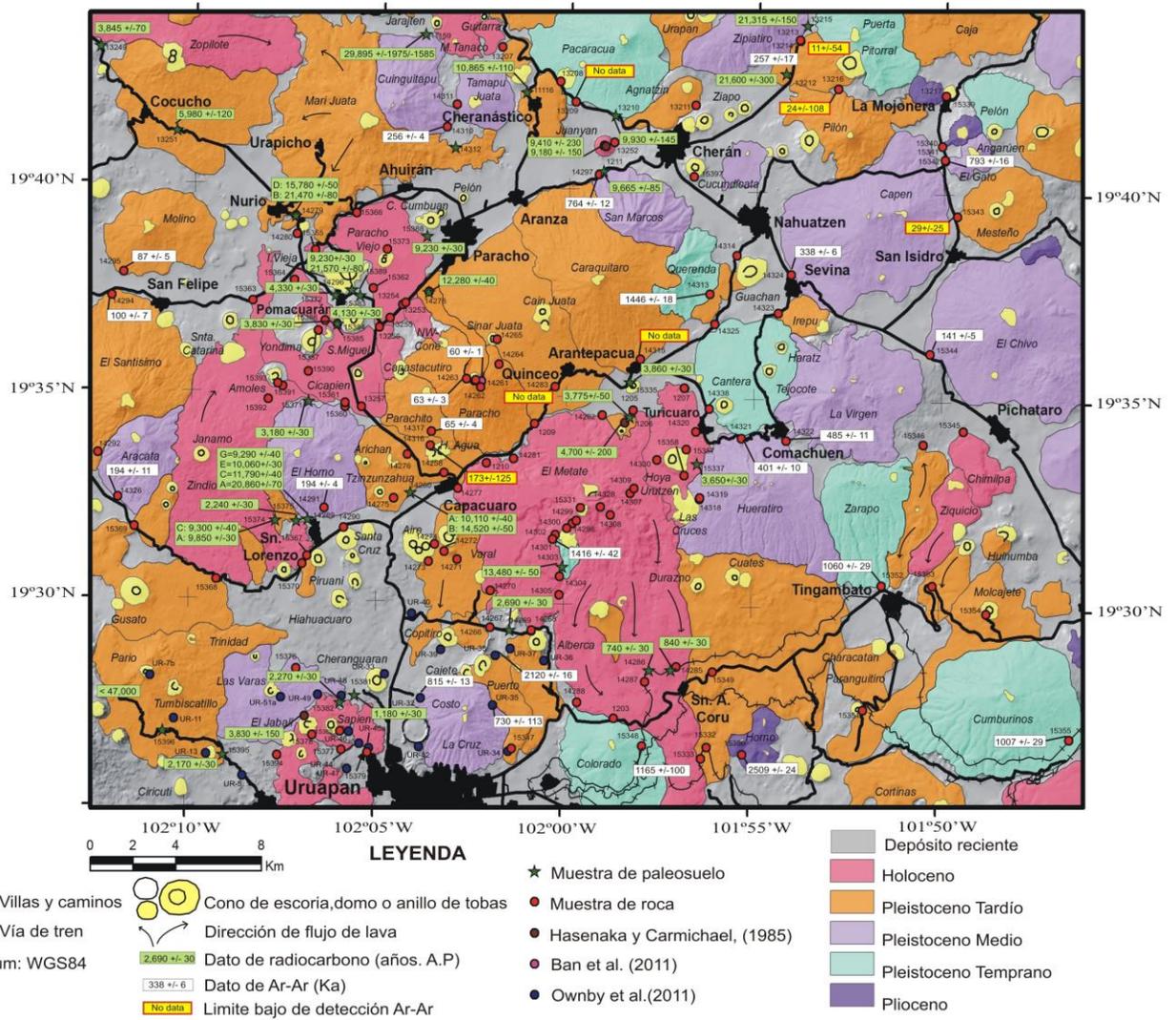


Figura 3.- Mapa geológico y fechamientos isotópicos (últimos ~5.3 Ma) del área de Paracho-Cherán (APC) ; que incluye fechamientos de Hasenaka et al. (1985), Ban et al. (1992) y Ownby et al. (2011).

Capítulo 4. Morfometría y Geomorfología de los volcanes del área Paracho-Cherán

En el área de estudio se logró identificar un total de ~85 volcanes que se pueden clasificar por su morfología y tamaño en principalmente dos tipos: a) Volcanes de volumen intermedio (escudos y domos) y b) volcanes monogenéticos (mayoritariamente conos de escoria). Los primeros representan las cimas más altas (e.g. Paracho = 3334 msnm) y suman 22 edificios, mientras que los segundos son más abundantes (63 edificios) y se encuentran generalmente (aunque no exclusivamente) en las planicies que separan a los primeros (Fig. 3). Además, entre los volcanes monogenéticos, se distinguen 14 pequeños domos y 4 flujos de lava aislados que aparentemente fueron emitidos a partir de fisuras, algunos sin formar un edificio propiamente (ver lista completa de los volcanes en el Apéndice I). A continuación, se discuten las características morfológicas de los principales tipos de volcanes en el área de estudio.

4.1. Volcanes de volumen intermedio (escudos y domos)

Aunque casi todos los estudios anteriores realizados en la zona hacen mención de los volcanes de volumen intermedio (e.g. Williams, 1950; Hasenaka y Carmichael, 1985; 1986; 1987; Connor, 1987; Ban et al., 1992; Ownby et al., 2007; 2011; Siebe et al., 2014), sólo algunos (Roggensack, 1988; 1992; Hasenaka, 1994; Chevrel et al., 2016a; 2016b; Reyes-Guzmán et al. 2018; Ramírez-Uribe et al. 2019) se refieren directamente a ellos, por lo que aún se sabe poco sobre el origen de los enigmáticos escudos del CVMG. Por ello, en el presente estudio se intenta también contribuir a comprender la génesis y el origen de estos volcanes (e.g. las condiciones que favorecen el emplazamiento del magma y cuáles son sus edades, sus volúmenes y características composicionales y petrográficas a través del tiempo). Con el fin de aclarar algunas dudas, se formularon varias interrogantes como: ¿Qué gobierna al emplazamiento del magma para generar a los escudos? ¿Se debe al régimen estructural o al comportamiento geodinámico de la superficie? ¿Se debe al enfriamiento de la corteza continental que está relativamente más fría, fallada y en extensión? ¿Se debe al flujo magmático más caliente y menos denso que asciende a la superficie a través de fallas y fracturas en la corteza o se debe a procesos tectónicos regionales, relacionados con la placa en subducción o a una combinación de varios factores? En este sentido, son muchas las preguntas que aun pueden formularse con respecto al origen de los volcanes del CVMG. Sin embargo, con respecto a los escudos, es necesario primero resumir lo que se sabe de ellos. A raíz de la famosa erupción del volcán Parícutin y su impacto, H. Williams (1950) realizó un reconocimiento geológico del área e hizo descripciones minuciosas mediante dibujos y fotografías de la vasta zona volcánica que documentó. Notó que no todos los volcanes eran tipo Parícutin e identificó también a los volcanes escudo. También concluyó que se debía de tratar de un campo volcánico muy activo desde ya hacía mucho tiempo. Posteriormente, Connor (1987) postuló que existe una relación entre los volcanes del CVMG y la estructura de la corteza, ya que muchos volcanes ocurren a lo largo de alineamientos que deben reflejar la existencia de importantes sistemas de fallas. Identificó dos rumbos de fallas dominantes, uno con dirección NE-SW, comúnmente asociado a alineamientos de volcanes monogenéticos y otro NW-SE, que parece estar relacionado a volcanes poligenéticos. Sin embargo, no profundizó en la cuestión de los escudos y en cambio explicó, que el arreglo estructural cortical puede estar relacionado a la segmentación de la placa en subducción.

Hasenaka y Carmichael (1985; 1986; 1987) describieron y determinaron las características morfológicas, las composiciones, la petrografía y estimaron las edades de los conos de escoria principalmente, aunque también incluyeron numerosos escudos en sus estudios. Con respecto a los escudos discutieron su posible origen y formación y los definieron como volcanes de tamaño intermedio de composición andesítica con afinidades predominantemente calco-alcalinas, típicas de ambientes tectónicos de subducción. Además, notaron un incremento en los contenidos de

MgO, Cr y Ni con respecto a la cercanía de los volcanes hacia la trinchera. Roggensack (1988), Ban et al. (1992) y Hasenaka (1994) retomaron gran parte de lo recopilado por los primeros autores, aunque se enfocaron también en las características morfológicas, geoquímicas y petrográficas de los escudos, a los que clasificaron y dividieron en cuatro grupos a partir de su morfología (área base, altura y pendiente). A la mayoría los clasificaron como de tipo “Islándico” o de tipo “Galápagos”. Además, identificaron a dos grandes estratovolcanes, el Tancítaro y el Cerro Grande. Este último se encuentra cerca de la ciudad de La Piedad al norte del CVMG. Posteriormente, Ownby et al. (2007) y Siebe et al. (2014) hicieron mención del Patamban, otro estratovolcán poco conocido. Con ello queda claro que el CVMG no es exclusivamente monogenético, como frecuentemente se asume.

Ban et al. (1992) estudiaron ~26 volcanes escudo del CVMG, determinaron el rango de sus pendientes que varía entre 5° y 15° y compararon sus tamaños con los de los escudos Islándicos que son de mayor tamaño. Con base en fechamientos por el método K-Ar infirieron que el vulcanismo ha migrado al sur en el CVMG durante los últimos 2.5 Ma y sugirieron que dicha migración posiblemente se deba a cambios en la geometría de la placa en subducción. Añadieron que además el vulcanismo se ha tornado más monogenético desde entonces, aduciendo que las cimas de muchos escudos se encuentran coronadas por conos de escoria. En contraste, diversos autores (Ownby et al., 2011; Guilbaud et al., 2012; Siebe et al., 2013; 2014; Kshirsagar et al., 2015; 2016; Chevrel et al., 2016a, 2016b; Larrea et al. 2017; Reyes-Guzmán et al. 2018; Ramírez-Uribe et al. 2019; Larrea et al. 2019) reportaron nuevas edades y volúmenes de diversos escudos en varios sectores de campo.

Hasenaka (1994) menciona que la mayoría de los escudos se encuentran al noroeste del campo, mientras que los conos de escoria son más abundantes al suroeste. Sin embargo, su distribución pareciera ser aún más compleja. Por ejemplo, un simple ejercicio consiste en ubicar los centros de emisión, tanto de escudos como de conos, para determinar la densidad de puntos (máximas concentraciones), indica que los primeros se concentran con hasta 6-8 escudos/1000 km², mientras que los conos de escoria se concentran con hasta 21-28/1000 km² en algunas regiones del CVMG. En combinación, es posible establecer que hay zonas en donde 23 conos y 9 escudos comparten un área de 1000 km² (e.g. al norte y noroeste del área Paracho-Cherán y en el área ubicada entre los estratovolcanes Tancítaro y Patamban; ver. Fig. 2).

Por lo anterior, es posible observar, en términos generales, una mayor concentración de conos hacia el sur (Hasenaka, 1994), aunque en la región de Valle de Santiago al noreste del CVMG, también existe una pequeña área con una alta concentración de éstos. Quizás, la distribución de los escudos (que en su mayoría son de composición andesítica y andesita basáltica) y de los conos de escoria (que cubren un mayor rango composicional e incluyen tanto variedades más primitivas así como más silícicas), podría estar relacionada con la geometría de la placa de Cocos

en subducción en combinación con el espesor de la corteza continental, que es variable (~30 a 45 km) y que se encuentra en extensión (Blatter y Hammersley, 2010; Guilbaud et al., 2011; 2012; Gómez-Vasconcelos et al., 2015).

En algunas partes del CVMG se observa en superficie el arreglo estructural de la parte superior de la corteza continental, que se caracteriza por sistemas de fallas normales y fracturas conjugadas con rumbos este-oeste, noreste-suroeste, norte-sur y con extensión norte-sur predominantemente (e.g. Graben de Chapala, Cuencas de Zacapu y Cuitzeo; ver Siebe et al., 2014; Kshirsagar et al., 2015; 2016; Gómez-Vasconcelos et al., 2015 Gómez-Vasconcelos et al., 2020; Avellán et al., 2020). En las áreas con mayores concentraciones de volcanes y con mayores espesores de productos volcánicos jóvenes no es posible observar fallas ya que se encuentran cubiertas. Sin embargo, tanto escudos como conos están frecuentemente alineados y en raras ocasiones se observan diques con rumbos noreste-suroeste en el corazón del CVMG (e.g. El Gato, Fig. 3). Las zonas con mayores concentraciones de volcanes incluyen la región de Tancítaro, la Meseta Purépecha, los alrededores de Zacapu, el lago de Pátzcuaro, la zona de Tacámbaro-Puruarán, la región de Jorullo y la zona de Valle de Santiago al noreste (Fig.2). El resto del campo presenta concentraciones intermedias donde las aglomeraciones disminuyen y el espesor de los depósitos volcánicos es variable (Siebe et al., 2013; 2014; Kshirsagar et al., 2015; 2016; Gómez-Vasconcelos et al., 2015; Gómez-Vasconcelos et al., 2020; Avellán et al., 2020).

Ownby et al. (2007; 2011) estudiaron la región de Tancítaro-Nueva Italia (hacia el frente del arco volcánico) y en particular los productos del volcán Tancítaro y volcanes aledaños. Es decir, se enfocaron en analizar las andesitas y su posible origen en la corteza profunda. Recientemente, Larrea et al. (2017; 2019) y en la zona de Zacapu y Pátzcuaro; Reyes-Guzmán et al. (2018) y Ramírez-Urbe et al. (2019) presentaron trabajos sobre el origen, emplazamiento y formación de varios escudos y conos monogenéticos de escoria (e.g. Paricutín, Astillero-Pedregal, Capaxtiro, Malpaís Prieto, Rancho Seco-Mazcuta). Chevrel et al. (2016a y 2016b) presenta, un par de estudios sobre El Metate que cubre ~100 km² con 13 flujos de lava que varían composicionalmente entre 56 y 61 wt.% SiO₂. Fecharon la erupción radiométricamente en el año 1250 de nuestra era y estimaron que duró al menos 34 años y que se trata de un volcán monogenético. Debido al gran volumen de magma que emitió se puede considerar como la erupción más voluminosa de composición andesítica conocida en México ocurrida durante el Holoceno.

Únicamente 22 escudos en el área de estudio (Tabla 1) fueron clasificados a partir de sus pendientes (11°-21°), su diámetro basal promedio es de 5.25 km, su volumen promedio es de 2.2 km³ y sus alturas varían entre los 400 y 1200 m; corresponden a las categorías de los tipos

“Islándico” y “Galápagos” de la clasificación de Whitford-Stark (1975). (Tabla 1). En el presente estudio se identificaron tres grupos de escudos en el área Paracho-Cherán:

a) Los escudos de volumen pequeño ($<2 \text{ km}^3$) tienen forma y morfología variables, que ocasionalmente presentan domos.

b) Los escudos voluminosos ($2-10 \text{ km}^3$) son más extensos y representan al típico escudo con pendientes suaves. Algunos tienen domos en su cima donde forman morfologías abruptas o redondeadas.

c) Los escudos compuestos, formados por varias erupciones y representados hasta ahora sólo por un ejemplo, El Paracho (Fig. 4).

Tabla 1.- Escudos del área Paracho-Cherán (APC)

| Volcán | Area Km ² | Diam. Basal (Km) | Altura (m) | S ^o | Vol. DRE Km ³ | Comp. %SiO ₂ | Edad (Ka) |
|--------------|----------------------|------------------|------------|----------------|--------------------------|-------------------------|-----------------------------|
| Metate*** | 50 | 11.13 | 993 | 12 | 9.1 | 56-61 | 1200 A.D. |
| Paracho* | 21.6 | 4.72 | 1034 | 20 | 1.73 | 59-61 | 60+/-10* / 63+/-3 y 12 (Ka) |
| Molino | 14.9 | 4.32 | 526 | 12 | 1.39 | 62.59 | 87 +/- 5 |
| Santísimo | 32 | 6.42 | 1026 | 12 | 2.23 | 60.02 | 100 +/- 7 |
| Chivo | 43.5 | 6.1 | 703 | 11 | 2.94 | 56.4 | 129+/-26 |
| El Horno | 18.7 | 5.15 | 579 | 13 | 1.64 | 57.42 | 194 +/- 4 |
| Aracata | 10 | 3.62 | 861 | 13 | 0.83 | 58.51 | 194 +/- 11 |
| Cuinguitapu | 12.6 | 3.7 | 693 | 21 | 0.9 | 62.1 | 256 +/-4 |
| Zipiatiro | 16 | 4.2 | 723 | 18 | 1.17 | 57.12 | 257+/-17 |
| Capén | 42 | 6.8 | 614 | 12 | 2.34 | 59.35 | 338 +/- 6 |
| Hueratiro | 31.6 | 5.52 | 576 | 12 | 2.2 | 60.42 | 401 +/- 10 |
| La Virgen | 28.1 | 6.95 | 873 | 14 | 2.16 | 57.12 | 485 +/- 11 |
| San Marcos | 10.6 | 3.31 | 840 | 18 | 0.81 | 61.7 | 764+/-12 |
| Gato | 4 | 1.1 | 415 | 21 | 0.26 | 61 | 788+/-16 |
| La Cruz** | 13.8 | 4.22 | 471 | 13 | 1.02 | 62.9 | 895 +/- 13 y 730+/-113 |
| Cumburinos | 39 | 7.58 | 824 | 12 | 3.09 | 59.53 | 1007+/-29 |
| Zarapo | 14.8 | 4.99 | 489 | 11 | 1.5 | 59.62 | 1052+/-29 |
| Colorado | 20 | 4.26 | 406 | 11 | 1.55 | 52.12 | 1189+/-105 |
| Querenda | 7.2 | 3.38 | 607 | 18 | 0.79 | 60.87 | 1446+/-18 |
| Horno-Sur | 4.4 | 1.13 | 236 | 19 | 0.37 | 57.4 | 2509+/-24 |
| Las Varas** | 15 | 5.08 | 552 | 12 | 1.2 | 60 | no conocida |
| Caraquitaro | 37 | 6.08 | 1117 | 20 | 2.33 | 60.11 | no conocida |
| Pacaracua | 23 | 5.39 | 739 | 15 | 1.88 | 60 | no conocida |
| Pilón | 13.3 | 3.33 | 595 | 19 | 1.95 | 60.78 | no conocida |
| Tamapu-Juata | 6.5 | 2.87 | 343 | 11 | 0.39 | 58.98 | no conocida |
| Mari-Juata | 45.5 | 6.88 | 580 | 13 | 3.19 | 61.4 | no conocida |

Principales escudos del APC, junto con otros escudos conocidos y estudiados por *** Chevrel et al., (2015), **Ownby et al., (2011) y * Ban et al., (1992). Edades obtenidas mediante Ar/Ar y radiocarbono. Los volúmenes se presentan en DRE o Densidad de Roca Equivalente. Tabla completa y otros escudos en apéndice I.

Sólo 12 escudos fueron fechados en el área mediante el método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Tabla 3). Varios de ellos presentan domos en su cima, incluyendo El Metate, El Paracho, San Marcos, Santísimo, Querenda, Pilón, La Virgen, El Molino y Mari Juata-Cuinguitapu (Figs. 3 y 4). A veces, es posible distinguir varios domos alineados que se presume fueron alimentados por diques (e.g. El Ziapo, El Gato; ver Fig. 3) y en otras ocasiones se encuentran pequeños domos (14 en el área Paracho-Cherán) sobre las laderas de los escudos; Éstos en general tienen formas redondeadas y volúmenes pequeños con pendientes más pronunciadas, aunque algunos pueden superar en tamaño a un cono de escoria. Otros tienen formas transicionales entre escudos y conos (e.g. El Molino, Las Varas, El Mesteño, Cocucho; ver Figs. 3 y 4) y la mayoría de éstos presentan cárcavas por la erosión lineal y radial de los pequeños arroyos temporales que se generan en sus laderas; Algunos son muy jóvenes como El Metate (Chevrel et al. 2016a y 2016b) y El Paracho (Siebe et al., 2014) y muchos escudos no aparecen aislados, sino alineados formando serranías alargadas conformadas por sistemas complejos que también incluyen conos, domos y diques (e.g. complejo Mari Juata-Cuinguitapu, sistema Santísimo-Horno, que incluye también al cono de escoria Jánamo, sistema Parachito-San Marcos-Querenda, que incluye al Paracho y a los conos Sinar Juata-Caín Juata, entre otros; ver Figs. 3 y 4) por lo que su origen es aún bastante enigmático; puesto que a menudo, existen en sus cimas conos de escoria como se mencionó antes (e.g. Jánamo, sistema Paracho, Sinar Juata, Caín Juata). Todas estas observaciones indican la existencia de un sistema de fallas activas que permiten el repetido ascenso y emplazamiento de magma como es el caso del domo compuesto El Paracho (Figs. 3 y 7) (Siebe et al., 2014) que presenta edades contrastantes (Tablas 3 y 4) y que por lo tanto no es monogenético (como se pensaba), lo que hace necesario establecer una clasificación más adecuada para este tipo de estructuras volcánicas.

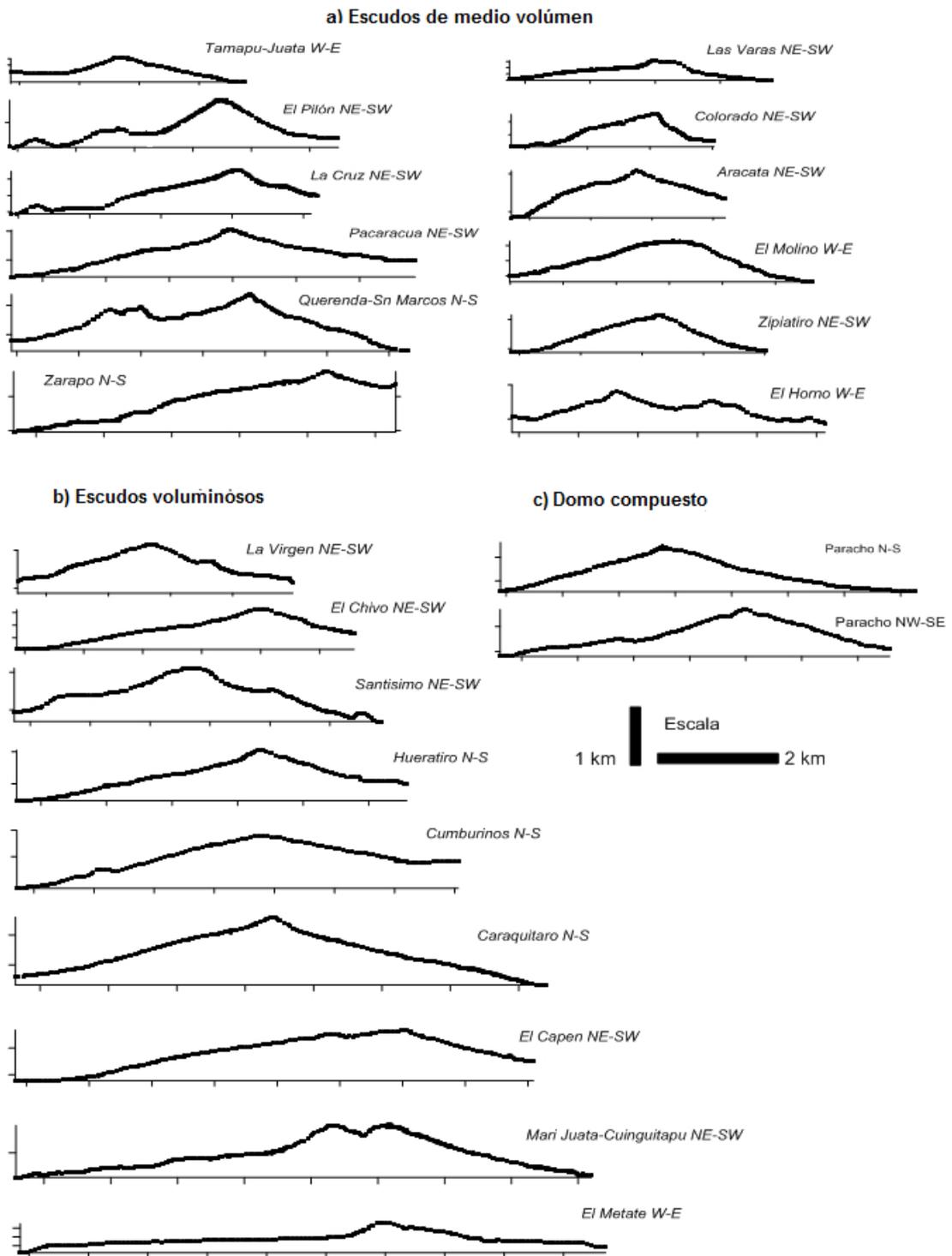


Figura 4.- Escudos del APC: a) Escudos de volumen intermedio $< 2 \text{ km}^3$; b) Escudos voluminosos $> 2 \text{ km}^3$ y $< 10 \text{ km}^3$; c) Domo compuesto. En promedio tienen 5.25 km de diámetro basal, y según la clasificación de Withford-Stark (1979) son de tipo Islándicos-Galapagos.

4.2. Conos de escoria monogenéticos

En décadas recientes se intentó describir con mayor exactitud la morfología y principales características que presentan los conos de escoria (e.g. Colton, 1967; Porter, 1972; Wood, 1980a, 1980b). En estos trabajos se propuso la fórmula basada en la geometría de un cono truncado (Fig. 5) que incluye los siguientes parámetros: Altura del cono (H_{co}), diámetro de la base (W_{co}), diámetro del cráter (W_{cr}) y ángulo de la pendiente desde la base (S°). También se estableció la relación causal que existe entre la evolución temporal de los parámetros morfológicos y los fenómenos erosivos, cuyo tipo e intensidad dependen del clima principalmente; es decir, los parámetros morfológicos reflejan el grado de degradación erosiva de un cono y por ende pueden ser utilizados como herramienta para su datación relativa. Porter (1972) determinó que los conos jóvenes en los flancos del Mauna Kea en Hawaii presentan relaciones iniciales de $H_{co}/W_{co}=0.18$ y $W_{cr}/W_{co}=0.40$ y que el ángulo de la pendiente S° (ángulo de reposo de la escoria y ceniza que conforma el cono) disminuye sistemáticamente con el paso del tiempo por acción de los agentes erosivos.

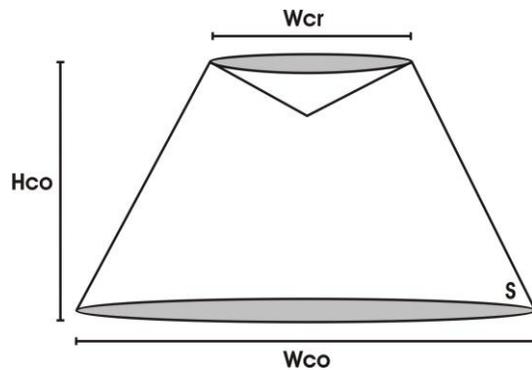


Figura 5.- Principales parámetros morfométricos y morfológicos considerados para los conos del área Paracho-Cherán, y usados por Wood (1980a, 1980b) y Hasenaka y Carmichael (1985): en donde H_{co} = altura de cono, W_{co} = diámetro basal del cono, W_{cr} = diámetro del cráter, pendiente= S° ; adicionalmente se considera la irregularidad de las geoformas en los parámetros (e.g. W_{co} máximo y mínimo, W_{cr} máximo y mínimo), algunos presentan cárcavas y/o flujos de lava que pueden alterar su estado de equilibrio, así como otros elementos morfológicos y morfodinámicos, como los físico-mecánicos que intervienen en su desarrollo (i.e. posición topográfica, el entorno morfotectónico, y los patrones morfoclimáticos según la latitud) (e.g. Colton, 1967).

Wood (1980a, 1980b) analizó conos de escoria en varios campos volcánicos del mundo sujetos a distintas condiciones climáticas y determinó que en todos esos casos disminuye el ángulo de la pendiente y el cono pierde altura sistemáticamente; sin embargo, ocurre a diferentes velocidades dependiendo del tipo de clima y la naturaleza de los materiales que conforman al cono y por lo tanto, la utilización de los parámetros morfológicos como método de datación relativa tiene varias complicaciones que tienen que ser tomadas en cuenta. Los factores a considerar incluyen la latitud y las características geológicas y orográficas regionales, así como el microclima

y su impacto en el desarrollo de la vegetación y el uso de suelo que se combinan para determinar los procesos erosivos. Además, existen otros factores que determinan la naturaleza de los materiales que conforman el cono y su susceptibilidad a la erosión. Estos incluyen estilo eruptivo, composición del magma, contenido de volátiles, relación agua/magma, tamaño de grano dominante en los depósitos piroclásticos, espesor, distribución y posición topográfica, inclinación de la pendiente, etc. (Kereszturi y Németh, 2012; Kereszturi et al., 2012; Kereszturi et al., 2014), las cuales, nos permiten establecer una relación matemática mediante matrices de $[1 \times 1]$, $[2 \times 2]$, $[3 \times 3]$, ∞ , y por tanto, es posible obtener la determinante de dichas matrices e incluso, cuáles son las características y comportamiento (e.g. eigenvalores y eigenvectores de una matriz) para cada volcán en una situación particular, independientemente de su edad. Esto es de utilidad práctica, ya que permite elaborar un modelo más preciso para determinar los factores más importantes que se combinan y condicionan, no sólo arrojando luz sobre su origen, sino también sobre la diversidad de tipologías que presentan los volcanes monogenéticos, como es el caso de los que existen en México, como el CVMG, CVSCH y CVMX (e.g. Hasenaka y Carmichael, 1985; Siebe et al., 2004; Agustín-Flores et al., 2011; Rodríguez-Elizarrarrás et al., 2010; Guilbaud et al., 2011; 2012). Recientemente, Larrea et al. (2017; 2019) en la zona de Parícutín y Tancítaro, además de la zona de Zacapu y Pátzcuaro; Reyes-Guzmán et al. (2018) y Ramírez-Urbe et al. (2019) reportan algunos datos precisos (e.g. edades, geología, petrología, petrografía y geoquímica) de varios conos monogenéticos de escoria en diferentes zonas del CVMG (e.g. Malpaís Prieto, Capaxtiro, Rancho Seco y Mazcuta). Si bien existen similitudes entre los conos que conforman a todos estos campos, cada uno presenta ciertas singularidades (e.g. la relación Hco/Wco y otros parámetros morfológicos como pendiente, diámetro de cráter, etc.) y resulta que éstos no son diagnósticos para determinar su edad, aunque en algunos casos estos parámetros guardan correlaciones consistentes.

4.3.- Aspectos generales y parámetros morfométricos

Tomando como referencia las relaciones anteriores, se establecieron los parámetros morfométricos a observar en el área de Paracho-Cherán tales como: Hco/Wco , Wcr/Wco , pendiente S° (Fig. 5) y los volúmenes (DRE) de los conos, flujos de lava y escudos, asumiendo un porcentaje de espacio vacío para conos de escoria del 30 vol.% y para flujos de lava del 10 vol.% (Guilbaud et al., 2012). En el caso del volcán El Metate se adoptaron los porcentajes (10-15 vol.%) utilizados por Chevrel et al. (2016a) para determinar el DRE. Además, se utilizó la herramienta “*functional surface*” del programa ArcGis10 con factor de escala $Z=0.004 \text{ m}^3$ para estimar los volúmenes a partir de las cartas vectoriales con escala 1:50,000 del INEGI. De esta manera se utilizaron los parámetros anteriormente citados para el cálculo de los volúmenes. Del mismo modo se estableció la siguiente fórmula (modificada) para el volumen de un cono truncado, usada por Hasenaka y Carmichael (1985) en un sector del CVMG:

$$v = \frac{\pi \cdot H_{co}}{12} [(W_{cr}^2 + W_{cr})(W_{co} + W_{co}^2) - (\sum \%vDRE)]$$

En dónde v es el volumen en km^3 , (H_{co}) es la altura promedio del cono, (W_{cr}) es el diámetro promedio del cráter, (W_{co}) es el diámetro promedio de la base del cono, y ($\sum \%vDRE$) es el porcentaje del volumen recalculado de la Densidad de Roca Equivalente. De esta forma, ambos métodos fueron comparados y relacionados para determinar el error σ (ver tabla completa en Apéndice I). Ésto se consiguió partiendo del factor de escala 0.0004 metros (4 mm, en escala 1:50,000 utilizado por INEGI) y el cuál surge del límite de escala y la metodología aplicada al levantamiento topográfico (e.g. estaciones totales, niveles, puntos de mojonera y GPS de precisión ~4 mm). De esta forma INEGI establece que para la escala 1:50,000 las curvas tienen una equidistancia de ~20 m. Posteriormente, para utilizar los datos vectoriales adecuadamente y pasarlos a un archivo “*raster*” con las herramientas de ArcGIS10, se establece el factor 0.0004 m como resultado del cruce de las líneas de frecuencia para los modelos GPS Pro XRS de 12 canales con antena. Es decir, el error (~4 mm), que se lleva a metros y se multiplica x 50,000, a su vez dará como resultado 20 m. Éste contará como un factor de escala y se deberá considerar siempre que se utilice la escala 1:50,000 aplicada a pixeles de 20x20 metros de un raster con el fin de evaluar algún geoproceso (en este caso los volúmenes). Lo mismo ocurre con otros parámetros como la equidistancia entre curvas, las áreas y líneas, entre otros.

4.4.- Morfología, morfometría y volúmen.

Para estimar adecuadamente las edades relativas de varios de los conos que no pudieron fecharse radiométricamente, se tomaron en cuenta las características morfológicas observadas en las fotografías aéreas (e.g. presencia de cárcavas de erosión, colapso lateral del edificio, grado de desarrollo de la vegetación y uso del suelo) con el fin de relacionarlas con los parámetros morfométricos y de esta manera aplicarlos al modelo para poder integrar la información. En el área Paracho-Cherán existen ~144 volcanes, de los cuáles ~85 fueron plenamente identificados y considerados adecuados para ser analizados. Entre ellos, 63 son conos de escoria o domos y sólo 17 resultaron útiles para hacer el análisis. El resto quedó excluido debido a que muchos presentan signos de erosión fuerte y desarrollo pronunciado de cárcavas, o flancos muy sepultados por flujos de lava de volcanes contiguos. Algunos presentan colapsos en su cráter, otros se encuentran formando grupos de conos aglomerados en una superficie muy pequeña y compartiendo sus bases, o con múltiples cráteres (e.g. Cerros El Aire y Cocucho; ver Fig. 3). Incluso aquellos que son explotados como bancos de material y han sido modificados, presentan dificultades para el análisis y por tanto tampoco fueron considerados. Sin embargo, en términos de frescura morfológica y preservación, se estableció que al menos 21 estructuras son jóvenes e incluyen a los 17 conos de escoria, 9 de éstos con flujos de lava asociado, y 4 coladas sin cono

o domo (asociadas a fisuras), un escudo voluminoso (El Metate, datado radiométricamente en 1250 AD; Chevrel et al., 2016a y 2016b) con un domo en la cima y tres más sin cono asociado.

Los resultados del análisis de los 17 conos de escoria en el área de Paracho-Cherán indicaron los siguientes promedios para los diferentes parámetros morfométricos: $Hco/Wco=0.22$, $Hco=372$ m, $Wco=893$ m, $Wcr=310$ m, volumen del cono= 0.055 km³ y $S^\circ=24^\circ$. De ellos, al menos 11 corresponden a erupciones ocurridas durante el Holoceno (Tabla 2). Las restantes 6 erupciones ocurrieron <21,500 años A.P., durante el Pleistoceno Tardío y están también apoyadas con fechamientos confiables por radiocarbono y fueron evaluados a partir de las líneas de tendencia trazadas (Fig. 6). Nótese que los valores para Hco/Wco y S° a lo largo de ambos periodos eruptivos (Holoceno/Pleistoceno Tardío) no se distinguen con exactitud y por lo tanto no pueden ser usados como indicadores confiables de la edad y/o frescura morfológica. Por ejemplo, la morfología de Hoya Urutzen y San Miguel grafican en la misma línea de tendencia o correlación, aunque tienen edades contrastantes (Fig. 6). Estas inconsistencias también fueron observadas en el área de Tacámbaro-Puruarán por Guilbaud et al. (2012), quienes concluyen que estas relaciones son demasiado ambiguas, como para establecer una relación empírica confiable entre la morfometría y la edad relativa de los conos.

Tabla 2.- Principales parámetros morfométricos de algunos conos monogenéticos de escoria del área Paracho-Cherán (APC).

| Cono | Latitud | Longitud | Nombre | Wco | Wcr | Hco | S=Tan- 1(Hco/r) | Hco/Wco | Area Km ² | Vol DREen Km ³ | Volúmen (m ³)(Wcr ² +Wcr Wco+Wco ²) |
|------|--------------|---------------|---------------|--------|-------|-----|--------------------|---------|----------------------|------------------------------|--|
| 1 | 19°41'03.6" | 101°59'04.8" | Juanyan | 947.5 | 375.5 | 186 | 21 | 0.20 | 0.69 | Sin flujo | 0.068 |
| 2 | 19°33'28.7" | 102°41'64.0" | Jánamo | 731.5 | 256 | 193 | 26 | 0.26 | 60.9 | 0.5 | 0.040 |
| 3 | 19°35'29.56" | 102°05'33.5" | Cicapíen | 592.5 | 310 | 137 | 24 | 0.23 | 13.1 | 0.38 | 0.020 |
| 4 | 19°35'32.9" | 102°04'22.9" | Capastacutiro | 738.5 | 229.5 | 186 | 25 | 0.25 | 2.46 | 0.23 | 0.040 |
| 5 | 19°38'13.1" | 102°04'56.06" | Paracho Viejo | 727.5 | 225 | 135 | 18 | 0.19 | 1.75 | 0.08 | 0.026 |
| 6 | 19°33'29.3" | 101°57'00.1" | Hoya Urutzen | 1049 | 362.5 | 200 | 21 | 0.19 | 10.89 | 0.09 | 0.080 |
| 7 | 19°26'58.3" | 102°06'43.7" | Jabalí | 893 | 325.5 | 180 | 22 | 0.20 | 15.77 | 0.08 | 0.050 |
| 8 | 19°30'59.3" | 102°06'32.5" | Piruani | 787.5 | 317.5 | 140 | 19 | 0.18 | 0.49 | 0.12 | 0.030 |
| 9 | 19°28'05.31" | 102°04'56.9" | Cheránguaran | 1013.5 | 350 | 200 | 21 | 0.20 | 0.8 | Sin flujo | 0.072 |
| 10 | 19°30'42.14" | 102°07'26.1" | San Lorenzo | 684 | 204 | 160 | 25 | 0.23 | 0.37 | Sin flujo | 0.032 |
| 11 | 19°36'11.9" | 102°06'48.0" | Yondima | 967.5 | 330 | 220 | 24 | 0.23 | 0.73 | Sin flujo | 0.080 |
| 12 | 19°30'07.9" | 102°11'22.6" | Gusato | 1305.5 | 373 | 300 | 24 | 0.23 | 1.34 | 0.29 | 0.220 |
| 13 | 19°36'47.7" | 102°05'40.4" | San Miguel | 1151.5 | 320 | 220 | 21 | 0.19 | 1.4 | Sin flujo | 0.100 |
| 14 | 19°40'34.3" | 101°56'39.8" | Cucundicata | 900.5 | 258 | 240 | 30 | 0.27 | 0.5 | Sin flujo | 0.055 |
| 15 | 19°29'05.9" | 102°00'41.1" | La Alberca | 868 | 306.5 | 240 | 28 | 0.28 | 0.59 | 0.5 | 0.053 |
| 16 | 19°30'02.8" | 102°05'57.7" | Hiahuacuaro | 885 | 231 | 160 | 20 | 0.18 | 0.62 | Sin flujo | 0.052 |
| 17 | 19°31'28.3" | 102°05'46.8" | Snta. Cruz | 1012.5 | 273.5 | 240 | 25 | 0.24 | 0.8 | Sin flujo | 0.090 |
| 18 | 19°29'35.9" | 102°15'05.1" | Pariutín* | 950 | 250 | 200 | 22 | 0.21 | 24.8 | 0.7 | 0.060 |

Wco= diámetro de la base, Wcr= Diámetro del cráter, Hco= Altura de cono, S° = Pendiente. Paricutín* Luhr y Simkin, 1993. . Los volúmenes se presentan en DRE o Densidad de Roca Equivalente. Tabla completa y otros escudos en apéndice I.

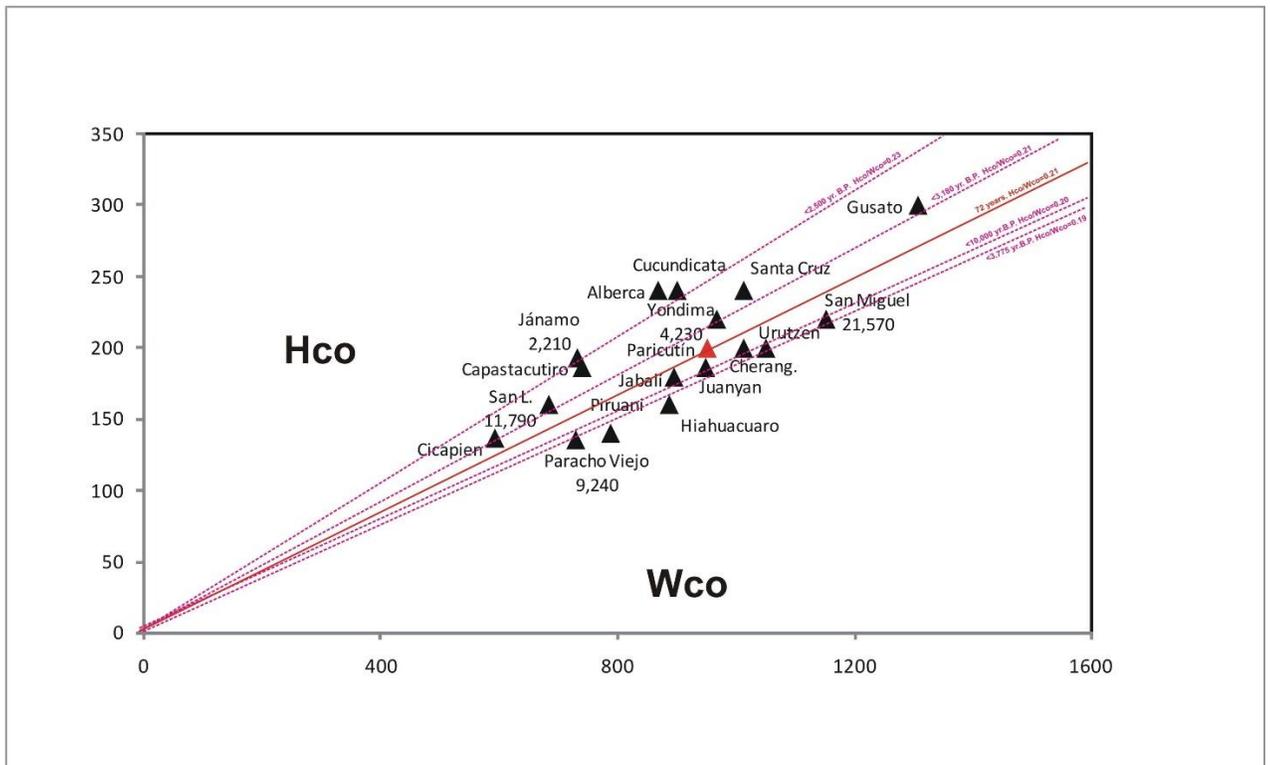


Figura 6.- Correlación Hco/Wco vs. edades absolutas obtenidas mediante ^{14}C (edades calibradas) para los volcanes: Hoya Urutzen, Juanyan, Cicapien y Jánamo. Para obtener mayor precisión se usaron las relaciones estratigráficas de los mismos, se incluye al Paricutín (en rojo) nacido en 1943, junto con otros volcanes no fechados en el área.

Algunas inconsistencias en el modelo de las edades relativas, exponen que algunos volcanes (e.g. en conos monogenéticos de escoria: Jánamo <2000 años) no cumplen necesariamente con la regla del cono fresco a partir de la relación Hco/Wco, por lo contrario, se observa al Juanyan (~10,000 años), más cerca de la línea del Paricutín como si se tratara de hermanos contemporáneos, esto abre una discusión con respecto a la efectividad de dicho modelo, y que parte de un cuestionamiento fundamental para una clasificación adecuada: ¿Son los volcanes monogenéticos sistemas lineales? ó ¿se expresan como entidades más complejas que dependen de varios mecanismos o interacciones con el entorno?

4.5.- Jánamo y Juanyan: dos fenómenos particulares

Los volcanes Jánamo (2,240±30 años A.P.) y Juanyan (~10,000 años A.P.) en el área Paracho-Cherán representaron un reto conceptual al presentar características morfológicas incongruentes con su edad. El primero es más joven, pero está más degradado y presenta cárcavas, aunque tiene una mayor pendiente ($S^{\circ}=26^{\circ}$). Además, produjo un extenso flujo de lava y se asienta sobre un sistema de escudos en un alto topográfico (Figs. 3 y 7). En contraste, el Juanyan es un cono

aislado localizado en la planicie de un valle (5 km al noroeste del poblado de Cherán) que no produjo flujos de lava (Figs. 3 y 7). Aunque el Juanyan es más antiguo, aunque podrían existir algunos errores con esta edad, está mejor conservado y tiene una pendiente con una inclinación de $S^\circ=21^\circ$ (similar al Parícutin). Además, su diferencia altitudinal es de ~ 725 msnm por debajo del Jánamo. Este factor puede explicar las disparidades morfológicas ya que determina las diferencias climáticas y sus efectos sobre la tasa de erosión (Kereszturi y Németh, 2012).

En un simple ejercicio de análisis de criterios múltiples (e.g. de proceso analítico jerárquico) se consideran varios elementos para resolver una matriz (e.g. de $[3 \times 3]$). Por lo tanto, antes que nada, es importante definir las componentes principales de la matriz y decidir cuáles factores son los implicados directos en el proceso de formación y degradación de un cono de escoria monogenético y sus diferentes variedades o combinaciones. Consideramos que al menos nueve elementos podrían estar implicados en este problema, por lo que al jerarquizar, decidimos para fines prácticos establecer como límite para las magnitudes una escala menor a 5, aunque podríamos hacer aún más específico el problema y en lugar de poner números enteros, usar fracciones. De este modo, determinamos que los principales elementos serían los siguientes:

- Tipo de volcán: Es decir, si se trata de un cono de escoria sin flujo asociado=1, si se trata de un cono de escoria con flujo de lava asociado=2, y así sucesivamente n veces, según el tipo y combinación morfológica de cada volcán, spatter-cone, maar, tuff-cone, etc. (Kereszturi y Németh, 2012).
- Posición topográfica: Si se encuentra emplazado en un valle (e.g. Juanyan) =1 o si se encuentra en un alto topográfico (e.g. Jánamo) =2. Así se pueden establecer rangos entre componentes longitudinales como la distancia y la elevación relativa, a los que se acoplan las variaciones climáticas locales (e.g. la precipitación, la evaporación, la humedad y el viento) con respecto a otro volcán tomando en cuenta la mínima y máxima elevación en el área.
- Composición: Considerando las variaciones composicionales en el área Paracho-Cherán para varios conos, definimos si se trata de un basalto o una variedad como la andesita basáltica (e.g. el Juanyan) =1, una andesita (e.g. Janamo) =2, una dacita =3, y así sucesivamente.

Por lo tanto para el Jánamo (1) y Juanyan (2) obtendríamos:

1)

| | | |
|---|---|---|
| 2 | 2 | 2 |
| 0 | 0 | 0 |
| 0 | 0 | 0 |

2)

1 1 1
0 0 0
0 0 0

Estos son los valores de las primeras componentes para cada fila. Para mejorar el análisis, es necesario considerar otros rasgos, como la pendiente que puede ser un posible indicador de la edad, la presencia o ausencia de flujo de lava (considerando su espesor), la vesicularidad (indica el contenido de gases y la fragmentación), la existencia de depósitos piroclásticos (e.g. caídas de ceniza), la temperatura del magma, etc., así como otros criterios establecidos por Schmincke (2004) y Parfitt y Wilson (2008).

Las pendientes de la mayoría de los conos en el área de estudio varían entre 15° y 33°, mientras que la relación H_{co}/W_{co} vs. S° muestra una correlación positiva y es variable de acuerdo a las edades de los volcanes. Al respecto, se establecieron 4 grupos: 15-20°=1, 20-25°=2, 25-30°=3 y >30°=4. En el caso del Jánamo, que tiene una pendiente de 26°, su valor sería =3, mientras que el Juanyan con una pendiente de 21° tendría un valor =2. La presencia de flujos es importante en la formación de un cono y condiciona muchas de sus características morfológicas. El emplazamiento de flujos genera inestabilidad estructural de los conos como se puede observar en varios volcanes en el área Paracho-Cherán (e.g. Metate, Cicapien, Paracho Viejo, Jánamo, Capastacutiro, Guachan, Hoya Urutzen, etc.). En el presente ejercicio consideramos que el Jánamo, que tiene un flujo de lava ~10 a 15 m de espesor y 5 km de longitud, ocupa un valor jerárquico =2. En comparación, El Metate tiene un flujo con un espesor extraordinario de ~120 m y cerca de 10 km de longitud y un valor =4, mientras que el Juanyan, al no presentar flujo alguno, tiene un valor =0.

Una roca (e.g. flujo de lava o bomba), tanto en muestra de mano como bajo el microscopio, revela rasgos que indican el grado de fragmentación y vesicularidad del material. Lamentablemente, sólo sabemos algo sobre estas características (fragmentación y vesicularidad) del Juanyan, que emitió 0.07 km³ de material (escoria y ceniza) para formar su cono. Como carece de flujos de lava asociados, se puede decir que su erupción fue enteramente de tipo estromboliana-violenta, rica en gases, lo que generó columnas eruptivas que seguramente alcanzaron los ~15 km de altura sobre el cráter. El magma que es de composición basalto-andesítica (Siebe et al., 2014), rico en vidrio y con <8% de vesicularidad (muestra de mano y conteo de puntos, ver análisis cap. 9) se fragmentó de manera explosiva durante pulsaciones continuas. En contraste, suponemos que el Jánamo, al presentar un flujo de lava asociado y una edad menor que la del Juanyan, pero con un cono más erosionado, tuvo erupciones que alternaron entre explosivas y efusivas que produjeron un volumen de 0.54 km³ (DRE). De este volumen total, 0.50 km³ corresponden al flujo de lava y sólo 0.04 km³ a los materiales (escoria y ceniza) que conforman el cono. La alternancia en el estilo eruptivo (efusivo vs. explosivo) de la actividad, posiblemente debilitó la estructura del

cono. Ambos volcanes presentaron fases explosivas violentas a moderadas con variaciones en el grado de fragmentación (reflejado en la vesicularidad). Los productos del Jánamo presentan una vesicularidad entre el 8-10%, mientras que los del Juanyan tienen una del 8%. Considerando que la roca con mayor vesicularidad del área Paracho-Cherán (PAR-14280) tiene <40% (conteo de puntos, ver análisis modal en el Apéndice II) en este ejercicio se determinó que el Jánamo (vesicularidad de 8-10%) tiene un valor =2, en comparación con una lava masiva o con pocas vesículas (<8%) que tiene un valor =1. Así el Juanyán (vesicularidad de 8%) también tendría un valor=2 al encontrarse en el límite del mínimo.

Por otra parte, consideramos que también el valor Wco (Tabla 2) es un parámetro a jerarquizar en las matrices y en el caso de los conos monogenéticos del área Paracho-Cherán, le asignamos al Jánamo un valor =2, mientras que al Juanyan le asignamos un valor =4, ya que tiene un diámetro basal mayor que el del Jánamo.

En este contexto es necesario recordar que la combinación de la posición topográfica y la influencia morfoclimática local son importantes tal como observamos al principio.

Entonces se resuelven las matrices de la siguiente manera:

1) Jánamo

$$\begin{array}{ccc} 2 & 2 & 2 \\ 3 & 2 & 2 \\ 2 & 2 & 3 \end{array} = 2 \left| \begin{array}{c|c} 2 & 2 \\ \hline 2 & 3 \end{array} \right| - 2 \left| \begin{array}{c|c} 3 & 2 \\ \hline 2 & 3 \end{array} \right| + 2 \left| \begin{array}{c|c} 3 & 2 \\ \hline 2 & 2 \end{array} \right|$$

$$2[(2.3)-(2.2)] - 2 [(3.3)-(2.2)] + 2[(3.2)-(2.2)] = 4$$

2) Juanyan

$$\begin{array}{ccc} 1 & 1 & 1 \\ 2 & 0 & 2 \\ 4 & 0 & 4 \end{array} = 1 \left| \begin{array}{c|c} 0 & 2 \\ \hline 0 & 4 \end{array} \right| - 1 \left| \begin{array}{c|c} 2 & 2 \\ \hline 4 & 4 \end{array} \right| + 1 \left| \begin{array}{c|c} 2 & 0 \\ \hline 4 & 0 \end{array} \right|$$

$$1[(0)-(0)] - 1 [(2.4)-(4.2)] + 1[(0)-(0)] = 0$$

La condición que cumplen ambos volcanes y que determina que morfológicamente el Jánamo parezca de mayor edad en relación al Juanyan se observa explícitamente en las matrices anteriores y se debe principalmente a los factores que nosotros inicialmente pensábamos eran los causantes, es decir en cuanto al tipo, posición topográfica (influencia morfo-climática local), composición y viscosidad de los flujos de lava que en muchas ocasiones debilitan la estructura del cono haciéndola más endeble y susceptible al colapso de sus flancos (cráteres en forma de herradura; depósitos de avalancha con “*hummocks*”) o a la erosión por lluvias para formar cárcavas y generar pequeños lahares como se observó durante las erupciones históricas del Parícutin (Luhr y Simkin, 1993) y del Jorullo (Guilbaud et al., 2009; Rasoazanamparany et al.,

2016). La longitud y espesor del flujo son también importantes, junto con la pendiente del cono y su valor W_{co} . Por último y en menor medida la vesicularidad como indicador del grado de fragmentación del material y el contenido en volátiles juega un rol importante.

Lamentablemente, esto sólo se ve claro en el caso del Jánamo con valor (4), mientras que el caso del Juanyan, es más complicado y posiblemente tengan que considerarse otros parámetros, ya que el valor cero (0) nos indica que se trata de un sistema indeterminado, es decir, un sistema singular. Es posible que dicho resultado indique que sus características se deben más a una combinación de otros factores y por ello es necesario considerar más variables para poder encontrar la solución al sistema.

En el campo volcánico de los Tuxtlas, por ejemplo, algunos conos presentan relaciones anómalas según Martínez y Milán (1992); De la Fuente (2012) y Sieron et al. (2014, 2021) en cuanto a la edad, ya que la morfología y la relación $H_{co}/W_{co} = 0.18$ se ve afectada por la acción del clima, impacto que contribuye a la degradación de un cono joven y a la que se le suman otros procesos erosivos. En este sentido dichos análisis pueden ser sujetos aún a discusión, puesto que en muchos campos como el CVMG, no se ha podido demostrar con certeza la efectividad de la datación relativa únicamente a partir de la relación H_{co}/W_{co} y en medida de lo observado en la Figura 6 existen varias inconsistencias que presentan muchos de estos volcanes (e.g. El Jánamo vs. Juanyan en relación morfométrica, morfológica vs. la edad como se confirma en la matrices 1 y 2) en tanto, el volcán Parícutín nacido recientemente en febrero de 1943, con su relación $H_{co}/W_{co} = 0.21$ nos puede permitir tomarlo como referencia, aunque no necesariamente cumple una función determinante como se observa. Por el contrario, para estimar las edades adecuadamente, es necesario comparar con otros volcanes, tanto fechados como de edad desconocida (Fig. 6) usando además las relaciones estratigráficas de cada uno, la composición para determinar su fuente, junto con sus principales características como lo son el estilo eruptivo, su posición topografía y la influencia morfoclimática local.

Capítulo 5. Estratigrafía, sedimentología y edades ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y ^{14}C)

Se elaboraron 28 columnas estratigráficas (Apéndice II) a partir de descripciones en campo con la finalidad de documentar el espesor de cada depósito (e.g. flujo de lava, oleada piroclástica, caída de ceniza, etc.) y sus principales características (e.g. tamaño de grano, morfología de grano, etc.). Además, siguiendo los lineamientos descritos por Cas y Wright (1987) se intentó establecer la fuente eruptiva de los distintos depósitos y lavas subyacentes por paleosuelos que fueron fechados por el método de radiocarbono. Los depósitos se clasificaron a partir de varios tamaños de grano desde ϕ -5 (31 mm) hasta ϕ >4 (>0.063 mm) y por peso (en gramos). Las muestras se pesaron en húmedo y seco, por lo que se secaron a 50 °C y posteriormente fueron tamizadas en el laboratorio de sedimentología del Departamento de Vulcanología del Instituto de Geofísica de la UNAM a cargo de la Dra. Lilia Arana Salinas.

El resultado de los análisis sedimentológicos indica que la mayoría (en total 28 muestras, ver Apéndice II) corresponde a depósitos de caída (Cas y Wright, 1987). Las fuentes fueron determinadas considerando el espesor del depósito, la granulometría, la composición de los clastos y lavas y la distancia del centro eruptivo (Guilbaud et al., 2012). La mayoría de los productos se depositaron a partir de erupciones monogenéticas cuyo estilo alternó entre explosivo del tipo estromboliano y efusivo (e.g. El Jabalí, Janamo, Hoya Urutzen, Gusato, etc., ver Fig. 3). Algunas erupciones fueron acompañadas ocasionalmente por fuertes lluvias, ya que se pueden observar estratos de ceniza de retrabajo dentro de las secuencias de caída asociadas a los volcanes en la zona de San Lorenzo y del volcán Juanyan (ver Apéndice II). Por su morfología (e.g. frentes de flujo de gran altura), la gran mayoría de las lavas se comportó de manera muy viscosa (composición intermedia) durante su emplazamiento. Una excepción notable es El Cicapien (Figs. 3 y 12) cuyos flujos muestran rasgos típicos de lavas basálticas (e.g. texturas superficiales de lavas cordadas) que son comparables a las que se observan en lavas del volcán Xitle cerca de la Ciudad de México (Siebe, 2000) por lo que se puede aseverar que se trata de un tipo de volcán poco común, no sólo en el CVMG, sino también en todo el CVTM. Los depósitos de caída presentaron valores sedimentológicos con rangos entre $Md\phi$ = (-2.6 a 2.4) y $\sigma\phi$ = (2.12 a 0.5) (Apéndice II) que fueron graficados en histogramas (wt.% vs $Md\phi$, ver Apéndice II).

La estratigrafía del área de Paracho-Cherán está dominada por productos del vulcanismo reciente con erupciones de magnitud muy variable. El escudo más antiguo (2.5 Ma) se formó en el Pleistoceno reciente y su erupción fue alimentada probablemente mediante diques emplazados a lo largo de fallas con dirección SW-NE. Estas fallas son difíciles de distinguir debido a la extensa cobertura del terreno por lavas y depósitos muy recientes, similar a la situación observada en otras partes del CVMG como lo son las áreas de Tacámbaro-Puruarán y del Jorullo donde las fallas también tienen rumbos predominantes con direcciones SW-NE y NNE-SSW (Guilbaud et

al., 2011; 2012; Siebe et al., 2013; 2014). Sin embargo, dicha actividad predominantemente efusiva que dio origen a los escudos de mediano volumen, alternó con actividad monogenética de menor volumen caracterizada por el ascenso de pequeños lotes de magma que generalmente, al hacer erupción, iniciaron con fases explosivas que formaron conos de escoria y terminaron con una fase efusiva que dio origen a flujos de lava asociados. Estos conos de escoria y sus lavas se distribuyen preferentemente en las zonas bajas, es decir en las laderas de los escudos y las planicies que los separan, aunque existen excepciones ya que algunos ocurren en partes altas (e.g. Jánamo, Caín Juata, Sinar Juata y Zopilote, ver Figs. 3, 7c y 7f).

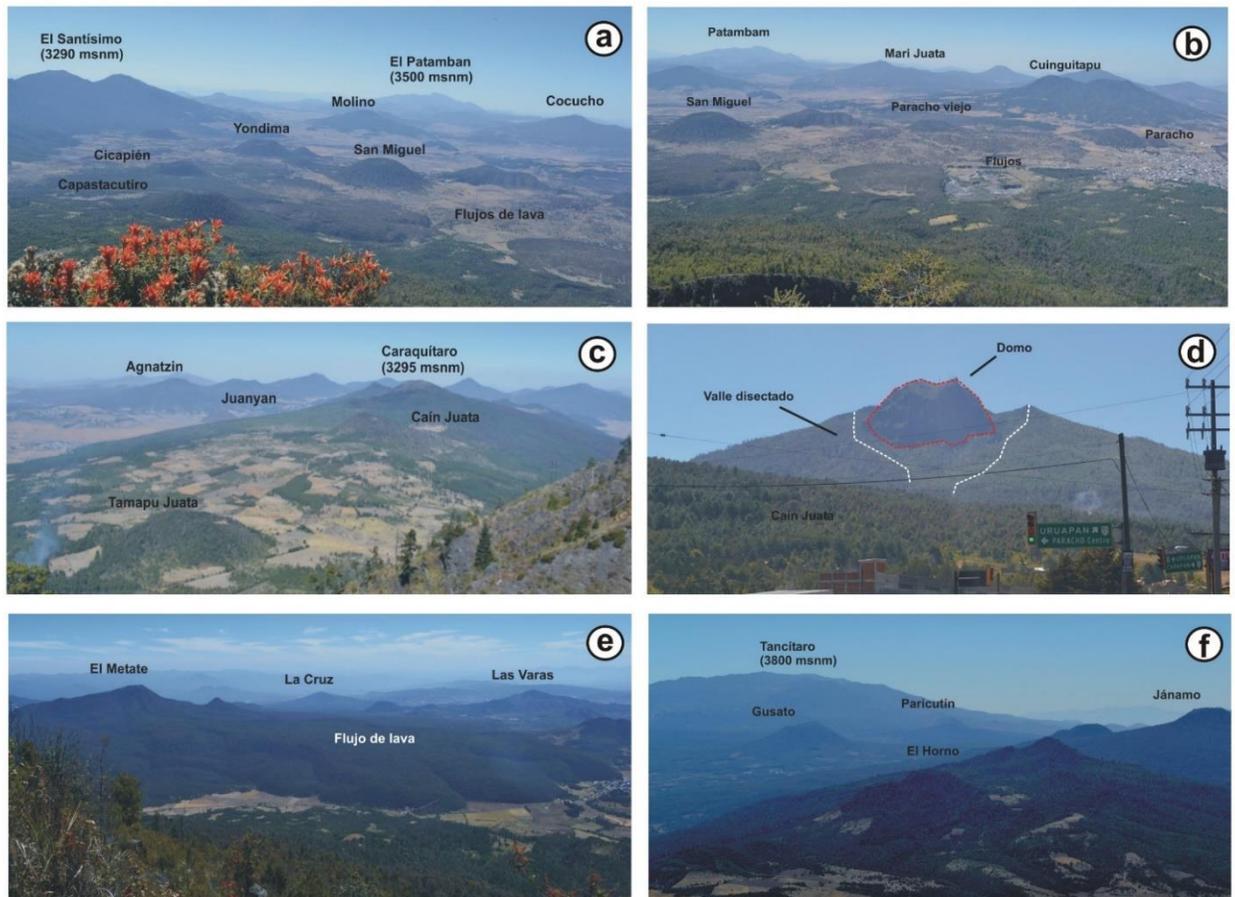


Figura 7.- Vista de 360° del APC desde el Cerro Paracho: a) Vista de noroeste a oeste, b) desde el norte, c) noreste a este, d) desde Paracho, e) desde el sur y f) al suroeste. Las imágenes representan a los principales conos de escoria, escudos, y flujos asociados de la Meseta Tarásca. De igual forma se observa a los dos principales estratovolcanes del campo. El Patamban y el Tancitaro en figuras a) y f) respectivamente.

5.1. Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Se colectaron 27 muestras de roca fresca para fechar minerales que contienen potasio mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Tablas 1 y 3) utilizando el estándar TCR-2 con edad de 28.619 Ma (Renne et al., 2010). Siete de las muestras no pudieron ser fechadas debido a que probablemente son demasiado jóvenes o el vidrio y algunos minerales se encontraban demasiado alterados para obtener mediciones de meseta confiables, por lo que sólo 20 fueron óptimas para el análisis. La mayoría presentaron >80% del espectro en meseta de ^{39}Ar (Faure, 1986) por lo que podrían considerarse como confiables (Tabla 3; Apéndice II; ver edades de meseta y espectro de edades de argón). Adicionalmente, dos muestras presentan bajas cantidades de ^{39}Ar ; la primera con 52.2% en 3 de 3 fracciones correspondiente a la muestra PAR-14310 del cerro Cuinguitapu (Figs. 3 y 7b; Tabla 3) y la segunda con 68.4% en 7 de 7 fracciones que corresponde a la muestra PAR-14316 del cerro Hoya de Agua (Fig. 3; Tabla 3; Apéndice II; edades de meseta y espectro de edades). Estos fechamientos permitieron establecer con mayor precisión las edades de varios de los escudos en el área, mismas que abarcan desde el Plioceno (5.3-1.8 Ma) pasando por el Pleistoceno Temprano (1.8-0.8 Ma), Pleistoceno Medio (0.8-0.125 Ma), Pleistoceno Tardío (0.125-0.011 Ma) hasta el Holoceno (0.011 Ma-Presente), subdivisiones basadas (con ciertas modificaciones) en la tabla geológica del United States Geological Survey (ver capítulo 2 “Métodos”).

La lava más antigua (Plioceno) corresponde al cerro El Horno Sur (PAR-15350) con una edad de 2509 \pm 24 Ka. La segunda más antigua es del Cerro Querenda (PAR-14313) y fue fechada en 1446 \pm 18 Ka (Pleistoceno Temprano) (Tablas 1 y 3; Fig. 3; Apéndice II; espectro de edades de argón; muestras PAR-15350 y PAR-14313). Ambos volcanes tienen morfologías diferentes, pero con rasgos comunes (e.g. la presencia de domos). Cabe señalar que todos los escudos se clasificaron a partir de sus características (e.g. tipo de roca, morfología, pendientes y desarrollo de vegetación) siguiendo los lineamientos propuestos por Guilbaud et al. (2012). De acuerdo con Whitford-Stark (1975) y Chevrel et al. (2016a, 2016b) se trata de escudos tipo “*Islándico*” y “*Galápagos*” (descritos en el capítulo anterior, ver Figs. 3 y 4 del Cap. 4; Tabla 1 del Apéndice I). Por otra parte, se consideraron en el presente estudio las edades publicadas por Ownby et al. (2011) para volcanes ubicados en el sector sur que incluyen a los cerros La Alberca con una edad de 2120 \pm 16 Ka y La Cruz con edades de 815 \pm 13 Ka y 730 \pm 113 Ka (Figs. 3 y 7e). Los 5 escudos del Pleistoceno Temprano fechados en el presente estudio son en orden cronológico: Querenda (1446 \pm 18 Ka), Metate Viejo (1416 \pm 42 Ka), Colorado (1165 \pm 100 Ka), Zarapo (1060 \pm 29 Ka) y Cumburinos (1007 \pm 29 Ka) (Tabla 3; Tabla I Apéndice I; Apéndice II; espectro de edades de argón) mientras que al Pleistoceno Medio corresponden los siguientes 10 escudos; El Gato (793 \pm 16 Ka), San Marcos (764 \pm 12 Ka), La Virgen (485 \pm 11 Ka), Hueratiro (401 \pm 10 Ka), Capén (338 \pm 6 Ka), Zipiatiro (257 \pm 17 Ka), Cuinguitapu (256 \pm 4 Ka), Aracata (194 \pm 11

Ka), El Horno de San Lorenzo (194+/-4 Ka) y El Chivo (141+/-5 Ka) (Tabla 3 y Tabla I Apéndices I y II; espectro de edades de argón) y que fueron clasificados como escudos de medio volumen, junto con los escudos voluminosos (Tabla 3; Figs. 3 y 4. ver apéndices). En apariencia, la actividad eruptiva aumentó a medida que se acercaba el Holoceno. Sin embargo, esto requiere aun de un análisis más cuidadoso como se verá más adelante. Entre las rocas del Pleistoceno Tardío sólo 4 fueron fechadas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e incluyen El Santísimo (100+/-7 Ka), El Molino (87+/-5 Ka), Parachito (65+/-4 Ka) y El Paracho (63+/-3 Ka) (Tabla 3) correspondientes a escudos tanto de medio volumen, como voluminosos. Se estimó que el resto de las estructuras de similar apariencia morfológica deben tener el mismo rango de edades. Adicionalmente, 7 muestras no pudieron ser fechadas de forma confiable (Tabla 3) por lo que las edades de los escudos de los que provienen estas muestras fueron estimadas también mediante criterios morfológicos.

5.1.2. Cerro Paracho (domo compuesto)

El Cerro Paracho (3340 msnm) representa la mayor elevación topográfica en el área de estudio y fue descrito por primera vez por Williams (1950) y fechado por (Ban et al., 1992) mediante el método de $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ en 60+/-10 Ka. Su composiciones andesítica y presenta un prominente domo con paredes verticales en su cima (Siebe et al., 2014). En el presente estudio una lava del Cerro Paracho fue fechada mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 63+/-3 Ka (Tablas 1 y 3; Fig. 3; Apéndice II; espectro de edades de argón) cifra que concuerda con la edad publicada anteriormente. Hacia el NE de la cima, en las faldas del Cerro Paracho y cerca del poblado del mismo nombre, se encuentran varias canteras donde se explota grava y arena para su uso como material para la construcción. Se trata de un abanico de bloques y cenizas (secuencia de flujos piroclásticos y lahares sin consolidar) de ~6 km de longitud y ~20 m de espesor que tuvo su origen durante el emplazamiento del domo que forma la cima del Paracho (Figs. 3, 4, 7b y 7d) (Siebe et al., 2014). Bajo estos depósitos se encuentra un paleosuelo con fragmentos de carbón (Chevrel et al., 2016a) que permitieron fechar al abanico por ^{14}C en 12,280+/-40 años AP (Fig. 3; Tabla 4). El gran contraste entre esta edad y las obtenidas anteriormente sugiere que el Cerro Paracho ha presentado actividad volcánica en al menos dos ocasiones y debe ser considerado como un domo compuesto y que por ende no se trata de un volcán monogenético (Siebe et al., 2014). Por ello es de importancia profundizar en el conocimiento de este volcán para la evaluación de futuros peligros volcánicos y determinar si aun debe ser considerado como potencialmente activo.

Tabla 3. Resumen de fechamientos por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

| Volcán | Muestra | Latitud (N) | Longitud (W) | Edad integrada en Ka | Edad de meseta (Ka) | % ^{39}Ar | N | MSWD | Edad de Isocrona (Ka) | Int | N | MSWD |
|-----------------------------|-----------|--------------|---------------|----------------------|---------------------|--------------------|-------|-------|-----------------------|----------------|-------|-------|
| Plioceno | | | | | | | | | | | | |
| El Horno (Sur) | PAR-15350 | 19°26'31.96" | 101°55'10.00" | 2484 +/- 20 | 2509 +/- 24 | 83.4 | 5 | 1.7 | 2506 +/-29 | 283.7 +/- 5.1 | 8 | 0.44 |
| Pleistoceno Temprano | | | | | | | | | | | | |
| Querenda | PAR-14313 | 19°37'36.9" | 101°56'10.5" | 1412 +/- 16 | 1446 +/- 18 | 96.5 | 6 | 1.59 | 1392 +/- 27 | 314.7 +/- 11.5 | 6 | 0.84 |
| Metate Viejo | PAR-14301 | 19°30'26.01" | 102°00'5.9" | 1428 +/- 46 | 1416 +/- 42 | 97.6 | 6 | 0.38 | 1541 +/- 110 | 286.0 +/- 8.2 | 6 | 0.16 |
| Colorado | PAR-15348 | 19°26'34.7" | 101°57'50.2" | 1195 +/- 105 | 1165 +/-100 | 90.4 | 6 | 0.54 | 1014 +/- 247 | 298.2 +/- 5.3 | 6 | 0.57 |
| Zarapo | PAR-15352 | 19°30'34.2" | 101°51'31.3" | 1026 +/- 31 | 1060 +/- 29 | 94.2 | 7 | 0.43 | 1011 +/- 95 | 323.6 +/- 51.1 | 7 | 0.44 |
| Cumburinos | PAR-15355 | 19°26'55.7" | 101°46'27.3" | 990 +/- 31 | 1007 +/-29 | 94.8 | 7 | 0.7 | 1069 +/- 56 | 277.6 +/- 23.1 | 7 | 0.56 |
| Pleistoceno Medio | | | | | | | | | | | | |
| El Gato | PAR-15341 | 19°40'49.2" | 101°49'58.7" | 788 +/- 18 | 793 +/-16 | 98 | 6 | 0.73 | 792 +/- 15 | 293.4 +/- 4.0 | 6 | 0.81 |
| San Marcos | PAR-14297 | 19°40'21.7" | 101°59'12.61" | 764 +/- 12 | 764 +/- 12 | 99.1 | 7 | 0.37 | 782 +/- 24 | 293.5 +/- 3.3 | 7 | 0.32 |
| La Virgen | PAR-14322 | 19°34'01.3" | 101°54'07.2" | 486 +/- 12 | 485 +/- 11 | 86.8 | 5 | 1.02 | 515 +/- 28 | 287.6 +/- 7.2 | 5 | 0.98 |
| Hueratiro | PAR-14321 | 19°34'03.31" | 101°55'18.7" | 397 +/- 7 | 401 +/- 10 | 98.2 | 7 | 2.38 | 424 +/- 10 | 288.7 +/- 3.1 | 7 | 1.39 |
| Capen | PAR-14324 | 19°38'01.2" | 101°54'02.8" | 336 +/- 7 | 338 +/- 6 | 94.1 | 6 | 1.02 | 334 +/- 7 | 298.2 +/- 3.0 | 6 | 1.05 |
| Zipiatiro | ZAC-13214 | 19°43'40.4" | 101°53'54.3" | 264 +/- 19 | 257 +/- 17 | 94.4 | 6 | 0.18 | 264 +/- 12 | 288.7 +/- 11.0 | 6 | 0.1 |
| Cuinguitapu | PAR-14310 | 19°41'26.7" | 102°03'17.5" | 258 +/- 4 | 256 +/- 4 | 52.2 | 3 | 0.35 | 254 +/- 7 | 297.3 +/- 5.9 | 3 | 0.61 |
| Aracata | PAR-14326 | 19°32'24.4" | 102°11'54.5" | 195 +/- 11 | 194 +/- 11 | 99.4 | 7 | 0.61 | 339 +/- 80 | 278.1 +/- 9.9 | 7 | 0.13 |
| El Horno (San Lorenzo) | PAR-14291 | 19°32'13.3" | 102°06'24.4" | 202 +/- 5 | 194 +/- 4 | 96.2 | 6 | 0.66 | 188 +/- 7 | 299.7 +/- 4.4 | 6 | 0.57 |
| El Chivo | PAR-15344 | 19°36'17.5" | 101°50'8.28" | 135 +/-5 | 141 +/-5 | 89.5 | 5 | 0.65 | 151 +/-8 | 293.5 +/- 2.1 | 5 | 0.31 |
| Pleistoceno Tardío | | | | | | | | | | | | |
| Santisimo | PAR-14294 | 19°37'15.7" | 102°12'09.3" | 104 +/- 6 | 100 +/- 7 | 99.2 | 7 | 1.42 | 36 +/- 27 | 306.9 +/- 5.2 | 7 | 0.46 |
| El Molino | PAR-14295 | 19°37'56.21" | 102°11'49.6" | 87 +/- 5 | 87 +/- 5 | 98.6 | 6 | 1.12 | 87 +/- 6 | 295.2 +/- 1.7 | 6 | 1.39 |
| Parachito | PAR-14317 | 19°34'06.2" | 102°03'34.6" | 67 +/- 4 | 65 +/- 4 | 95.8 | 7 | 1.72 | 73 +/- 6 | 289.4 +/- 4.7 | 7 | 1.53 |
| Paracho | PAR-14263 | 19°35'23.4" | 102°02'40.0" | 66 +/- 3 | 63 +/- 3 | 92.1 | 6 | 0.59 | 61 +/- 4 | 296.1 +/- 4.0 | 6 | 0.7 |
| Hoya de Agua* | PAR-14316 | 19°33'45.9" | 102°03'36.3" | 434 +/- 93 | 173 +/- 125 | 68.4 | 7 | 0.25 | 216 +/- 192 | 294.3 +/- 6.4 | 7 | 0.29 |
| Mesteño* | PAR-15343 | 19°39'28.7" | 101°49'38.6" | 21 +/-27 | 29 +/-25 | 97.5 | 6 | 0.18 | -21 +/-117 | 298.4 +/-8.0 | 6 | 0.15 |
| Pilón* | ZAC-13216 | 19°42'30.6" | 101°52'51.6" | 57 +/-51 | 24 +/-108 | 92.8 | 4 | 4.61 | _____ | _____ | _____ | _____ |
| Pitorral* | ZAC-13213 | 19°43'39.1" | 101°53'53.9" | 128 +/-46 | 11 +/-54 | 81.4 | 5 | 1.8 | _____ | _____ | _____ | _____ |
| Sinar Juata* | PAR-14283 | 19°35'14.0" | 102°00'18.0" | -146 +/-34 | _____ | _____ | _____ | _____ | _____ | _____ | _____ | _____ |
| Pacaracua* | ZAC-13209 | 19°42'47.4" | 102°00'24.0" | -33 +/-47 | _____ | _____ | _____ | _____ | _____ | _____ | _____ | _____ |
| Caraquitaro* | PAR-14315 | 19°35'55.5" | 101°58'02.0" | -38 +/-7 | _____ | _____ | _____ | _____ | _____ | _____ | _____ | _____ |

Error en 1-sigma, edad de meseta para cada muestra generada con el estandar TCR-2 con edad de 28.619 Ma (Renne et al.,2010). Tipo de muestra: vidrio volcánico y plagioclasa.

N= número de pasos usados en meseta o isocrona. MSWD=desviación media de mínimos cuadrados.

*Estos volcanes fueron agregados de acuerdo a sus morfologías correspondientes (Pleistoceno Temprano y Pleistoceno Tardío) y resultados obtenidos mediante el método de Argón/Argón.

5.2. Edades por radiocarbono (^{14}C)

Se colectaron 36 muestras (mayoritariamente paleosuelos) para fechar volcanes morfológicamente jóvenes (<40,000 años AP) por el método del radiocarbono. En la Tabla 4 se enlistan los resultados (edades convencionales y calibradas, con desviación estándar 2σ). Se procuró coleccionar siempre las muestras de paleosuelo de los primeros 2-4 cm directamente por debajo del contacto con los depósitos de caída de ceniza o flujos de lava suprayacentes (ver secciones estratigráficas y fotografías de afloramientos en el Apéndice II; Fig. 3.1; Tabla 4) con el objeto de obtener la edad más cercana al momento de la erupción.

Los resultados indican que durante el Pleistoceno Tardío y el Holoceno ocurrieron al menos 30 erupciones. De ellas se logró identificar la fuente exacta y con certeza 19 erupciones, basadas en las características de sus depósitos (e.g. componentes granulométricos, relaciones estratigráficas, distancia a la fuente de emisión, el espesor, la composición de elementos mayores y trazas, petrografía, morfología, etc.) como se explicó en párrafos anteriores. Los volcanes que se lograron fechar de manera más confiable fueron los siguientes: El Metate, El Jabalí, Jánamo, Cicapién, Hoya Urutzen, El Zopilote, Capastacutiro, Cono noroeste del domo compuesto de Paracho, Tzinzunzahua, El Varal, La Alberca, Santa Cruz, Cocucho, Paracho Viejo, Juanyan, Paracho, Arichán, San Miguel y Jarjten. El resto presentó dificultades para establecer un nexo confiable entre el depósito fechado y su posible fuente, esto debido al tiempo limitado para el trabajo de campo, aunque se generan adicionalmente algunas propuestas de posibles fuentes de emisión, dado que en la zona existen numerosos escudos y conos de escoria poco conocidos. Eventualmente y mediante trabajo de campo adicional se podrán seguramente conocer con mayor precisión las fuentes de varios de los demás depósitos fechados. Sin duda, el volcán más joven en esta área es el escudo El Metate (Figs. 3 y 7e; Tabla 4) cuya erupción fue efusiva y para la cual se obtuvieron dos fechamientos de paleosuelos que arrojaron edades de 740 \pm 30 años AP y 840 \pm 30 años AP (Chevrel et al., 2016a), mismas que son congruentes con edades obtenidas mediante el método paleomagnético (Mahgoub et al., 2017). Su edad conjunta calibrada es de 1250 años DC y ocurrió en los albores del Imperio Tarasco durante el periodo Postclásico de la arqueología Mesoamericana. Como se trata de la erupción más voluminosa ($\sim 10 \text{ km}^3$) de la que se tenga conocimiento en México durante el Holoceno, se puede aseverar que indudablemente debió tener un impacto considerable en el entorno y poblaciones aledañas (Chevrel et al., 2016a), mismo que aun requiere de una documentación y estudios más detallados. Otro de los volcanes más jóvenes en el área es el Jánamo, que nació hace 2,240 \pm 30 años AP (Figs. 3 y 7f; Tabla 4; sección estratigráfica en Fig. 1, Apéndice II; fotografía en Apéndice II. Fig. 3.1 C). Éste se emplazó y formó un cono a través de erupciones pulsantes en la parte alta de un antiguo escudo, emitió además varios flujos de lava andesítica de al menos 15 m de espesor, mismos que recorrieron hasta 10 km de a sur a norte. La siguiente erupción reciente en la zona,

es la de El Jabalí, que ocurrió hace 2,200 años AP (Fig. 3 y Tabla 4; sección estratigráfica en Figura 1, Apéndice II; fotografía en Apéndice II; Fig. 3.1 A y B) y emitió al igual que el Janamo, varios flujos de lava geoquímicamente transicionales (basaltos a andesitas basálticas) con espesores de 10-15 m, que cubren y rodean parcialmente a otro cono llamado “El Sapien” (Fig. 3). Estos flujos se emplazaron hacia el SW y SE donde sus frentes se pueden observar en las estribaciones de San Juan Nuevo y la ciudad de Uruapán respectivamente. Por otra parte, la erupción de Hoya Urutzen ocurrida hace aproximadamente 3,700 años AP (Fig. 3; Tabla 4; sección estratigráfica en Fig. 1. Apéndice II; fotografía en Apéndice II. Fig. 3.1 E y F) formó un cono con dos cráteres y varios flujos de lava transicionales (basalto a andesita basáltica y hasta andesita); cuyas edades fueron reportadas recientemente por Chevrel et al. (2016a). Otro volcán muy particular por el tipo de sus lavas de baja viscosidad es el Cicapién, cuya erupción ocurrió hace aproximadamente 4,000 años AP (Fig. 3; Tabla 4; sección estratigráfica en Fig. 1. Apéndice II; Fig. 7a; fotografía en Apéndice II. Fig. 3.1 D). Este volcán presenta lavas cordadas, similares a las de algunos volcanes del CVTM (e.g. El Xitle y El Volcancillo) (Siebe 2000; Siebert y Carrasco-Núñez 2002; Carrasco-Núñez et al., 2009; Rodríguez-Elizarrarás et al., 2010) y está formado por lavas exóticas de composición alcalina, cuyas características petrográficas son interesantes, como se verá en el capítulo siguiente.

Estas erupciones ocurrieron en un periodo durante el cual ya había grupos humanos en la región, como lo documentó recientemente Gabany-Guerrero (2002) a través de una excavación en el cráter cercano de La Alberca (municipio de San Juan Nuevo Parangaricutiro) en donde se encontraron restos óseos humanos y otros artefactos de interés arqueológico (e.g. herramientas de hueso) con fechamientos radiométricos de hace ~4000 años AP y que hacen evidente la importancia de los asentamientos pre-Tarascos en la región y su relación con el origen de deidades relacionadas al fuego y los volcanes. Retornando al vulcanismo y su cronología, en la zona de Cocucho aparece el cono de escoria El Zopilote hace unos 5,980 \pm 120 años AP (Fig. 3; Tabla 4; sección estratigráfica en Fig. 1, Apéndice II) y que presenta una característica morfológica muy particular, pues se emplaza al igual que el Jánamo sobre un antiguo escudo. Cabe mencionar, que la mayoría de estos volcanes se formaron por erupciones que emitieron tanto depósitos de caída de cenizas y escorias (fases estrombolianas) como flujos de lava (fases efusivas). Desafortunadamente, varios volcanes jóvenes no se pudieron fechar directamente, aunque por sus relaciones estratigráficas, volcanes como el Capastacutiro y un pequeño cono con un cráter en forma de herradura del que emanó un pequeño flujo de lava hacia el noreste y que también se localiza en el flanco noroeste del Cerro Paracho (Figs. 3, 7a y 7b) son más jóvenes que el Cicapien y el Paracho Viejo respectivamente, es decir que sus erupciones debieron ocurrir entre los <4,000 y <9,000 años AP (Figs. 3 y 7a) (Tabla 1; Tabla 4) por lo que estratigráficamente se pueden posicionar con certeza en el Holoceno. Los conos monogenéticos con cráteres en

forma de herradura se han observado en otras partes del CVTM, como por ejemplo El Volcancillo, emplazado de manera similar en el flanco noreste del Cofre de Perote y datado en el 900 DC (Carrasco-Núñez 2002; Carrasco-Núñez et al., 2009).

Poco después del inicio del Holoceno se formaron otros volcanes como Paracho Viejo, hace 9,230+/-30 años AP con al menos dos edades (Figs 3; Tabla 4; fotografía en Apéndice II, Fig. 3.1 H) que emitió además varios flujos de lava. Mientras que, en la zona de San Lorenzo, se emplazaron el cerro Tzinzunzahua hace 9,300+/-40 años AP, seguido por el Santa Cruz, que es otro cono aislado (sin lavas), cuya erupción ocurrió hace 9,850+/-30 años AP (fotografía en Apéndice II, Figura 3.1 M). Posteriormente, la erupción del Juanyan (varias edades, ver Tabla 4) ocurrió alrededor de hace 10,000 años AP (Hasenaka y Carmichael, 1985) (Figs. 3, 7b y 7c; Tabla 4; sección estratigráfica en Fig. 1. Apéndice II; fotografía en Apéndice II, Fig. 3.1 K y L) y formó también un cono aislado. Su erupción fue exclusivamente explosiva (estromboliana) y la pluma eruptiva debió alcanzar en ocasiones más de 10 km de altura (Siebe et al., 2014) como fue el caso de otros volcanes de la zona mencionados anteriormente y que se formaron de manera similar, es decir sin emitir flujos de lava. Anteriormente, en el Pleistoceno tardío, ocurrieron varias erupciones como las del Varal y del Arichán, cerca de Capácuaro. Sus erupciones ocurrieron hace 10,110+/-40 años AP y 14,520+/-50 años AP (Fig. 3; Tabla 4; sección estratigráfica en Fig. 1, Apéndice II; fotografía en Apéndice II, Fig. 3.1 N). El Varal se construyó por erupciones pulsantes tipo estrombolianas y emitió varios flujos de lava, mismos que se localizan estratigráficamente por debajo de los flujos de El Metate. Entre tanto, el Arichán sufrió un colapso lateral del cono al final de su erupción que generó un pequeño depósito de avalancha con montículos (“hummocks”), y sobre éste se depositó a su vez un pequeño depósito lahárico que sepultó a un paleosuelo, que se puede correlacionar con depósitos en la sección PAR-14260 B (Fig. 3; Tabla 4; sección estratigráfica en Fig. 1. Apéndice II; fotografía en Apéndice II.). Este ejemplo documenta la variedad de estilos eruptivos y los distintos procesos de emplazamiento, que incluyen en ocasiones el colapso del cono y la formación de escarpes en forma de herradura como se ha descrito anteriormente en la zona de Zacapu, donde se ha registrado un depósito de avalancha con hummocks derivados de la erupción del cerro Las Cabras (Siebe et al., 2014; Guilbaud et al., 2021). Entre las tefras registradas en un afloramiento cerca de San Lorenzo, hay dos depósitos de ceniza de caída que se pueden correlacionar con el Tzinzunzahua y el Varal, con base a sus composiciones químicas, relaciones estratigráficas, espesores y granulometrías (9,290+/-40 años AP y 10, 060 años AP) (Fig. 3; Tabla 4; Sección en Fig. 1. Apéndice II; fotografía en Apéndice II. Fig. 3.1 O). En ese mismo afloramiento se registran otras tefras que se emplazaron hace aproximadamente 11,790 años AP (Tabla 4) y que posiblemente se relacionen con alguno de los volcanes cercanos a San Lorenzo, como los son el Piruani o el Hiahuacuaro, que morfológicamente son muy similares a varios volcanes de edad conocida (e.g. Juanyan,

Paracho Viejo, Tzinzunzahua, Santa Cruz, Varal). Por otra parte, la erupción más antigua registrada en ese afloramiento ocurrió hace 20,860+/-70 años AP y posiblemente esté relacionada con el Gusato, volcán morfológicamente similar a varios volcanes con edades semejantes (Fig. 3; Tabla 4; sección en Fig. 1, Apéndice II). Es importante mencionar que de las tefras registradas en las columnas PAR-14289 y PAR-14260-D (ver secciones en Apéndice II) no se hicieron análisis químicos. Sin embargo, los datos granulométricos permiten hacer inferencias con respecto a la posible distancia de la fuente, lo cual aunado a la morfología de los centros de emisión, permite proponer plausiblemente sus posibles fuentes de emisión. Para determinar la fuente de estas tefras con certeza, será necesario determinar sus composiciones en futuros trabajos en el área.

En la zona de Pomacuarán y al noreste de Cherán también se observaron y fecharon tefras de distintas erupciones. Cerca de Nurio se logró fechar una erupción en 15,780+/-50 años AP (sin fuente precisa). Además, se fecharon paleosuelos bajo tefras con edades de 21,470+/- 80 años AP y 21,570+/-80 años AP (Fig. 3; Tabla 4; Sección en Fig. 1. Apéndice II; Foto-sección en Apéndice II, Fig. 3.1 P) y se logró correlacionar estos depósitos con el volcán San Miguel. Al NE de Cherán se fecharon paleosuelos bajo tefras en 20,315+/-150 y 21,600+/-300 años AP que posiblemente provengan del Ziapo o algún otro volcán en esa zona (Fig. 3). Desafortunadamente se desconoce la composición química de estos depósitos.

Por otro lado, en la zona de Cicapién y Paracho Viejo (Fig. 3) existen varios conos de escoria jóvenes que no pudieron ser fechados (e.g. Yondima, Santa Catarina y Los Amoles cerca de Pomacuarán). De igual manera, entre Paracho y Ahuirán, están los cerros Cumbuan y Pelón (Figs. 3 y 7) que estratigráficamente son más antiguos que el Paracho Viejo y el Cicapién de edades conocidas (Tabla 4) y que morfológicamente son similares al Juanyan, (Tabla 4), aunque podemos suponer que son de menor edad que el San Miguel de ~21,500 años AP (ver Fig. 3; Tabla 4). Alguno de estos volcanes antes mencionados, podría estar relacionado con la tefra fechada en 15,780+/-50 años AP cerca de Nurio. Otra característica de estos conos, es su similitud morfológica con los volcanes de la zona de Pomacuarán (e.g. El Aire, El Varal, Santa Cruz, Tzinzunzahua, Hoya de Agua y Huinumba) y que, en su conjunto, podrían encontrarse entre este rango de edades y tiempo, puesto que se conocen las edades de varios de éstos.

Existe una brecha de tiempo de aproximadamente 3,000 años sin registro eruptivo entre los 5,800 y los 9,000 años AP en el área de estudio. Sin embargo, sabemos que hubo actividad hacia el SE en la región de Tacambaro-Puruarán donde hizo erupción el Cerro Grande hace 8,220+/-145 años AP (Guilbaud et al., 2012; Siebe et al., 2013) así como en la zona del lago de Pátzcuaro en el Mazcuta, fechado por Ramírez-Uribe et al, (2019) en 8883 AP cerca del Lago de Zacapu.

Tabla 4: Fechamientos por radiocarbon del área de Paracho-Cherán, Campo Volcanico de Michoacán-Guanajuato, México.

| Volcán | Número de muestra | Altitud | | Código de laboratorio | Edad convencional (años AP) | $\delta^{13}C$ | Rango de edad calibrada 2-sigma (95.4%) (CALIB 7.1) | Edad calibrada (probabilidad media) (CALIB 7.1) | |
|--|-------------------|-------------|--------------------|-----------------------|-----------------------------|---------------------|---|--|---------------|
| | | Latitud (N) | Longitud (W(msnm)) | | | | | | |
| El Metate | PAR-14286-A | 19°28'27.3" | 101°57'40.4" | 1790 m | B-381394 | 740 +/-30 | -25.2 | cal AD 1224- 1291 | cal AD 1269 |
| El Metate | PAR-14285-A | 19°28'28.0" | 101°57'06.0" | 1797 m | B-381393 | 840 +/-30 | -24.3 | cal AD 1059- 1063, 1154- 1264 | cal AD 1203 |
| El Jabalí | PAR-15381-A | 19°27'44.5" | 102°05'30.6" | 1900 m | B-417611 | 1,180 +/-30 | -21.6 | cal AD 729- 736, 769- 901, 920- 953, 959- 960 | cal AD 838 |
| El Jabalí | PAR-15395-A | 19°26'15.4" | 102°08'56.6" | 2043 m | B-422214 | 2,170 +/-30 | -23.9 | cal BC 360- 269, 264- 157, 133- 117 | cal BC 262 |
| El Jabalí | PAR-15382-A | 19°27'33.7" | 102°05'53.8" | 1948 m | B-417612 | 2,270 +/-30 | -23.5 | cal BC 400- 351, 301- 210 | cal BC 350 |
| El Jabalí | PAR-14269-A | 19°29'22.1" | 102°01'24.9" | 2013 m | B-378075 | 2,690 +/-30 | -21.6 | cal BC 899- 804 | cal BC 841 |
| El Jabalí | n.r. | 19°26'56" | 102°06'46" | n.r. | Teledyne | 3,830 +/-150 | n.r. | cal BC 2851- 2813, 2742- 2728, 2694- 1882 | cal BC 2284 |
| Janamo | PAR-15375-A | 19°31'53.1" | 102°07'09.4" | 2140 m | B-417610 | 2,240 +/-30 | -26.3 | cal BC 390- 344, 323- 205 | cal BC 280 |
| Hoya Urutzen | PAR-15337-A | 19°33'26.6" | 101°56'29.0" | 2479 m | B-404728 | 3,650 +/-30 | -25.3 | cal BC 2135- 2078, 2072- 2070, 2065- 1939 | cal BC 2019 |
| Hoya Urutzen | PAZ-1206 | 19°34'32.3" | 101°58'17.7" | 2309 m | A-15894 | 3,775 +/- 50 | -23.6 | cal BC 2427- 2425, 2401- 2382, 2348- 2032 | cal BC 2201 |
| Hoya Urutzen | PAR-15335-A | 19°35'22.8" | 101°58'18.3" | 2303 m | B-404727 | 3,860 +/-30 | -22.4 | cal BC 2461- 2275, 2254- 2209 | cal BC 2340 |
| Hoya Urutzen (antes erróneamente El Metate) | n.r. | 19°32'20" | 101°59'33" | n.r. | Teledyne | 4,700 +/-200 | n.r. | cal BC 3938- 3866, 3862- 3861, 3812- 2914 | cal AD 3438 |
| Domo Paracho | PAR-14278-A | 19°37'27.6" | 102°03'41.8" | 2292 m | B-381392 | 12,280 +/-40 | -22.0 | cal BC 12502- 12092 | cal BC 12243 |
| Domo Paracho ??? | PAR-14303-A | 19°30'54.6" | 102°00'11.7" | 2338 m | B-381395 | 13,480 +/-50 | -22.4 | cal BC 14491- 14077 | cal BC 14274 |
| Cicapién | PAR-15371-A | 19°34'47.7" | 102°06'51.4" | 2346 m | B-417606 | 3,190 +/-30 | -24.3 | cal BC 1510- 1412, | cal BC 1465 |
| Cicapien | PAR-13249 | 19°43'15.3" | 102°12'33.9" | 2420 m | A-16267 | 3,845 +/-70 | -22.0 | cal BC 2482- 2130, 2086- 2050 | cal BC 2311 |
| Cocuhu scoria fallout | PAR-13251-B | 19°41'15.9" | 102°10'29.0" | 2344 m | A-16268 | 5,980 +/-120-115 | -23.1 | cal BC 5212- 4592 | cal BC 4881 |
| Cicapien | PAR-15385-A | 19°36'39.3" | 102°06'08.2" | 2297 m | B-417614 | 3,830 +/-30 | -24.6 | cal BC 2456- 2418, 2407- 2375, 2367- 2361, 2351- 2198, | 21cal BC 2279 |
| Cicapien | PAR-15383-A | 19°37'21.2" | 102°05'32.2" | 2297 m | B-417613 | 4,130 +/-30 | -24.0 | cal BC 2871- 2800, 2792- 2788, 2780- 2617, 2609- 2583 | cal BC 2725 |
| Cicapien | PAR-15372-A | 19°37'21.5" | 102°06'11.2" | 2230 m | B-417607 | 4,330 +/-30 | -22.8 | cal BC 3018- 2894 | cal BC 2942 |
| La Alberca excavación pinturas rupestres | | 19°27'47.5" | 102°11'34.4" | 2517 m | n.r. | 1,570 +/-40 | n.r. | cal AD 403- 571 | AD 484 |
| La Alberca excavación pinturas rupestres | | 19°27'47.5" | 102°11'34.4" | 2517 m | B-177073 | 3,940 +/-40 | n.r. | cal BC 2567- 2520, 2498- 2331, 2327- 2299 | cal BC 2435 |
| La Alberca excavación pinturas rupestres | | 19°27'47.5" | 102°11'34.4" | 2517 m | B-177072 | 3,960 +/-40 | n.r. | cal BC 2575- 2341 | cal BC 2478 |
| Juanyan (El Huanillo) | n.r. | 19°41'01" | 101°59'04" | n.r. | Teledyne | 9,180 +/-250 | n.r. | cal BC 9172- 9168, 9159- 7723 | cal BC 8425 |
| Juanyan (El Huanillo) | ZAC-13210 | 19°41'48.0" | 101°58'48.1" | 2230 m | A-16235 | 9,330 +/-150-145 | -21.7 | cal BC 9137- 8972, 8941- 8275 | cal BC 8606 |
| Juanyan (El Huanillo) | n.r. | 19°41'01" | 101°59'04" | n.r. | Teledyne | 9,410 +/-230 | n.r. | cal BC 9324- 8198, 8109- 8092, 8039- 8005 | cal BC 8740 |
| Juanyan (El Huanillo) | PAZ-1211 | 19°40'27.0" | 101°59'05.4" | 2210 m | A-15895 | 9,655 +/-85 | -18.6 | cal BC 9268- 8799 | cal BC 9040 |
| Juanyan (El Huanillo) | ZAC-11116 | 19°42'19.2" | 102°01'10.1" | 2307 m | A-15693 | 10,865 +/-110-105 | -24.3 | cal BC 11067- 10654 | cal BC 10826 |
| Paracho Viejo | PAR-15388-A | 19°38'49.0" | 102°03'46.0" | 2266 m | B-422212 | 9,230 +/- 30 | -23.7 | cal BC 8551- 8327 | cal BC 8445 |
| Paracho Viejo | PAR-15389-A | 19°37'19.5" | 102°05'45.7" | 2330 m | B-422213 | 9,230 +/- 30 | -25.4 | cal BC 8551- 8327 | cal BC 8445 |
| Tzinzunzahua de Capacuaro | PAR-15374-C | 19°31'55.3" | 102°07'42.2" | 2230 m | B-417609 | 9,300 +/-40 | -25.3 | cal BC 8699- 8678, 8642- 8424, 8403- 8393, 8375- 8351 | cal BC 8555 |
| Santa cruz de San Lorenzo | PAR-15374-A | 19°31'55.3" | 102°07'42.2" | 2230 m | B-417608 | 9,850 +/-30 | -25.1 | cal BC 9357- 9350, 9343- 9256 | cal BC 9294 |
| El Val de Capacuaro | PAR-14260-A | 19°32'38.4" | 102°04'06.7" | 2275 m | B-378073 | 10,110 +/-40 | -25.3 | cal BC 10038- 9648, 9607- 9524, 9493- 9459 | cal BC 9779 |
| Capacuaro further below "Tzinzunzahua" from Arichán? | PAR-14260-B | 19°32'38.4" | 102°04'06.7" | 2275 m | B-378074 | 14,520 +/-50 | -22.6 | cal BC 15948- 15570 | cal BC 15750 |
| Nurio | PAR-14279-D | 19°39'14.7" | 102°07'07.9" | 2219 m | B-417600 | 15,780 +/-50 | -20.8 | cal BC 17236- 16938 | cal BC 17073 |
| Tzinzunzahua de Capacuaro | PAR-14289-G | 19°31'57.9" | 102°06'50.4" | 2146 m | B-417604 | 9,290 +/-40 | -25.1 | cal BC 8636- 8421, 8407- 8388, 8382- 8349 | cal BC 8538 |
| El Val de Capacuaro | PAR-14289-E | 19°31'57.9" | 102°06'50.4" | 2146 m | B-417603 | 10,060 +/-30 | -25.0 | cal BC 9806- 9453 | cal BC 9653 |
| Piruaní-Hiahuaacuaro? | PAR-14289-C | 19°31'57.9" | 102°06'50.4" | 2146 m | B-417602 | 11,790 +/-40 | -23.6 | cal BC 11791- 11588, 11574- 11531 | cal BC 11678 |
| Gusato? | PAR-14289-A | 19°31'57.9" | 102°06'50.4" | 2146 m | B-417601 | 20,860 +/-70 | -22.2 | cal BC 23508- 22982 | cal BC 23242 |
| San Miguel (Nurio) | PAR-14279-B | 19°39'14.7" | 102°07'07.9" | 2219 m | B-417599 | 21,470 +/-80 | -21.3 | cal BC 24004- 23661 | cal BC 23838 |
| San Miguel (Pomacuacán) | PAR-14296-A | 19°37'29.3" | 102°05'45.7" | 2330 m | B-417605 | 21,570 +/-80 | -23.1 | cal BC 24073- 23744 | cal BC 23911 |
| Ziapo ?? (NE de Cherán) | ZAC-13215 | 19°44'02.2" | 101°53'42.3" | 2734 m | A-16237 | 20,315 +/-150 | -18.1 | cal BC 22991- 22075 | cal BC 22467 |
| Ziapo ?? (NE de Cherán) | ZAC-13212 | 19°42'51.8" | 101°54'15.3" | 2614 m | A-16236 | 21,600 +/-300-300 | -19.1 | cal BC 24552- 23311 | cal BC 23926 |
| Jarajten | ZAC-11159 | 19°43'39.2" | 102°03'51.2" | 2125 m | A-15853 | 29,895 +/-1975-1585 | -23.3 | cal BC 36522- 28217 | cal BC 31985 |
| Cerro Pelón | | 19°17'52" | 101°54'47" | | K-Ar | 0.37 +/-0.5 Ma | | | |
| Santa Teresa | | 20°29'50" | 100°59'53" | | K-Ar | 2.78 +/-0.7 Ma | | | |

Las muestras se colectaron directamente de los primeros 2 a 4 cm entre el contacto del paleosuelo y el depósito de caída o flujo, aproximadamente 300 gramos. Para ver secciones estratigráficas ir al Apéndice II. Lab No. = número de laboratorio, muestras medidas mediante la técnica AMS con desviación estándar 2 σ (95% intervalo de confianza); (?) origen no determinado de la erupción. Muestras colectadas por *Hasenaka y Carmichael (1985); **Chevreil et al., (2015).

Tabla 4: Continuación de fechamientos por radiocarbon del área de Paracho-Cherán, Campo Volcanico de Michoacán-Guanajuato, México.

| Volcán | Depósito datado | Localidad | Referencia |
|--|--|--|------------------------------|
| El Metate | Paleosuelo bajo flujo de lava | 2 km al NW de San Andrés Corú | Chevrel et al. (2016a) |
| El Metate | Paleosuelo bajo flujo de lava | 1.5 km al NW de San Andrés Corú | Chevrel et al. (2016a) |
| El Jabalí | Paleosuelo bajo 0.2 m de depósito de caída de cenizas (arena a lapilli), gris oscuro | 3 km al NE de El Jabalí, cerca de Cherangeruán | Este estudio |
| El Jabalí | Paleosuelo bajo 0.9 m de depósito de caída de ceniza fina a lapilli, gris oscuro, bien estratificado, con micro-fenocristales de Plg, Oliv y Prx | 4 km al SW de El Jabalí, 2 km al NW de San Juan Nuevo | Este estudio |
| El Jabalí | Paleosuelo bajo 4.0 m de caída de cenizas (lapilli fino a grueso), gris oscuro, sobreyacido por flujo de lava, con fenocristales de Plg | 2 km al NE de El Jabalí, cerca de Cherangeruán | Este estudio |
| El Jabalí | Paleosuelo bajo 0.5 m de depósito de caída de cenizas y lapilli, gris oscuro | 1 km al W de Tiamba | Este estudio |
| El Jabalí | Paleosuelo bajo de capas de caída de cenizas y lapilli | n.r. | Hasenaka y Carmichael (1985) |
| Janamo | Paleosuelo bajo brecha de flujo de lava, color gris oscuro, con fenocristales de Prx <5 mm y Plg <1 mm | 0.5 km al NW de San Lorenzo | Este estudio |
| Hoya Urutzen | Fragmentos de carbón en paleosuelo bajo 0.7 m de depósito de caída de cenizas (arena limosa a gruesa), bien estratificado | <1 km al NNE de Turicuario | Chevrel et al. (2016a) |
| Hoya Urutzen | Paleosuelo bajo 2 m de depósito de caída de cenizas (arena gruesa a lapilli), bien estratificado, parcialmente re TRABAJADO | 3 km al S de Arantepacua | Chevrel et al. (2016a) |
| Hoya Urutzen | Paleosuelo de gran espesor bajo 1.5 m de depósito de caída de cenizas (arena fina a lapilli), bien estratificado | 1 km al S de Arantepacua, ladera N del Juataqueri | Este estudio |
| Hoya Urutzen (antes erróneamente El Metate) | Paleosuelo bajo flujo de lava | 3 km al S de Arantepacua | Hasenaka y Carmichael (1985) |
| Domo Paracho | Paleosuelo bajo 15 m de secuencia de flujos de bloques y cenizas y lahares | Cantera, 3 km al SW del pueblo de Paracho | Chevrel et al. (2016a) |
| Domo Paracho ??? | Paleosuelo arriba de lava Pre-El Metate y bajo 0.7 m de depósito de caída de cenizas (limo a arena gruesa), gris claro, bien estratificado | Ladera meridional superior de El Metate | Chevrel et al. (2016a) |
| Cicapién | Paleosuelo bajo 0.8 m de depósito de caída de cenizas (lapilli fino a grueso), bien estratificado, parcialmente alterado del Cicapién | 2.7 km al SW del Cicapién, ladera meridional de El Horno | Este estudio |
| Cicapién | Paleosuelo bajo 0.65 m de depósito de caída de cenizas (lapilli fino a arena fina) | 3 km al NW de Cocucho | Este estudio |
| Cocucho scoria fallout | Paleosuelo bajo 0.56 m de depósito de caída (lapilli a arena fina) | 1 km al SE de Cocucho | Este estudio |
| Cicapién | Paleosuelo bajo 3.0 m de depósito de caída de cenizas (lapilli medio a fino), bien estratificado, gris oscuro | 0.92 km al S de Pomacuarán | Este estudio |
| Cicapién | Paleosuelo bajo 0.43 m de depósito de caída de cenizas (lapilli medio a arena gruesa), bien estratificado, gris oscuro, con micro-fenocristales de Plg | 1.12 km al E de Pomacuarán | Este estudio |
| Cicapién | Paleosuelo bajo 1.3 m de depósito de caída de cenizas (lapilli fino a arena gruesa) bien estratificado | Trinchera en la plaza de Pomacuarán | Este estudio |
| La Alberca excavación pinturas rupestres | Herramienta de cuerno | 7.9 Km al NW de San Juan Nuevo Parangaricutiro | Gabany-Guerrero (2002) |
| La Alberca excavación pinturas rupestres | Colágeno de hueso humano | 7.9 Km al NW de San Juan Nuevo Parangaricutiro | Gabany-Guerrero (2002) |
| La Alberca excavación pinturas rupestres | Colágeno de hueso humano | 7.9 Km al NW de San Juan Nuevo Parangaricutiro | Gabany-Guerrero (2002) |
| Juanyan (El Huanillo) | Paleosuelo bajo depósito de caída de cenizas y lapilli, estratificado | n.r. | Hasenaka y Carmichael (1985) |
| Juanyan (El Huanillo) | Paleosuelo bajo 1 m de depósito de caída de cenizas (lapilli fino a grueso), bien estratificado | 1 km al NE del Juanyan, carretera Cherán-Carapan | Este estudio |
| Juanyan (El Huanillo) | Paleosuelo bajo depósito de caída de cenizas y lapilli, estratificado | n.r. | Hasenaka y Carmichael (1985) |
| Juanyan (El Huanillo) | Paleosuelo bajo 0.70 m de depósito de caída de cenizas (lapilli fino a arena), bien estratificado | 1 km al S del Juanyan, carretera Paracho-Cherán | Este estudio |
| Juanyan (El Huanillo) | Paleosuelo bajo 1.86 m de depósito de caída de cenizas (arena fina a gruesa), bien estratificado | Carretera a Cheranástico | Este estudio |
| Paracho Viejo | Paleosuelo bajo 1.32 m de depósito de caída de cenizas (lapilli fino a grueso), bien estratificado, con micro cristales de Plg y Oliv | 2.4 km al NW del pueblo de Paracho | Este estudio |
| Paracho Viejo | Paleosuelo bajo 0.5 m de depósito de caída de cenizas (lapilli fino), bien estratificado, gris claro, con micro cristales de Plg y Oliv | Pendiente meridional de Iglesia Vieja | Este estudio |
| Tzinzunzahua de Capacuaro | Paleosuelos bajo 1.3 m de depósito de caída de cenizas (lapilli fino a grueso), con estratificación cruzada en la base | 1.9 km al NW de San Lorenzo | Este estudio |
| Santa cruz de San Lorenzo | Paleosuelo bajo 0.84 m de depósito de caída de cenizas (lapilli fino a grueso) | 1.9 km al NW de San Lorenzo | Este estudio |
| El Varal de Capacuaro | Paleosuelo bajo 5.6 m de depósito de caída de cenizas (lapilli fino a grueso), bien estratificado | Cantera, 1 km al W de Capácuaro | Este estudio |
| Capácuaro further below "Tzinzunzahua" from Arichán? | Paleosuelo bajo 0.74 m de depósito de caída de cenizas re TRABAJADAS, gris oscuro a amarillo | Cantera, 1 km al W de Capácuaro | Este estudio |
| Nurio | Paleosuelo bajo 0.4 m de depósito de caída de cenizas (lapilli), alterado, gris oscuro a café amarillo | Cerca de Nurio | Este estudio |
| Tzinzunzahua de Capacuaro | Paleosuelo bajo 1.7 m de depósito de caída de cenizas (lapilli vesicular), bien estratificado, gris oscuro | Límite N del pueblo de San Lorenzo | Este estudio |
| El Varal de Capacuaro | Paleosuelo bajo 0.8 m de depósito de caída de cenizas (lapilli vesicular), bien estratificado, gris oscuro | Límite N del pueblo de San Lorenzo | Este estudio |
| Piruani-Hiahacuaro? | Paleosuelo bajo 0.22 m de depósito de caída de cenizas, alterado, amarillo pardo | Límite N del pueblo de San Lorenzo | Este estudio |
| Gusato? | Paleosuelo bajo 0.8 m de depósito de caída de cenizas (lapilli), bien estratificado | Límite N del pueblo de San Lorenzo | Este estudio |
| San Miguel (Nurio) | Paleosuelo bajo 1.6 m de depósito de caída de cenizas, bien estratificado, gris oscuro a alterado amarillo-pardo | Cerca de Nurio | Este estudio |
| San Miguel (Pomacuarán) | Paleosuelo bajo 10 a 15 m de depósito de caída de cenizas (lapilli fino a grueso), bien estratificado, gris | Ladera de Iglesia Vieja | Este estudio |
| Ziapo ?? (NE de Cherán) | Paleosuelo bajo 0.32 m de depósito de caída de cenizas (arena media), bien estratificado | 4 km al NE de El Ziapo | Este estudio |
| Ziapo ?? (NE de Cherán) | Paleosuelo bajo 0.70 m de depósito de caída de cenizas (lapilli fino a arena), bien estratificado | 2 km al NE de El Ziapo | Este estudio |
| Jarajten | Paleosuelo bajo >2 m de depósito de caída de cenizas, bien estratificado, alterado | 0.5 km al SSW de El Jarajten, camino Tanaco-Paracho | Este estudio |
| Cerro Pelón | Roca entera | 17 Km al S de Uruapan | Hasenaka y Carmichael (1985) |
| Santa Teresa | Roca entera | | Hasenaka y Carmichael (1985) |

Capítulo 6. Geoquímica del área de Paracho-Cherán

Los primeros análisis geoquímicos y descripciones petrográficas de rocas pertenecientes al CVMG fueron elaborados a partir de muestras colectadas en la región del volcán Paricutin por Williams (1950), Segerstrom (1950) y Wilcox (1954). Además del Paricutin, en estos trabajos se mencionan varios volcanes de la región denominados en su conjunto “Cerros de Paracho”, como por ejemplo El Jabalí, El Aire, El Pario y La Alberca, entre otros. Posteriormente, Hasenaka y Carmichael (1985; 1987) y más tarde McBirney et al. (1987), Roggensack (1988; 1992), Ban et al. (1992), Luhr y Simkin (1993), Hasenaka (1994) y Hasenaka et al. (1994) aportaron análisis químicos y petrográficos de rocas de diversos sectores del CVMG acompañados de algunos fechamientos por ^{14}C y K-Ar. Estos estudios, ocurrieron principalmente en el área de Paracho-Cherán, mientras que McBirney et al. (1987) se enfocaron en la erupción del Paricutin y sus xenolitos granodioríticos. Roggensack (1988; 1992), Hasenaka (1994), Ownby et al. (2007, 2011) y Chevrel et al. (2016a; 2016b) más tarde, prestaron particular atención a los escudos (e.g. Paracho y El Metate entre otros). Recientemente, Johnson et al. (2008; 2009), Rasoazanamparany et al. (2016), Albert et al. (2020) y Larrea et al. (2017, 2019, 2021) incluyen análisis isotópicos más detallados en sus trabajos sobre lavas del Jorullo y Paricutin, junto con otros volcanes jóvenes en la región, mientras que Darras et al. (2017) incluyen análisis petrográficos de flujos dacíticos explotados para la manufactura de herramientas líticas (raspadores) en tiempos prehispánicos.

Geoquímicamente, Hasenaka y Carmichael (1985) observaron un incremento en las concentraciones de Mg, Cr y Ni, conforme existía una mayor cercanía con respecto a la Trinchera Mesoamericana, y argumentan así, la migración hacia el sur del volcanismo en los últimos 2.5 Ma. Ferrari (2004) explica que dicho fenómeno puede ser el resultado del “rollback” de la placa oceánica de Cocos en subducción bajo la placa norteamericana. Carmichael (2002) enfatiza la importancia de los fluidos provenientes de la placa oceánica subducida en la petrogénesis de gran parte de las andesitas generadas por el magmatismo del CVTM, así como sus implicaciones e impacto en su parte centro-oeste, área que incluye al CVMG. Entre tanto, Ownby et al. (2007; 2011) describieron las avalanchas de escombros y la morfología derivada de los derrumbes parciales del volcán Tancítaro y fecharon mediante el método isotópico de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ rocas provenientes de toda la zona al sur de este volcán (región de Nueva Italia, principalmente). Además, analizan sus composiciones y proponen que el magmatismo reciente tiene su origen en la corteza continental profunda. Siebe et al. (2013; 2014), Kshirsagar et al. (2015; 2016) y Chevrel et al. (2016; 2016b) (Reyes-Guzmán et al. 2018, 2021), Larrea et al. (2019), Ramírez-Uribe et al. (2019; 2021) y Guilbaud et al. (2021) realizaron varios trabajos a detalle en sectores muy particulares del CVMG como las cuencas de Zacapu y Pátzcuaro, junto con la zona de Nueva Italia-Tancítaro (e.g. Alberca de Guadalupe, Alberca de Los Espinos, El Caracol, Malpais Prieto,

Las Cabras, Mazcuta, Rancho Viejo, Astillero y Pedregal) y dentro del área de Paracho-Cherán (e.g. El Metate, El Paracho, Juanyan y Hoya Urutzen; Fig. 3). En el caso del Metate, Chevrel et al. (2016a) describen dos rutas de fraccionamiento del magma ascendente a partir de una fuente heterogénea en el manto litosférico, que derivaron en el emplazamiento de los flujos de lava producidos por el escudo El Metate. Además, añaden que la placa en subducción de bajo ángulo juega un papel importante en dichos procesos. Finalmente, Pola et al. (2014) describen la sucesión de avalanchas del volcán El Estribo, que es otro cono monogenético de escoria de composición andesítica emplazado en los límites del lago de Pátzcuaro, fechado en 28 mil años y que además es afectado por un sistema de fallas con rumbo este-oeste.

Por otro lado, al sur y oriente del campo, Blatter y Hammersley (2010), Guilbaud et al. (2011; 2012); Gómez-Vasconcelos et al. (2015); Gómez-Vasconcelos et al. (2020); Avellán et al. (2020) y Guilbaud et al. (2020) abordan varios procesos relacionados al vulcanismo. Las primeras explican la ausencia del vulcanismo al oriente del campo ("gap" de Tzitzio) y relacionan este enigmático fenómeno a la fractura Orozco de la placa de Cocos y explican que en esta zona existe un cambio en el ángulo de subducción. Guilbaud et al. (2011; 2012; 2020) prestan atención a los conos monogenéticos de escoria y escudos en la zona del histórico volcán Jorullo y la adyacente región de Tacámbaro-Puruarán. Reportan actividad volcánica antigua del Eoceno (55-40 Ma) y más recientemente del Neógeno (<5 Ma) que incluye escudos de diferentes edades así como conos monogenéticos muy jóvenes, algunos inclusive pertenecientes al Holoceno (e.g. Malpaís de Cutzaróndiro, El Zoyate, La Palma, La Tinaja y El Jorullo) que en su conjunto presentan diferentes variedades composicionales que van desde los basaltos y las andesitas-basálticas (incluyendo variedades alcalinas) que evolucionan hasta las andesitas y las dacitas. Recientemente, Gómez-Vasconcelos et al. (2015) estudian el sistema caldérico de Mil Cumbres, que ha producido numerosas ignimbritas y vulcanismo bimodal durante el Terciario y que se emplaza preferentemente con dirección E-W. Describen las implicaciones tectónicas e impacto en el CVMG. En trabajos subsiguientes, Gómez-Vasconcelos et al. (2020) y Avellán et al. (2020) describen el vulcanismo y sus implicaciones tectónicas en la zona de Morelia y Queréndaro, así como los sistemas Tetillas-Jamanal, donde ocurren secuencias de escudos y conos monogenéticos de escoria de composiciones basálticas, andesitas basálticas y andesíticas.

Considerando los trabajos anteriores y basados en los trabajos propios en el campo y en el laboratorio, en los siguientes apartados se presentan las principales características geoquímicas y petrográficas de los productos emitidos por conos monogenéticos de escoria y escudos en el área de Paracho-Cherán (Plioceno-Holoceno) de acuerdo a sus grupos composicionales.

Para el análisis químico de roca total (elementos mayores y trazas) se colectaron un total de 148 muestras, de las cuales 80 pertenecen a los conos monogenéticos de escoria y 68 a los volcanes

escudo (Tabla 5). Las muestras fueron enviadas a Activation Laboratories en Ancaster (Canadá) para su análisis. Además, se consideraron 16 análisis químicos reportados por Ownby et al. (2007) y todos los análisis se presentan en las tablas completas en repositorio digital. Un total de 97 muestras de roca fueron seleccionadas y enviadas para la elaboración de láminas delgadas a Mann-Petrographics en Ojo Caliente, Nuevo México. Posteriormente fueron observadas bajo el microscopio petrográfico y los análisis mineralógicos modales realizados mediante el conteo de puntos (*point counting*) que se presentan en el siguiente capítulo.

6.1. Geoquímica de elementos mayores

Los análisis originales reportan el contenido de H₂O y otros volátiles de las muestras determinado mediante la pérdida por ignición (LOI=*loss on ignition*). Por ello los análisis se normalizaron al 100% con base anhidra mediante hojas de cálculo de Excel y los valores obtenidos se graficaron mediante el programa IGPET-2007. Los resultados indican un rango composicional de 50 a 63 wt.% SiO₂ para todas las rocas de los volcanes del área de Paracho-Cherán y se graficaron en el diagrama por tipo de estructura, por composición y por edad (Figs. 8 a,b y c) denominado *Total Alkalies vs. Silica* (TAS; Na₂O+K₂O vs. SiO₂) de Le Bas et al. (1986); (ver también las tablas completas en Repositorio digital).

La mayoría de los volcanes del APC son conos monogenéticos de escoria y del tipo escudo (Fig. 8a), como se menciona en capítulos anteriores. La mayoría de ellos presenta composiciones pertenecientes a la serie calcoalcalina, relacionada a zonas de subducción y los procesos de la cristalización fraccionada, que producen principalmente rocas andesíticas, seguidas de andesitas basálticas y basaltos (Fig. 8). Algunos conos monogenéticos de escoria son del Holoceno y el Pleistoceno tardío (e.g. El Jabalí, Varal, Las Varas, Paracho Viejo, Sinar Juata y Hoya Urutzen) y presentan dicha típica tendencia calcoalcalina (Fig. 8b). Sin embargo, existe una excepción, El Cicapién (varios fechamientos, ver Fig. 3; Tabla 4; Tabla 5), que es un cono monogenético de escoria del Holoceno. Su firma geoquímica es muy distinta y su composición alcalina es similar a la de otros dos conos más antiguos, Gusato y Cucundicata, ambos también en el APC (Fig. 8b). Su existencia tiene importantes implicaciones con respecto a los procesos petrogenéticos relacionados con la subducción bajo el CVMG.

En la (Fig 8c) se observa con claridad, que la actividad monogenética, se concentra en el Holoceno, se extiende al Pleistoceno Tardío y decrece hacia el Pleistoceno Medio, hasta prácticamente desaparecer en el Pleistoceno Temprano y el Plioceno.

De algunos de estos volcanes se obtuvieron varias muestras para su análisis químico. Fueron colectadas de las partes más proximales al cono, así como de zonas intermedias y distales de lavas, principalmente. Una mayor cantidad de muestras permite un análisis más completo de cada volcán, mientras que pocas muestras son generalmente insuficientes para conocer su

evolución magmática con mayor detalle, así como precisar su fuente. La Tabla 5 incluye un listado de las muestras representativas del área (escudos y conos).

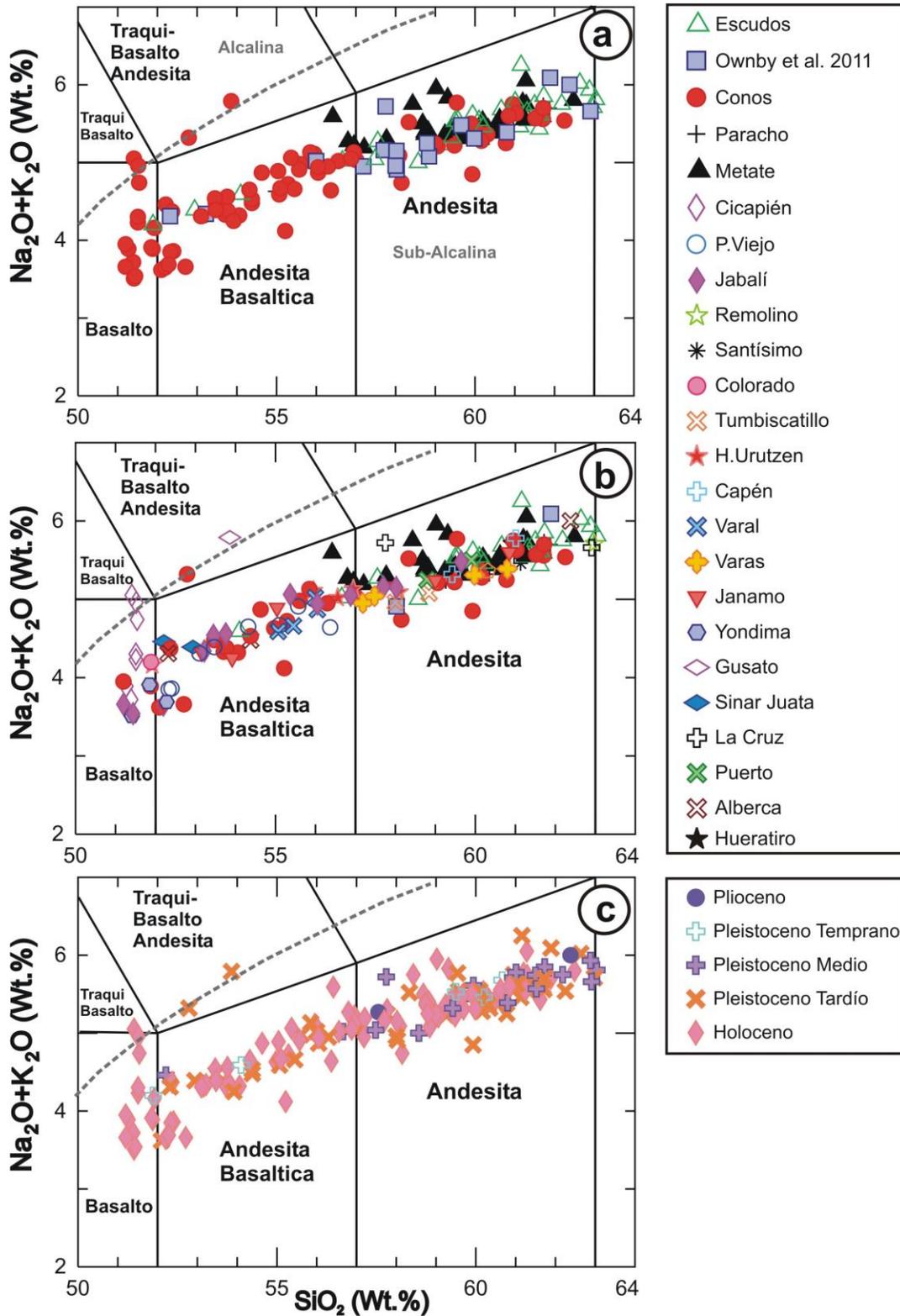


Figura 8.-Diagrama *Total Alkalis vs. Sílica* (TAS; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2) de Le Bas et al. (1986). Línea divisoria Alcalina-Sub-Alcalina de Myashiro (1978). 129 análisis químicos de rocas del APC en su mayoría con tendencia Sub-Alcalina.

6.2.- Andesitas ($\text{SiO}_2 = 57\text{-}63 \text{ wt.}\%$)

De las 144 muestras de roca, 99 corresponden a andesitas (Figs. 8, 13, 14; Tabla 5 apéndice III); es decir ésta es la composición predominante en el APC e incluye principalmente a los escudos, aunque también a varios conos de escoria, como se verá en los siguientes apartados. En grado de evolución se presentan los siguientes escudos: Horno Sur, Tumbiscatillo, Hueratiro, Capén, Cumburinos, Paracho, Santísimo, San Marcos, Molino, y La Cruz. Los conos de escoria andesíticos incluyen a los siguientes: Varas, Hoya Urutzen, Jabalí, Cajete-Puerto y Janamo entre otros (Tablas 1 y 5; Figs. 3, 8b y 13). En este grupo de volcanes se observan concentraciones intermedias y bajas de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , CaO que tienden a tener una mayor dispersión con un empobrecimiento progresivo conforme aumenta el contenido en SiO_2 . En este sentido el empobrecimiento es muy acentuado en Cr y Ni (Figs. 9a, b, c; d; 9.2a y b).

Estos elementos forman minerales como el clinopiroxeno, ortopiroxeno y anfíboles. Mientras tanto, las concentraciones de Na_2O y K_2O en estas rocas (Figs. 9.1b y c) muestran un enriquecimiento conforme evolucionan y aumenta el contenido en SiO_2 , que va a la par con la formación de minerales como la plagioclasa, mineral presente en la mayoría de las muestras. En general los elementos mayores muestran contenidos muy característicos para andesitas asociadas a zonas de subducción

6.2.1. Andesitas basálticas ($\text{SiO}_2 = 52\text{-}57 \text{ wt.}\%$)

51 muestras son andesitas basálticas y provienen de escudos como El Colorado, Sinar Juata, Cain Juata, Metate, Chivo, Zindio y Varas (Figs. 3, 8b, 13 y 14; Tablas 1 y 5.1 apéndice III) pero también de conos de escoria que en orden de evolución incluyen al Paracho Viejo, Janamo, Jabalí, Santa Cruz, Capastacutiro, Juanyan, Varal, Hoya Urutzen y Tzinzunzahua, entre otros (Tabla 5.1; Figs. 3, 8b y 12). En su conjunto, este grupo de volcanes presenta un mayor enriquecimiento en Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , Cr y Ni (Figs. 9.1a, b, c, d; 9.3a y b) lo que resalta sus afinidades basálticas conforme el contenido en SiO_2 decrece. Por lo que las muestras, se distinguen por la formación y presencia de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol, cromita y otros opacos. En el caso del Al_2O_3 , además de tener mayor dispersión, baja su contenido, debido a la fraccionación de las plagioclasas.

Con respecto a las concentraciones de CaO , Na_2O y K_2O (Figs. 9.2a, b y c) se observa un ligero enriquecimiento en CaO con respecto a las andesitas, las cuales son más pobres en este elemento. Este elemento también podría disminuir, debido al fraccionamiento al formar parte de los piroxenos, particularmente si son ricas en Ca. Los alcalies Na_2O y K_2O normalmente se incorporan en los feldespatos alcalinos (sanidino), mismos que no fueron observados porque presuntamente su cristalización fue inhibida por el enfriamiento rápido durante la erupción. Es decir, estos elementos se encuentran en el vidrio intersticial. El origen de estos magmas primitivos

se encuentra en el manto litosférico (Yoder y Tilley, 1962) en la cuña del manto, presumiblemente formado por peridotita hidratada por fluidos provenientes de la placa subducida.

6.2.2. Basaltos ($\text{SiO}_2 = 50\text{-}52 \text{ wt.}\%$)

Existen únicamente 20 muestras de roca de composición basáltica. En su mayoría provienen de conos de escoria, entre los que se incluyen el Yondima, Jabalí, Sapién, Cicapién, San Miguel y Santa Cruz. Estos volcanes presentan un enriquecimiento en elementos compatibles Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , Cr y Ni (Figs. 8b; 9a,b,c, d; 9.2a y b; Tablas 4 y 5.2 apéndice III) que es característico de los basaltos de zonas de subducción y principalmente participan en la formación de espinela y otros óxidos, olivino, y piroxenos. Con respecto a las concentraciones de Al_2O_3 , CaO , Na_2O y K_2O (Figs. 9.1a, b y c) se observan valores altos de CaO , elemento que participa en la formación y fraccionamiento de augitas. Además, el CaO junto con el Al_2O_3 , entran en la estructura de las plagioclasas y los piroxenos.

6.2.3. Variedades exóticas alcalinas, erupciones que transicionan de basaltos a andesibasálticas y andesitas

Las muestras de tres conos de escoria (Cicapién, Gusato y Cucundicata) presentan un alto contenido de K_2O (PAR-13257; PAR-15368; PAR-15397) y conforman un grupo de variedades de roca exóticas alcalinas, similares a las que se han observado en otros lados del CVMG como las zonas de Jorullo y Parícutín (e.g., Gómez-Tuena et al., 2007; Guilbaud et al., 2012). Representan sólo una pequeña proporción de las rocas del área de estudio (Figs. 3, 8b, 12; Tabla 5.2 apéndice III). En estos volcanes, la correlación de P_2O_5 vs. SiO_2 es muy marcada (Fig. 9.1d), lo que es consistente con la existencia de apatito en forma de inclusiones minerales contenidas en las plagioclasas principalmente.

Varios conos de escoria abarcan un amplio espectro composicional, es decir, se trata de volcanes que evolucionaron de basalto a andesita basáltica y finalmente terminaron produciendo andesitas durante una sola erupción. Estos volcanes incluyen al Paracho Viejo, Jabalí, Hoya Urutzen, Sinar Juata, El Varal y Las Varas (Figs. 8b, 13; Tablas 5.1 y 5.2 apéndice III) y presentan una evolución similar a la observada en los casos históricos del Parícutín y el Jorullo, ya que, conforme avanzaron sus erupciones, su evolución geoquímica también se vio reflejada en paulatinos aumentos en el contenido de SiO_2 . Otros ejemplos documentados son El Jabalí, Paracho Viejo, Hoya Urutzen, Janamo y El Metate, que muestran un decremento en Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , Cr , Ni y CaO (Figs. 9a, b, c, d; 9.1a; 9.2a y b) que se puede explicar por la formación y el fraccionamiento de espinelas (cromitas), olivinos, clinopiroxenos, ortopiroxenos y plagioclasas cálcicas, (+/- hornblendas). Además, conforme aumenta el contenido en SiO_2 , las concentraciones de Na_2O y K_2O (Figs. 9.2b y c) en el magma aumentan y también se enriquecen progresivamente en elementos incompatibles.

6.3. Comparación de resultados y estudios previos en el área

El número de magnesio (#Mg) promedio para las andesitas de la serie es de #Mg=47.60, mientras que para las variedades de basaltos y andesitas basálticas es de #Mg=66.36. De acuerdo con Williams (1950) las composiciones reportadas para el campo varían entre 50 y 61 wt.% SiO₂. Sin embargo, Hasenaka y Carmichael (1985, 1987) encuentran una variación más amplia con tendencia calco-alcalina que incluye algunas variedades exóticas alcalinas, cuyos rangos varían entre 50 y 70 wt.% SiO₂ y observan un incremento de Mg, Ni y Cr con respecto a su cercanía a la Trinchera Mesoamericana (MAT). Nosotros observamos que el comportamiento en las relaciones de MgO vs SiO₂, Cr vs SiO₂ y Ni vs SiO₂ (Figs. 9c; 9.2a y b) presentan una correlación negativa y que estos elementos se concentran en los conos de escoria, que frecuentemente son de composición más primitiva y en los que se pueden observar olivinos con inclusiones de espinela (cromita). Pero también existen escudos con estas características composicionales, como es el caso de “El Colorado” (Figs. 9b,c, 9.1a y 9.2). Las inclusiones de espinela de Cr también coexisten en otros minerales como los clinopiroxenos, aunque a veces, también se encuentran diseminadas dentro de la matriz como se describe en el capítulo siguiente.

Roggensack (1988) encuentra rangos de 53 a 63 wt.% SiO₂ para varios de los escudos que también incluyen a El Metate, mientras que Hasenaka (1990) y Ban et al. (1992) reportan composiciones de 53 a 61 wt.% SiO₂ para varios escudos que incluyen al Cerro Paracho y El Metate (entre otros). Carmichael (2002) describe composiciones de 52 a 62 wt.% SiO₂ y Ownby et al. (2007, 2011) encuentran una gama aún más amplia de 51 a 64 wt.% SiO₂. Nosotros observamos una distribución muy similar a la reportada por estos autores, incluyendo las cantidades de elementos como MgO, TiO₂, CaO, K₂O, Na₂O y Ni.

Las concentraciones de Ni reportadas por los autores antes mencionados varían entre 90 y 230 ppm, mientras que nosotros observamos valores de Ni entre 50 y 210 ppm (Fig. 9.2b). Al respecto, Ownby et al. (2007; 2011) postulan mediante un modelo de cristalización de dos piroxenos $\leq 30\%$ ($D_{Ni} \approx 6$ en: Rollinson, 1993), que las altas concentraciones de Ni en las andesitas basálticas y andesitas bajas en SiO₂ no pueden ser explicadas únicamente desde la cristalización fraccionada y la fusión parcial del manto. Proponen que esto puede deberse a la coexistencia y mezcla de dos líquidos (“end-members”), uno que contiene dos piroxenos y el otro de composición gabronorítica. La distribución de los elementos en la mayoría de los diagramas Harker (Fig. 9) puede explicarse por el proceso de la cristalización fraccionada, que posiblemente ocurre en reservorios magmáticos someros (7-15 km de profundidad) como lo explican Luhr y Simkin (1993) y Chevrel et al. (2016b) en los casos del Paricutin y El Metate, respectivamente.

Por otra parte, Carmichael (2002) explica que en muchas ocasiones rocas con valores de MgO > 5% son los mejores candidatos para magmas primarios con fuente en el manto como se

observa en muchos de los conos de escoria y en el diagrama de Harker (Fig. 9c; MgO vs SiO₂) y varios volcanes (e.g., Cicapien, Gusato, Cucundicata, Jabalí, Yondima, Janamo, etc.). Un alto contenido de MgO en los magmas primarios favorece la formación del olivino y los piroxenos, mientras que altos valores de Fe₂O (Fig. 9.1b), además de favorecer la formación de olivinos y piroxenos, también propicia la cristalización de la hornblenda, que junto con la desgasificación permite la formación de óxidos de hierro (e.g. magnetita) como se observa en las lavas que se emplazaron durante la erupción de El Metate y en las lavas de El Colorado, El Cajete, El Zarapo y Ziquicio-Huinumba (Figs 11, 12, 15). Progresivamente las lavas empobrecieron en TiO₂ (Fig. 9.1d). Roggensack (1988) explica que la relación $FeO^*/MgO > 1$ y valores de TiO₂ < 1.0 wt.% raramente ocurren en andesitas orogénicas y en contraste encuentra valores de TiO₂ > 1.1 wt.%. Nosotros observamos valores entre 0.5 wt.% a < 2.0 wt.% en toda la serie.

La graficación de Na₂O vs SiO₂ y K₂O vs SiO₂ (Figs. 9.2b y c) muestra una correlación positiva, mientras que la correlación es negativa en el diagrama CaO vs SiO₂ (Fig. 9.2a); aunadas revelan la formación de plagioclasas. Ca se incorpora también en otros minerales como los clinopiroxenos (augitas) y las hornblendas, cristales que están presentes en los escudos, aunque en algunos conos de escoria también se encontraron. Finalmente, la relación Al₂O₃ vs SiO₂ (Fig. 9a) tiene una distribución mucho más amplia y difusa, que no refleja mucho fraccionamiento y varía entre 15 y 19 wt.%. Por ello, posiblemente se relacione más con la formación de clinopiroxenos, aunque también podría fraccionarse en las plagioclasas y las hornblendas.

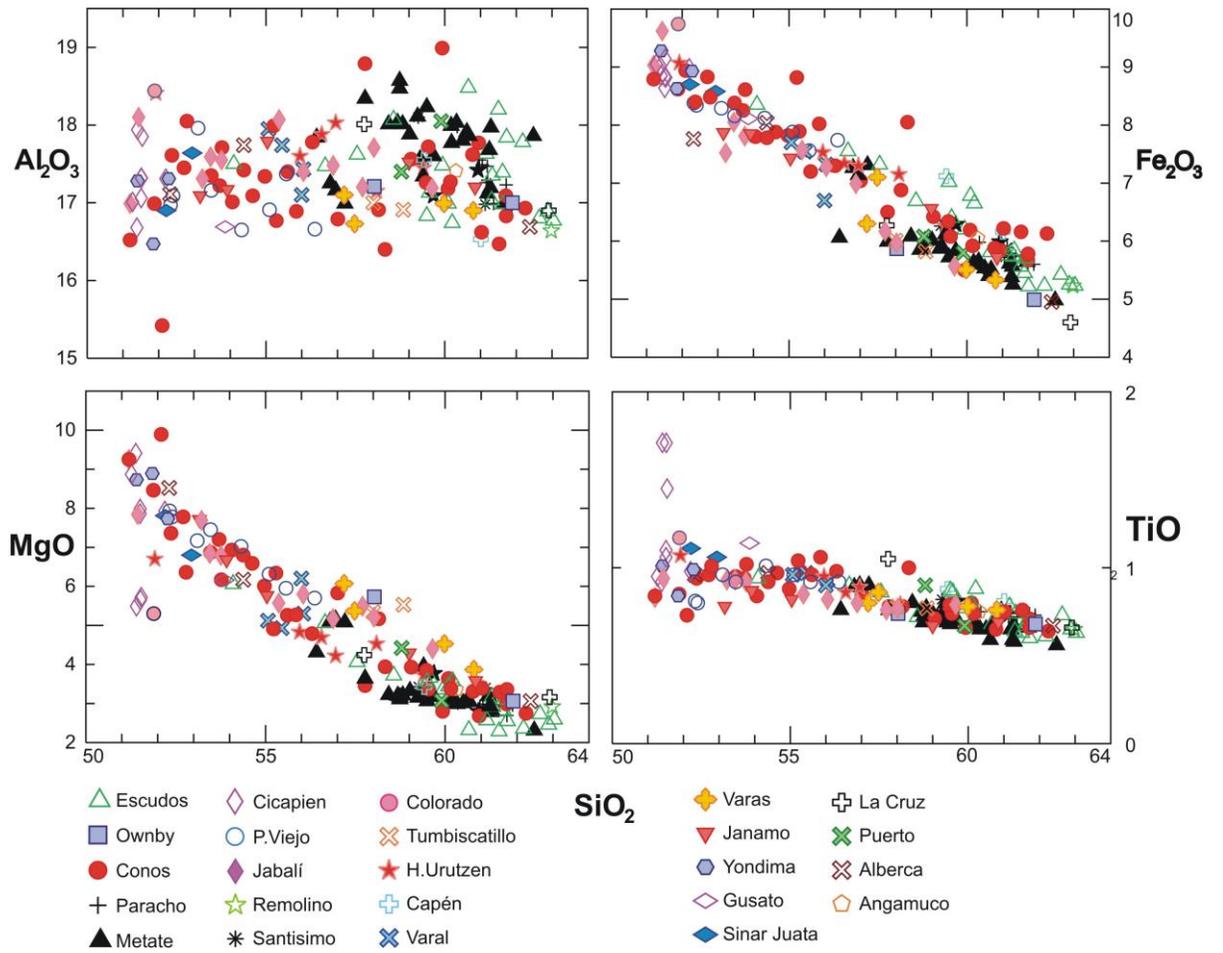


Figura 9.-Diagramas Harker.

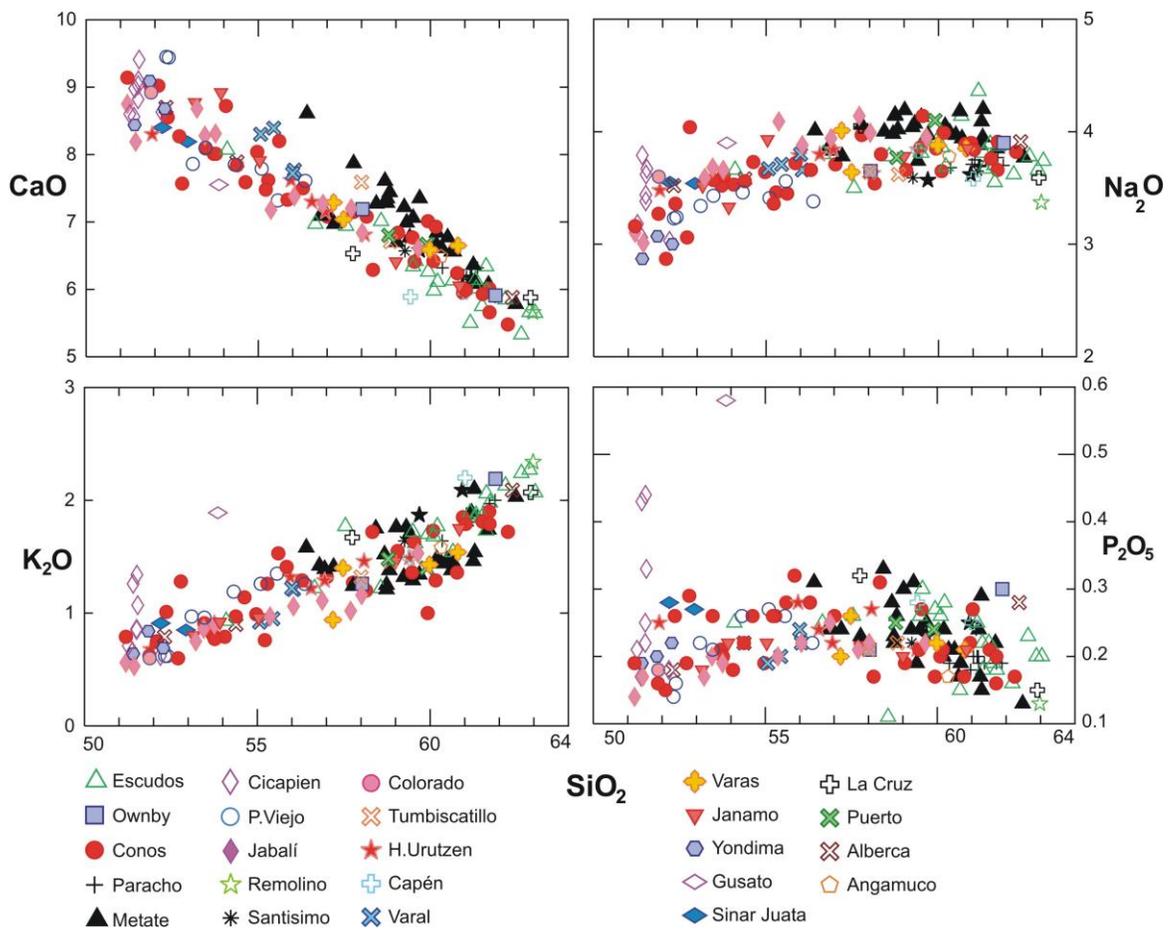


Figura 9.1.-Diagramas Harker.

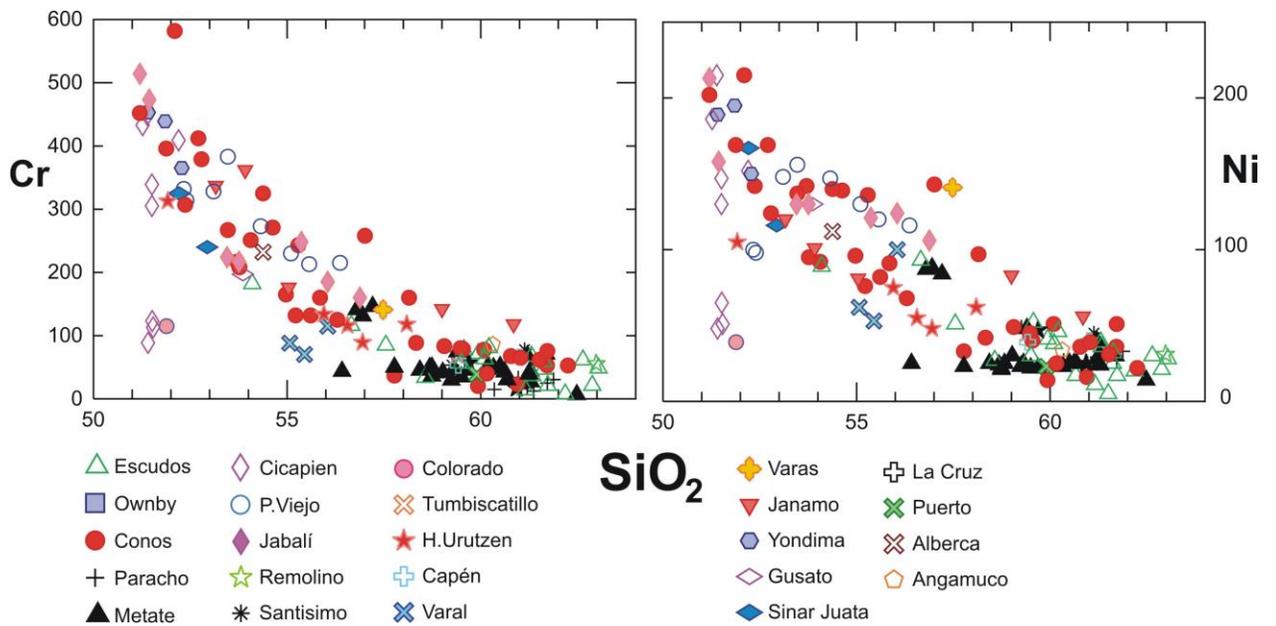


Figura 9.2.-Diagramas Harker.

6.4.-Geoquímica de elementos traza

Los elementos se presentan mediante los diagramas del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) y datos de una condrita (Nakamura, 1974) por periodos de tiempo y por volcán, incluido el número de muestras colectadas para cada uno (Figs. 11 y 12). Como se puede observar, la mayoría de las muestras provienen de volcanes que se formaron en el Holoceno, seguidos por los del Pleistoceno Tardío, Medio y Temprano, hasta el Plioceno. Como se mencionó anteriormente, la mayoría de los volcanes presentan una firma típica relacionada con el proceso de subducción (Rollinson, 1993) por lo que éste, es el entorno tectónico que condiciona los mecanismos petrogenéticos. La cristalización fraccionada, actúa durante el ascenso de los magmas y propicia su evolución a través de su paso por la corteza continental (Sun y McDonough, 1989). Por lo que, la tendencia predominantemente calco-alkalina (Figs. 8, 11 y 12) refuerza esta hipótesis. Dentro de los LILE (*Large-Ion Liphile Elements*) es importante la abundancia de Ba, que entre los conos de escoria varía entre 200 y 750 ppm, mientras que en los escudos varía entre 300 y 800 ppm. Volcanes del Holoceno como El Metate, Hoya Urutzen o Janamo muestran un mayor enriquecimiento en este elemento, mientras que el contenido en Cs alcanza hasta 150 ppm. En estos mismos volcanes los contenidos del mismo son altos (Fig. 11). Por otra parte, varias de las muestras presentan un enriquecimiento en Sr (e.g., en los conos varía entre 300 y 650 ppm). En volcanes como El Metate, Jabalí, Janamo, Hoya Urutzen, Yondima y Paracho Viejo, etc., se puede notar esta tendencia (Figs. 11 y 12); y cabe resaltar que, en la mayoría, incluyendo los escudos, estos valores varían entre 300 y 800 ppm. En las rocas del volcán El Metate los valores de Sr se disparan hasta alcanzar 1500 ppm. Chevrel et al. (2016a y 2016b; Fig. 10e) explican que esto ocurre debido a una asimilación de las rocas de la corteza continental superior y subrayan que durante el ascenso de los magmas operaron dos rutas distintas de diferenciación, cuya fuente es el manto heterogéneo. Por otro lado, el análisis isotópico de Sr, Nd y Pb de las lavas de El Metate (Chevrel et al., 2016b) revela que las lavas tardías son mucho más radiogénicas y mayormente enriquecidas en SiO₂ (Fig. 8) que las lavas tempranas. Además, la mayoría de las muestras presentan un enriquecimiento en Pb, posiblemente relacionado al acarreo por fluidos provenientes de sedimentos de la placa subducida (Rollinson, 1993).

La graficación de los elementos REE (*Rare Earth Elements*) normalizados contra los valores de la condrita (Nakamura, 1974) de volcanes del Holoceno como El Metate, Cicapien, Paracho Viejo, Jabalí, Janamo, Hoya Urutzen y Yondima (Figs. 11 y 12) presentan altas concentraciones de tierras raras ligeras, principalmente de La, Ce y Pr. Los diferentes comportamientos a detalle por periodo de tiempo en otros volcanes del Pleistoceno Tardío y del Pleistoceno Medio donde se puede observar que varias muestras de algunos volcanes del Holoceno (e.g., El Metate, Cicapien y Hoya Urutzen) son más radiogénicas. Según la clasificación de Pearce y Norry (1979) y Rollinson (1993) la graficación de la relación Zr/Y vs Zr permite determinar si se trata de rocas de

un arco volcánico continental con una ligera componente de la fuente mantélica enriquecida en los elementos incompatibles también llamados HFSE (*High Field Strength Elements*) (ver figuras 11 y 12) a la vez que las rocas se encuentran empobrecidas en elementos compatibles. Esto indica que además de la cristalización fraccionada, por obvias razones también contribuye la fusión parcial de un manto litosférico heterogéneo, a la distribución de elementos observada; además, en la gráfica que muestra los REE en las lavas tardías emitidas por el volcán El Metate (Figs. 11 y 12) se observa una forma similar a una “cuchara” que sugiere la existencia de granate en la fuente (Peter Schaaf, comentario personal) (Rollinson, 1993). Chevrel et al. (2016) mencionan también a la fusión parcial del manto hidratado que en conjunción con un bajo ángulo de subducción de la placa oceánica genera a los magmas a >40 km de profundidad.

Finalmente, Hasenaka y Carmichael (1987) observan que los conos de escoria frecuentemente son composicionalmente más primitivos que la mayoría de los escudos, aunque en el APC existen escudos que también muestran afinidades primitivas (Figs. 1, 3 y 13), entre basaltos y andesitas basálticas (e.g., Colorado, Zindio, El Chivo, Sinar Juata, Cain Juata y Metate). En la cuenca de Zacapu, los escudos Brinco del Diablo y La Huaracha (Reyes-Guzmán et al., 2018; 2020 y Ramírez-Uribe et al., 2019) también presentan afinidades primitivas. Por otra parte, cabe señalar, que en varios conos de escoria (e.g., El Jabalí, Yondima, Sinar Juata, Tumbiscatillo, Hoya Urutzen, Paracho Viejo; Tabla 4) se observaron cambios composicionales muy similares al Parícutín (Luhr y Simkin, 1993; Larrea et al., 2019), el Jorullo (Guilbaud et al., 2011), El Metate (Chevrel et al., 2016b), y Rancho Seco (Ramírez-Uribe et al., 2019) con tendencias de basalto a andesita basáltica o de andesita basáltica a andesita.

Desafortunadamente, sólo de tres escudos (El Paracho, El Metate y El Capen) se obtuvieron más de dos muestras (Tabla 1 en Cap. 4; Figs. 3 y 13). Los escudos más primitivos (El Colorado, Sinar Juata, Tejocote, El Metate, El Chivo, Las Varas y Zipiatiro; Figs. 3 y 8b) tienen composiciones que varían entre basalto y andesita basáltica (52-57 wt.% SiO₂), mientras que el resto tienen una composición más andesítica (57-62 wt.% SiO₂) que incluye la serie completa de análisis de El Metate (56-61 wt.% SiO₂) reportada por Chevrel et al. (2016b) y El Paracho (59-61 wt.% SiO₂) mencionado por Siebe et al. (2014). Con respecto a los conos de escoria, éstos aparecen en toda la serie (50-62 wt.% SiO₂) con sólo tres miembros traquíticos (Cicapien, Gusato y Cucundicata) como variedades exóticas alcalinas (Figs. 3 y 13). En orden de evolución magmática aparecen Yondima, Cicapien, Jabalí, Paracho Viejo, Hoya Urutzen y Jánamo.

La relación V/CaO (Fig. 10) indica que posiblemente se trate de líquidos magmáticos basálticos provenientes de un manto litosférico heterogéneo, generados entre la corteza continental inferior y la placa subducida que reflejan la incorporación de fluidos y que producen rocas ricas en V, mientras que el Ca se relaciona con la generación de magmas ricos en olivino, piroxeno y

plagioclasa. La fusión parcial del manto, la cristalización fraccionada y la incorporación de H₂O, gases y otros fluidos juegan un rol muy importante.

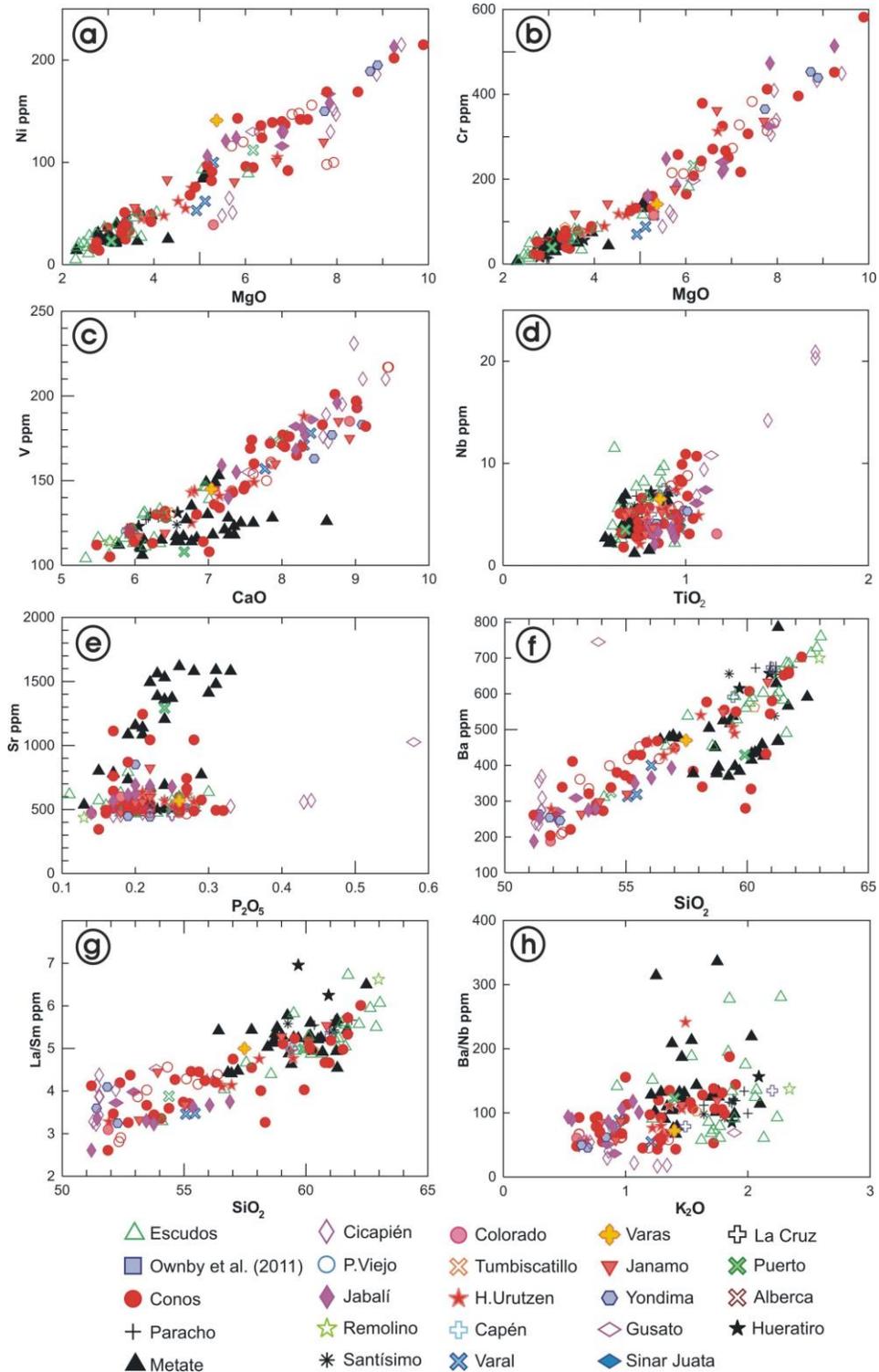


Figura 10. Diagramas de correlación de elementos mayores y traza con tierras raras. 10a: Ni vs MgO; 10b: Cr vs MgO; 10c: V vs CaO; 10d: Nb vs TiO₂; 10e: Sr vs P₂O₅; 10f: Ba vs SiO₂; 10g: La/Sm vs SiO₂; 10h: Ba/Nb vs K₂O.

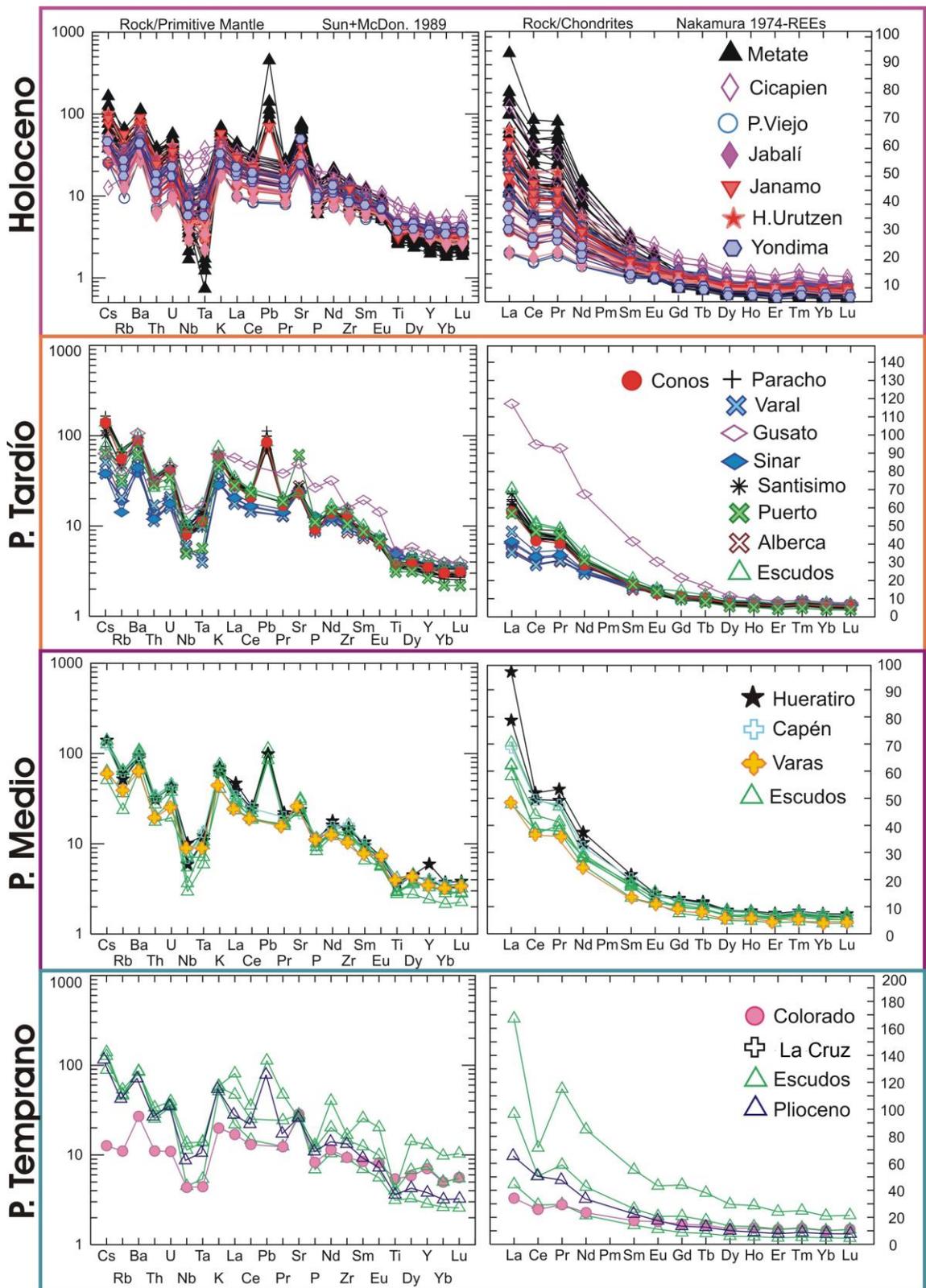


Figura 11.-Diagramas de elemento traza por volcán de Sun y McDonough, (1989) y de la Condrita de Nakamura (1974) Se presentan de manera individual debido al número de muestras y porque de esta manera fue más fácil establecer las fuentes y grupos en todo el conjunto

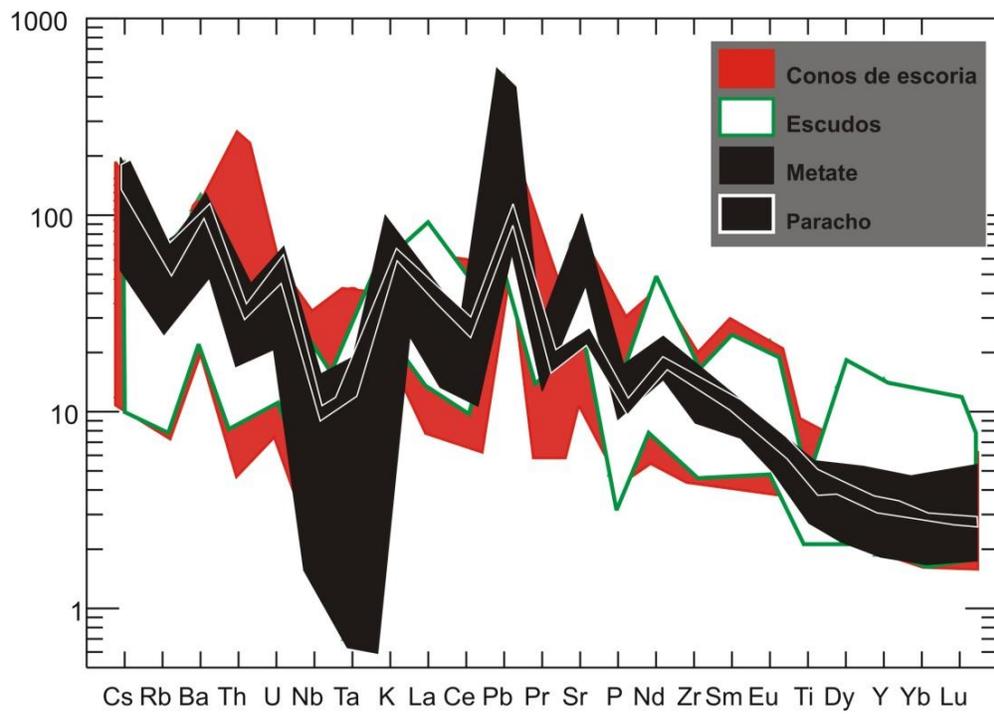


Figura 12. Diagrama con los valores normalizados (Sun y McDonough, 1989) en dónde se observa un comportamiento típico de rocas volcánicas asociadas a zonas de subducción; conos de escoria (rojo), los escudos (verde-blanco), la serie de rocas de El Metate (negro) y las correspondientes a El Paracho (en negro con blanco)..

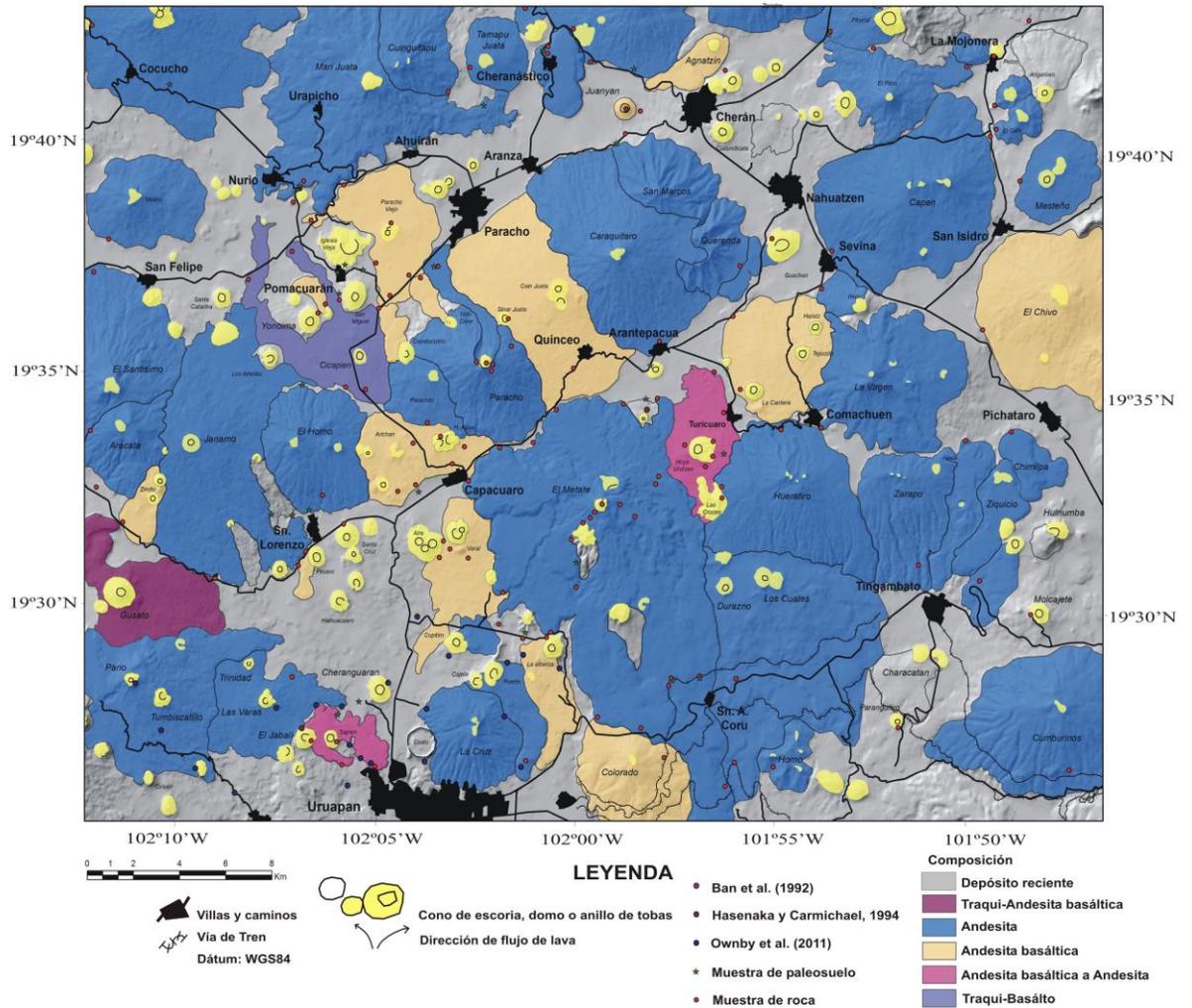


Figura. 13.- Mapa de composiciones del área Paracho-Cherán. Se pueden distinguir las diferentes composiciones y estructuras de 160 edificios volcánicos, así como la ubicación de las muestras recolectadas.

7.- Petrografía del APC.

En los siguientes apartados se describen con mayor detalle las características petrográficas de las rocas obtenidas de los distintos volcanes de acuerdo a su composición de roca total (andesitas, andesitas basálticas, basaltos y composiciones transicionales).

Se analizaron un total de 92 láminas delgadas y se determinaron los arreglos minerales de las rocas de la zona de Paracho-Cherán mediante el conteo de puntos bajo el microscopio petrográfico (ver análisis mineralógicos modales en Tablas 5 y 6 apéndices III y IV). El ensamble mineral de toda la serie se conforma principalmente de Olivino, Plagioclasa, Clinopiroxeno, Ortopiroxeno y Hornblenda; además de inclusiones de espinela (cromita), otros opacos y apatitos (Fig. 15). En su mayoría, estas rocas presentan texturas traquíticas a pilotaxíticas seriadas (MacKenzie, 1982; Kerr 1977) y contienen hasta 40 Vol.% de vesículas. Los fenocristales (<2 mm) se encuentran embebidos en una matriz vítrea que contiene microfenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno (augita) y ortopiroxeno (hiperstena). La matriz en raras ocasiones contiene opacos y otras inclusiones como cromitas y apatito (ver Fig. 11, muestras PAR-14273 y PAR-13257 provenientes de los conos de Cicapien y El Aire).

Se pueden observar formas euhedrales a sub-euhedrales en casi toda la serie de fenocristales desde los olivinos y plagioclasas, hasta los clinopiroxenos (augita), ortopiroxenos (hiperstena) y hornblendas. Adicionalmente, estos cristales también se encuentran en glomeropórfidos y coexisten en varias de las series y en diferentes combinaciones. Los volcanes se pueden diferenciar en tres grupos principalmente, según las facies minerales: 1) conos de escoria y escudos de composición basáltica y de andesita basáltica, con variedades que contienen olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa; 2) escudos y conos de composición andesítica que contienen ortopiroxeno, plagioclasa y hornblenda; y 3) el domo compuesto de Paracho que es de andesita con clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa (ver tabla 6 con análisis mineralógicos modales).

Por lo tanto, las series de lavas del área de Paracho-Cherán se categorizan en varios grupos típicos composicionales y minerales. Entre éstos se encuentran los conos de escoria con algunas series transicionales de basaltos traquíticos y traqui-andesíticos con olivino (e.g., Cicapién y Gusato), andesitas basálticas de olivino y andesitas con olivino y sin olivino (e.g., Janamo y Hoya Urutzen), además de escudos de andesitas con olivino y clinopiroxeno (e.g., Colorado y Tejocote) y por otro lado las andesitas sin olivino, pero con piroxeno (principalmente ortopiroxeno) (e.g., El Santísimo, La Virgén, y San Marcos; Figs. 3; 15.1, 15.2, 15.3; en apéndices III y IV; Tablas 5 y 6).

7.1. Andesitas (escudos y conos de escoria)

La gran mayoría de las rocas del área de Paracho-Cherán se distinguen por una composición andesítica, típica de los arcos volcánicos asociados a la subducción (Tarbuck and Lutgens, 2005; Siebe et al., 2014). Únicamente 42 láminas delgadas de los volcanes del APC presentan rangos que geoquímicamente varían entre 57 y 63 wt.% SiO₂ (Cap. 6; Tabla 6; Figs. 13, 14 y 15). Varios escudos, incluyendo algunos conos de escoria (e.g., Hoya Urutzen y Janamo; PAR-14320 y PAR-15392), presentan esta composición. Ejemplos conocidos en la literatura son El Metate, escudo andesítico estudiado recientemente por Chevrel et al. (2016a, 2016b) y las andesitas del domo compuesto de Paracho (59-61 wt.% SiO₂; Ownby et al., 2010; Siebe et al., 2014). Existen otros escudos voluminosos con esta composición (e.g., Cumburinos, El Santísimo, El Horno, Zarapo, La Virgen y San Marcos), los cuáles son típicos en el CVMG (Fig. 4).

7.2. Andesitas basálticas de olivino, piroxenos y plagioclasas

Estas rocas se presentan principalmente en los conos de escoria (52-57 wt.% SiO₂) y se formaron durante tres periodos de tiempo geológico (Fig. 13) desde el Pleistoceno temprano hasta el Pleistoceno tardío y Holoceno, lo que implica una constante generación de magmas con estas composiciones. Al menos 13 volcanes son de esta composición e incluyen a varios conos de escoria y cuatro escudos (e.g., PAR-13252, PAR-13253, PAR-13254, PAR-13256, PAR-14271, PAR-14273, PAR-15344, PAR-15348, PAR-15373; Figs. 2 y 3; Apéndice III) que pertenecen a los volcanes de Juanyan, Capastacutiro, Varal, El Aire, Paracho Viejo y un pequeño cono tipo "rafted" al NW del domo Paracho (Figs. 3, 10, 13; Tablas 5, 6). El arreglo mineral de su matriz por lo general varía y contiene distintas proporciones de microlitos de feldespato y otros microfenocristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno principalmente (Fig. 15). Típicamente sus rocas contienen fenocristales de olivino con formas euhedrales a sub-euhedrales y esqueletales, que usualmente contienen inclusiones de espinela (cromita) y otros opacos. Existen casos particulares como El Colorado, uno de los únicos cuatro escudos de andesita basáltica (Figs. 3 y 12) en el área, y en donde los olivinos presentan coronas de reacción de idigginsita, mientras que EL Chivo presenta abundante olivino, cromita y clinopiroxenos. En general, la textura de las rocas de este grupo es traquítica a pilotaxítica tipo seriada, ocasionalmente con vesículas. En ocasiones se observan también fenocristales de plagioclasa, que son de forma euhedral a subeuhedral y acicular, muchos de estos cristales presentan zoneamiento, maclas típicas tipo Carlsbad y polisintéticas. Las variaciones composicionales de las plagioclasas de varios volcanes (e.g., Cicapién) pudieron identificarse por el método óptico de Michel-Levy.

7.3. Basaltos

Los basaltos son las rocas que ocurren en menor proporción dentro del APC. Sus composiciones varían entre 50.17 y 52.00 wt.% SiO₂ y aunque representan sólo un pequeño volumen, nos permiten conocer con mayor detalle los procesos magmáticos que han dado origen al CVMG. Guilbaud et al. (2011, 2012, 2020) describen basaltos con características similares en algunos volcanes al sur del CVMG en la zona de Jorullo y Tacámbaro. La mayoría de los basaltos en el APC fueron eruptados por conos de escoria (e.g. Yondima, Jabalí, Cicapien, Sapien y Paracho Viejo) y generalmente tienen características típicas de los basaltos asociados a zonas de subducción. Presentan un arreglo mineral conformado por una matriz, generalmente vítrea con textura traquítica a pilotaxítica y fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa que se han formado siguiendo la secuencia típica de la cristalización fraccionada (Ol, Opx, Cpx, Plag). Sin embargo, la evolución de los productos del cono de escoria Cicapien siguió una ruta de cristalización distinta, que parece reflejar más bien una secuencia de fusión parcial del manto (Figs. 8, 9, 10, 13).

7.4.-Erupciones transicionales de basalto a andesitas basálticas y andesitas de olivino (y sin olivino)

Únicamente tres volcanes presentaron una evolución claramente definida por un amplio abanico composicional que abarca desde basaltos a andesitas basálticas y andesitas. Éste es el caso del Hoya Urutzen, volcán fechado por Chevrel et al. (2016a y 2016b), pero también del Jabalí y del Jánamo. Los tres volcanes son muy jóvenes y disponemos de varias muestras (ver Cap. 5; Figs. 3, 11, 12; Tabla 5), sin embargo, hay varios volcanes (e.g. Paracho Viejo, Las Varas, El Varal y El Aire) que tal vez también presenten un amplio abanico composicional, pero de los cuales no tenemos suficientes análisis químicos para poder documentarlo (Fig. 8).

Capítulo 8. Volúmenes y composición de los volcanes del área Paracho-Cherán a través del tiempo

Las más de 160 estructuras volcánicas que existen en el APC forman sólo una pequeña parte (3%) de todo el CVMG (Fig. 3) y desde los primeros trabajos de Segerstrom (1950), Williams (1950) y Wilcox (1954) sobre la morfología, geología, geoquímica y petrografía del volcán Parícutín y los volcanes de sus alrededores, se constataron sus dimensiones y su relativa importancia e impacto regional en el CVTM, puesto que todo el CVMG, es muy activo. En cuanto a los volúmenes, varias decenas de kilómetros cúbicos de magma fueron emitidos en el área, aunque estos estudios sólo se enfocaron con precisión en los volúmenes del Parícutín. Más tarde, Hasenaka y Carmichael (1985) y Roggensack (1988) reportaron 30.5 km³ y 540 km³ respectivamente, eruptados por una variedad de volcanes escudo y conos de escoria en diferentes sectores del CVMG. En cuanto a las composiciones se observa un amplio dominio de las andesitas, aunque coexisten con otras variedades basálticas, transicionales y exóticas alcalinas dentro de la serie como se describe en capítulos anteriores. En años recientes, Ownby et al. (2007), Guilbaud et al. (2011, 2012, 2021), Siebe et al. (2013, 2014), Kishirsagar et al. (2016a, 2016b), Chevrel et al. (2016a, 2016b), Reyes-Guzmán et al. (2018, 2021), Larrea et al. (2019) y Ramírez-Urbe et al. (2019) prestaron mayor importancia a los volúmenes emitidos y a las variaciones composicionales a lo largo del tiempo, así como a la historia eruptiva de algunos volcanes particulares (e.g., la evolución del Tancítaro y el magmatismo en la zona de Nueva Italia, el inicio de la actividad volcánica en el área de Tacámbaro-Puruarán hace ~2 a 5 Ma, y la región de Jorullo desde el Oligoceno, así como también la actividad freato-magmática en la cuenca de Zacapu y la gran erupción del escudo El Metate), lo que permitió, entender mejor los mecanismos y procesos eruptivos en diversas partes del CVMG. Por último, Hasenaka y Carmichael (1987) sugieren que la baja tasa de suministro de magma desde el manto, representa un factor fundamental en el emplazamiento de conos de escoria. Además, explican que los periodos cortos de actividad monogenética se deben particularmente a la ausencia de reservorios magmáticos de gran volumen.

En el APC, desde el Plioceno y hasta el Pleistoceno, la actividad volcánica ha ocurrido en algunos lapsos de tiempo intermitentes. Aunque los rasgos mas visibles del magmatismo son los escudos (Cap. 4, Fig. 4), cabe destacar que en cantidad predominan los conos de escoria y sus variantes de pequeño volumen, como lo son los maars y anillos de toba en la cuenca de Zacapu (Siebe et al., 2013, 2014; Kishirsagar et al., 2016a, 2016b), y erupciones freato-magmáticas en la zona NE del CVMG, en Valle de Santiago; e.g., volcanes Rincón de Parangueo y Hoya de Estrada (Cano-Crúz y Carrasco-Núñez et al., 2008; Aranda-Gómez et al., 2013).

Por otra parte, Guilbaud et al. (2011, 2012, 2020, 2021) y Siebe et al. (2013, 2014) observaron que la actividad de composición andesítica es la predominante. Además, explican que, para

entender mejor la supuesta migración del magmatismo, es imperante conocer las edades de los volcanes y sus rasgos morfológicos a fin de poder hacer mejores inferencias sobre los procesos complejos que ocurren en las zonas de subducción (e.g., Gill, 2010; Green, 2015), así como su geometría (e.g., ángulo de la placa oceánica subducida).

En el área de Tacámbaro-Pururuarán los volúmenes emitidos según Guilbaud et al. (2012) son de $\sim 22 \text{ km}^3$ en el Cuaternario y de $\sim 3.8 \text{ km}^3$ durante el Holoceno. En el APC se observa que también predominan las andesitas (Fig. 11), pero también se generan pequeños volúmenes de variedades de magmas de diferentes composiciones, desde la basáltica a la andesita basáltica con valores medios de K_2O . Sólo tres de las muestras en el APC presentan un valor alto de K_2O (Fig. 8). Según nuestras estimaciones, en total en esta área se han emitido $\sim 63 \text{ km}^3$ (DRE) como se explica en el apartado 4.3 del capítulo 4 y en la tabla 1 del Apéndice I. Las erupciones efusivas de gran volumen son evidentes, e.g. los $\sim 10 \text{ km}^3$ de magma emplazado durante la erupción de El Metate (Chevrel et al., 2016a; 2016b) y de otros grandes escudos (Fig. 4) en periodos de tiempo diferentes.

8.1. Volúmenes emitidos durante el Plioceno según su composición

El registro del vulcanismo más antiguo en esta área es muy escaso. La roca más antigua proviene de El Horno localizado al sur del área de estudio, que fue fechada en $\sim 2.5 \text{ Ma}$. Otros edificios con rasgos morfológicos similares y que pudiesen ser igualmente antiguos por su grado de erosión y alteración de las rocas son El Gato, Angaruen y la Mojonera (Tabla 1 del Apéndice I; Figs. 3 y 12). Todas las demás rocas de este periodo posiblemente se encuentran sepultadas por productos más jóvenes.

8.2. Volúmenes emitidos durante el Pleistoceno Temprano según su composición

Durante este lapso de tiempo, la distribución de la composición del magma varió muy poco con respecto al periodo anterior. Cabe resaltar que varios de los escudos cuya formación hemos asignado por analogía morfológica a este periodo (a excepción del Querenda), no han sido fechados aún. Domina la andesita con 52 vol.% que forma a varios escudos (e.g., Querenda, Cumburinos, El Zarapo y El Mesteño) mientras que las rocas que le siguen en proporción son las andesitas basálticas con 47 vol.% (e.g., La Cantera-Tejocote, El Colorado y El Chivo; Tabla 1 del Apéndice I; Tabla 1; Figura 12).

8.3. Volúmenes emitidos durante el Pleistoceno Medio según su composición

En el Pleistoceno medio ocurrieron varias erupciones importantes y se formaron varios escudos. Nuevamente, muchas de estas erupciones (e.g., El Parcho, El Parachito, El Molino y El Santísimo) fueron asignadas a este periodo por analogía morfológica (Tabla 3). Las andesitas durante este periodo alcanzan prácticamente el 100% (Figs. 3, 12; Tabla 3), aunque es posible

que las composiciones de algunas erupciones abarquen un abanico más amplio si tuviésemos más análisis como se ha observado en otros sectores del campo como en el área de Jorullo y Tacámbaro-Puruarán (Guilbaud et al., 2011; 2012; 2020).

8.4. Volúmenes emitidos durante el Pleistoceno Tardío según su composición

Durante el Pleistoceno tardío una vez más se observa que la composición predominante es la andesita (93 vol.%) seguida de la andesita basáltica (5 vol.%) y una traqui-andesita basáltica (2 vol.%). En este periodo ocurrieron varias erupciones en las zonas de San Lorenzo, Paracho, Nurio y Ziapo, donde se observan afloramientos con intercalaciones de múltiples tefras y paleosuelos. En el caso de algunas tefras fue difícil determinar sus fuentes.

8.5. Volúmenes emitidos durante el Holoceno según su composición

Como se menciona anteriormente, durante el Holoceno la andesita predomina con 78 vol.% (Figs. 11 y 12) y se caracteriza por la ocurrencia de al menos 9 erupciones monogenéticas. Las andesitas incluyen a la gran erupción de El Metate (~1250 d.C.) y la Hoya Urutzen (Chevrel et al., 2016a y 2016b) y la de El Jánamo. Les siguen las andesitas basálticas (14 vol.%) que conforman a los volcanes Paracho, Capastacutiro, como NW del Cerro Paracho y Juanyan, y las que transicionan de andesita basáltica a andesita (5 vol.%) que sólo fueron observadas en el Jabalí y Hoya Urutzen (Figs. 3, 12; Tabla 4). Finalmente, una roca alcalina de traqui-basalto (2 vol.%) se produjo durante la erupción del Cicapien. Los magmas emitidos durante el Holoceno, si bien son predominantemente de composición andesítica, en general son diversos, aunque podría existir un posible sesgo, debido a que de algunos volcanes se tomó más de una muestra, puesto que varios de estos volcanes tienen edades, así como composiciones diferentes (ver capítulos 5 y 6). Por ejemplo, la erupción más cercana a la de El Metate en cuanto a la edad; es la del Jabalí y si se considera también a las erupciones del Paricutin (Wilcox, 1954; McBirney et al., 1987; Luhr y Simkin, 1993) y la del Jorullo (Guilbaud et al., 2011, 2012) se observa que no existe un patrón bien definido del comportamiento del magmatismo durante este periodo de tiempo, y que en cambio han ocurrido erupciones en diferentes intervalos de tiempo en donde la composición es diversa, aunque predominan las andesitas como también se reporta recientemente (Larrea et al., 2019) en la zona del Tancítaro (Fig. 12).

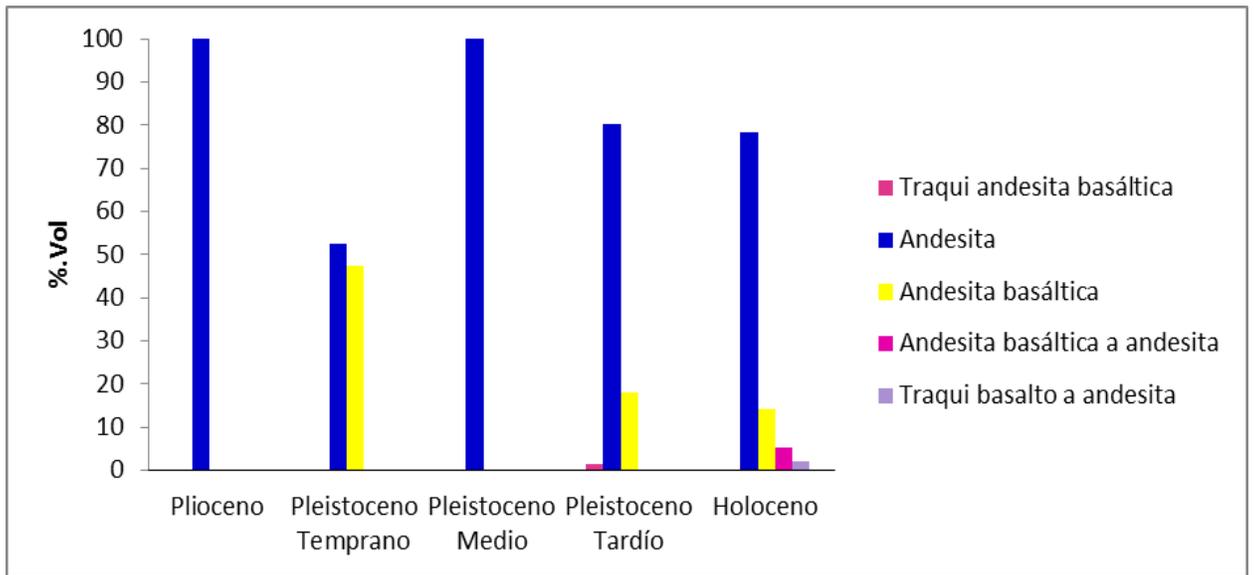


Figura. 14. Histograma que muestra los volúmenes y composiciones de productos volcánicos emitidos en el APC a través del tiempo geológico. Se observa que, desde el Plioceno, el magmatismo es de acuerdo con los datos colectados; es de composición andesítica, seguido de andesita basáltica a partir del Pleistoceno Temprano. También se generan pequeñas cantidades de otras variedades de magma, incluyendo andesitas basálticas, transicionales y traqui-basaltos, particularmente durante el Holoceno

Capítulo 9.-Discusión

Como se explicó en los apartados anteriores, los escudos y conos de escoria del APC abarcan un amplio rango geoquímico; por lo que pueden establecerse grupos composicionales según sus características geoquímicas y petrográficas. Se establecieron así, las fuentes de emisión de cada volcán (ver capítulos 5 y 6). Una vez corroboradas en campo y establecidas mediante el mapeo geológico (Fig. 3), se obtuvo un mapa de composiciones a través del tiempo (Fig. 13). Como resultado principal, se puede afirmar que las lavas que predominan en el área de Paracho-Cherán son las andesitas (e.g. Cumburinos, Santísimo, Metate, Paracho), seguidas por las andesitas basálticas (e.g. Colorado, Chivo, Paracho Viejo) y algunas lavas transicionales de andesita basáltica a andesita (e.g. Jabalí, Hoya Urutzen). Existen pocos basaltos y sólo dos variedades exóticas alcalinas. Todas estas composiciones se pueden encontrar tanto en los escudos, como en los conos de escoria. Por lo que, la coexistencia de diversas variedades composicionales en este sector del CVMG guarda cierta similitud con lo observado en otros campos de arcos volcánicos en ambientes de subducción como por ejemplo; en los campos volcánicos de Auckland y de Taupo (Nueva Zelanda), los campos volcánicos Llanquanelo, Payún Matru y Peyenia (Argentina), la zona volcánica de Carrán-Los Venados (Chile), en México, el campo volcánico de la Sierra de Chichinautzin y en las zonas de Jorullo, Tacámbaro-Puruarán, Zacapu y Pátzcuaro, en el CVMG (López y Moreno, 1981; Llambías et al., 2010; Hernando et al., 2012; Guilbaud et al., 2011; Guilbaud et al., 2012; Kereszturi y Németh, 2013; Siebe et al., 2004; 2014; Lorenzo-Merino et al., 2018; Reyes-Guzmán et al., 2018; Larrea et al., 2019; Ramírez-Urbe et al., 2019).

Por otra parte, únicamente tres conos de escoria presentaron un mayor rango geoquímico que tiende a la cristalización fraccionada, como es el caso de El Jabalí, Hoya Urutzen y El Jánamo, aunque de este último es necesario coleccionar más muestras, y cuyas composiciones abarcan desde el basalto a la andesita basáltica y hasta la andesita (Fig. 13). Estas rocas, son ricas en fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa; por lo que petrográficamente se pueden diferenciar, así como apreciar sus cambios composicionales (Fig. 9) y mineralógicos (e.g., olivinos con bordes de reacción de clinopiroxeno, generación de clinopiroxeno y ortopiroxeno). La matriz es de textura traquítica a pilotaxítica con microlitos de feldespato e inclusiones de espinela (cromita), apatito y otros opacos; éstos también pueden aparecer en asociaciones de glomeropórfidos, mientras evolucionan geoquímicamente. Una breve historia eruptiva de cada volcán se describe en el capítulo 5, y se combinan con la transición geoquímica de sus lavas y depósitos de caída, los cuáles también fueron observados bajo el microscopio petrográfico. Puesto que son volcanes distintos que geoquímicamente siguieron rutas evolutivas individuales; los tres conos de escoria antes mencionados, pudieron haber iniciado sus erupciones de manera similar a la del Parícutin o del Jorullo (e.g., Wilcox, 1954; Guilbaud et al., 2011; 2020), aunque son necesarios trabajos a detalle como los realizados recientemente en los volcanes El Astillero-

El Pedregal, Larrea et al. (2019), en el agrupamiento del Malpaís de Zacapu (Reyes-Guzmán et al., 2021) y en el volcán Las Cabras (Guilbaud et al., 2021) para poder conocer con mayor detalle su origen y evolución eruptiva. Adicionalmente, existen algunos conos y escudos de composiciones intermedias, entre los que se encuentran Paracho Viejo, Las Varas, Varal, Sinar Juata y Tubiscatillo que tienden al fraccionamiento. Lamentablemente, debido a que sólo se colectaron entre 2 y 4 muestras de estos volcanes, puede solo inferirse su posible amplia gama composicional que tiende al fraccionamiento mismo (Fig. 8). Además, sólo tres volcanes de composiciones exóticas alcalinas (i.e. de basalto traqui-andesítico y un traqui-basalto, Figs. 8 y 9) fueron identificados y corresponden a los volcanes Cicapien, Gusato y Cucundicata (Figs. 8 y 13) y en al menos uno, se observa una fuerte tendencia tipo escalera (e.g. Cicapien) que tiende a la fusión parcial del manto heterogeneo, por lo que es posible que los otros dos volcanes, sigan la misma tendencia; lamentablemente es necesario coleccionar más muestras de los mismos para poder afirmarlo.

Los pocos basaltos y variedades existen en el APC y ocurren indistintamente del tipo de edificio volcánico, tanto formando escudos como conos de escoria, aunque son más frecuentes en los conos de escoria. Típicamente son ricos en olivino, escasamente contienen clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa y los cristales se encuentran embebidos en una matriz vítrea. Estas rocas también contienen vesículas de diferentes tamaños y formas. Sus texturas regularmente son traquíticas a pilotaxíticas seriadas, ricas en microlitos de feldespato, contienen otros minerales accesorios (e.g., espinelas, apatitos y otros minerales opacos) como inclusiones en los olivinos y algunas veces en clinopiroxenos, así como en las plagioclasas y la matriz. Dos grandes escudos son de andesita basáltica y tienen un arreglo mineral (e.g. olivino, clinopiroxeno y plagioclasa) correspondiente a lavas más primitivas como es el caso de El Chivo y El Colorado. (Figs. 4 a y b), los cuales, presentan lavas de andesita-basáltica ricas en olivino, iddingsita y plagioclasa. Este último contiene además inclusiones de espinela (cromita) y otros minerales opacos. El resto de los escudos y conos presenta una composición típica andesítica. En este sentido, Williams (1950), en sus primeros estudios, agrupa varios de los volcanes que describe con sus nombres locales “Cerros de Paracho y Angahuan” en la región de Paricutín, misma que también incluye las rocas de la formación Zumpinito, las tobas riolíticas de Caltzontzin, lavas andesíticas, depósitos laháricos de Peribán y Los Reyes, basaltos de Los Cerros, Colorado, Cutzato, Copitiro y Prieto, entre otros. Menciona también rocas de la formación post-Zumpinito incluyendo las andesitas sin olivino del Tancítaro, San Marcos, zona de Paracho, El Águila, Angahuan, Los Hornos, y las andesitas con hornblendas de Mesa de Zirimondiro, Mesa de Huanáruca, la andesita vítrea de la zona de Capacuaro, las andesitas con olivino y andesitas basálticas con olivino que incluyen algunos conos de escoria como El Aire, El Jabalí y las

variedades de flujos de lava y basaltos de olivino, como El Capastacutiro y otros en la zona de El Jabalí.

Hasenaka y Carmichael (1987), Rogensack (1988) y Guilbaud et al. (2011), basados en el trabajo de Williams (1950), describen las características petrográficas de algunos conos de escoria y escudos en el CVMG (dentro y fuera del área de Paracho-Cherán). Todas las descripciones de estos autores son muy similares a lo que nosotros observamos, es decir; en general se observa el mismo arreglo mineral en los productos de los volcanes del área de Paracho-Cherán. También Ownby et al. (2011) describen algunos minerales y encuentran algunas diferencias en el arreglo mineral, en particular cierta heterogeneidad en las proporciones de los cristales en las diferentes andesitas de la zona, las cuales clasifican según el tipo de estructura que les dió origen, desde las andesitas del Tancitaro, hasta los conos y escudos de sus alrededores.

Dentro del APC, el volcán El Metate presenta dos composiciones: una andesita basáltica y otra andesítica (Chevrel et al, 2016a; 2016b). Sus lavas eruptadas en un período de ~35 años son extensas y voluminosas, sus rocas contienen fenocristales de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, hornblenda y plagioclasa, embebidos en una matriz vítrea de textura traquítica seriada. Recientemente, Larrea et al. (2019) estudiaron la pequeña y joven (~400-700 d.C.) agrupación de volcanes monogenéticos El Astillero y El Pedregal, al SW del volcán Tancitaro y cercana también al poblado que lleva el mismo nombre. Ambos volcanes son ricos en plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino. Larrea et al. (2017, 2019) también estudiaron a detalle los productos del volcán Paricutin, determinando los volúmenes eruptados y la secuencia exacta de sus lavas.

Por otra parte, al NE y E del APC se encuentran las cuencas de Zacapu y Pátzcuaro, respectivamente, donde Kshirsagar et al. (2015: 2016), Reyes-Guzmán et al. (2018) y Ramírez-Uribe et al. (2019) describen varios conos de escoria y escudos. Entre los volcanes estudiados se encuentran La Alberca de los Espinos, El Caracol, La Alberca de Guadalupe, Malpaís Prieto, El Capaxtiro, Las Víboras, Rancho Seco y Mazcuta. Describen andesitas basálticas y andesitas con fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, embebidos en una matriz vítrea, que contiene vesículas, es rica en plagioclasas y frecuentemente presentan zoneamiento. Los olivinos tienen formas euhedrales a sub-euhedrales y esqueletales, al igual que los piroxenos, mientras que la matriz es traquítica a pilotaxítica rica en vidrio y otras inclusiones. Reyes-Guzman et al. (2018, 2021) estudian ~50 volcanes (escudos, conos de escoria y lavas) en la parte occidental de la cuenca de Zacapu y reportan sus volúmenes y tasas eruptivas, así como sus composiciones que también guardan similitud con los volcanes del área de Paracho-Cherán y donde también predominan las andesitas a través del tiempo geológico.

Durante el último millón de años, la tasa eruptiva promedio en el APC fue de $0.0637 \text{ km}^3/\text{ka}$ y durante el Holoceno $1.38 \text{ km}^3/\text{ka}$ en donde se produjeron mayormente andesitas, seguidas de las andesitas basálticas y algunos basaltos alcalinos (Fig. 12) por procesos petrogenéticos asociados a la subducción y su peculiar configuración bajo el CVMG. El origen de los magmas se encuentra en la cuña de un manto superior heterogéneo con aportaciones de fluidos provenientes de la placa oceánica subducida (flux-melting) y una evolución magmática durante el ascenso mediante cristalización fraccionada principalmente, con aportes mínimos por asimilación de materiales corticales. Es decir, que durante su ascenso los magmas sufrieron cambios por efecto de la cristalización fraccionada, y/o contaminación en la corteza continental, que en el área podría alcanzar $\sim 45 \text{ km}$ de espesor (Blatter y Hammersley., 2010; Guilbaud et al., 2012).

Capítulo 10.- Conclusiones

El vulcanismo en el APC ocupa un área de $\sim 1100 \text{ km}^2$, inició hace $\sim 5 \text{ Ma}$ en el Plioceno (Fig. 3), y está relacionado a la subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa Norteamericana. Tiene su origen en la cuña del manto, donde los magmas se forman por procesos de fusión parcial y subsiguientemente ascienden a la superficie evolucionando por cristalización fraccionada, principalmente. Los productos eruptivos son predominantemente andesitas y andesitas basálticas, aunque las variedades exóticas alcalinas con afinidades más primitivas (e.g. Cicapien) también ocurren, aunque en menor volumen y frecuencia. Las erupciones a menudo se distribuyen en agrupaciones o clusters de grandes escudos y conos monogenéticos de escoria, como también ocurre en áreas contiguas como las de Jorullo y Tacambaro-Puruarán (Guilbaud et al., 2011; 2012) en donde la actividad también inició en el Plioceno. La relativa intrusión de magmas es evidente en el APC y otras áreas aledañas como la de Tancitaro-Nueva Italia, y la cuenca de Zacapu con las conocidas erupciones de El Astillero-Pedregal 500-700 AD (Larrea et al., 2019), y el Malpaís Prieto (Reyes-Guzmán et al., 2017), así como la de Parícutín (Foshag, 1950; Williams, 1950; Wilcox, 1954). En el APC las erupciones más recientes fueron las del Metate 1200 d.C. y Hoya-Urutzen (Chevrel et al., 2015), así como las del Juanyan, Santa Cruz, Paracho Viejo, Yondima, Amoles, Capastacutiro, Janamo y el Jabalí, etc; indican que por lo menos durante el Holoceno ocurrieron 11 erupciones fechadas y al menos 15.5 km^3 de magma fueron emitidos para formar edificios volcánicos, flujos de lava y grandes cantidades de depósitos de caída de cenizas. Por lo tanto; el APC más allá de sus dimensiones o lo límites teórico-conceptuales con los que podamos significarle o definirle, $\sim 1100 \text{ km}^2$ representan las tasas más altas registradas en el campo con $1.38 \text{ km}^3/\text{kyr}$, mucho mayores comparadas con la zona de Jorullo y Tacámbaro-Puruarán de $0.34\text{-}0.39 \text{ km}^3/\text{ky}$ y probablemente una de las más altas en todo el orbe. La frecuencia indica una erupción cada ~ 625 años desde los inicios del Holoceno.

Considerar estas observaciones, podría ser de gran utilidad como indicadores de erupciones próximas en el APC y aunque los mecanismos poco se conocen, en consecuencia, es importante e imperante reforzar los esquemas de Protección Civil y de emergencias, reforzar la Gestión Integral del Riesgo, en coordinación con el CENAPRED, PC Estatal y las PC Municipales, regionales y demás autoridades competentes. Procurar incentivar a la solución de conflictos territoriales locales, así como:

- 1).-Revisión de protocolos de Protección Civil y mejorar sistemas de alertamiento temprano (e.g. medios de comunicación, divulgación científica, implementación de alertas volcánicas).
- 2).-La revisión y habilitación de las rutas de evacuación posibles (e.g. caminos, veredas).
- 3).-Evaluación de peligros, vulnerabilidad, mapas de ordenamiento del territorio, cartografía participativa, divulgación científica.

4).-Socializar los peligros inherentes a los campos volcánicos monogenéticos.

En el Holoceno al menos entre 11 y 15 erupciones fueron fechadas con un promedio de recurrencia de 625 años; de las observaciones de campo en el APC y las conocidas erupciones históricas (Jorullo y Parícutin) y en las tasas eruptivas se pueden vislumbrar 5 posibles escenarios eruptivos en el futuro:

1).- Formación de conos monogenéticos de escoria (actividad estromboleana) acompañados de caídas de cenizas, y sin flujos de lava asociados. Ejemplo: Juanyan.

2).- Formación de conos monogenéticos de escoria con flujos de lava asociados, con emisión y caída de cenizas. Ejemplos: Hoya Urutzen, Cicapien, Jabalí, Parícutín.

3).-Emplazamiento de conos monogenéticos de escoria sobre antiguos escudos con flujos de lava asociados, y emisión y caída de cenizas. Ejemplos: Jánamo y Cocucho.

4).- Formación y emplazamiento de escudos de mediano a gran volumen, con emisión de grandes y extensos flujos lava. Ejemplo: El Metate.

5).- Reactivación de un domo compuesto con formación y emplazamiento de domos, emisión de cenizas y flujos piroclásticos. Ejemplo: Paracho.

Posiblemente el arreglo estructural y la distribución de algunos diques que alimentan el vulcanismo y a los que se asocia su alta frecuencia, son apenas visibles en la zona del volcán El Gato (Fig. 3) por lo que aparentemente, la intrusión y el ascenso de magma, están ampliamente relacionados con la alimentación y reactivación de dichos diques como principales mecanismos de control y ascenso por decompresión, que permiten la liberación y emplazamiento de los fluidos magmáticos

Bibliografía

- Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, Nieto-Obregón J., Gutiérrez-Palomares, I., 2008. The Ignimbrite flare-up and graben calderas of the Sierra Madre Occidental, Mexico. *Developments in Volcanology*. Vol. 10. Elsevier B.V.
- Agustín-Flores, J., Siebe, C., Guilbaud, M. N., 2011. Geology and geochemistry of Pelagatos, Cerro del Agua, and Dos Cerros monogenetic volcanoes in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field, south of México City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201: 143-162.
- Aranda-Gómez, J., Levresse, G., Pacheco Martínez, J., Ramos-Leal, J.A., Carrasco-Núñez, G., Chacón-Baca, E., Gonzáles-Nasranjo, G., Chávez-Cabello, G., Vega-Gonzáles, M., Origel, G., Noyola-Medrano, C., 2013. Active sinking at the bottom of Rincón de Parangueo Maar (Guanajuato, México) and its probable relation with subsidence faults at Salamanca and Celaya. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 65. Num 1. p. 169-188.
- Arce, J.L., Macías, J.L., Gardner, J.E., Layer, P.W., 2006. A 2.5 ka history of dacitic magmatism at Nevado de Toluca, Mexico: petrological, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, and experimental constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 47(3): 457-479.
- Arce, J.L., Macías, J.L., Rangel, E., Layer, P., Garduño-Monroy, V.H., Saucedo, R., García, F., Castro, R., Pérez-Esquivias, H., 2012. Late Pleistocene rhyolitic explosive volcanism at Los Azufres Volcanic Field, central Mexico. *The Geological Society of America. Field Guide*. 25. pp 45-82.
- Avellán D., Cisneros-Máximo, G., Macías, J.L, Gómez-Vasconcelos, M.G., Layer, P., Sosa-Ceballos, G., Robles-Camacho, J., 2020. Eruptive chronology of monogenetic volcanoes northwestern of Morelia-Insights into volcano-tectonic interactions in the central-eastern Michoacán-Guanajuato Volcanic Field. *Journal of South American Earth Sciences*. 100.
- Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., Takaoka, N., 1992. K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field. *Geofísica Internacional* 31(4): 467-463.
- Blatter, D. L., Hammersley, L., 2010. Impact of the Orozco fracture zone on the central Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197(1), 67-84.
- Cano-Cruz, J., Carrasco-Núñez, G., 2008. Evolución de un cráter de explosión (maar) riolítico: Hoya de Estrada, campo volcánico Valle de Santiago, Guanajuato, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, núm. 3.p. 549-564.
- Carmichael, I.S.E., 2002. The andesite aqueduct: perspectives on the evolution of intermediate magmatism in west-central (105° - 99°) Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143: 641-663.
- Carrasco-Núñez, G., Siebert, L., Díaz-Castellón, R., Vásquez-Selem, L., Capra, L., 2010. Evolution and hazards of a long-quiescent compound shield-like volcano: Cofre de Perote, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197, 209-224.

- Cas, R.A.F., and Wright, J.V. 1987. Volcanic Sucessions Modern and Ancient. A geological approach to processes products and sucessions. Alen and Unwin (Publishers) Ltd, 40 Museum Street, London WCA1, 1LU, UK. pp. 485.
- Clark, K. F., Foster, C. T., Damon, P. E., 1982. Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico. Geological Society of America Bulletin 93 (6), 533-544.
- Cebriá, J.M., Martín-Escorsa, C., López-Ruiz, J., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B, M., 2011. Numerical recognition of alignments in monogenetic volcanic areas: Examples of Michoacán-Guanajuato Volcanic Field in México and Calatrava in Spain. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 201. Issues 1-4: 73-82.
- Chevrel, M.O., Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., 2016a. The AD 1250 El Metate shield volcano (Michoacán): México's most voluminous Holocene eruption and its significance for archaeology and hazards. The Holocene 26 (3): 471-488.
- Chevrel, M.O., Guilbaud, M.N., Siebe, C., 2016b. The ~AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico): Magma source, crustal storage, eruptive dynamics, and lava rheology. Bulletin of Volcanology 78 (4): 32.
- Chew, D.M., Spikings, R., 2015. Geochronology and Thermochronology and Temperature Lower Crust Surface. Elements. 11 (3): 189-194.
- Colton, H.S., 1967. The basaltic cinder cones and lava flows of the San Francisco Mountain volcanic field. Museum of Northern Arizona Bulletin 10 (revised edition): 1- 58.
- Connor, C.B., 1987. Structure of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, México. Journal of Volcanology and Geothermal Research 33:191-200.
- Corona-Chávez, P., Reyes-Salas, M., Garduño-Monroy, V. H., Israde-Alcántara, I., Lozano-Santa Cruz, R., Morton-Bermea, O., Hernández-Álvarez, E., 2006. Asimilación de xenolitos graníticos en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato: el caso de Arócutin Michoacán, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 23, 233-245.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Clark, K.F., 1983. Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of México. Canadian Journal of Earth Sciences 20, 1052-1071.
- Darras, V., Mireles, C., Siebe, C., Quezada, O., Castañeda, A., Reyes-Guzmán, N., 2017. The other stone: Dacite quarries and workshops in the Tarascan prehispanic territory, Michoacán, México. Journal of Archaeological Science Reports 12: 219-231.
- De la Fuente-Rivera, J.R., 2012. Análisis geomorfológico del sector noreste del Campo Volcánico de Los Tuxtlas, Veracruz, México. Tesis de Licenciatura en Geografía, Centro de Ciencias de la Tierra, Universidad Veracruzana, Jalapa, Veracruz, 135 p.
- Echegoyen, J., Romero, R., Velázquez, S., 1970. Geología y yacimientos minerales de la parte central del distrito minero de Guanajuato. Consejo de Recursos Naturales no renovables. Instituto de Geología UNAM.
- Faure, G., 1986. Principles of isotope geology. John Wiley & Sons, 589 pp.
- Ferrari, L., 2004. Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. Geology 32: 77–80.

- Foshag, W.F., 1950. The aqueous emanation from Paricutín Volcano. U.S. National Museum. Washington, D.C. *American Mineralogist*. 35. (9-10): 749-755.
- Fries, C., Gutierrez, C., 1954. Activity of Paricutín Volcano during the year 1952. *American Geophysical Union. U.S. Geological Survey. Vol.35.Núm 3*.
- Gabany-Guerrero, T., 2002. Cliff paintings of La Alberca, San Juan Nuevo Parangaricutiro, Michoacán, México. Final Report to the Foundation for the Advancement of Mesoamerican Studies Inc., FAMSÍ-91503, 20 pp.
- Garduño-Monroy, V. H., Pérez-López, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua, M. A., Szykaruk, E., Hernández-Madrigal, V. M., García-Zepeda, M. L., Corona-Chávez, P., Ostroumov, M., Medina-Vega, V. H., García-Estrada, G., Carranza, O., López-Granados, E., Mora-Chaparro, J. C., 2009. Paleoseismology of the southwestern Morelia–Acambay fault system, central Mexico. *Geofísica Internacional* 48(3), 319-335.
- Gill., R., 2010. *Igneous rocks and processes*. Willey-Blackwell. First edition. Oxford UK. 415 pp.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel. M.T., Ferrari.L. 2007. *Igneous Petrogenesis of the Transmexican Volcanic-Belt*. Geological Society of America. Especial paper. No. 422. 53 pp.
- Gómez-Vasconcelos, M.G., Garduño-Monroy, V.H., Macías, J.L., Layer, P.W., Benowitz, J.A., 2015. The Sierra de Mil Cumbres, Michoacán, México: Transitional Volcanism between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 301, 128-147.
- Gómez-Vasconcelos, M.G., Macías, J.L., Avellán, D.R., Sosa-Ceballos, G., Garduño-monroy, V.H., Cisneros-Máximo, G., Layer, P. W., Benowitz, J., López-Loera, H., Mendiola-López, F., Pertou, M., 2020. The control preexisting on the distribution, morphology, and volumen of monogenetic volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field. *The Geological Society of America Bulletin*.
- Guilbaud, M. N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V. H., Corvec, N. L., 2011. Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo Volcano region, Michoacán, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201, 97-112.
- Guilbaud, M. N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., 2012. Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bulletin of Volcanology* 74(5), 1187-1211.
- Guilbaud, M. N., Siebe, C., Rasoazanamparani, C., Widom, E., Salinas, S., Castro-Geova, R., 2020. Petrographic, Geochemical and Isotopic (Sr–Nd–Pb–Os) Study of Plio-Quaternary Volcanics and the Tertiary Basement in the Jorullo-Tacámbaro Area, Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Mexico. *Journal of Petrology*. Vol. 60. No. 12, 2317-2338.
- Guilbaud, M. N., Hernández-Jiménez, A., Siebe, C., Salinas, S., 2021. Las Cabras volcano, Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, México: Topographic, climatic and shallow magmatic controls on scoria cone eruptions. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*.v 38, núm 2, p. 101-121.
- Harlov, D.E., 2015. Apatite: A fingerprint for metasomatic processes. *Elements* 11 (3): 153-224.

- Hasenaka, T., Carmichael, I. S. E., 1985. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 25:105–124.
- Hasenaka, T., Carmichael, I. S. E., 1986. El Metate and other shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato, Mexico. *Transaction of the American Geoscience Union* 67:44.
- Hasenaka, T., Carmichael, I. S. E., 1987. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: petrology and chemistry. *Journal of Petrology* 28, 241-269.
- Hasenaka, T. (1990). Contrasting monogenetic volcanism in Michoacán-Guanajuato, Mexico: Cinder cone group vs. shield volcano group. (Abstr.) EOS, Transactions of the American Geophysical Union 71: 968.
- Hasenaka, T., 1994. Size, distribution and magma output rates for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 63, 13–31.
- Hernando, I.R., Llambías, J.E., González, P.D., Sato, K., 2012. Volcanic stratigraphy and evidence of magma mixing in the Quaternary Payún Matrú volcano, andean backarc in western Argentina. *Andean Geology*. 39 (1): 158-179.
- Johnson, C. A., Harrison, C. G. A., 1989. Tectonics and volcanism in Central Mexico: a Landsat Thematic Mapper Perspective. *Remote Sensing of Environment* 28, 273-286.
- Johnson, C. A., Harrison, C. G. A., 1990. Neotectonics in Central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 64, 187-210.
- Johnson, E.R., Wallace, P.J., Cashman, K.V., Delgado-Granados, H., Kent, A.J.R., 2008. Magmatic volatile contents and degassing induced crystallization at Volcán Jorullo, Mexico: implications for melt evolution and the plumbing systems of monogenetic volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters* 269: 477–486.
- Johnson, E.R., Wallace, P.J., Granados, H.D., Manea, V.C., Kent, A.J.R., Bindeman, I.N., Donegan, C.S., 2009. Subduction-related volatile recycling and magma generation beneath central Mexico: insights from melt inclusions, oxygen isotopes and geodynamic models. *Journal of Petrology* 50: 1729–1764.
- Kereszturi, G., Nemeth, K., 2012. Monogenetic basaltic volcanoes: Genetic classification, growth, geomorphology and degradation. INTECH. New advances in understanding volcanic systems. 88 pp.
- Kereszturi, G., Procter, J., Cronin, J.S., Nemeth, K., Bebbington, M., Lindsay, J., 2012. LIDAR-based quantification of lava flow susceptibility in the city of Auckland (New Zealand). *Remote Sensing of Environment* 125: 198-213.
- Kereszturi, G., Nemeth, K., Cronin, S. J., Procter, J., Agustin-Flores, J., 2014. Influences on the variability of eruption sequences and style transitions in the Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 186: 101-135.
- Kerr, P.F., 1977. *Optical Mineralogy*. McGraw-Hill Inc. 492 pp.
- Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., Layer, P.W., 2015. Late Pleistocene Alberca de Guadalupe maar volcano (Zacapu basin, Michoacán): Stratigraphy, tectonic setting, and paleo-hydrological environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 304, 214-236.

- Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., 2016. Geological and environmental controls on the change of eruptive style (phreatomagmatic to Strombolian-effusive) of Late Pleistocene El Caracol tuff cone and its comparison with adjacent volcanoes around the Zacapu basin (Michoacán, México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 318: 114-133.
- Langridge, R. M., Weldon, R. J., Moya, J. C., Suárez, G., 2000. Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geophysical Research* 105(B2), 3019-3037.
- Lanphere, M.A., Dalrymple, G.B., 2000. First-principles calibration of ^{38}Ar tracers: Implications for the ages of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fluence monitors. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1621: 10 pp.
- Larrea, P., Salinas S., Widom E., Siebe, C., Robbyn, J.F.A., 2017. Compositional and volumetric development of a monogenetic lava flows field: The historical case of Parícutin (Michoacán, México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 348. 36-48.
- Larrea, P., Widom, E., Siebe, C., Salinas, S., Kuentz, D., 2019. A re-interpretation of the petrogenesis of Parícutin Volcano: Distinguishing crustal contamination from mantle heterogeneity. *Chemical Geology*. 504. 66-82.
- Larrea, P., Siebe, C., Juárez-Arriaga, E., Salinas, S., Ibarra, E., Bohnel, H., 2019. The AD 500-700 (Late Classic) El Astillero and El pedregal volcanoes (Michoacán, México): a new monogenetic cluster in the making? *Bulletin of Volcanology*. 81:59.
- Layer, P.W., Hall, C.M., York, D., 1987. The derivation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of single grains of hornblende and biotite by laser step-heating. *Geophysical Research Letters*, 14: 757-760.
- Layer, P.W., 2000. Argon-40/argon-39 age of the El'gygytgyn impact event, Chukotka, Russia. *Meteoritics and Planetary Sciences*, 35: 591-599.
- Llambías, J.E., Bernotto, G., Risso, C., Hernando, R.I., 2010. El Volcanismo cuaternario del retroarco de Payenia: una revisión. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 67 (2): 278-300.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Lorenzo-Merino, A., Guilbaud, M.N., Roberge, J., 2018. The violent Strombolian eruption of 10 ka Pelado shield volcano, Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology*. 80 (3).
- López, L., Moreno, H., 1981; Erupción de 1979 del volcán Mirador, Andes del Sur 40°21'S: características geoquímicas de las lavas y xenolitos graníticos: *Revista Geológica de Chile*, no. 13-14, p.17-33.
- Luhr, J., Carmichael, I., 1985. Jorullo Volcano, Michoacán, Mexico (1759–1774): the earliest stages of fractionation in calc-alkaline magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 90: 142–161.
- Luhr, J. F., Simkin, T., 1993. Parícutin: The Volcano Born in a Mexican Cornfield. Geoscience Press, Phoenix, Arizona. 427 pp.

- Mac Kenzie, W.S., Donaldson, C.H., Guilford, C., 1982. Atlas of igneous rocks and their textures. Wiley. University of Minnesota. 148 pp.
- Mahgoub, N.A., Bohnel H., Siebe, C., Chevrel, M.O., 2017. Paleomagnetic Study of El Metate shield volcano (Michoacán, México) confirms its monogenetic nature and young age (-1250 CE). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 336. 209-218.
- Martínez, B., Milán, M., 1992. Análisis morfométrico de conos cineríticos en el Campo Volcánico de los Tuxtlas, Veracruz, México. (Eds) *Actas Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, No 7: 237-242.*
- Mazzarini, F., Ferrari, L., Isola I., 2010. Self-Similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacán-Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*. Vol. 486. Issues 1-4, 55-64.
- McBirney, A. R., Taylor, H. P., Armstrong, R. L., 1987. Paricutin re-examined: a classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95 (1), 4-20.
- McDougall, I., Harrison, T.M., 1999. *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method*. 2a Edición. Oxford University Press, 269 pp.
- Merrihue, C.M., Turner, S., 1966. Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *Journal of Geophysical Research*, 71 (11).
- Muecke, G.K., 1980. *Short course in Neutron Activation Analysis in the Geosciences*. Mineralogical Association of Canada, Halifax, Nova Scotia.
- Mennella, L., Garduño, V. H., Bonassi, O., 2000. Fault-slip analysis in the basal units of the Mexican Volcanic Belt on the eastern flank of the Tzitzio anticline, Michoacán, México. In: Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J.M. (Eds.): *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*. Geological Society of America Special Paper 334, 237-246.
- Morán-Zenteno, D., Tolson, G., Martínez-Serrano, R.G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G.N., 1999. Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences* 12, 513-535.
- Ortega-Gutiérrez, J., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D.J., Solari, L., González-Luna, L., Schaaf, P., 2014. A review of batholiths and other plutonic intrusions of México. *Gondwana Research* 26, 834-868.
- Osoria, H., Leija, V. N., Esquivel, R., 1991. Economic geology of the Inguarán mining district, Michoacán. In: Salas, G.P. (Ed.), *The Geology of North America: Economic Geology of Mexico*. Geological Society of America, DNAG Project P-3, 365-368.
- Ownby, S.E., Delgado-Granados, H., Lange, R.A., Hall, C.M., 2007. Volcán Tancítaro, Michoacán, México. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on its history of sector collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 161, 1-14.
- Ownby, S.E., Lange, R.A., Hall, C.M., Delgado-Granados, H., 2011. Origin of andesite in the deep crust and eruption rates in the Tancítaro-Nueva Italia region of the central Mexican arc. *Geological Society of America. Bulletin* 123(1-2), 274-294.

- Pantoja-Alor, J., 1986. Siete edades geocronométricas Cenozoicas de la cuenca media del Río Balsas. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. México D.F., Primer Simposio Geología Regional de México 60-61.
- Parfitt, E.A., Wilson L., 2008. Fundamentals of Physical Volcanology. Blackwell Science Ltd. UK, 230 pp.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V. H., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991. Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacán. Geological Society of America, Maps and Chart Series MCH072, scale 1:300000, 1 sheet, 22 p text.
- Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology 69: 33-47.
- Perez-López, R., Legrand, D., Garduño-Monroy, V.H., Rodríguez-Pascua, M.A., 2011. Scaling laws of the size-distributions of monogenetic volcanoes within Michoacán-Guanajuato Volcanic Field. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 201 (1): 65-72.
- Pola, A., Macías, J.L., Garduño-Monroy, V.H., Osorio-Ocampo, S., Cardona-Melchor, S. 2014. Successive Collapses of the El Estribo volcanic complex in The Pátzcuaro Lake, Michoacán, México. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 289: 41–50.
- Porter, S.C., 1972. Distribution morphology and size frequency of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii. Bulletin of the Geological Society of America 83: 3607-3612.
- Rasoazanamparany, C., Widom, E., Siebe, C., Guilbaud, M.N., Spicuzza, M.J., Valley, J.W., Valdez, G., Salinas, S., 2016. Temporal and compositional evolution of Jorullo volcano, Mexico: Implications for magmatic processes associated with a monogenetic eruption. Chemical Geology 434: 62-80.
- Ramírez-Uribe, I., Siebe, C., Salinas, S., Guilbaud, M.N., Layer, P., Benowitz J., 2019. ^{14}C and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radiometric dating and geologic setting of young lavas of Rancho Seco and Mazcuta volcanoes hosting archaeological sites at the margins of Pátzcuaro and Zacapu lake basins (central Michoacán, México). Journal of Volcanology and Geothermal Research. <https://doi.org/10.1016/j.jolgeores.2019.106674>
- Reyes-Guzman, N., Siebe, C., Chevrel, M.O., Guilbaud, M.N., Salinas, S., Layer, P., (2018. Geology and radiometric dating of Quaternary monogenetic volcanism in the western Zacapu lacustrine basin (Michoacan, México): implications for archeology and future hazard evaluations. Bulletin of Volcanology. 80:18.
- Reyes-Guzman, N., Siebe, C., Chevrel, M.O., Pereira, G., 2021. Late Holocene Malpais de Zacapu (Michoacán, México) andesitic lava flows: rheology and eruption properties based on LiDAR image. Bulletin of Volcanology. 83:28.
- Rodríguez-Elizarrás, S. R., Morales-Barrera, W., Layer, P., González-Mercado, E., 2010. A Quaternary monogenetic volcanic field in the Xalapa region, eastern Trans-Mexican volcanic belt: geology, distribution and morphology of the volcanic vents. Journal of Volcanology and Geothermal Research 197(1): 149-166.
- Roggensack, K., 1988. Morphology, distribution, and chemistry of shield volcanoes of the central Transmexican Volcanic Belt. Master's thesis, Dartmouth College. Hanover, New Hampshire, USA, 122 pp.

- Roggensack, K., 1992. Petrology and geochemistry of shield volcanoes in the central Mexican Volcanic Belt. PhD Thesis, Dartmouth College, Hanover, New Hampshire, USA, 179 pp.
- Rollinson, H. R., 1993. Using geochemical data: evaluation, interpretation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical, New York. 351 pp.
- Sawkins, F. J., 1979. Fluid inclusion studies of the Inguarán copper-bearing breccia pipes, Michoacán, México. *Economic Geology* 74, 924-927.
- Servicio Sismológico Nacional. 2020. Secuencia Sísmica Servicio Sismológico Nacional. 2021. Secuencia Sísmica
- Seegerstrom, K. 1950. Erosion and related phenomena at Parícutin in 1957: Geologic Investigations in México. *United-States Geological Survey Bulletin* 1104 A: 1-18.
- Schaff, P., Morán-Zenteno, D.J, Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Koller, H., 1995. Paleogenetic continental margin truncation in southwest México; Geochronological evidence. *Tectonics* 14, 1339-1350.
- Schmincke, H.U., 2004. *Volcanism*. Springer Verlag Berlin. 324 pp.
- Siebe, C., 2000. Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern basin of México City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 104, 45-64.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004. Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Gespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of México City: implications for archeology and hazards. *Bulletin of Volcanology* 66: 203-225.
- Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., Layer, P., 2013. Comparison of the volcanic geology of the Tacámbaro-Puruarán (arc front) and the Zacapu (arc inland) areas in the Michoacán Guanajuato Volcanic Field, Mexico. IAVCEI General Assembly, Kagoshima, Japan, July 20-24, 2013.
- Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., Kshirsagar, P., Chevrel, M.O., De la Fuente, J.R., Hernández-Jiménez, A., Godínez, L., 2014. Monogenetic volcanism of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field: Maar craters of the Zacapu basin and domes, shields, and scoria cones of the Tarascan highlands (Paracho-Parícutin region). Pre-meeting fieldtrip (November 13-17), 5th International Maar Conference (5IMC-IAVCEI), Querétaro, Mexico, November 17-22, 2014.
- Siebert, L., Carrasco-Núñez, G., 2002. Late-Pleistocene to precolumbian behind-the-arc mafic volcanism in the eastern Mexican Volcanic Belt; implications for future hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115, 179–205.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins: Geological Society of London Special Publication* 42: 313-345.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Farrar, E., 1995. The Acambay graben: Active intraarc extension in the trans-Mexican volcanic belt, Mexico. *Tectonics* 14(6), 1245-1262.

- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M., 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth and planetary science letters*, 121 (3-4): 333-348.
- Urbina, F., Camacho, H., 1913. Zona mega sismica de Acambay-Tixmadeje. Instituto Geológico de México. Boletín Núm. 32.
- Webster, J.D., Picolli, P.M., 2015. Magmatic Apatite: A Powerful, yet Deceptive, Mineral. *Elements*. 11 (3): 177-182.
- Whitford-Stark, J.L., 1975. Shield Volcanoes. In: G. Fielder and L. Wilson (eds): *Volcanoes of the Earth, moon and mars*, St. Martins Press, New York, NY, p. 66-74.
- Wood, C.A., 1980a. Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 7: 387-413.
- Wood, C.A., 1980b. Morphometric analysis of cinder cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 8: 137-160.
- Wilcox, R.E., 1954. Petrology of Paricutin Volcano, México. United-States Geological Survey Bulletin 965-C: 281-351.
- Williams H., 1950. Volcanoes of the Paricutin region, México: Geologic investigations in the Paricutin area, México. United-States Geological Survey Bulletin 965-B: 165-279.
- Yoder, H.S. Jr., Tilley, C.E., 1962. Origin of basaltic magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology* 3: 342-355.
- York, D., Hall, C.M., Yanase, Y., Hanes, J.A., Kenyon, W.J., 1981. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of terrestrial minerals with a continuous laser. *Geophysical Research Letters*, 8: 1136-1138.

Apéndice II (Sedimentología)

Mediante el muestreo en campo y los resultados de los diferentes análisis se elaboró un catálogo con los detalles (e.g., espesor, granulometría, etc.) observados en los diferentes depósitos que conforman las secciones estratigráficas del APC. Este catálogo también incluye los fechamientos por ^{14}C y la composición química. Esto con el propósito de localizar la fuente de emisión. No obstante, dicha tarea fue en ocasiones complicada debido a la naturaleza de este campo volcánico, donde han ocurrido numerosas erupciones en los últimos 2.5 Ma (Tabla 3) y cuya topografía y estructura también son complejas. Este ejercicio también se hizo con el propósito de sentar una base que sirva de apoyo a futuros trabajos tefro-cronológicos enfocados al reconocimiento de las fuentes de los diferentes depósitos de tefra que se encuentran en el área de Paracho-Cherán, así como en las cuencas lacustres vecinas. Esto es necesario dada la amplia tarea que recién inicia por conocer los alcances y frecuencia de las erupciones en el CVMG y que será útil en la evaluación de peligros volcánicos en esta zona densamente poblada.

Según lo descrito por Cas y Wright (1987) y en el capítulo 2 (metodología, apartado de sedimentología), se tomaron muestras de tefra en campo (~1,500 gramos por muestra), que posteriormente fueron secadas en un horno a 60 °C, tamizadas y clasificadas (ver Capítulo 5). Para determinar su posible fuente, fue importante reconocer las características de las diferentes tefras de caída in situ. La clasificación también se basó en las curvas granulométricas de los depósitos (ver anexos) que se elaboraron mediante hojas de cálculo Excel y se graficaron en histogramas. Para ello se usaron las siguientes fórmulas:

$$Md\Phi = 50$$

$$\sigma\varphi = \frac{(\varphi_{84} - \varphi_{16})}{2}$$

$$\sigma\alpha = \frac{(\varphi_{84} + \varphi_{16}) - (Md\varphi)}{\sigma\varphi}$$

| Muestra y (fuente de emisión) | $\sigma\Phi$ | MdΦ |
|--------------------------------------|--------------------------------|----------------------------|
| 15337 (Urutzen) | 0.85 | 0.8 |
| 14269 (Jabalí) | 0.7 | 0.8 |
| 15335 (Urutzen) | 1 | 2.4 |
| 13252 (Juanayan) | 1.3 | -1.8 |
| 14274 (Aire) | 1.2 | -0.8 |
| 14267 (La Alberca) | 1.15 | -2.6 |
| 14296 (San Miguel) | 1.25 | 0.9 |
| 14258 (Hoya de Agua) | 1.18 | 0.8 |
| 14260 (Tzinzunzahua) | 2.15 | -1.3 |
| 14312 (San Miguel) | 1.25 | 0.8 |
| 13210A (Juanyan) | 2 | 0.3 |
| 13210B (Juanyan) | 2.5 | 1.2 |
| 14289B (Gusato?) | 1.6 | -0.4 |
| A. de Espinos Siebe et al., 2014 | 1.38 | -4.7 |
| A. de Espinos Siebe et al., 2014 | 3.88 | 3.5 |
| Surge de Cas y Wright, 1988. | 1.85 | 2.8 |
| Flow de Cas y Wright, 1988. | 2.8 | 0.8 |
| 14289D (Varal) | 2.7 | 0.6 |
| 14289F (Hoya de Agua) | 1 | 0.6 |
| 14289H (Tzinzunzahua) | 1.4 | -1 |
| 15360B (Cicapien) | 1.15 | -1 |
| 15371B (Cicapien) | 1.5 | 0.4 |
| 15372B (Yondima) | 1.35 | 0.6 |
| 15374B (San Lorenzo) | 0.9 | 0.4 |
| 15374D (Piruani) | 0.5 | 0.4 |
| 15382C(Jabalí) | 1.6 | -1.6 |
| 15385B (Amoles) | 1.25 | 1 |
| 15383B (Yondima) | 2.12 | 1.5 |
| 15381B (Jabalí) | 1.8 | 1 |
| 15395B (Jabalí) | 1.05 | -0.2 |
| 15388B (Paracho Viejo) | 1.2 | -0.8 |
| 15389B (Paracho Viejo) | 1.45 | 0 |

Tabla con los resultados de los análisis granulométricos de los depósitos de tefra de caída y su fuente de emisión, que fue determinada usando los criterios de Cas y Wrigth (1987).

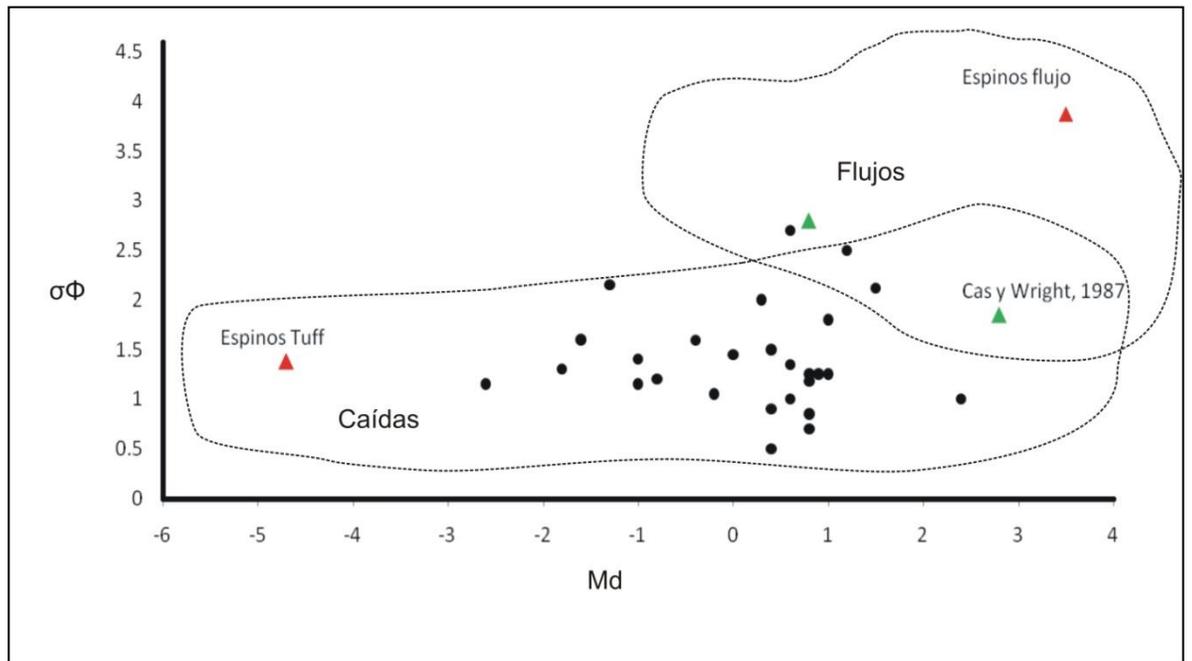
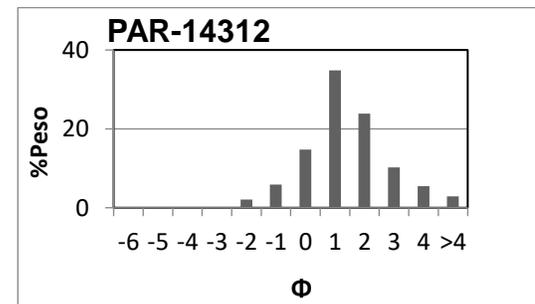
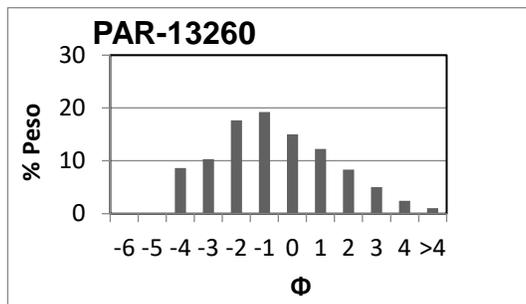
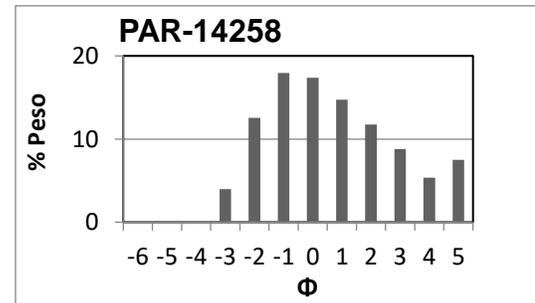
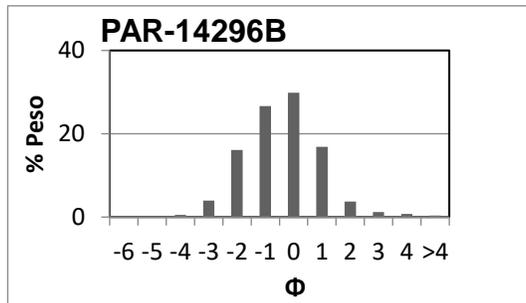
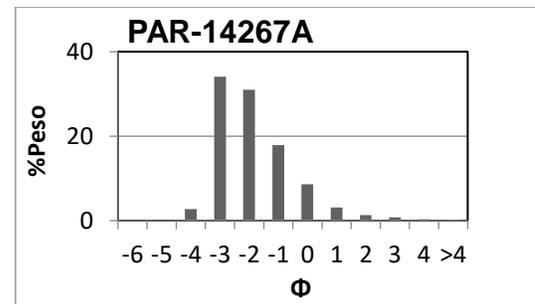
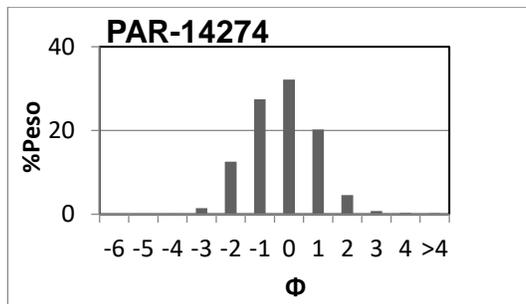
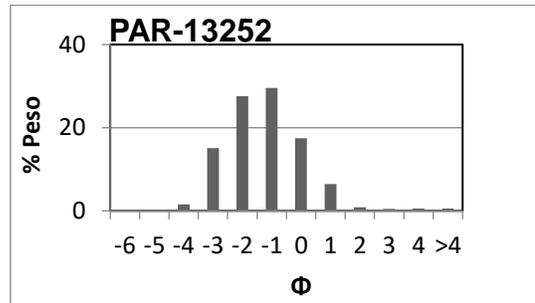
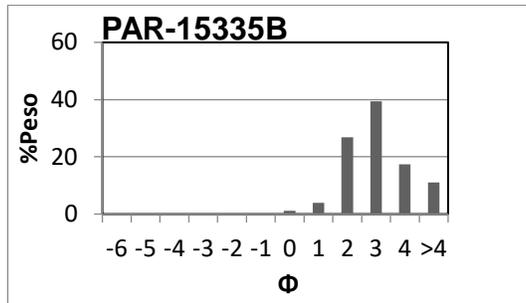
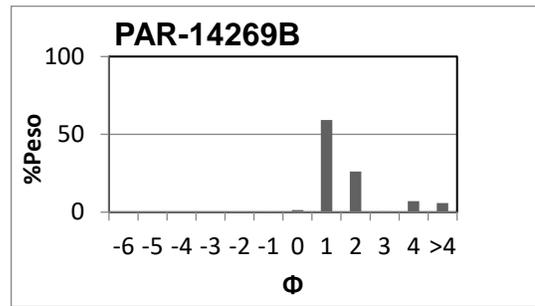
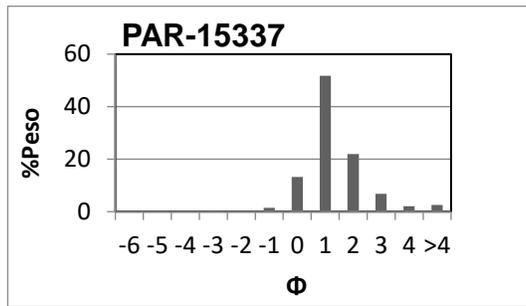
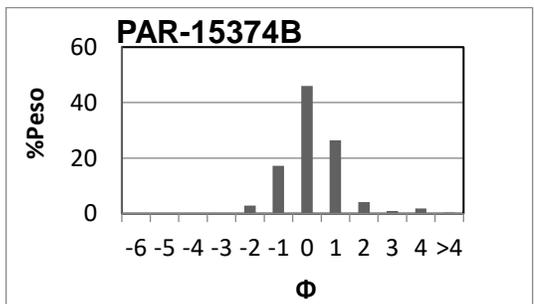
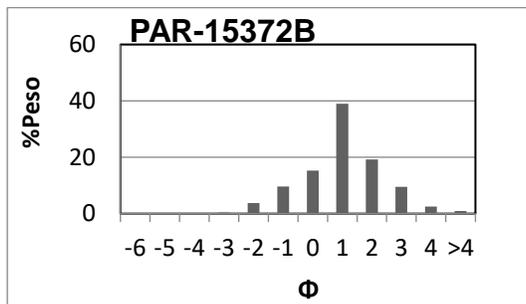
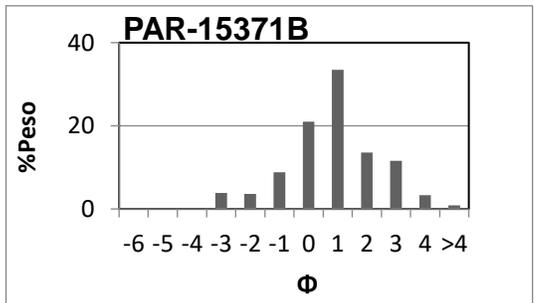
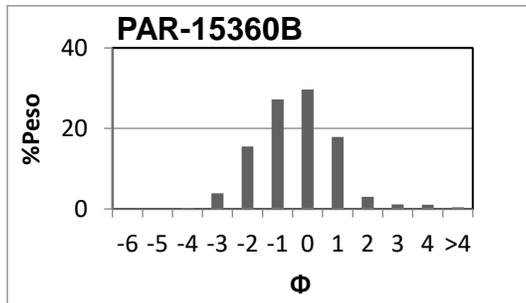
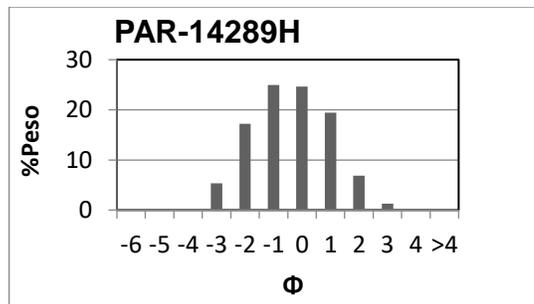
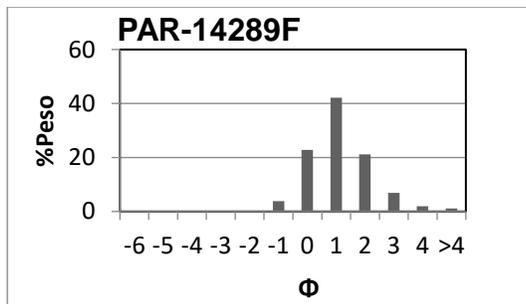
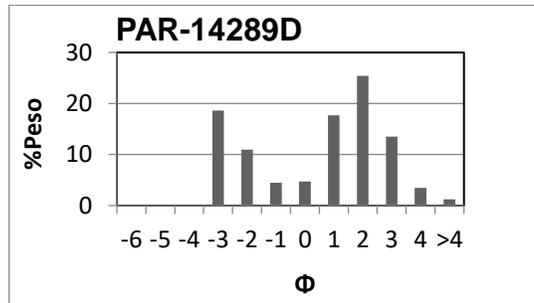
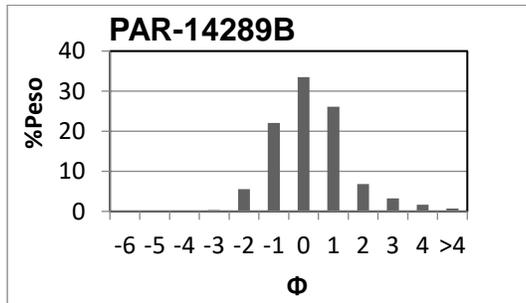
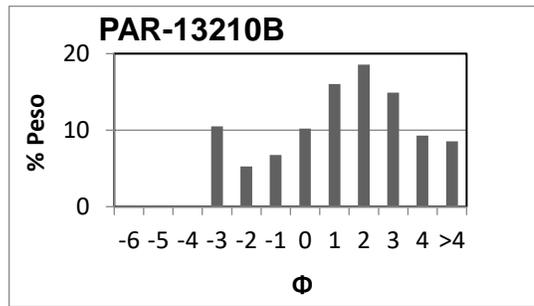
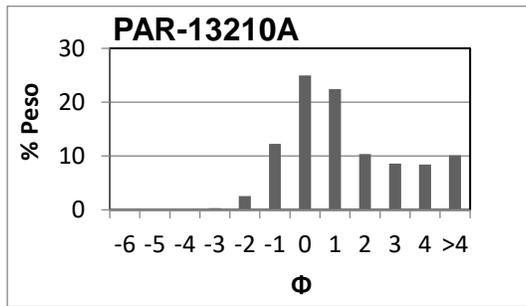


Figura 1. Diagrama de clasificación para las muestras del APC. También se graficaron como referencia 4 depósitos adicionales: Dos provienen de la Alberca de Los Espinos, también en el CVMG (Siebe et al., 2014) y dos más de la literatura (Cas y Wright, 1987). Se puede observar que tres de las muestras grafican en el traslape de los dos campos (e.g. Varal, Yondima y Gusato)





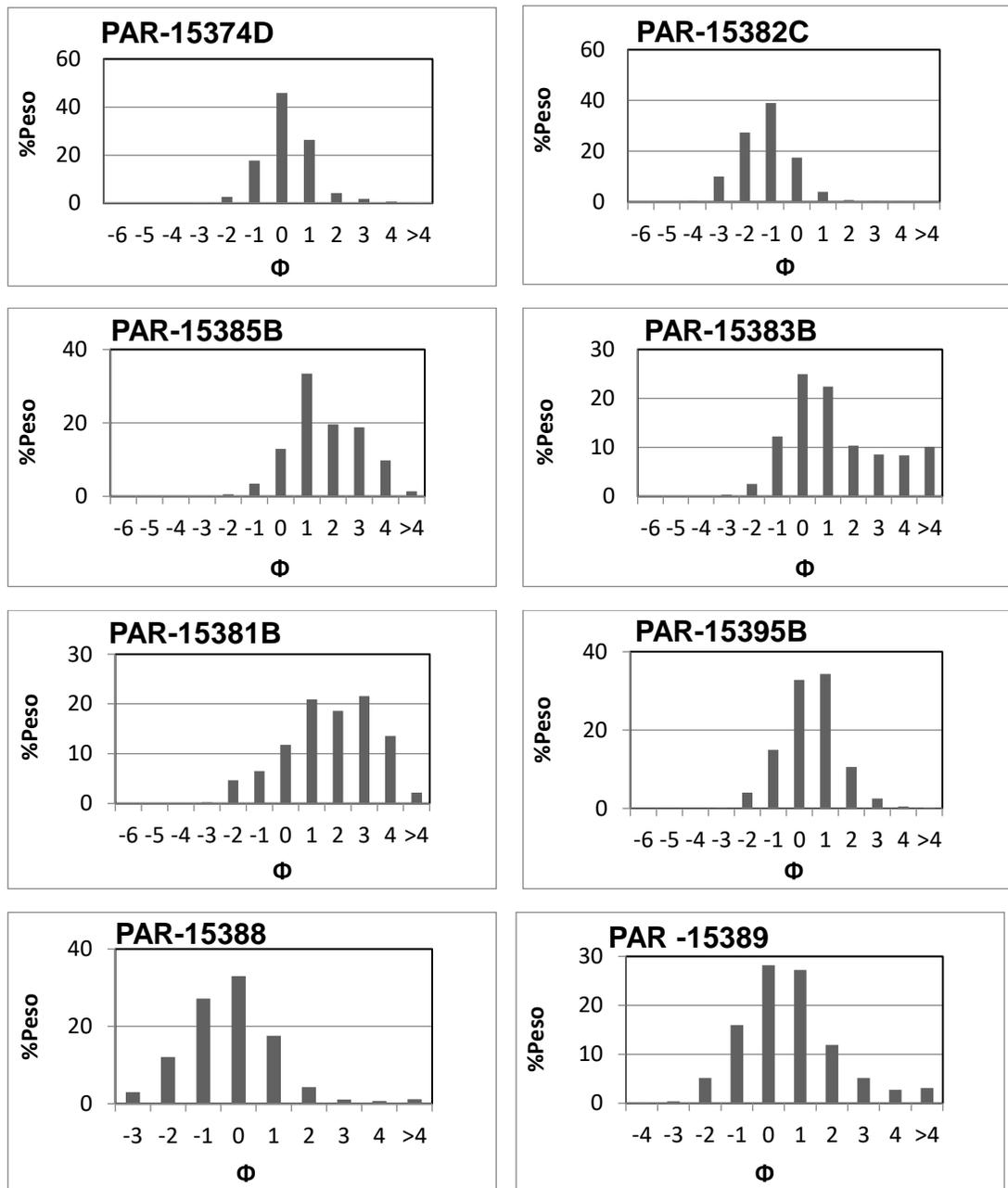


Figura 2. Histogramas de los 28 diferentes análisis granulométricos en el área Paracho-Cherán. Se observa que la mayoría de los depósitos son de caída a excepción de tres muestras, que probablemente se formaron durante lluvias que derivaron en pequeños flujos y/o lahares u otros procesos gravitacionales

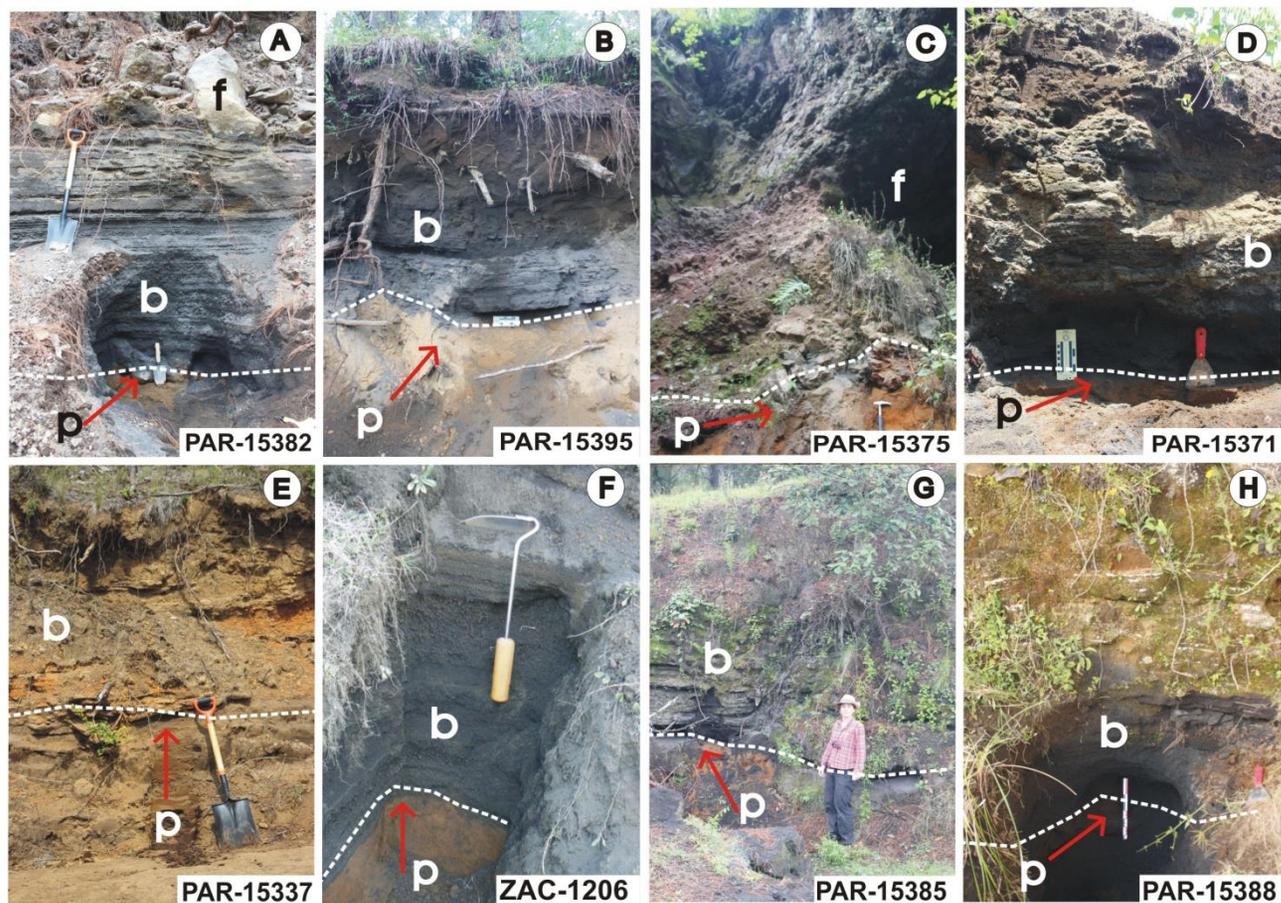


Figura 3.1. Fotografías que muestran los diferentes paleosuelos (p) fechados por radiocarbono y su contexto estratigráfico. (b) Caídas de ceniza y (f) flujos de lava (ver también secciones en Apéndice II; Figs. 3 y 4): **A)** PAR-15382 y **B)** PAR-15395 correspondientes a El Jabalí. **C)** PAR-15375 que muestra el flujo de lava del Janamo con brecha basal que sepulta al paleosuelo. **D)** PAR-15371 corresponde al Cicapién. **E)** PAR-15337 y **F)** ZAC-1206 correspondientes a Hoya Urutzen, descritas también por Hasenaka y Carmichael (1985) y Chevrel et al. (2016a) corroboradas en este estudio. **G)** PAR-15385 donde se observan depósitos de caída de ceniza probablemente relacionadas al Yondima cerca de Pomacuarán y **H)** PAR-15388 correspondiente al Paracho Viejo cerca de la ciudad de Paracho.

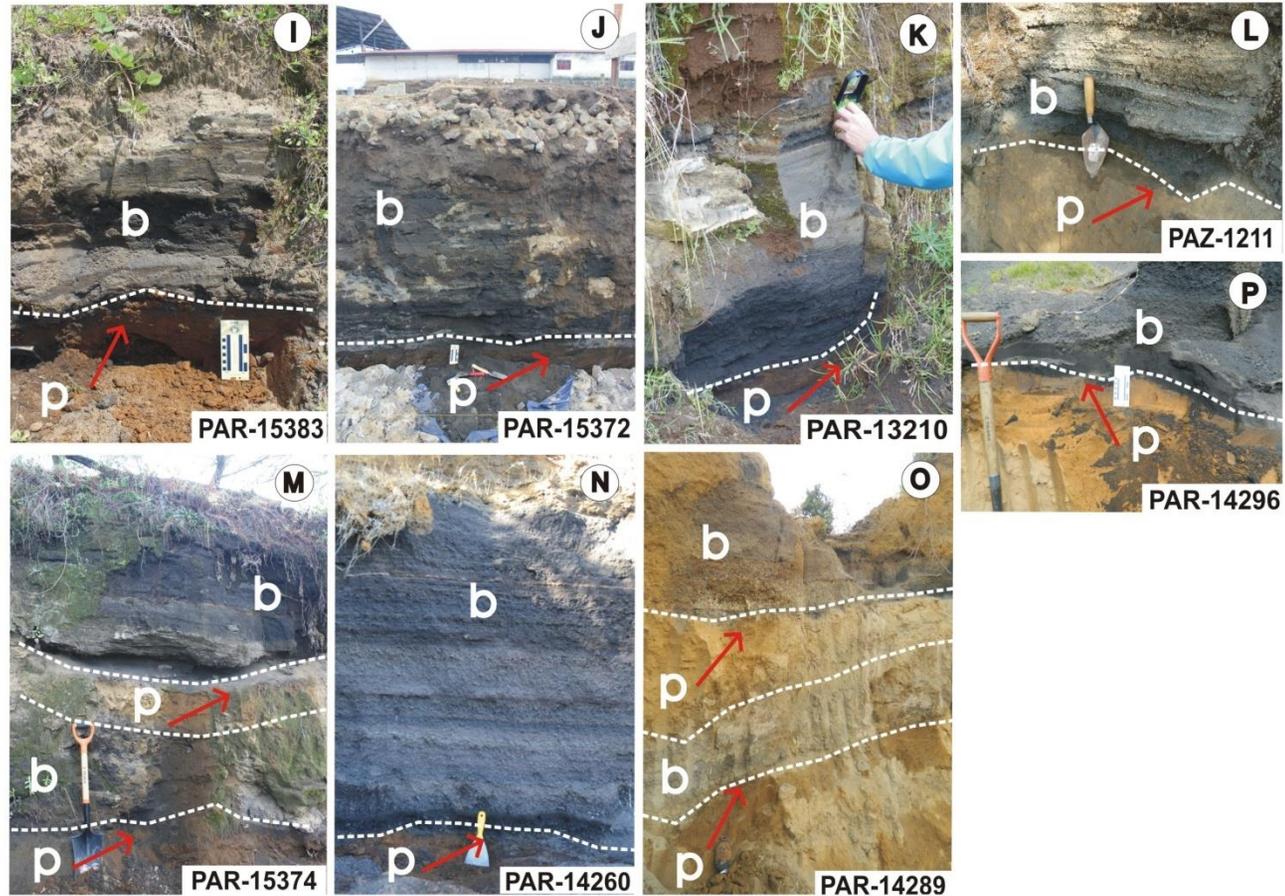


Figura 3.1.- (Continuación) **I)** PAR-15383 y **J)** PAR-15372 corresponden a Los Amoles. **K)** PAR-13210 sección del Juanyan descrita también por Hasenaka y Carmichael (1985) **L)** PAR-1211 también corresponde al Juanyan cerca de Cherán. **M)** PAR-15374 sección que muestra depósitos de dos erupciones cerca de la zona del Janamo que corresponden al San Lorenzo y El Aire (Fig. 3). **N)** PAR-14260 depósitos de caída de ceniza del Arichán. **O)** PAR-14289 (escala ~15 cm) secuencia con múltiples depósitos de caída de ceniza subyacidos por paleosuelos en la zona de San Lorenzo. **P)** PAR-14296 correspondiente al volcán San Miguel.

Apéndice II (secciones estratigráficas y fechamientos por radiocarbono)

El Jabalí

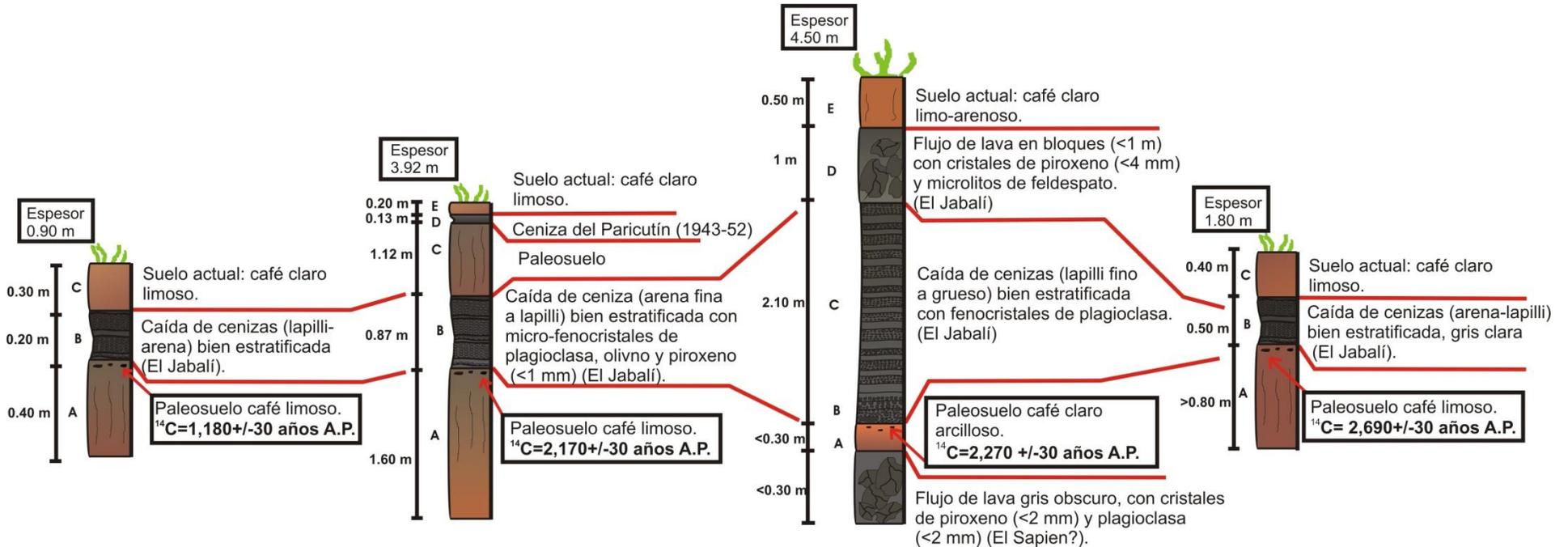
(Lat: 19°26'58.9"N, Long: 102°06'44.7"O, 2232 msnm)

PAR-15381
 Latitud: 19°27'44.5"
 Longitud: 102°06'30.6"
 Altitud: 1900 msnm
 Distancia a la fuente: 2.7 km

PAR-15395
 Latitud: 19°26'15.9"
 Longitud: 102°08'59.6"
 Altitud: 2043 msnm
 Distancia a la fuente: 3.9 km

PAR-15382
 Latitud: 19°27'33.7"
 Longitud: 102°05'53.8"
 Altitud: 1948 msnm
 Distancia a la fuente: 1.5 km

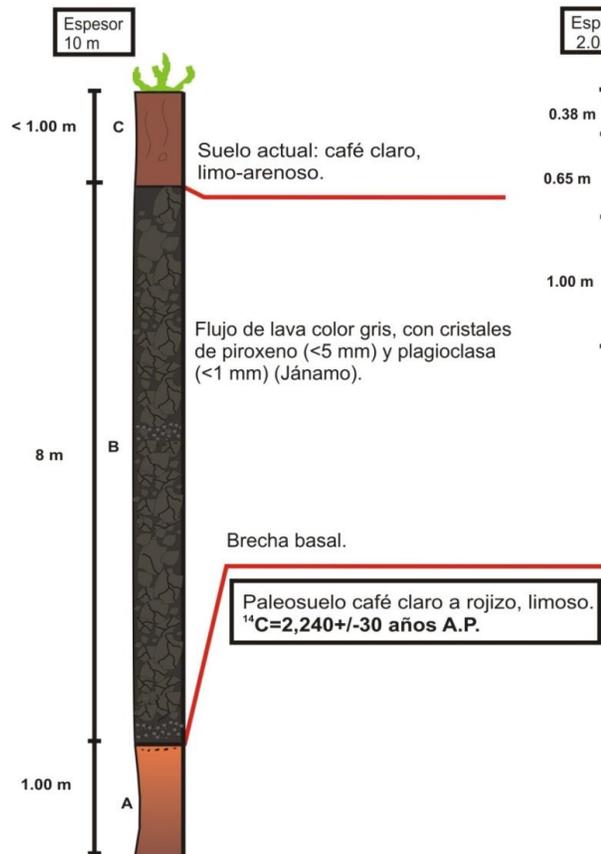
PAR-14269
 Latitud: 19°29'22.1"
 Longitud: 102°01'24.9"
 Altitud: 2013 msnm
 Distancia a la fuente: 10.4 km



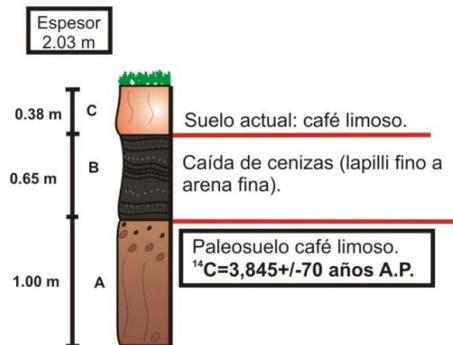
Jánamo

(Lat: 19°33'27.9"N, Long: 102°09'42.0"O, 3007 msnm)

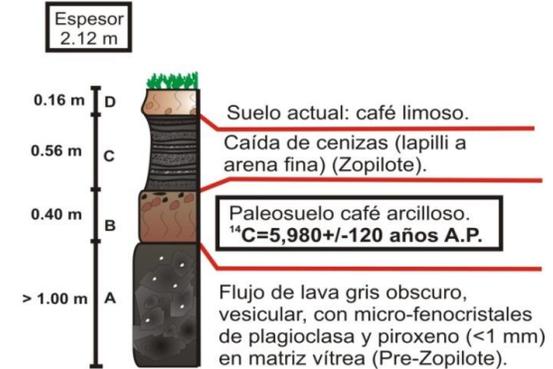
PAR-15375 (Jánamo)
 Latitud: 19°31'53.1"
 Longitud: 102°07'09.4"
 Altitud: 2140 msnm
 Distancia a la fuente: 5.3 km



PAR-13249 (Cicapién?)
 Latitud: 19°43'15.3"
 Longitud: 102°12'33.9"
 Altitud: 2420 msnm
 Distancia a la fuente: 18 km

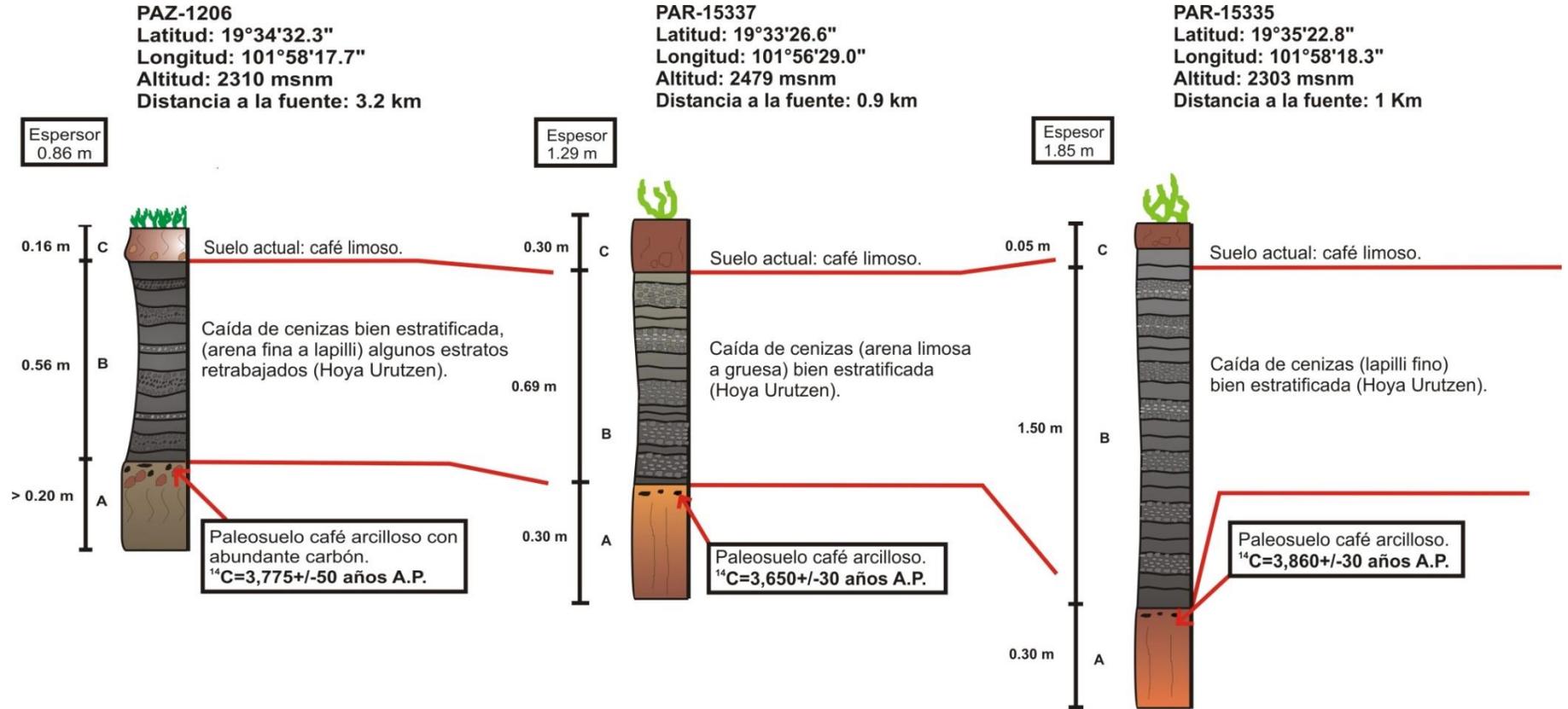


PAR-13251 (Zopilote)
 Latitud: 19°41'15.9"
 Longitud: 102°10'29.0"
 Altitud: 2344 msnm
 Distancia a la fuente: 1 Km



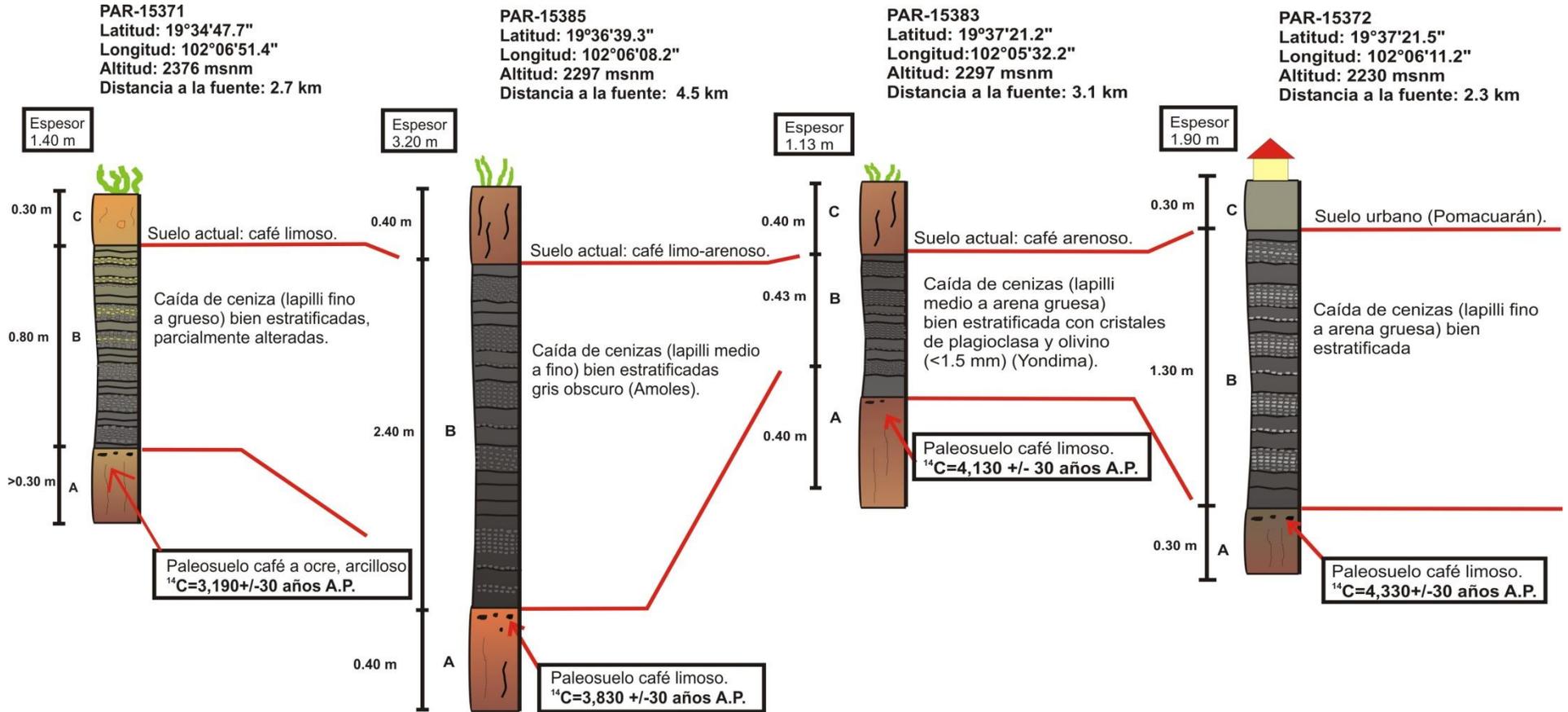
Hoya Urutzen

(Lat: 19°33'30.73"N, Long: 101°57'0.61"O, 2610 msnm)



Cicapien

(Lat: 19°35'27.44"N, Long: 102°05'33.23"O, 2499 msnm)

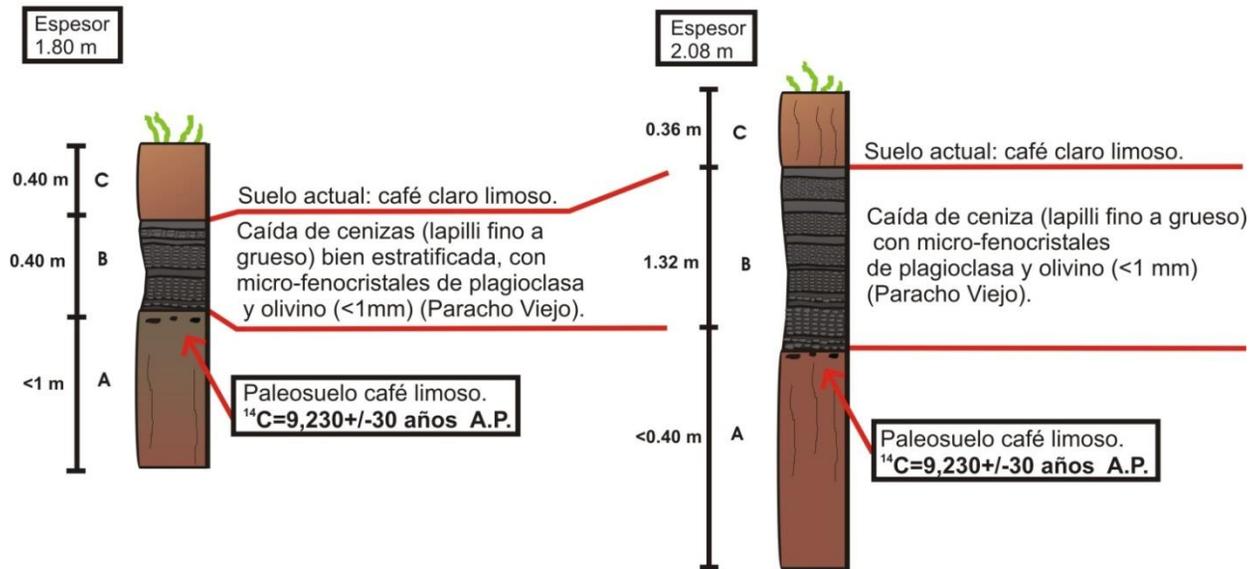


Paracho Viejo

(Lat: 19°38'14.8"N, Long: 102°04'51.0"O, 2412 msnm)

PAR-15389
Latitud: 19°37'29.3"
Longitud: 102°05'45.7"
Altitud: 2230 msnm
Distancia a la fuente: 2 km

PAR-15388
Latitud: 19°38'49.0"
Longitud: 102°03'46.0"
Altitud: 2266 msnm
Distancia a la fuente: 2.2 km



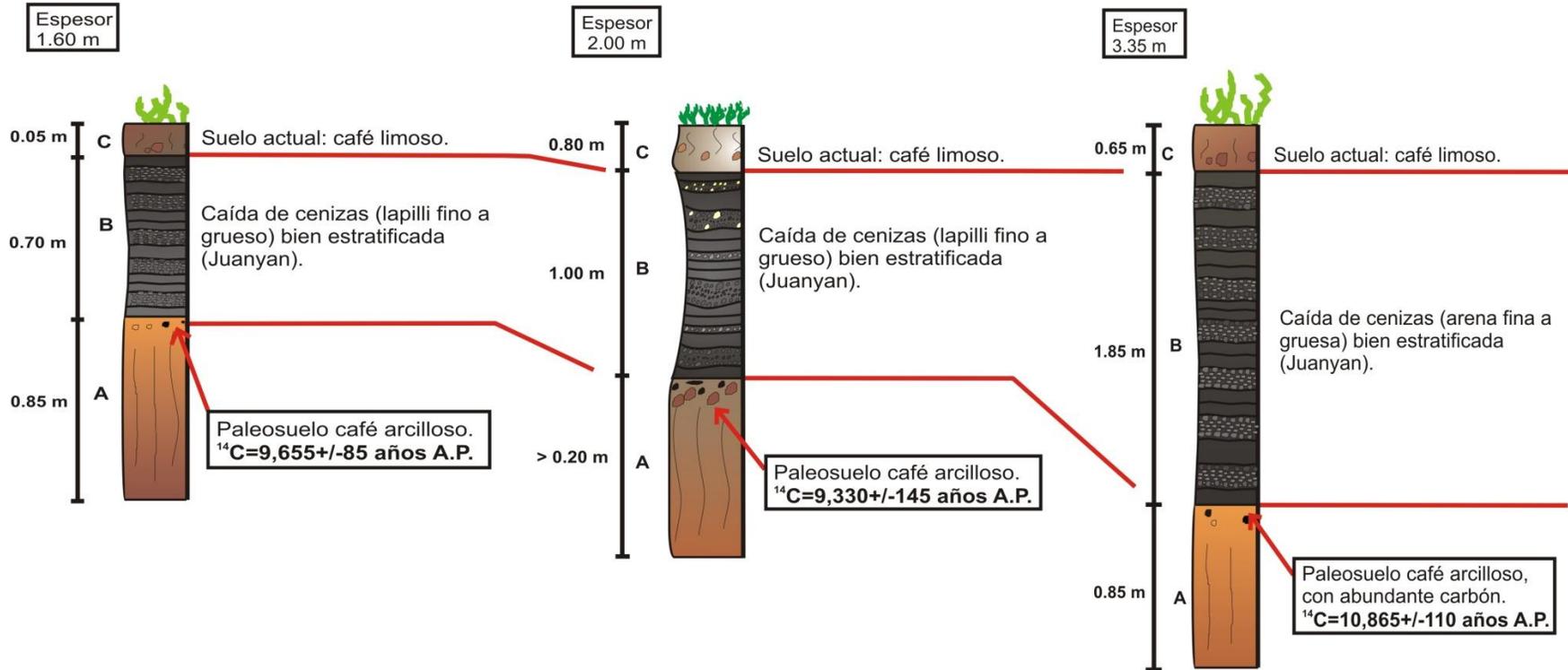
Juanyan

(Lat: 19°41'3.31"N, Long: 101°59'5.48"O, 2357 msnm)

PAZ-1211
 Latitud: 19°40'27.0"
 Longitud: 101°59'05.4"
 Altitud: 2210 msnm
 Distancia a la fuente: 1.4 km

ZAC-13210
 Latitud: 19°41'48.0"
 Longitud: 101°58'48.1"
 Altitud: 2330 msnm
 Distancia a la fuente: 1.6 km

ZAC-11116
 Latitud: 19°42'19.2"
 Longitud: 102° 01'10.1"
 Altitud: 2307 msnm
 Distancia a la fuente: 4.27 Km



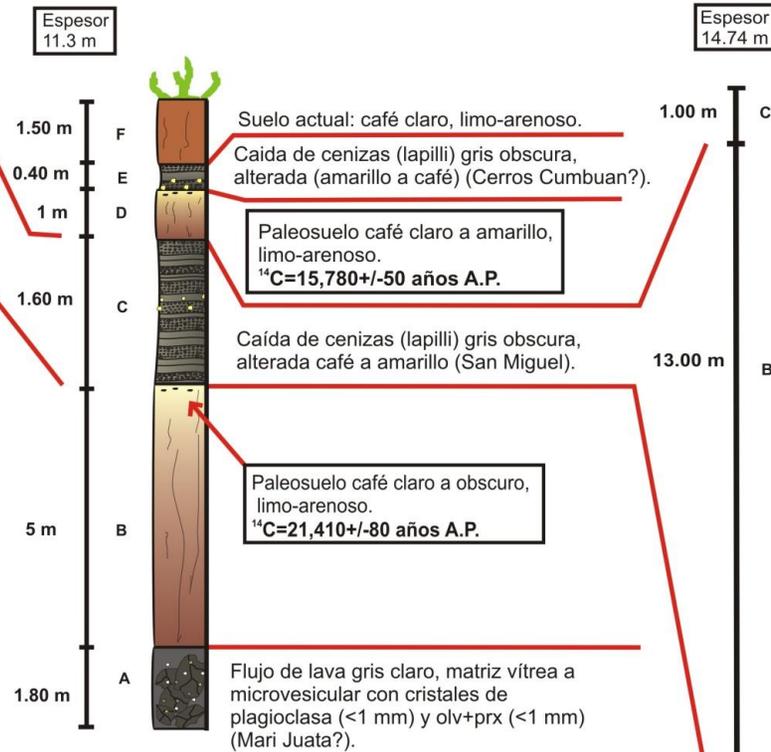
San Miguel

(Lat: 19°36'45.58"N, Long: 102°05'41.97"O, 2559 msnm)

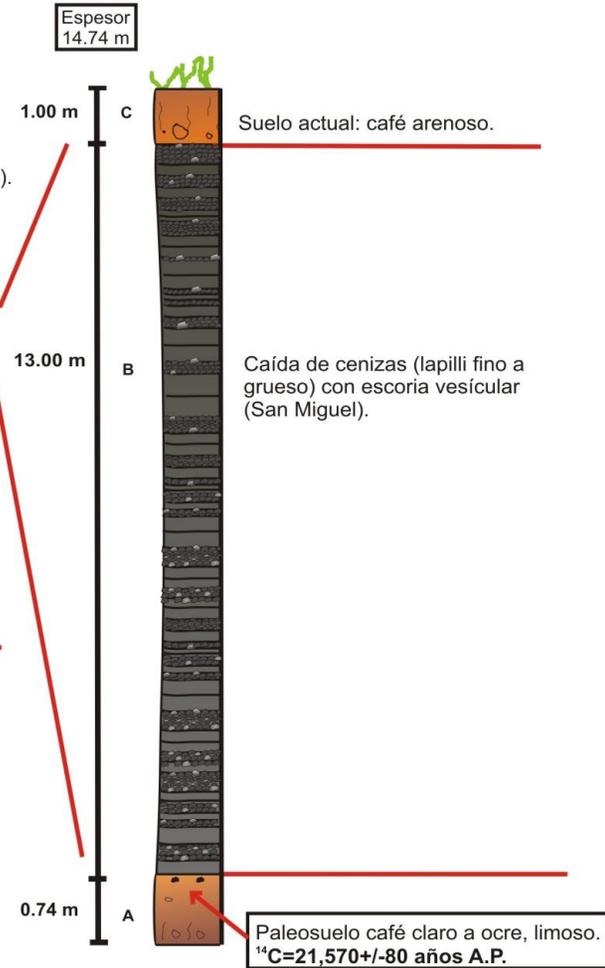
PAR-14312
 Latitud: 19°41'4.35"
 Longitud: 102°02'31.66"
 Altitud: 2302 msnm
 Distancia a la fuente: 9.5 km



PAR-14279
 Latitud: 19°39'14.7"
 Longitud: 102°07'7.9"
 Altitud: 2219 msnm
 Distancia a la fuente: 5.1 km



PAR-14296
 Latitud: 19°37'29.3"
 Longitud: 102°05'45.5"
 Altitud: 2330 msnm
 Distancia a la fuente: 1.3 km



Tzinzunzahua

(Lat: 19°32'39.05"N, Long: 102°04'55.89"O, 2457 msnm)

Santa Cruz

(Lat: 19°31'25.6"N, Long: 102°05'49.4"O, 2315 msnm)

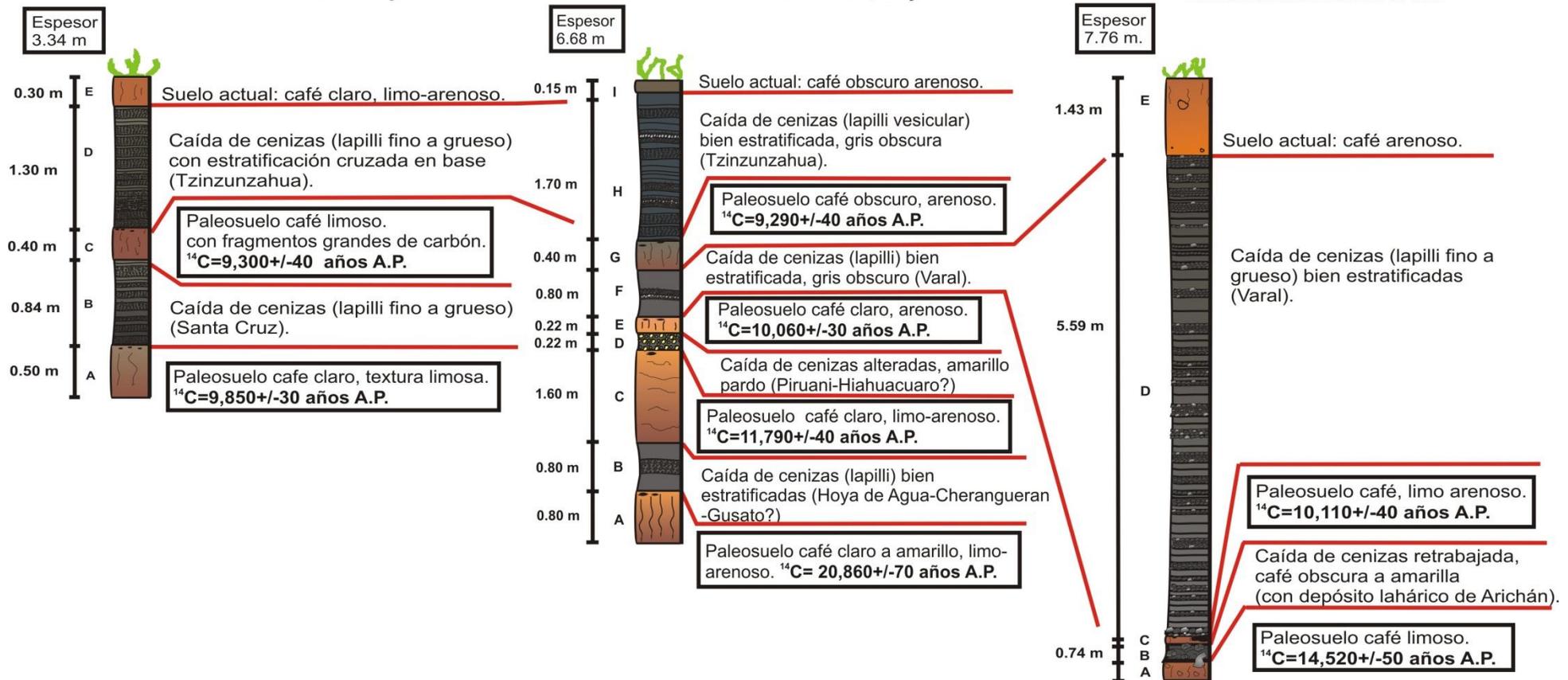
Varal

(Lat: 19°31'33.6"N, Long: 102°03'39.2"O, 2446 msnm)

PAR-15374 (Tzinzunzahua-Santa Cruz)
 Latitud: 19°31'55.3"
 Longitud: 102°07'42.2"
 Altitud: 2230 msnm
 Distancia a las fuentes: 6.7 y 3.4 km

PAR-14289 (Tzinzunzahua-Varal-Arichán)
 Latitud: 19°31'57.09"
 Longitud: 102°06'50.4"
 Altitud: 2146 msnm
 Distancia a la fuente: 4.8, 6.4 y 5.2 km

PAR-14260 (Varal)
 Latitud: 19°32'38.4"
 Longitud: 102°04'06.7"
 Altitud: 2275 msnm
 Distancia a la fuente: 2.3 km



Ziapo

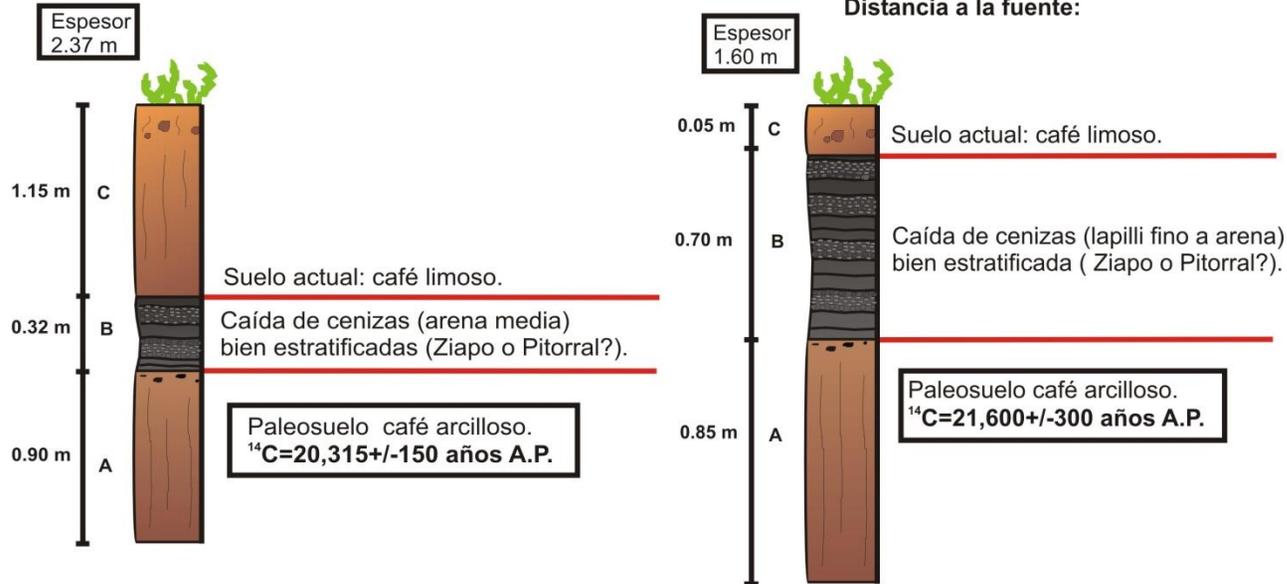
(Lat: 19°41'58.65"N, Long: 101°55'23.54"O, 2575 msnm)

Pitorral

(Lat: 19°43'09.5"N, Long: 101°52'33.14"O, 3098 msnm)

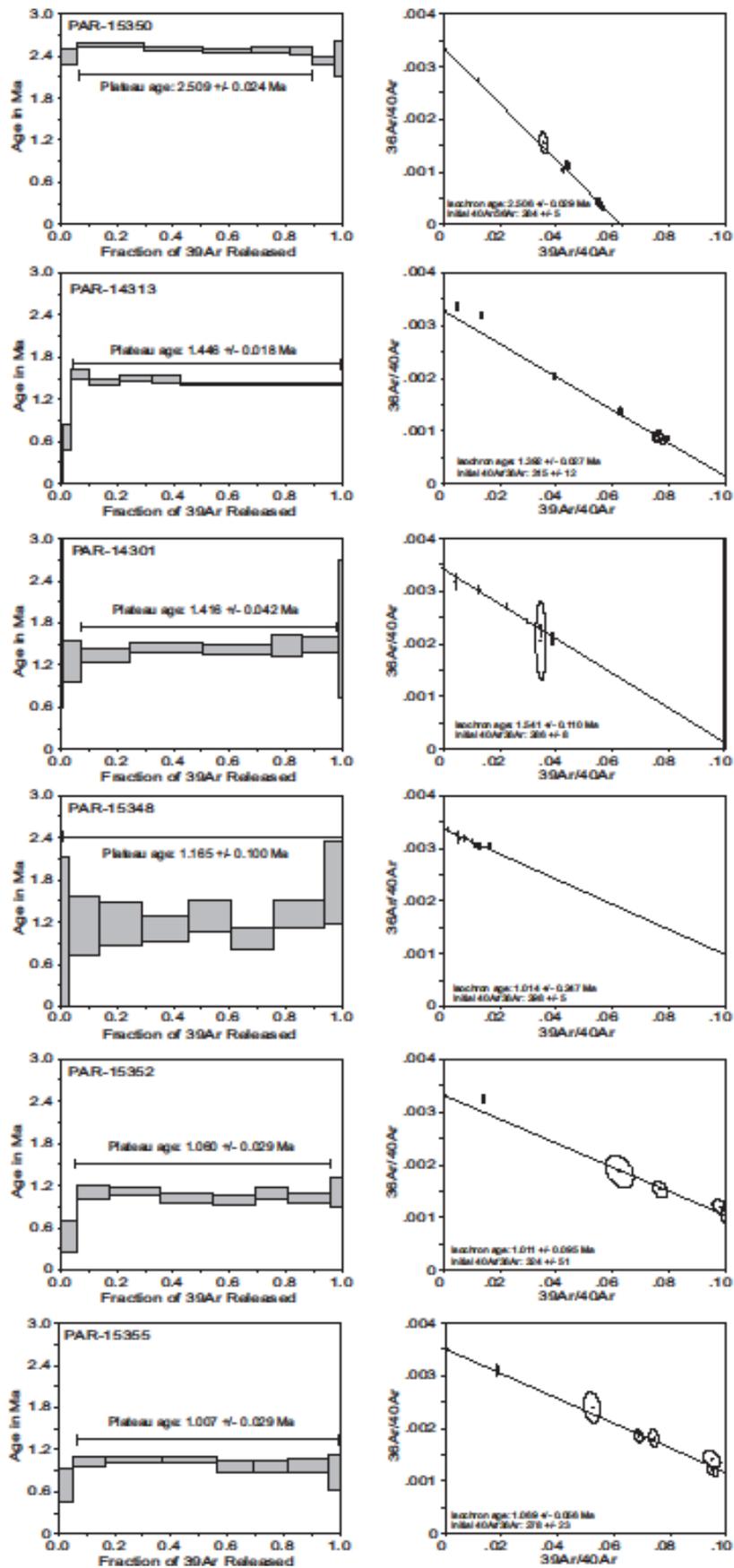
ZAC-13215
Latitud: 19°44'02.2"
Longitud: 101°53'42.3"
Altitud: 2734 msnm
Distancia a la fuente:

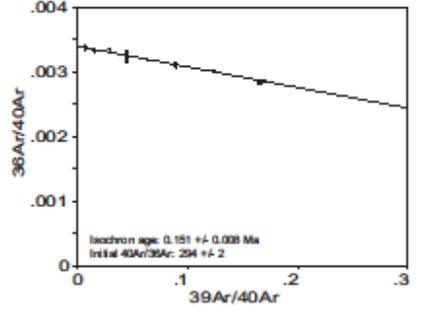
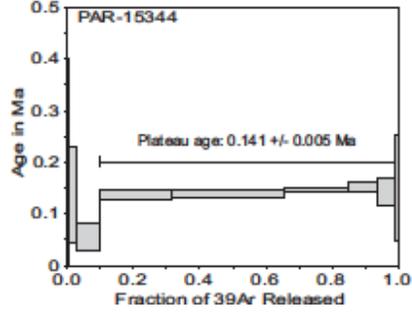
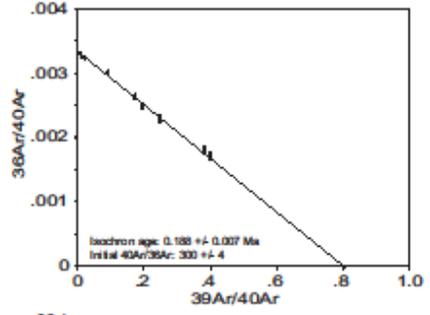
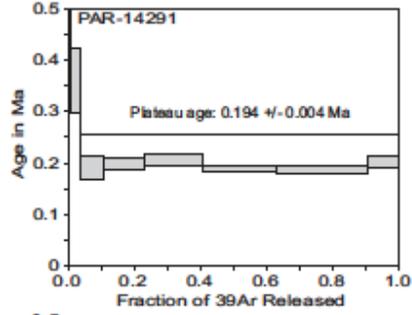
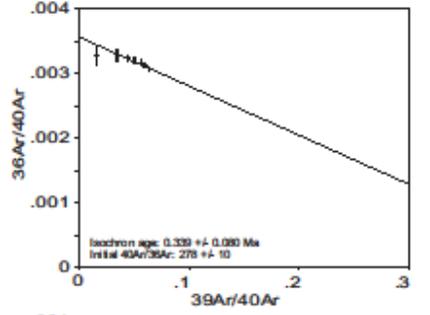
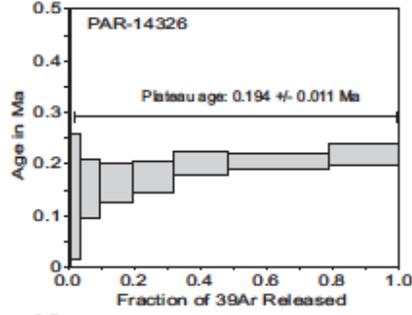
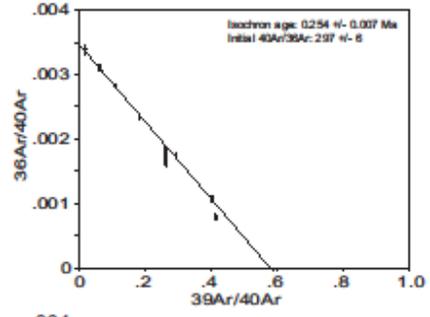
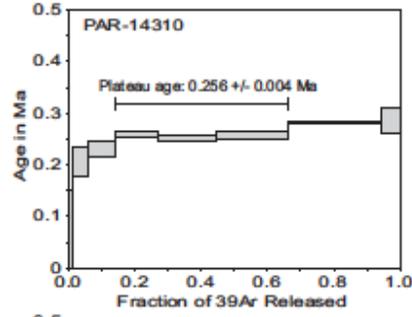
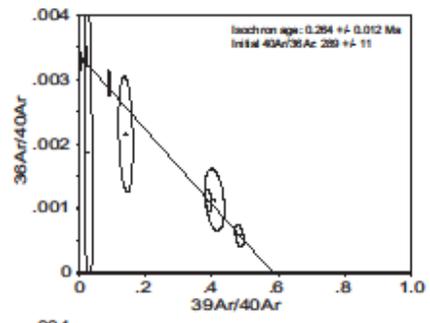
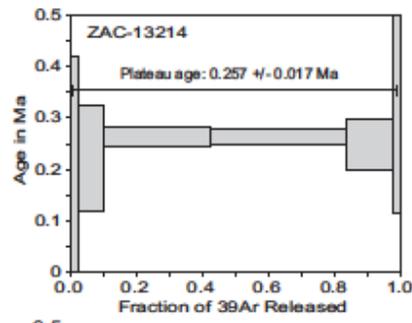
ZAC-13212
Latitud: 19°42'51.8"
Longitud: 101°54'15.3"
Altitud: 2614 msnm
Distancia a la fuente:

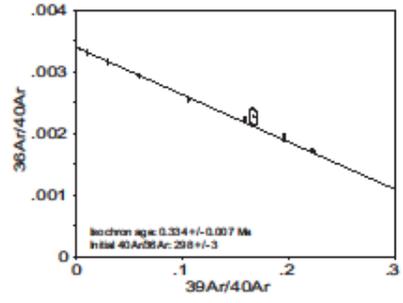
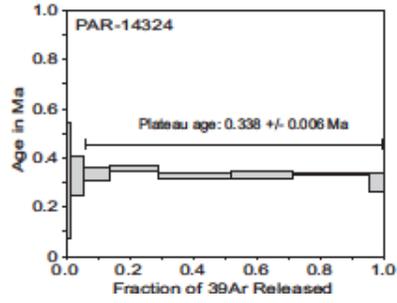
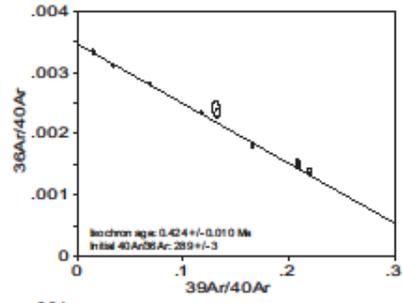
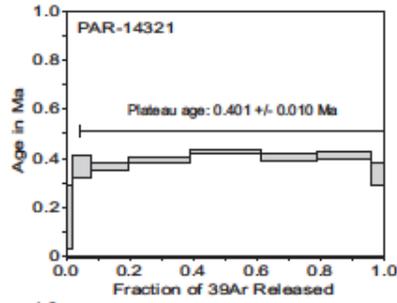
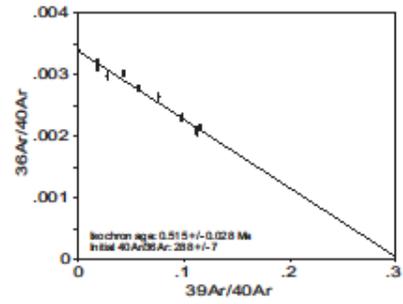
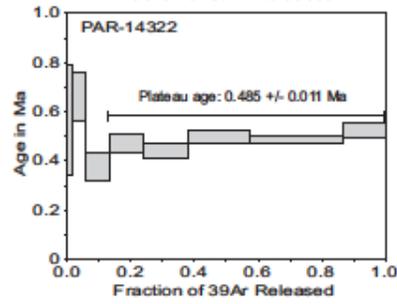
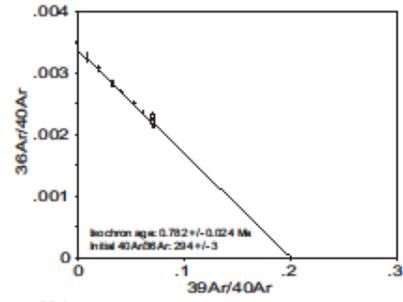
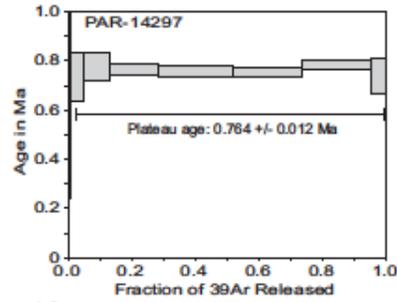
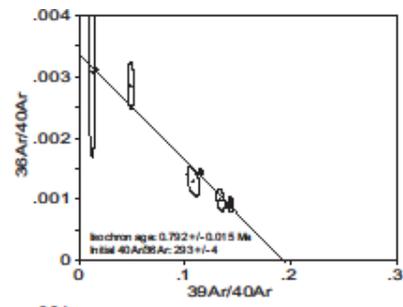
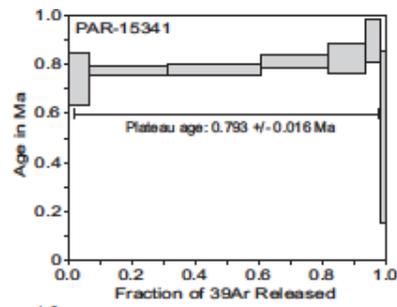


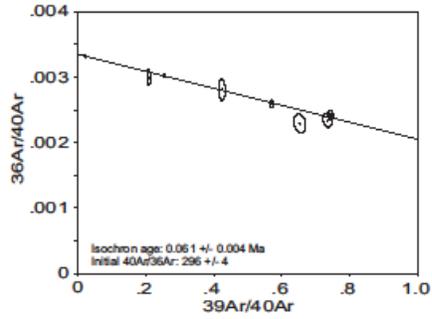
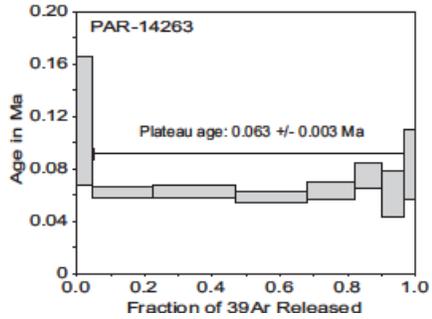
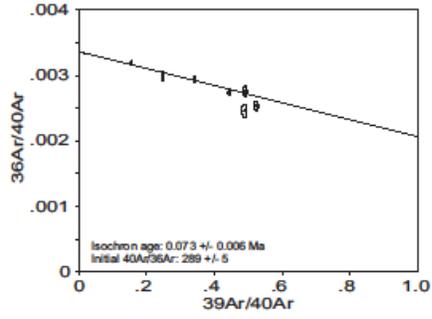
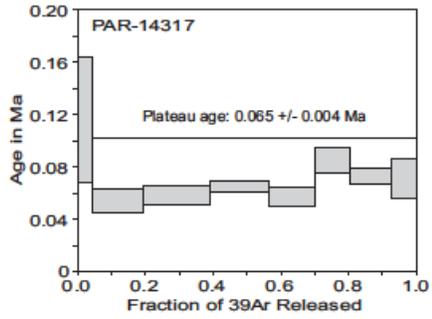
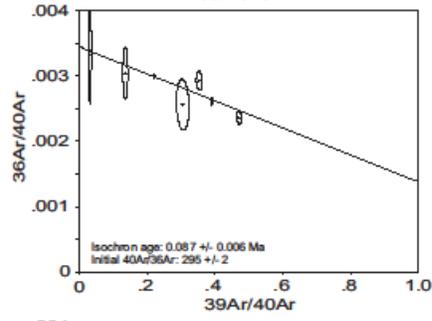
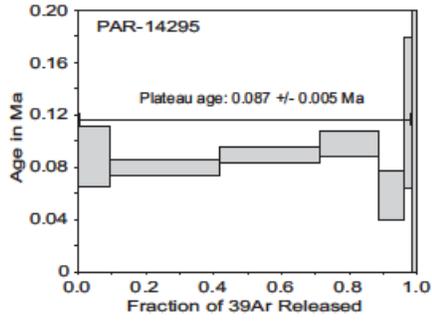
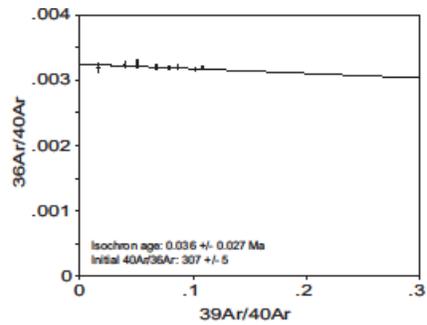
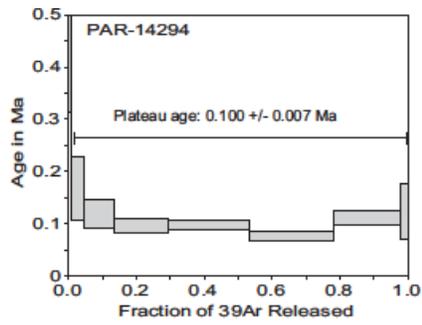
(Edades de meseta de Argón)

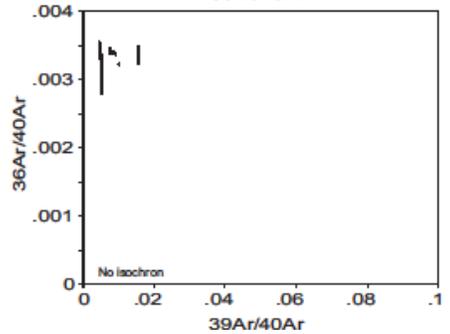
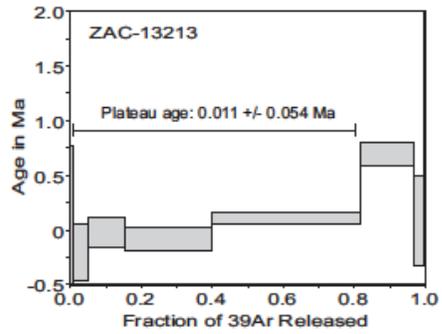
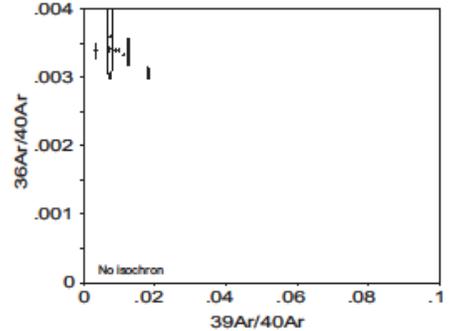
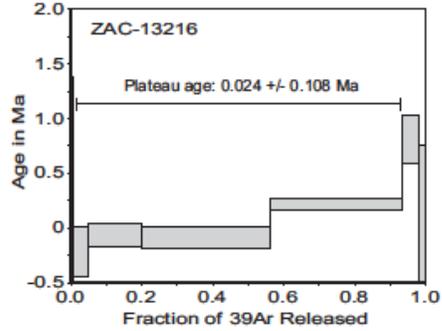
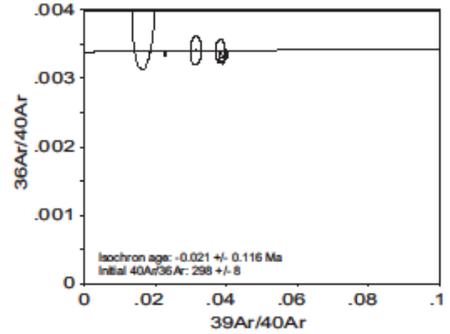
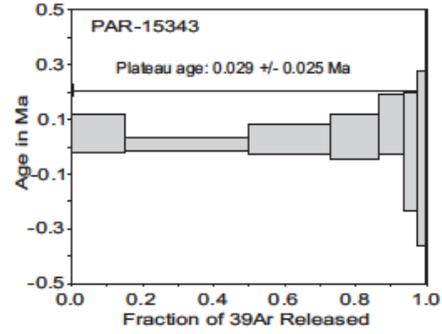
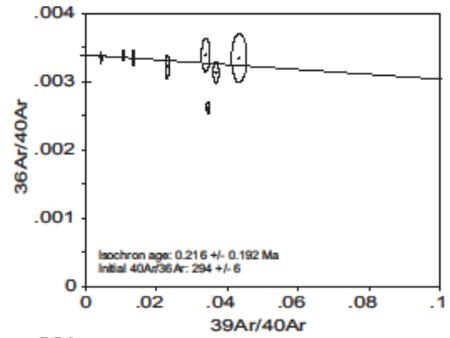
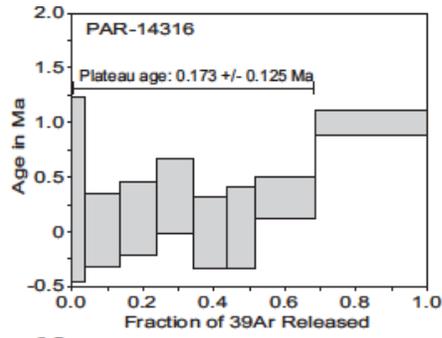
Agés spectra (edades de meseta de argón) permitieron conocer las edades de la mayoría de los escudos fechados en el área de Paracho-Cherán. Se colectaron 27 muestras de roca fresca para fechar a través de minerales que contienen potasio (en este caso mayoritariamente vidrio) mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Tablas 1 y 3) utilizando el estándar TCR-2 con edad de 28.619 Ma (Renne et al., 2010). Siete de las muestras no se pudieron fechar debido a que probablemente son demasiado jóvenes o el vidrio y algunos minerales se encontraban demasiado alterados para obtener mediciones de meseta confiables, por lo que sólo 20 fueron óptimas para el análisis. La mayoría presentaron >80% de espectro en meseta de ^{39}Ar (Faure, 1986) por lo que podrían considerarse como confiables (Tabla 3; Apéndice II; ver edades de meseta y espectro de edades de argón). Adicionalmente, dos muestras presentan un porcentaje mínimo; la primera con 52.2% en 3 de 3 fracciones correspondiente a la muestra PAR-14310 del Cerro Cuinguitapu (Figs. 3 y 7b; Tabla 3) y la segunda con 68.4% en 7 de 7 fracciones que corresponde a la muestra PAR-14316 del Cerro Hoya de Agua (Fig. 3; Tabla 3; Apéndice II; edades de meseta y espectro de edades) mientras que las 7 muestras restantes, presentaron dificultades para obtener edades confiables, ya sea porque los minerales se encontraban muy alterados, o quizás porque se trata de rocas más jóvenes. Estos fechamientos además permitieron establecer con mayor precisión las edades de varios de los escudos en el área, mismas que abarcan desde el Plioceno (5.3-1.8 Ma) pasando por el Pleistoceno Temprano (1.8-0.8 Ma), Pleistoceno Medio (0.8-0.125 Ma), Pleistoceno Tardío (0.125-0.011 Ma) hasta el Holoceno (0.011Ma-Presente), subdivisiones basadas (con ciertas modificaciones) en la tabla geológica del United States Geological Survey (ver capítulo 2, Métodos).

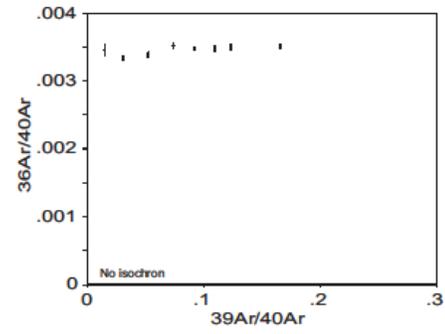
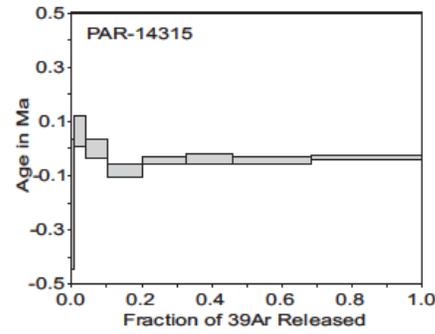
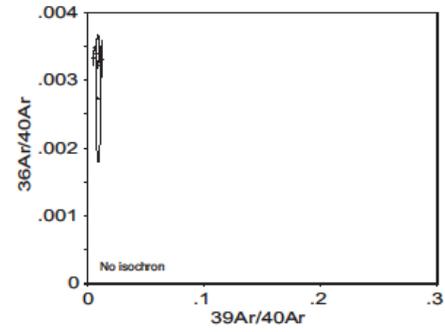
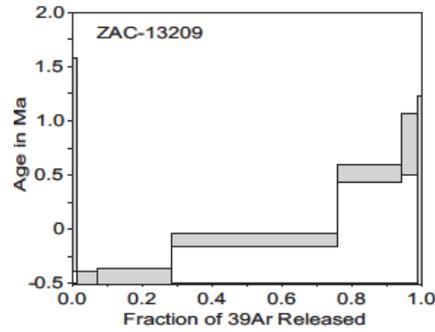
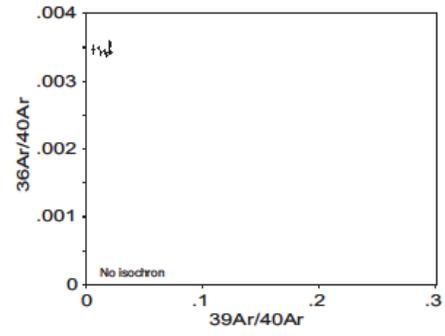
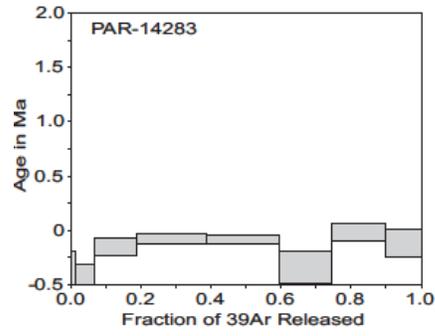












Apéndice III (Geoquímica)

Andesitas

Tabla 5.-Andesitas

| Nombre | Zipitiro | Tzinzunzagua | Las Varas | Metate | Hoya del Pitorrall | Metate | Metate | El Horno sur | Metate | Hoya Urutzen ? | | |
|-------------------|--------------------|------------------|-------------|--------------|--------------------|--------------|--------------|---------------|--------------|----------------|--------|--------|
| Tipo | MSV | SC | SC | Shield | SC | Shield | Shield | MSV | Shield | SC | | |
| Tipo de muestra | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Brecha basal | Lava | Lava | Escoria | | |
| Referencias | Este trabajo | Este trabajo | Owby, 2011. | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | | |
| Número de muestra | ZAC-13214 | 14275 | U-49 | 14285-B | ZAC-13213 | 14305 | 14286-B | 15350 | 14307 | 15335-B | | |
| Latitud | 19°43'40.4" | 19°32'29.2" | 19°27'66 | 19°28'28.00" | 19°43'39.1" | 19°30'13.5" | 19°28'27.3" | 19°26'26.9" | 19°32'41.6" | 19°35'22.8" | | |
| Longitud | 101°53'54.3" | 102°04'33.3" | 102°06.47 | 101°57'06" | 101°53'53.9" | 102°00'06.4" | 101°57'40.4" | 101°55'10.00" | 101°58'15" | 101°58'18.3" | | |
| Altitud (msnm) | | 2727 | 2325 | ?? | 1797 | 2713 | 2127 | 1790 | 1496 | 2507 | 2303 | |
| Wt% | Analytical methods | Detection limits | | | | | | | | | | |
| SiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 57.12 | 57.17 | 57.2 | 57.38 | 57.38 | 57.42 | 57.45 | 57.47 | 57.63 | 57.65 |
| Al2O3 | FUS-ICP | 0.01 | 17.62 | 16.84 | 17.1 | 17.29 | 16.66 | 16.23 | 17.06 | 17.6 | 17.76 | 17.02 |
| Fe2O3 (T) | FUS-ICP | 0.01 | 6.52 | 7.06 | 6.3 | 7.19 | 6.46 | 5.95 | 7.34 | 7.31 | 6 | 7.1 |
| MnO | FUS-ICP | 0.01 | 0.101 | 0.11 | 0.11 | 0.12 | 0.103 | 0.097 | 0.12 | 0.12 | 0.10 | 0.11 |
| MgO | FUS-ICP | 0.01 | 3.63 | 5.85 | 6.07 | 5.19 | 3.44 | 3.62 | 5.1 | 4.05 | 3.18 | 4.5 |
| CaO | FUS-ICP | 0.01 | 6.84 | 7.1 | 7.29 | 7.19 | 7.1 | 7.82 | 7 | 6.93 | 7.17 | 6.76 |
| Na2O | FUS-ICP | 0.01 | 3.69 | 3.72 | 4.01 | 3.86 | 3.94 | 4.04 | 3.8 | 3.5 | 3.95 | 3.6 |
| K2O | FUS-ICP | 0.01 | 1.19 | 1.32 | 0.94 | 1.4 | 1.26 | 1.23 | 1.42 | 1.77 | 1.73 | 1.45 |
| TiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 0.707 | 0.86 | 0.8 | 0.90 | 0.77 | 0.756 | 0.90 | 0.86 | 0.79 | 0.78 |
| P2O5 | FUS-ICP | 0.01 | 0.11 | 0.26 | 0.2 | 0.24 | 0.22 | 0.23 | 0.24 | 0.26 | 0.33 | 0.27 |
| LOI | | | 0.65 | 0.23 | 0.29 | -0.07 | 0.48 | 1.01 | 0.52 | 0.49 | 0.77 | 0.97 |
| Total | | | 97.5 | 100.3 | 99.73 | 100.8 | 99.3 | 99.4 | 100.4 | 100.4 | 98.6 | 99.2 |
| ppm | | | | | | | | | | | | |
| Be | FUS-ICP | 1 | < 1 | 1 | | 1 | < 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| S | TD-ICP | 0.001 | 0.031 | 0.031 | | 0.03 | 0.028 | 0.005 | 0.026 | 0.002 | 0.046 | 0.002 |
| Sc | INAA | 0.01 | 16.2 | 18.7 | | 18.1 | 14.2 | 13.5 | 17.8 | 17.9 | 13.9 | 12.6 |
| V | FUS-ICP | 5 | 139 | 146 | 147 | 153 | 134 | 128 | 149 | 146 | 128 | 118 |
| Cr | INAA | 0.5 | 33.9 | 258 | 223 | 131 | 36.8 | 50 | 146 | 84.7 | 45.1 | 49.8 |
| Co | INAA | 0.1 | 21.8 | 26 | 37 | 21.8 | 21.8 | 18.4 | 26.1 | 22.5 | 24.2 | 17.6 |
| Ni | TD-ICP | 1 | 27 | 143 | 148 | 88 | 33 | 23 | 84 | 51 | 25 | 21 |
| Cu | TD-ICP | 1 | 28 | 26 | 46 | 37 | 35 | 23 | 30 | 47 | 27 | 16 |
| Zn | MULT INAA / TD-ICP | 1 | 80 | 67 | | 64 | 76 | 64 | 62 | 72 | 71 | 68 |
| Ga | FUS-MS | 1 | 19 | 19 | | 18 | 20 | 23 | 18 | 20 | 21 | 23 |
| Ge | FUS-MS | 0.5 | 1.4 | 1.6 | | 1.9 | 1.2 | 1.2 | 1.7 | 0.9 | 1.7 | 1.4 |
| As | INAA | 1 | < 1 | < 1 | | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | 2.2 | < 1 | < 1 |
| Se | INAA | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 1 | < 0.5 | < 0.5 |
| Br | INAA | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| Rb | FUS-MS | 1 | 18 | 19 | | 21 | 17 | 18 | 22 | < 0.5 | 28 | 17 |
| Sr | FUS-ICP | 2 | 617 | 576 | 619 | 502 | 1044 | 1561 | 504 | 29 | 1581 | 1384 |
| Y | FUS-ICP | 1 | 12 | 15 | | 17 | 11 | 12 | 19 | 598 | 12 | 11 |
| Zr | FUS-ICP | 1 | 96 | 125 | 87 | 142 | 112 | 114 | 149 | 19 | 157 | 100 |
| Nb | FUS-MS | 0.2 | 3 | 6.7 | | 6.4 | 3.2 | 3.7 | 7.1 | 162 | 1.5 | 3 |
| Mo | FUS-MS | 2 | < 2 | < 2 | | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | 6.8 | < 2 | < 2 |
| Ag | MULT INAA / TD-ICP | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | | 0.6 | < 0.5 | < 0.5 | 0.6 | < 2 | < 0.5 | 0.6 |
| Cd | TD-ICP | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| In | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.1 | < 0.1 |
| Sn | FUS-MS | 1 | < 1 | < 1 | | 2 | < 1 | < 1 | < 1 | < 0.1 | < 1 | < 1 |
| Sb | INAA | 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | 1 | < 1 | < 0.1 |
| Cs | FUS-MS | 0.1 | 0.6 | 0.4 | | 0.5 | 0.5 | 0.4 | 0.5 | 0.4 | 0.7 | 0.3 |
| Ba | FUS-ICP | 1 | 454 | 449 | 343 | 483 | 384 | 377 | 476 | 538 | 504 | 384 |
| La | FUS-MS | 0.05 | 14.1 | 17.2 | 12.7 | 17.1 | 15.7 | 21.4 | 19 | 21 | 24.6 | 18 |
| Ce | FUS-MS | 0.05 | 27.4 | 33.4 | 28.1 | 34.6 | 33.2 | 46.2 | 37.7 | 42.5 | 52.9 | 39.1 |
| Pr | FUS-MS | 0.01 | 3.58 | 4.35 | 3.6 | 4.46 | 4.3 | 5.83 | 4.87 | 5.19 | 6.97 | 4.91 |
| Nd | FUS-MS | 0.05 | 14.3 | 17.7 | 15.6 | 17.8 | 17.4 | 22.2 | 19.8 | 20.7 | 27.6 | 18.9 |
| Sm | FUS-MS | 0.01 | 3.21 | 3.62 | 3.4 | 3.88 | 3.45 | 3.94 | 4.25 | 4.5 | 4.89 | 3.37 |
| Eu | FUS-MS | 0.005 | 1.05 | 1.1 | 1.12 | 1.19 | 1.13 | 1.24 | 1.27 | 1.33 | 1.44 | 1.09 |
| Gd | FUS-MS | 0.01 | 2.65 | 3.05 | 3.2 | 3.22 | 2.94 | 2.86 | 3.55 | 3.65 | 3.65 | 2.48 |
| Tb | FUS-MS | 0.01 | 0.42 | 0.53 | 0.5 | 0.53 | 0.43 | 0.44 | 0.57 | 0.59 | 0.5 | 0.39 |
| Dy | FUS-MS | 0.01 | 2.46 | 2.89 | 2.5 | 3.28 | 2.5 | 2.48 | 3.44 | 3.45 | 2.44 | 2.18 |
| Ho | FUS-MS | 0.01 | 0.48 | 0.57 | 0.5 | 0.62 | 0.48 | 0.47 | 0.67 | 0.63 | 0.45 | 0.43 |
| Er | FUS-MS | 0.01 | 1.36 | 1.58 | 1.4 | 1.8 | 1.36 | 1.29 | 1.9 | 1.79 | 1.26 | 1.23 |
| Tm | FUS-MS | 0.005 | 0.2 | 0.243 | 0.21 | 0.284 | 0.198 | 0.195 | 0.294 | 0.263 | 0.173 | 0.18 |
| Yb | FUS-MS | 0.01 | 1.33 | 1.57 | 1.3 | 1.9 | 1.33 | 1.3 | 1.82 | 1.73 | 1.1 | 1.16 |
| Lu | FUS-MS | 0.002 | 0.215 | 0.233 | 0.19 | 0.25 | 0.215 | 0.219 | 0.295 | 0.265 | 0.162 | 0.193 |
| Hf | FUS-MS | 0.1 | 2.5 | 3 | | 3 | 3.1 | 2.7 | 3.3 | 3.7 | 3.8 | 2.4 |
| Ta | FUS-MS | 0.01 | 0.27 | 0.37 | | 0.53 | 0.25 | 0.06 | 0.51 | 0.47 | 0.2 | 0.03 |
| W | INAA | 1 | < 1 | < 1 | | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Ir | INAA | 1 | < 1 | < 1 | | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Au | INAA | 1 | < 1 | < 1 | | 2 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Hg | INAA | 1 | < 1 | < 1 | | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Tl | FUS-MS | 0.05 | 0.07 | 0.08 | | < 0.05 | 0.05 | < 0.05 | < 0.05 | 0.11 | < 0.05 | < 0.05 |
| Pb | TD-ICP | 5 | 5 | < 5 | | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | 6 | < 5 | < 5 |
| Bi | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 |
| Th | FUS-MS | 0.05 | 1.54 | 1.53 | | 1.65 | 1.59 | 2.27 | 1.88 | 2.47 | 2.87 | 1.98 |
| U | FUS-MS | 0.01 | 0.47 | 0.55 | | 0.58 | 0.5 | 0.73 | 0.58 | 0.8 | 1.06 | 0.68 |

Tabla 5.- Andesitas. MSV (Medium Sized Volcanoes) en español; volcánes de medio volumen. (Shield) volcanes escudo. SC (Scoria Cone), conos de escoria.

Tabla 5.-Continuación

| Nombre | Sapien-Jabalí | Chimilpa | Metate | Tumbiscatillo | Pario | Sapien-Jabalí | Copitiro?? | Metate | Metate | Metate |
|-------------------|--------------------|------------------|--------------|---------------|-------------|---------------|-------------|--------------|--------------|--------------|
| Tipo | SC | Flow | Shield | SC | MSV | SC | SC | Shield | Shield | MSV |
| Tipo de muestra | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Bomba | Bomba | Lava | Lava | Lava |
| Referencias | Owby, 2011. | Este trabajo | Este trabajo | Owby, 2011. | Owby, 2011. | Owby, 2011. | Owby, 2011. | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo |
| Número de muestra | U-44 | 15345 | 14287 | U-11 | U-7b | U-45a | U-40 | 14268-A | 14288 | PAZ-1203 |
| Latitud | 19°26.30 | 19°34'18.7" | 19°28'09.7" | 19°26.75 | 19°27.97 | 19°26.49 | 19°22.14 | 19°29'21.6" | 19°27'38.8" | 19°27'16.3" |
| Longitud | 102°05.08 | 101°49'24.00" | 101°57'46.9" | 102°10.44 | 102°10.77 | 102°05.52 | 102°38.53 | 102°00'49.8" | 101°59'34.9" | 101°58'35.8" |
| Altitud (msnm) | ?? | 2409 | 1777 | ?? | ?? | ?? | ?? | 2064 | 1868 | 1860 |
| Wt% | Analytical methods | Detection limits | | | | | | | | |
| SiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 57.7 | 57.99 | 58 | 58 | 58.1 | 58.23 | 58.34 | 58.38 |
| Al2O3 | FUS-ICP | 0.01 | 17.2 | 16.8 | 18.33 | 17 | 17.2 | 17.7 | 17.89 | 17.85 |
| Fe2O3 (T) | FUS-ICP | 0.01 | 6.17 | 6.84 | 5.79 | 6.01 | 5.87 | 5.87 | 5.81 | 5.78 |
| MnO | FUS-ICP | 0.01 | 0.11 | 0.109 | 0.09 | 0.11 | 0.1 | 0.1 | 0.09 | 0.10 |
| MgO | FUS-ICP | 0.01 | 5.49 | 5.14 | 3.12 | 5.34 | 5.21 | 5.73 | 3.18 | 3.09 |
| CaO | FUS-ICP | 0.01 | 7.2 | 7.04 | 7.19 | 7.59 | 7.19 | 6.84 | 7.19 | 7.55 |
| Na2O | FUS-ICP | 0.01 | 4.14 | 3.52 | 4.1 | 3.64 | 3.65 | 3.99 | 3.65 | 4.11 |
| K2O | FUS-ICP | 0.01 | 1.02 | 1.19 | 1.19 | 1.32 | 1.26 | 1.16 | 1.26 | 1.51 |
| TiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 0.76 | 0.78 | 0.69 | 0.78 | 0.74 | 0.77 | 0.8 | 0.74 |
| P2O5 | FUS-ICP | 0.01 | 0.21 | 0.17 | 0.23 | 0.21 | 0.21 | 0.22 | 0.21 | 0.28 |
| LOI | | | 0.14 | 0.42 | 0.22 | 0.63 | 0.27 | -0.3 | 0.27 | 0.42 |
| Total | | | 99.86 | 99.79 | 98.7 | | 100.27 | 99.84 | 99.2 | 99.3 |
| ppm | | | | | | | | | | |
| Be | FUS-ICP | 1 | | 1 | | | | 1 | 1 | 1 |
| S | TD-ICP | 0.001 | 0.002 | 0.002 | | | | 0.034 | 0.045 | 0.034 |
| Sc | INAA | 0.01 | 19.3 | 12.6 | | | | 13.4 | 13.6 | 13 |
| V | FUS-ICP | 5 | 136 | 138 | 118 | 154 | 140 | 129 | 145 | 121 |
| Cr | INAA | 0.5 | 155 | 160 | 49.8 | 101 | 119 | 141 | 140 | 49.2 |
| Co | INAA | 0.1 | 55 | 25.6 | 17.6 | 35 | 45 | 37 | 32 | 16.4 |
| Ni | TD-ICP | 1 | 122 | 97 | 21 | 82 | 130 | 108 | 90 | 24 |
| Cu | TD-ICP | 1 | 38 | 33 | 16 | 34 | 30 | 27 | 35 | 22 |
| Zn | MULT INAA / TD-ICP | 1 | | 60 | 68 | | | | | 65 |
| Ga | FUS-MS | 1 | | 19 | 23 | | | | | 22 |
| Ge | FUS-MS | 0.5 | | 0.4 | 1.4 | | | | | 1.2 |
| As | INAA | 1 | | 2.7 | < 1 | | | | | < 1 |
| Se | INAA | 0.5 | | < 1 | < 0.5 | | | | | < 0.5 |
| Br | INAA | 0.5 | | < 0.5 | < 0.5 | | | | | < 0.5 |
| Rb | FUS-MS | 1 | | 3.7 | 17 | | | | | 24 |
| Sr | FUS-ICP | 2 | 603 | 17 | 1384 | 627 | 717 | 631 | 522 | 1579 |
| Y | FUS-ICP | 1 | | 644 | 11 | | | | | 12 |
| Zr | FUS-ICP | 1 | 99 | 15 | 100 | 116 | 107 | 94 | 114 | 131 |
| Nb | FUS-MS | 0.2 | | 109 | 3 | | | | | 3.9 |
| Mo | FUS-MS | 2 | | 3.5 | < 2 | | | | | < 2 |
| Ag | MULT INAA / TD-ICP | 0.5 | | < 2 | 0.6 | | | | | 0.7 |
| Cd | TD-ICP | 0.5 | | < 0.5 | < 0.5 | | | | | < 0.5 |
| In | FUS-MS | 0.1 | | < 0.5 | < 0.1 | | | | | < 0.1 |
| Sn | FUS-MS | 1 | | < 0.1 | < 1 | | | | | < 1 |
| Sb | INAA | 0.1 | | < 1 | < 0.1 | | | | | < 0.1 |
| Cs | FUS-MS | 0.1 | | < 0.1 | 0.3 | | | | | 0.5 |
| Ba | FUS-ICP | 1 | 356 | 340 | 384 | 422 | 422 | 396 | 358 | 450 |
| La | FUS-MS | 0.05 | 14.2 | 12.1 | 18 | 15.3 | 14.7 | 14.5 | 15.2 | 23.2 |
| Ce | FUS-MS | 0.05 | 31 | 26.5 | 39.1 | 32.9 | 31.1 | 30.6 | 33.6 | 49.3 |
| Pr | FUS-MS | 0.01 | 3.91 | 3.36 | 4.91 | 3.94 | 3.76 | 3.76 | 4.07 | 6.58 |
| Nd | FUS-MS | 0.05 | 16.3 | 13.9 | 18.9 | 16.5 | 16.2 | 16.6 | 16.8 | 26.2 |
| Sm | FUS-MS | 0.01 | 3.5 | 3.02 | 3.37 | 3.6 | 3.4 | 3.6 | 3.7 | 4.48 |
| Eu | FUS-MS | 0.005 | 1.15 | 1.11 | 1.09 | 1.13 | 1.1 | 1.19 | 1.21 | 1.35 |
| Gd | FUS-MS | 0.01 | 3.3 | 2.99 | 2.48 | 3.3 | 3.2 | 3.2 | 3.7 | 3.24 |
| Tb | FUS-MS | 0.01 | 0.5 | 0.47 | 0.39 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.6 | 0.45 |
| Dy | FUS-MS | 0.01 | 2.6 | 2.93 | 2.18 | 2.8 | 2.6 | 2.6 | 3.2 | 2.31 |
| Ho | FUS-MS | 0.01 | 0.5 | 0.61 | 0.43 | 0.6 | 0.5 | 0.5 | 0.6 | 0.43 |
| Er | FUS-MS | 0.01 | 1.5 | 1.66 | 1.23 | 1.7 | 1.4 | 1.4 | 1.9 | 1.22 |
| Tm | FUS-MS | 0.005 | 0.21 | 0.234 | 0.18 | 0.26 | 0.23 | 0.21 | 0.28 | 0.177 |
| Yb | FUS-MS | 0.01 | 1.3 | 1.53 | 1.16 | 1.5 | 1.3 | 1.4 | 1.7 | 1.1 |
| Lu | FUS-MS | 0.002 | 0.19 | 0.241 | 0.193 | 0.23 | 0.19 | 0.2 | 0.25 | 0.159 |
| Hf | FUS-MS | 0.1 | | 2.8 | 2.4 | | | | | 3.5 |
| Ta | FUS-MS | 0.01 | | 0.23 | 0.03 | | | | | 0.2 |
| W | INAA | 1 | | < 1 | < 1 | | | | | < 1 |
| Ir | INAA | 1 | | < 1 | < 1 | | | | | < 1 |
| Au | INAA | 1 | | < 1 | < 1 | | | | | < 1 |
| Hg | INAA | 1 | | < 1 | < 1 | | | | | < 1 |
| Tl | FUS-MS | 0.05 | | 0.08 | < 0.05 | | | | | 0.06 |
| Pb | TD-ICP | 5 | | < 5 | < 5 | | | | | < 5 |
| Bi | FUS-MS | 0.1 | | < 0.1 | < 0.1 | | | | | < 0.1 |
| Th | FUS-MS | 0.05 | | 1.53 | 1.98 | | | | | 2.63 |
| U | FUS-MS | 0.01 | | 0.45 | 0.68 | | | | | 0.9 |

Tabla 5.-Continuación

| Nombre | | Mojonera | Metate | Metate | Hueratiro | Aracata | Hoya Uruizen | Las Cruces | El Rosario | Cajete | Metate |
|-------------------|--------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Tipo | | SC | MSV | Shield | MSV | MSV | SC | Dome | SC | SC | Shield |
| Tipo de muestra | | Bomba | Lava |
| Referencias | | Este trabajo | Ownby, 2011. | Ownby, 2011. | Este trabajo |
| Número de muestra | | 15339 | PAZ-1205 | 14298 | 14319 | 14292 | 14320 | 14318 | U-13 | U-34 | 15334 |
| Latitud | | 19°42'22.9" | 19°34'41.6" | 19°31'57" | 19°32'36.6" | 19°33'28.0" | 19°34'12.1" | 19°32'34.8" | 19°26.20 | 19°26.33 | 19°24'58.2" |
| Longitud | | 101°49'59.4" | 101°58'12.6" | 101°59'47" | 101°56'24.1" | 102°12'27.5" | 101°56'31.8" | 101°56'24.6" | 102°09.60 | 102°01.23 | 101°57'04.4" |
| Altitud (msnm) | | 2626 | 2298 | 2571 | 2563 | 2590 | 2388 | 2557 | ?? | ?? | 1401 |
| Wt% | Analytical methods | | | | | | | | | | |
| SiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 58.41 | 58.43 | 58.45 | 58.48 | 58.51 | 58.51 | 58.68 | 58.8 | 58.95 |
| Al2O3 | FUS-ICP | 0.01 | 16.42 | 17.06 | 17.9 | 16.74 | 17.87 | 17.19 | 18.02 | 16.9 | 17.4 |
| Fe2O3 (T) | FUS-ICP | 0.01 | 8.06 | 6.02 | 5.96 | 6.16 | 6.18 | 6.17 | 5.09 | 5.82 | 6.08 |
| MnO | FUS-ICP | 0.01 | 0.16 | 0.099 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.09 | 0.1 | 0.11 |
| MgO | FUS-ICP | 0.01 | 3.95 | 3.89 | 3.19 | 3.69 | 3.39 | 3.67 | 2.24 | 5.53 | 4.42 |
| CaO | FUS-ICP | 0.01 | 6.3 | 6.66 | 7.39 | 6.45 | 6.49 | 6.67 | 4.24 | 6.71 | 6.8 |
| Na2O | FUS-ICP | 0.01 | 3.81 | 3.68 | 3.99 | 3.5 | 3.54 | 3.78 | 3.5 | 3.62 | 3.77 |
| K2O | FUS-ICP | 0.01 | 1.72 | 1.67 | 1.37 | 1.83 | 1.62 | 1.47 | 1.57 | 1.46 | 1.48 |
| TiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 1.001 | 0.674 | 0.77 | 0.79 | 0.81 | 0.73 | 0.61 | 0.77 | 0.9 |
| P2O5 | FUS-ICP | 0.01 | 0.31 | 0.19 | 0.26 | 0.23 | 0.22 | 0.21 | 0.2 | 0.22 | 0.25 |
| LOI | | | 0.44 | -0.18 | 0.23 | 1.72 | 1.16 | 0.93 | 4.38 | 0.59 | 0.74 |
| Total | | | 100.6 | 98.4 | 99.4 | 98.0 | 98.7 | 98.5 | 94.2 | 99.34 | 99.27 |
| ppm | | | | | | | | | | | |
| Be | FUS-ICP | 1 | 2 | 1 | 1 | 2 | 1 | 1 | 1 | | 1 |
| S | TD-ICP | 0.001 | 0.004 | 0.037 | 0.029 | 0.037 | 0.023 | 0.04 | 0.025 | | 0.002 |
| Sc | INAA | 0.01 | 17.3 | 14.8 | 13.4 | 14.8 | 15.6 | 14.2 | 7.88 | | 12.7 |
| V | FUS-ICP | 5 | 130 | 135 | 125 | 131 | 124 | 125 | 81 | 131 | 129 |
| Cr | INAA | 0.5 | 88.5 | 74.1 | 41 | 56.6 | 53.4 | 71.5 | < 0.5 | 134 | 67 |
| Co | INAA | 0.1 | 21.5 | 18 | 18.3 | 16.7 | 20 | 18.8 | 10.2 | 34 | 27 |
| Ni | TD-ICP | 1 | 42 | 48 | 25 | 47 | 49 | 45 | 2 | 132 | 62 |
| Cu | TD-ICP | 1 | 23 | 48 | 27 | 27 | 28 | 31 | 5 | 41 | 23 |
| Zn | MULT INAA / TD-ICP | 1 | 87 | 80 | 64 | 70 | 64 | 67 | 68 | | 65 |
| Ga | FUS-MS | 1 | 20 | 20 | 21 | 19 | 20 | 18 | 20 | | 22 |
| Ge | FUS-MS | 0.5 | 0.8 | 1.6 | 1.8 | 2.1 | 1.8 | 1.8 | 1.8 | | 1.2 |
| As | INAA | 1 | 3.1 | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | | < 1 |
| Se | INAA | 0.5 | < 1 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | | < 0.5 |
| Br | INAA | 0.5 | < 0.5 | 2.6 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | | < 0.5 |
| Rb | FUS-MS | 1 | < 0.5 | 28 | 18 | 33 | 28 | 20 | 23 | | 19 |
| Sr | FUS-ICP | 2 | 31 | 733 | 1617 | 501 | 547 | 600 | 591 | 661 | 598 |
| Y | FUS-ICP | 1 | 494 | 15 | 13 | 27 | 17 | 14 | 13 | | 11 |
| Zr | FUS-ICP | 1 | 28 | 131 | 137 | 153 | 171 | 127 | 107 | 119 | 137 |
| Nb | FUS-MS | 0.2 | 198 | 4.3 | 3.8 | 7.2 | 6.7 | 2.1 | 3.7 | | 3 |
| Mo | FUS-MS | 2 | 10.9 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | | < 2 |
| Ag | MULT INAA / TD-ICP | 0.5 | 3 | < 0.5 | 0.8 | < 0.5 | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | | < 0.5 |
| Cd | TD-ICP | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | | < 0.5 |
| In | FUS-MS | 0.1 | < 0.5 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | | < 0.1 |
| Sn | FUS-MS | 1 | < 0.1 | < 1 | < 1 | 2 | 1 | < 1 | 2 | | 3 |
| Sb | INAA | 0.1 | 2 | < 0.1 | < 0.1 | 0.6 | < 0.1 | < 0.1 | 0.5 | | < 0.1 |
| Cs | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | 0.8 | 0.5 | 1.1 | 0.9 | 0.4 | 0.3 | | 0.4 |
| Ba | FUS-ICP | 1 | 577 | 537 | 395 | 615 | 656 | 507 | 547 | 498 | 494 |
| La | FUS-MS | 0.05 | 38.2 | 18.8 | 23.1 | 32.2 | 22.6 | 16 | 18.1 | 18.2 | 19 |
| Ce | FUS-MS | 0.05 | 90 | 38.7 | 49 | 45.8 | 42.4 | 31.3 | 34.4 | 36.7 | 39.8 |
| Pr | FUS-MS | 0.01 | 12 | 4.83 | 6.39 | 6.08 | 5.41 | 3.99 | 4.47 | 4.34 | 4.76 |
| Nd | FUS-MS | 0.05 | 51.2 | 20.2 | 24.4 | 24.2 | 20.4 | 16.3 | 17 | 18.4 | 18.9 |
| Sm | FUS-MS | 0.01 | 11.7 | 4.06 | 4.21 | 4.63 | 4.05 | 3.25 | 3.5 | 3.8 | 3.39 |
| Eu | FUS-MS | 0.005 | 3.15 | 1.13 | 1.35 | 1.22 | 1.21 | 1.01 | 1.07 | 1.19 | 1.24 |
| Gd | FUS-MS | 0.01 | 8.53 | 2.78 | 3.02 | 3.87 | 3.24 | 3.1 | 2.64 | 3.4 | 3.7 |
| Tb | FUS-MS | 0.01 | 1.23 | 0.43 | 0.42 | 0.6 | 0.54 | 0.48 | 0.4 | 0.5 | 0.6 |
| Dy | FUS-MS | 0.01 | 6.24 | 2.51 | 2.16 | 3.32 | 3.03 | 2.69 | 2.25 | 2.9 | 3.1 |
| Ho | FUS-MS | 0.01 | 1.1 | 0.47 | 0.42 | 0.66 | 0.59 | 0.52 | 0.44 | 0.5 | 0.6 |
| Er | FUS-MS | 0.01 | 2.83 | 1.31 | 1.21 | 1.91 | 1.7 | 1.49 | 1.28 | 1.6 | 1.7 |
| Tm | FUS-MS | 0.005 | 0.387 | 0.195 | 0.184 | 0.278 | 0.264 | 0.213 | 0.182 | 0.24 | 0.25 |
| Yb | FUS-MS | 0.01 | 2.28 | 1.29 | 1.17 | 1.84 | 1.7 | 1.42 | 1.22 | 1.5 | 1.6 |
| Lu | FUS-MS | 0.002 | 0.348 | 0.213 | 0.171 | 0.283 | 0.233 | 0.216 | 0.19 | 0.22 | 0.23 |
| Hf | FUS-MS | 0.1 | 4.5 | 3 | 3.4 | 3.7 | 3.7 | 2.9 | 2.7 | | 2.6 |
| Ta | FUS-MS | 0.01 | 0.73 | 0.3 | 0.35 | 0.5 | 0.6 | 0.26 | 0.26 | | 0.03 |
| W | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | | < 1 |
| Ir | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | | < 1 |
| Au | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | | < 1 |
| Hg | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | | < 1 |
| Tl | FUS-MS | 0.05 | 0.15 | 0.11 | < 0.05 | 0.23 | 0.06 | 0.06 | 0.19 | | < 0.05 |
| Pb | TD-ICP | 5 | 16 | 6 | < 5 | 7 | 5 | 5 | < 5 | | < 5 |
| Bi | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | | < 0.1 |
| Th | FUS-MS | 0.05 | 17.8 | 2.87 | 2.38 | 2.71 | 2.76 | 1.61 | 2.12 | | 2.05 |
| U | FUS-MS | 0.01 | 0.83 | 0.92 | 0.85 | 0.88 | 0.89 | 0.59 | 0.71 | | 0.7 |

Tabla 5.-Continuación

| Nombre | Mesteño | Tamapu Juata | C. Tzipan | Metate | Paracho | Unnamed | Metate | Capen | Capen | Janamo | |
|-------------------|--------------------|------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------|
| Tipo | MSV | MSV | Dome | Shield | Dome | SC | Shield | MSV | MSV | SC | |
| Tipo de muestra | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | |
| Referencias | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | |
| Número de muestra | 15343 | 14311 | ZAC-13207 | 14277 | 14262-C | ZAC-13208 | 15333 | 14324 | 15342 | 15367 | |
| Latitud | 19°39'28.7" | 19°41'59.3" | 19°43'23.2" | 19°32'45.0" | 19°35'21.8" | 19°42'34.8" | 19°26'20.2" | 19°38'01.2" | 19°40'50.3" | 19°31'03.9" | |
| Longitud | 101°49'38.6" | 102°03'02.0" | 102°01'50.7" | 102°02'50.8" | 102°02'25.4" | 102°00'16.9" | 101°56'15.9" | 101°54'02.8" | 101°49'59.4" | 102°06'50.1" | |
| Altitud (msnm) | | 2751 | 2347 | 2142 | 2252 | 3347 | 2293 | 1471 | 2422 | 2680 | 2124 |
| Wt% | Analytical methods | Detection limits | | | | | | | | | |
| SiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 58.98 | 58.98 | 59.07 | 59.17 | 59.19 | 59.24 | 59.27 | 59.35 | 59.36 |
| Al2O3 | FUS-ICP | 0.01 | 16.67 | 17.2 | 16.99 | 17.69 | 17.64 | 17.61 | 17.48 | 16.08 | 17.53 |
| Fe2O3 (T) | FUS-ICP | 0.01 | 6.65 | 6.1 | 6.35 | 5.5 | 5.87 | 6.44 | 5.79 | 5.99 | 7.11 |
| MnO | FUS-ICP | 0.01 | 0.11 | 0.10 | 0.1 | 0.09 | 0.09 | 0.1 | 0.097 | 0.10 | 0.11 |
| MgO | FUS-ICP | 0.01 | 3.38 | 3.31 | 3.63 | 3.05 | 2.95 | 3.94 | 3.15 | 3.32 | 3.42 |
| CaO | FUS-ICP | 0.01 | 5.87 | 6.16 | 6.37 | 6.55 | 6.2 | 6.86 | 7.3 | 5.8 | 5.88 |
| Na2O | FUS-ICP | 0.01 | 3.79 | 3.85 | 3.89 | 3.97 | 3.61 | 3.67 | 3.94 | 3.48 | 3.83 |
| K2O | FUS-ICP | 0.01 | 1.65 | 1.67 | 1.61 | 1.44 | 1.61 | 1.55 | 1.33 | 2.14 | 1.49 |
| TiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 0.78 | 0.76 | 0.851 | 0.66 | 0.74 | 0.713 | 0.691 | 0.78 | 0.88 |
| P2O5 | FUS-ICP | 0.01 | 0.26 | 0.27 | 0.3 | 0.2 | 0.19 | 0.19 | 0.25 | 0.24 | 0.28 |
| LOI | | | 0.61 | 0.25 | -0.16 | 0.99 | 0.56 | 0.53 | 1.1 | 0.82 | -0.25 |
| Total | | | 98.8 | 98.4 | 99.2 | 98.3 | 98.1 | 100.3 | 99.3 | 97.3 | 100.7 |
| ppm | | | | | | | | | | | |
| Be | FUS-ICP | 1 | 2 | 1 | 1 | 1 | < 1 | 1 | 1 | 2 | 2 |
| S | TD-ICP | 0.001 | 0.004 | 0.052 | 0.023 | 0.027 | 0.026 | 0.029 | 0.002 | 0.033 | 0.005 |
| Sc | INAA | 0.01 | 15.1 | 14 | 15.1 | 13.8 | 14.9 | 15.8 | 13.5 | 13.8 | 14.9 |
| V | FUS-ICP | 5 | 113 | 116 | 128 | 117 | 129 | 130 | 123 | 120 | 120 |
| Cr | INAA | 0.5 | 63.2 | 71.7 | 77.7 | 46.4 | 14.8 | 83.4 | 45.1 | 66.1 | 53.3 |
| Co | INAA | 0.1 | 17.6 | 22.3 | 21.4 | 17.9 | 17.2 | 21.3 | 17.9 | 16.7 | 19.8 |
| Ni | TD-ICP | 1 | 38 | 41 | 52 | 24 | 27 | 49 | 22 | 40 | 39 |
| Cu | TD-ICP | 1 | 27 | 25 | 42 | 21 | 29 | 31 | 22 | 25 | 28 |
| Zn | MULT INAA / TD-ICP | 1 | 72 | 64 | 73 | 61 | 62 | 73 | 66 | 67 | 73 |
| Ga | FUS-MS | 1 | 20 | 19 | 18 | 21 | 20 | 18 | 23 | 18 | 20 |
| Ge | FUS-MS | 0.5 | 0.6 | 1.7 | 1.3 | 1.4 | 1.4 | 1.1 | 1.4 | 1.8 | 0.7 |
| As | INAA | 1 | 3.1 | 1 | 2 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | 2.9 |
| Se | INAA | 0.5 | < 1 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 1 |
| Br | INAA | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | 4.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| Rb | FUS-MS | 1 | < 0.5 | 24 | 24 | 21 | 28 | 19 | 40 | < 0.5 | < 0.5 |
| Sr | FUS-ICP | 2 | 25 | 615 | 635 | 1155 | 497 | 529 | 1369 | 459 | 24 |
| Y | FUS-ICP | 1 | 497 | 16 | 16 | 11 | 15 | 13 | 18 | 18 | 525 |
| Zr | FUS-ICP | 1 | 20 | 147 | 164 | 104 | 135 | 130 | 123 | 181 | 19 |
| Nb | FUS-MS | 0.2 | 169 | 8.2 | 9.2 | 3.3 | 6 | 5.2 | 3.5 | 5 | 183 |
| Mo | FUS-MS | 2 | 6.7 | < 2 | 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | 7.5 |
| Ag | MULT INAA / TD-ICP | 0.5 | < 2 | < 0.5 | < 0.5 | 0.6 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 2 |
| Cd | TD-ICP | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| In | FUS-MS | 0.1 | < 0.5 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.5 |
| Sn | FUS-MS | 1 | < 0.1 | < 1 | < 1 | < 1 | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 0.1 |
| Sb | INAA | 0.1 | 1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | 0.6 | 1 |
| Cs | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | 0.5 | 0.4 | 0.4 | 0.6 | 0.6 | 0.5 | 1 | < 0.1 |
| Ba | FUS-ICP | 1 | 575 | 560 | 528 | 415 | 672 | 555 | 384 | 673 | 591 |
| La | FUS-MS | 0.05 | 23.5 | 19.8 | 20.4 | 16.9 | 22.8 | 16.6 | 18.9 | 23 | 23.6 |
| Ce | FUS-MS | 0.05 | 45.6 | 38.6 | 41 | 34.7 | 41.2 | 32.3 | 40.2 | 43.6 | 47.4 |
| Pr | FUS-MS | 0.01 | 5.55 | 4.84 | 5.19 | 4.45 | 4.94 | 4.07 | 5.12 | 5.43 | 6 |
| Nd | FUS-MS | 0.05 | 22.9 | 19.3 | 20.7 | 18.5 | 19.7 | 16.3 | 19.4 | 20.8 | 23.4 |
| Sm | FUS-MS | 0.01 | 4.45 | 3.98 | 4.13 | 3.19 | 4.11 | 3.25 | 3.61 | 4.34 | 4.72 |
| Eu | FUS-MS | 0.005 | 1.26 | 1.13 | 1.2 | 1.11 | 1.05 | 1.01 | 1.17 | 1.15 | 1.35 |
| Gd | FUS-MS | 0.01 | 4.19 | 3.34 | 3.72 | 2.65 | 3.35 | 2.88 | 2.66 | 3.68 | 4.24 |
| Tb | FUS-MS | 0.01 | 0.61 | 0.51 | 0.6 | 0.36 | 0.5 | 0.45 | 0.43 | 0.55 | 0.64 |
| Dy | FUS-MS | 0.01 | 3.5 | 2.97 | 3.45 | 2 | 2.81 | 2.67 | 2.37 | 3.14 | 3.65 |
| Ho | FUS-MS | 0.01 | 0.68 | 0.57 | 0.66 | 0.39 | 0.53 | 0.52 | 0.46 | 0.61 | 0.69 |
| Er | FUS-MS | 0.01 | 1.89 | 1.64 | 1.87 | 1.11 | 1.5 | 1.48 | 1.32 | 1.79 | 1.93 |
| Tm | FUS-MS | 0.005 | 0.282 | 0.239 | 0.274 | 0.162 | 0.213 | 0.215 | 0.192 | 0.269 | 0.3 |
| Yb | FUS-MS | 0.01 | 1.88 | 1.54 | 1.78 | 1.11 | 1.34 | 1.41 | 1.28 | 1.78 | 1.94 |
| Lu | FUS-MS | 0.002 | 0.287 | 0.232 | 0.279 | 0.171 | 0.199 | 0.225 | 0.214 | 0.256 | 0.294 |
| Hf | FUS-MS | 0.1 | 4 | 3.3 | 4 | 2.8 | 3.4 | 3.3 | 2.5 | 4.1 | 4.2 |
| Ta | FUS-MS | 0.01 | 0.43 | 0.48 | 0.9 | 0.2 | 0.41 | 0.42 | 0.05 | 0.55 | 0.49 |
| W | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Ir | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Au | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Hg | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Tl | FUS-MS | 0.05 | 0.11 | 0.05 | 0.06 | 0.07 | 0.09 | 0.06 | < 0.05 | 0.13 | 0.11 |
| Pb | TD-ICP | 5 | < 5 | 5 | < 5 | < 5 | 7 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 |
| Bi | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 |
| Th | FUS-MS | 0.05 | 2.25 | 2.07 | 2.05 | 2.87 | 2.05 | 2.05 | 2.13 | 2.92 | 2.58 |
| U | FUS-MS | 0.01 | 0.58 | 0.7 | 0.71 | 0.66 | 0.89 | 0.65 | 0.7 | 0.95 | 0.65 |

Tabla 5.-Continuación

| Nombre | Metate | Metate | Huinamba | Hoya Urutzen | Cumburinos | Los Duraznos | Paracho | Durazno | Zarapo | Metate |
|-------------------|--------------------|------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Tipo | MSV | MSV | SC | SC | MSV | SC | Dome | SC | MSV | Shield |
| Tipo de muestra | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava |
| Referencias | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo |
| Número de muestra | PAZ-1209 | PAZ-1210 | 15353 | 14330 | 15355 | 15332 | 14262-B | 15349 | 15352 | 14309 |
| Latitud | 19°34'19.9" | 19°33'22.3" | 19°30'34.7" | 19°33'30.6" | 19°26'55.7" | 19°26'36.6" | 19°35'21.8" | 19°28'25.9" | 19°30'34.2" | 19°32'48.8" |
| Longitud | 102°00'49.9" | 102°02'05.8" | 101°50'10.3" | 101°57'33.2" | 101°46'27.3" | 101°56'07.2" | 102°02'25.4" | 101°55'59.4" | 101°51'31.3" | 101°58'09.1" |
| Altitud (msnm) | | 2352 | 2303 | 2186 | 2466 | 2156 | 1479 | 3347 | 1790 | 1990 2545 |
| Wt% | Analytical methods | Detection limits | | | | | | | | |
| SiO2 | FUS-ICP | 59.43 | 59.44 | 59.52 | 59.52 | 59.53 | 59.55 | 59.6 | 59.62 | 59.62 |
| Al2O3 | FUS-ICP | 0.01 | 18 | 17.5 | 17.09 | 17.27 | 16.84 | 17.72 | 17.15 | 16.24 |
| Fe2O3 (T) | FUS-ICP | 0.01 | 6.05 | 5.4 | 5.86 | 6.34 | 7.02 | 6.08 | 5.62 | 6.08 |
| MnO | FUS-ICP | 0.01 | 0.099 | 0.089 | 0.093 | 0.101 | 0.112 | 0.097 | 0.09 | 0.10 |
| MgO | FUS-ICP | 0.01 | 3.34 | 2.98 | 3.34 | 3.85 | 3.55 | 3.37 | 2.86 | 3.31 |
| CaO | FUS-ICP | 0.01 | 6.75 | 6.43 | 6.86 | 6.77 | 6.34 | 6.41 | 6.07 | 5.85 |
| Na2O | FUS-ICP | 0.01 | 4.22 | 3.86 | 3.95 | 3.86 | 3.81 | 4.14 | 3.63 | 3.75 |
| K2O | FUS-ICP | 0.01 | 1.77 | 1.41 | 1.28 | 1.36 | 1.72 | 1.63 | 1.81 | 1.75 |
| TiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 0.736 | 0.658 | 0.735 | 0.786 | 0.869 | 0.743 | 0.74 | 0.73 |
| P2O5 | FUS-ICP | 0.01 | 0.3 | 0.19 | 0.21 | 0.21 | 0.26 | 0.27 | 0.18 | 0.26 |
| LOI | | | -0.13 | 0.07 | 0.77 | 0.62 | 0.37 | 0.51 | 0.91 | 0.83 |
| Total | | | 100.7 | 98.0 | 99.7 | 100.1 | 100.4 | 100.0 | 97.7 | 98.5 |
| ppm | | | | | | | | | | |
| Be | FUS-ICP | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 1 | 1 | 1 | 2 |
| S | TD-ICP | 0.001 | 0.032 | 0.026 | 0.003 | 0.002 | 0.001 | 0.026 | 0.004 | 0.004 |
| Sc | INAA | 0.01 | 13.1 | 12 | 13.7 | 15.8 | 16.9 | 13.9 | 15.2 | 14.2 |
| V | FUS-ICP | 5 | 127 | 117 | 114 | 143 | 133 | 132 | 131 | 114 |
| Cr | INAA | 0.5 | 41.8 | 30.1 | 40 | 80.1 | 56.2 | 79 | 33 | 65 |
| Co | INAA | 0.1 | 16.7 | 14.9 | 17.5 | 21.6 | 18 | 21.7 | 14.6 | 18.8 |
| Ni | TD-ICP | 1 | 30 | 25 | 25 | 45 | 30 | 40 | 25 | 39 |
| Cu | TD-ICP | 1 | 29 | 26 | 17 | 22 | 26 | 21 | 30 | 24 |
| Zn | MULT INAA / TD-ICP | 1 | 74 | 65 | 62 | 68 | 67 | 72 | 64 | 70 |
| Ga | FUS-MS | 1 | 19 | 20 | 22 | 21 | 22 | 20 | 20 | 20 |
| Ge | FUS-MS | 0.5 | 2.2 | 1.6 | 0.3 | 1.3 | 1 | 1.3 | 1.4 | 0.6 |
| As | INAA | 1 | < 1 | < 1 | 2.3 | < 1 | 2.1 | < 1 | 2 | 2.5 |
| Se | INAA | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 1 | < 0.5 | < 1 | < 0.5 | < 0.5 | < 1 |
| Br | INAA | 0.5 | 2.8 | 1.8 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| Rb | FUS-MS | 1 | 29 | 20 | 15 | 20 | < 0.5 | 25 | 42 | 15 |
| Sr | FUS-ICP | 2 | 1410 | 1084 | 13 | 636 | 29 | 742 | 492 | 27 |
| Y | FUS-ICP | 1 | 13 | 12 | 1244 | 14 | 593 | 14 | 14 | 663 |
| Zr | FUS-ICP | 1 | 172 | 116 | 12 | 126 | 34 | 124 | 133 | 16 |
| Nb | FUS-MS | 0.2 | 4.2 | 4 | 110 | 4.4 | 163 | 4.3 | 5.8 | 150 |
| Mo | FUS-MS | 2 | < 2 | < 2 | 3.6 | < 2 | 8.1 | < 2 | 3 | 5.5 |
| Ag | MULT INAA / TD-ICP | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 2 | < 0.5 | 2 | < 0.5 | 0.7 | < 2 |
| Cd | TD-ICP | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| In | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.5 | < 0.1 | < 0.5 | < 0.1 | < 0.5 | < 0.5 |
| Sn | FUS-MS | 1 | 1 | < 1 | < 0.1 | < 1 | < 0.1 | < 1 | 1 | < 0.1 |
| Sb | INAA | 0.1 | 0.1 | < 0.1 | < 1 | 0.3 | 1 | 0.1 | < 0.1 | 1 |
| Cs | FUS-MS | 0.1 | 0.9 | 0.5 | < 0.1 | 0.4 | < 0.1 | 0.6 | 1.2 | < 0.1 |
| Ba | FUS-ICP | 1 | 525 | 426 | 334 | 489 | 593 | 590 | 678 | 580 |
| La | FUS-MS | 0.05 | 23.2 | 17 | 17.5 | 17.3 | 32.2 | 20 | 21.6 | 20.8 |
| Ce | FUS-MS | 0.05 | 50.1 | 35.7 | 36.5 | 34.8 | 44.6 | 40 | 40.7 | 42.5 |
| Pr | FUS-MS | 0.01 | 5.91 | 4.4 | 4.59 | 4.4 | 6.7 | 5.11 | 4.91 | 5.14 |
| Nd | FUS-MS | 0.05 | 24 | 18 | 18.7 | 17.5 | 27.4 | 19.9 | 19.9 | 19.4 |
| Sm | FUS-MS | 0.01 | 4.38 | 3.46 | 3.5 | 3.63 | 5.53 | 3.82 | 4.01 | 4.01 |
| Eu | FUS-MS | 0.005 | 1.26 | 0.993 | 1.13 | 1.09 | 1.67 | 1.18 | 1.09 | 1.16 |
| Gd | FUS-MS | 0.01 | 3.52 | 2.3 | 2.85 | 2.99 | 6.03 | 3.05 | 2.98 | 3.48 |
| Tb | FUS-MS | 0.01 | 0.47 | 0.34 | 0.42 | 0.48 | 0.88 | 0.49 | 0.5 | 0.54 |
| Dy | FUS-MS | 0.01 | 2.27 | 2.03 | 2.3 | 2.88 | 4.98 | 2.79 | 2.7 | 2.94 |
| Ho | FUS-MS | 0.01 | 0.44 | 0.38 | 0.43 | 0.57 | 0.99 | 0.56 | 0.52 | 0.56 |
| Er | FUS-MS | 0.01 | 1.26 | 1.05 | 1.17 | 1.62 | 2.75 | 1.57 | 1.54 | 1.59 |
| Tm | FUS-MS | 0.005 | 0.186 | 0.155 | 0.164 | 0.238 | 0.396 | 0.218 | 0.222 | 0.222 |
| Yb | FUS-MS | 0.01 | 1.26 | 0.98 | 1.03 | 1.55 | 2.47 | 1.37 | 1.44 | 1.55 |
| Lu | FUS-MS | 0.002 | 0.203 | 0.157 | 0.167 | 0.252 | 0.404 | 0.228 | 0.214 | 0.224 |
| Hf | FUS-MS | 0.1 | 4 | 2.7 | 2.9 | 2.7 | 4 | 2.8 | 3.4 | 3.3 |
| Ta | FUS-MS | 0.01 | 0.29 | 0.24 | 0.19 | 0.12 | 0.56 | 0.12 | 0.43 | 0.39 |
| W | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Ir | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Au | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Hg | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Tl | FUS-MS | 0.05 | 0.05 | 0.05 | < 0.05 | < 0.05 | 0.12 | < 0.05 | 0.12 | 0.09 |
| Pb | TD-ICP | 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | 5 | 7 | < 5 |
| Bi | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 |
| Th | FUS-MS | 0.05 | 2.94 | 2.25 | 1.76 | 1.63 | 2.43 | 1.86 | 2.85 | 2.24 |
| U | FUS-MS | 0.01 | 1.01 | 0.71 | 0.51 | 0.52 | 0.75 | 0.63 | 0.95 | 0.64 |

Tabla 5.-Continuación

| Nombre | ??? | Cajete | Metate | Metate | La Cantera | Las Varas | Santísimo | Guachan | Metate | Metate |
|-------------------|--------------------|------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Tipo | SC | SC | Shield | Shield | Dome | SC | MSV | SC | Shield | Shield |
| Tipo de muestra | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava |
| Referencias | Ownby, 2011. | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Ownby, 2011. | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo |
| Número de muestra | U-5 | 15347 | 14328 | 14302 | 15338 | U-48 | 14294 | 14314 | 14308 | 14270 |
| Latitud | 19°25.47 | 19°26'30.5" | 19°32'21.2" | 19°31'33.6" | 19°34'45.6" | 19°27.58 | 19°37'15.7" | 19°38'27.8" | 19°32'10.3" | 19°30'18.0" |
| Longitud | 102°08.14 | 102°01'18.3" | 101°59'02.2" | 102°00'17.7" | 101°56'10.7" | 102°05.67 | 102°12'09.3" | 101°55'30.0" | 101°58'46.6" | 102°01'56.0" |
| Altitud (msnm) | ?? | 1763 | 2740 | 2443 | 2347 | ?? | 2224 | 2393 | 2645 | 2066 |
| Wt% | Analytical methods | Detection limits | | | | | | | | |
| SiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 59.7 | 59.85 | 59.7 | 59.97 | 59.69 | 60 | 60.02 | 60.03 |
| Al2O3 | FUS-ICP | 0.01 | 17.2 | 18.04 | 17.64 | 17.71 | 18.88 | 17 | 16.67 | 17.16 |
| Fe2O3 (T) | FUS-ICP | 0.01 | 5.57 | 5.8 | 5.32 | 5.61 | 5.47 | 5.51 | 5.78 | 6.18 |
| MnO | FUS-ICP | 0.01 | 0.1 | 0.096 | 0.08 | 0.09 | 0.09 | 0.09 | 0.093 | 0.10 |
| MgO | FUS-ICP | 0.01 | 4.4 | 3.07 | 3.04 | 3.01 | 2.78 | 4.53 | 3.34 | 3.64 |
| CaO | FUS-ICP | 0.01 | 6.62 | 6.66 | 6.46 | 6.82 | 6.97 | 6.59 | 5.98 | 6.41 |
| Na2O | FUS-ICP | 0.01 | 3.95 | 4.1 | 4.12 | 4.04 | 3.83 | 3.88 | 3.58 | 3.65 |
| K2O | FUS-ICP | 0.01 | 1.53 | 1.4 | 1.36 | 1.47 | 0.99 | 1.43 | 1.78 | 1.73 |
| TiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 0.79 | 0.665 | 0.58 | 0.68 | 0.66 | 0.78 | 0.707 | 0.80 |
| P2O5 | FUS-ICP | 0.01 | 0.22 | 0.24 | 0.17 | 0.24 | 0.17 | 0.22 | 0.24 | 0.2 |
| LOI | | | 0.39 | 0.19 | 0.71 | 0.29 | 0.8 | 0.19 | 0.89 | 0.66 |
| Total | | | 100.1 | 98.5 | 99.6 | 99.4 | 99.84 | 98.2 | 99.9 | 98.0 |
| ppm | | | | | | | | | | |
| Be | FUS-ICP | 1 | | 1 | | 1 | | 1 | | 1 |
| S | TD-ICP | 0.001 | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.003 | | 0.022 | 0.04 | 0.038 |
| Sc | INAA | 0.01 | 12.9 | 11.9 | 12.8 | 12.8 | | 14.3 | 15.9 | 11.9 |
| V | FUS-ICP | 5 | 125 | 108 | 114 | 116 | 108 | 129 | 116 | 128 |
| Cr | INAA | 0.5 | 70 | 38.6 | 42.5 | 51.3 | 20.4 | 100 | 78 | 77.7 |
| Co | INAA | 0.1 | 27 | 15.2 | 17.4 | 15.9 | 14.1 | 34 | 19.3 | 20.4 |
| Ni | TD-ICP | 1 | 80 | 23 | 25 | 23 | 14 | 91 | 45 | 51 |
| Cu | TD-ICP | 1 | 34 | 24 | 26 | 18 | 12 | 36 | 22 | 28 |
| Zn | MULT INAA / TD-ICP | 1 | | 64 | 64 | 62 | 57 | | 60 | 66 |
| Ga | FUS-MS | 1 | | 21 | 22 | 21 | 23 | | 18 | 18 |
| Ge | FUS-MS | 0.5 | | 0.5 | 1.2 | 1.9 | 1.3 | | < 0.5 | 1.8 |
| As | INAA | 1 | | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | | < 1 | < 1 |
| Se | INAA | 0.5 | | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | | < 0.5 | < 0.5 |
| Br | INAA | 0.5 | | < 0.5 | < 0.5 | 2.5 | < 0.5 | | 2.9 | < 0.5 |
| Rb | FUS-MS | 1 | | < 0.5 | 19 | 20 | 7 | | 31 | 35 |
| Sr | FUS-ICP | 2 | 520 | 20 | 778 | 1205 | 1113 | 530 | 571 | 491 |
| Y | FUS-ICP | 1 | | 1292 | 11 | 10 | 11 | | 15 | 16 |
| Zr | FUS-ICP | 1 | 131 | 12 | 85 | 126 | 88 | 130 | 141 | 144 |
| Nb | FUS-MS | 0.2 | | 118 | 2.2 | 3.3 | 1.8 | | 5.8 | 5.7 |
| Mo | FUS-MS | 2 | | 3.5 | < 2 | < 2 | < 2 | | < 2 | < 2 |
| Ag | MULT INAA / TD-ICP | 0.5 | | < 2 | < 0.5 | 0.6 | < 0.5 | | 0.6 | < 0.5 |
| Cd | TD-ICP | 0.5 | | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | | < 0.5 | < 0.5 |
| In | FUS-MS | 0.1 | | < 0.5 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | | < 0.1 | < 0.1 |
| Sn | FUS-MS | 1 | | < 0.1 | < 1 | < 1 | < 1 | | 1 | < 1 |
| Sb | INAA | 0.1 | | < 1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | | 0.2 | 0.4 |
| Cs | FUS-MS | 0.1 | | < 0.1 | 0.5 | 0.5 | 0.2 | | 0.8 | 1.1 |
| Ba | FUS-ICP | 1 | 557 | 429 | 458 | 433 | 280 | 496 | 538 | 607 |
| La | FUS-MS | 0.05 | 19 | 19.1 | 14 | 19.2 | 11 | 18.9 | 20.8 | 19.4 |
| Ce | FUS-MS | 0.05 | 39.8 | 41.4 | 27.9 | 39.1 | 23.6 | 39.2 | 41.1 | 37.1 |
| Pr | FUS-MS | 0.01 | 4.6 | 5.13 | 3.53 | 4.98 | 3.22 | 4.64 | 5.02 | 4.66 |
| Nd | FUS-MS | 0.05 | 18.3 | 20.1 | 13.8 | 18.8 | 13.3 | 18.4 | 19.7 | 18.6 |
| Sm | FUS-MS | 0.01 | 3.7 | 3.83 | 2.67 | 3.43 | 2.73 | 3.8 | 3.83 | 3.76 |
| Eu | FUS-MS | 0.005 | 1.16 | 1.13 | 0.933 | 1.06 | 1 | 1.18 | 1.01 | 1.07 |
| Gd | FUS-MS | 0.01 | 3.5 | 2.94 | 2.22 | 2.56 | 2.39 | 3.6 | 3.58 | 3.34 |
| Tb | FUS-MS | 0.01 | 0.6 | 0.42 | 0.35 | 0.38 | 0.36 | 0.5 | 0.56 | 0.52 |
| Dy | FUS-MS | 0.01 | 3 | 2.31 | 1.92 | 2.14 | 2.07 | 2.9 | 3.08 | 2.87 |
| Ho | FUS-MS | 0.01 | 0.6 | 0.44 | 0.38 | 0.4 | 0.43 | 0.6 | 0.61 | 0.55 |
| Er | FUS-MS | 0.01 | 1.8 | 1.16 | 1.12 | 1.2 | 1.22 | 1.6 | 1.66 | 1.6 |
| Tm | FUS-MS | 0.005 | 0.25 | 0.173 | 0.155 | 0.174 | 0.171 | 0.24 | 0.256 | 0.238 |
| Yb | FUS-MS | 0.01 | 1.6 | 1.08 | 0.99 | 1.12 | 1.1 | 1.5 | 1.63 | 1.49 |
| Lu | FUS-MS | 0.002 | 0.23 | 0.162 | 0.16 | 0.168 | 0.18 | 0.22 | 0.248 | 0.234 |
| Hf | FUS-MS | 0.1 | | 3 | 2 | 2.9 | 2.1 | | 3.5 | 3.3 |
| Ta | FUS-MS | 0.01 | | 0.23 | < 0.01 | 0.3 | < 0.01 | | 0.56 | 0.46 |
| W | INAA | 1 | | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | | < 1 | < 1 |
| Ir | INAA | 1 | | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | | < 1 | < 1 |
| Au | INAA | 1 | | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | | < 1 | < 1 |
| Hg | INAA | 1 | | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | | < 1 | < 1 |
| Tl | FUS-MS | 0.05 | | 0.06 | < 0.05 | < 0.05 | < 0.05 | | 0.09 | 0.11 |
| Pb | TD-ICP | 5 | | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | | < 5 | 6 |
| Bi | FUS-MS | 0.1 | | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | | < 0.1 | < 0.1 |
| Th | FUS-MS | 0.05 | | 2.43 | 1.79 | 2.22 | 1.37 | | 2.44 | 2.54 |
| U | FUS-MS | 0.01 | | 0.72 | 0.63 | 0.72 | 0.41 | | 0.9 | 0.84 |

Tabla 5.-Continuación

| Nombre | | Caraquitaro | Irepu | Paracho | Pacaracua | Paracho | Huerfano | Paracho | Paracho | Paracho | Metate |
|-------------------|--------------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Tipo | | MSV | SC | Dome | MSV | Dome | MSV | Dome | Dome | Dome | Shield |
| Tipo de muestra | | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava |
| Referencias | | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo |
| Número de muestra | | 14315 | 14323 | 14262-A | ZAC-13209 | 14261-C | 14321 | 14261-A | 13261-B | 14263 | 14282 |
| Latitud | | 19°35'55.5" | 19°37'05.4" | 19°35'21.8" | 19°42'05.7" | 19°35'11.5" | 19°34'03.31" | 19°35'11.5" | 19°35'11.5" | 19°35'23.4" | 19°34'33.9" |
| Longitud | | 101°58'02.00" | 101°54'22.7" | 102°02'25.4" | 101°59'52.0" | 102°02'17.1" | 101°55'18.7" | 102°02'17.1" | 102°02'17.1" | 102°02'40.0" | 101°59'01.6" |
| Altitud (msnm) | | 2336 | 2417 | 3347 | 2250 | 3116 | 2469 | 3116 | 3116 | 3249 | 2314 |
| Wt% | Analytical methods | | | | | | | | | | |
| SiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 60.11 | 60.12 | 60.17 | 60.17 | 60.34 | 60.42 | 60.47 | 60.48 | 60.54 |
| Al2O3 | FUS-ICP | 0.01 | 16.7 | 17.53 | 17 | 17.35 | 17.03 | 17.27 | 16.74 | 17.66 | 17.28 |
| Fe2O3 (T) | FUS-ICP | 0.01 | 5.62 | 5.76 | 5.62 | 5.66 | 5.71 | 5.94 | 5.66 | 5.67 | 5.62 |
| MnO | FUS-ICP | 0.01 | 0.09 | 0.09 | 0.09 | 0.098 | 0.09 | 0.09 | 0.08 | 0.08 | 0.09 |
| MgO | FUS-ICP | 0.01 | 3.11 | 2.64 | 2.92 | 2.53 | 2.94 | 2.78 | 2.92 | 2.87 | 2.85 |
| CaO | FUS-ICP | 0.01 | 6.02 | 5.87 | 6.1 | 5.41 | 6.12 | 6 | 6.23 | 6.12 | 6.08 |
| Na2O | FUS-ICP | 0.01 | 3.74 | 3.85 | 3.64 | 4.29 | 3.64 | 3.59 | 3.69 | 3.75 | 3.66 |
| K2O | FUS-ICP | 0.01 | 1.8 | 1.82 | 1.87 | 1.86 | 1.85 | 2.07 | 1.84 | 1.86 | 1.87 |
| TiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 0.63 | 0.74 | 0.73 | 0.769 | 0.74 | 0.75 | 0.61 | 0.73 | 0.74 |
| P2O5 | FUS-ICP | 0.01 | 0.22 | 0.22 | 0.19 | 0.25 | 0.2 | 0.25 | 0.19 | 0.2 | 0.2 |
| LOI | | | 0.45 | 0.53 | 0.76 | 1.04 | 0.82 | 1.1 | 1.01 | 0.5 | 0.74 |
| Total | | | 98.0 | 98.6 | 98.3 | 98.4 | 98.7 | 99.2 | 98.4 | 99.4 | 98.2 |
| ppm | | | | | | | | | | | |
| Be | FUS-ICP | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| S | TD-ICP | 0.001 | 0.046 | 0.035 | 0.031 | 0.022 | 0.028 | 0.035 | 0.026 | 0.026 | 0.026 |
| Sc | INAA | 0.01 | 13.9 | 13.1 | 15.3 | 12.5 | 15 | 13.6 | 14.4 | 14.5 | 14.3 |
| V | FUS-ICP | 5 | 111 | 122 | 129 | 116 | 129 | 123 | 128 | 128 | 127 |
| Cr | INAA | 0.5 | 67.4 | 23 | 17.2 | 13.9 | 30 | 16.8 | 12.4 | 15.9 | 30.6 |
| Co | INAA | 0.1 | 19 | 14.9 | 15.9 | 14 | 16.5 | 15.5 | 16.2 | 16.5 | 17.6 |
| Ni | TD-ICP | 1 | 39 | 16 | 25 | 11 | 26 | 25 | 27 | 25 | 25 |
| Cu | TD-ICP | 1 | 29 | 18 | 25 | 26 | 25 | 18 | 25 | 19 | 26 |
| Zn | MULT INAA / TD-ICP | 1 | 67 | 67 | 65 | 77 | 60 | 66 | 58 | 63 | 64 |
| Ga | FUS-MS | 1 | 18 | 19 | 19 | 19 | 19 | 19 | 19 | 20 | 19 |
| Ge | FUS-MS | 0.5 | 1.6 | 1.8 | 1.3 | 1.4 | 1.5 | 1.6 | 1.3 | 1.4 | 1.3 |
| As | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Se | INAA | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| Br | INAA | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | 2.7 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| Rb | FUS-MS | 1 | 31 | 32 | 42 | 37 | 41 | 38 | 41 | 42 | 42 |
| Sr | FUS-ICP | 2 | 644 | 628 | 490 | 588 | 486 | 502 | 472 | 487 | 495 |
| Y | FUS-ICP | 1 | 13 | 16 | 13 | 15 | 13 | 18 | 14 | 13 | 14 |
| Zr | FUS-ICP | 1 | 133 | 153 | 132 | 176 | 132 | 167 | 132 | 127 | 133 |
| Nb | FUS-MS | 0.2 | 3.1 | 2.9 | 5.5 | 6.5 | 5.5 | 4.2 | 5.7 | 5.4 | 5.7 |
| Mo | FUS-MS | 2 | < 2 | < 2 | < 2 | 2 | 3 | < 2 | < 2 | < 2 | 2 |
| Ag | MULT INAA / TD-ICP | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | 0.8 | < 0.5 |
| Cd | TD-ICP | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| In | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 |
| Sn | FUS-MS | 1 | < 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Sb | INAA | 0.1 | 0.7 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | 0.5 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 |
| Cs | FUS-MS | 0.1 | 0.8 | 0.8 | 1.1 | 0.9 | 1.1 | 1.1 | 1.3 | 1.2 | 1.2 |
| Ba | FUS-ICP | 1 | 604 | 544 | 655 | 591 | 661 | 657 | 654 | 660 | 677 |
| La | FUS-MS | 0.05 | 19.2 | 18.7 | 20.1 | 21.4 | 20 | 26.3 | 20 | 20.6 | 20.8 |
| Ce | FUS-MS | 0.05 | 38 | 35.8 | 37.8 | 43 | 38.5 | 43.7 | 37.5 | 38.4 | 38.7 |
| Pr | FUS-MS | 0.01 | 4.81 | 4.71 | 4.82 | 5.45 | 4.81 | 5.62 | 4.63 | 4.75 | 4.87 |
| Nd | FUS-MS | 0.05 | 19 | 19.2 | 18.7 | 20.5 | 19 | 21.8 | 18.5 | 17.9 | 18.2 |
| Sm | FUS-MS | 0.01 | 3.83 | 4.01 | 3.73 | 4.08 | 3.68 | 4.21 | 3.57 | 3.92 | 3.67 |
| Eu | FUS-MS | 0.005 | 1.05 | 1.09 | 0.995 | 1.15 | 0.996 | 1.13 | 1 | 1.07 | 1.03 |
| Gd | FUS-MS | 0.01 | 3.02 | 3.29 | 3.07 | 3.47 | 3.01 | 3.82 | 2.75 | 3.11 | 2.93 |
| Tb | FUS-MS | 0.01 | 0.45 | 0.53 | 0.44 | 0.53 | 0.46 | 0.58 | 0.45 | 0.47 | 0.46 |
| Dy | FUS-MS | 0.01 | 2.58 | 2.86 | 2.4 | 3.06 | 2.54 | 3.22 | 2.64 | 2.63 | 2.68 |
| Ho | FUS-MS | 0.01 | 0.48 | 0.56 | 0.47 | 0.59 | 0.49 | 0.62 | 0.5 | 0.5 | 0.52 |
| Er | FUS-MS | 0.01 | 1.35 | 1.57 | 1.37 | 1.75 | 1.43 | 1.71 | 1.4 | 1.4 | 1.49 |
| Tm | FUS-MS | 0.005 | 0.201 | 0.246 | 0.211 | 0.258 | 0.218 | 0.244 | 0.205 | 0.209 | 0.219 |
| Yb | FUS-MS | 0.01 | 1.36 | 1.62 | 1.44 | 1.7 | 1.47 | 1.63 | 1.34 | 1.27 | 1.37 |
| Lu | FUS-MS | 0.002 | 0.189 | 0.239 | 0.216 | 0.278 | 0.221 | 0.244 | 0.208 | 0.188 | 0.207 |
| Hf | FUS-MS | 0.1 | 3.1 | 3.3 | 3.2 | 4.2 | 3.4 | 3.7 | 3.2 | 3 | 3.1 |
| Ta | FUS-MS | 0.01 | 0.34 | 0.37 | 0.41 | 0.52 | 0.5 | 0.44 | 0.41 | 0.39 | 0.4 |
| W | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Ir | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Au | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Hg | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Tl | FUS-MS | 0.05 | 0.1 | 0.1 | 0.14 | 0.13 | 0.19 | 0.13 | 0.12 | 0.17 | 0.17 |
| Pb | TD-ICP | 5 | < 5 | 5 | 7 | 6 | 8 | 7 | 7 | 5 | 7 |
| Bi | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 |
| Th | FUS-MS | 0.05 | 2.64 | 2.81 | 2.79 | 3.3 | 2.82 | 2.65 | 2.76 | 2.83 | 2.81 |
| U | FUS-MS | 0.01 | 0.89 | 0.85 | 0.89 | 1.1 | 0.93 | 0.9 | 0.95 | 0.9 | 0.92 |

Tabla 5.-Continuación

| Nombre | Angammuco | Metate | Molcajete | Plón | Las Varas | Janamo | La Virgen | Querenda | Metate | ??? | |
|-------------------|--------------------|------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------|
| Tipo | Sitio Arqueológico | Shield | SC | MSV | MSV | SC | MSV | MSV | Shield | Coulee | |
| Tipo de muestra | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | |
| Referencias | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Owaby, 2011. | Este trabajo | |
| Número de muestra | PAZ-1501 | 14299 | 15354 | ZAC-13216 | U-51a | 15392 | 14322 | 14313 | 14266 | 15346 | |
| Latitud | 19°34'06.5" | 19°32'1.0" | 19°29'55.3" | 19°42'30.6" | 19°27.67 | 19°34'49.1" | 19°34'01.3" | 19°37'31.5" | 19°29'24.9" | 19°33'58.5" | |
| Longitud | 101°30'00.5" | 101°59'40.9" | 101°48'43.3" | 101°52'51.6" | 102°07.50 | 102°07'56.2" | 101°54'07.2" | 101°56'12.7" | 102°01'55.7" | 101°50'27.4" | |
| Altitud (msnm) | | 2103 | 2645 | 2154 | 2780 | ?? | 2345 | 2635 | 2440 | 2004 | 2515 |
| Wt% | Analytical methods | Detection limits | | | | | | | | | |
| SiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 60.64 | 60.73 | 60.76 | 60.8 | 60.82 | 60.85 | 60.87 | 60.92 | 60.94 |
| Al2O3 | FUS-ICP | 0.01 | 17.5 | 18.15 | 16.57 | 16.75 | 16.9 | 17.19 | 18.01 | 18.54 | 17.09 |
| Fe2O3 (T) | FUS-ICP | 0.01 | 6.08 | 5.69 | 5.69 | 5.62 | 5.33 | 5.72 | 5.5 | 5.83 | 5.53 |
| MnO | FUS-ICP | 0.01 | 0.09 | 0.09 | 0.09 | 0.091 | 0.09 | 0.094 | 0.09 | 0.09 | 0.093 |
| MgO | FUS-ICP | 0.01 | 3.38 | 3.01 | 3.31 | 3.06 | 3.68 | 3.58 | 2.27 | 2.33 | 2.76 |
| CaO | FUS-ICP | 0.01 | 6.53 | 6.65 | 5.57 | 5.9 | 5.83 | 6.05 | 5.69 | 6.15 | 6.04 |
| Na2O | FUS-ICP | 0.01 | 3.8 | 4.02 | 3.85 | 3.5 | 3.87 | 3.85 | 3.85 | 4.15 | 3.93 |
| K2O | FUS-ICP | 0.01 | 1.59 | 1.45 | 1.76 | 2.03 | 1.54 | 1.75 | 1.83 | 1.55 | 2.09 |
| TiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 0.76 | 0.66 | 0.65 | 0.684 | 0.76 | 0.685 | 0.63 | 0.68 | 0.67 |
| P2O5 | FUS-ICP | 0.01 | 0.17 | 0.21 | 0.2 | 0.21 | 0.21 | 0.21 | 0.22 | 0.15 | 0.29 |
| LOI | | | -0.06 | 0.24 | 0.87 | 0.81 | 0.25 | 0.05 | 1.38 | 0.56 | 0.32 |
| Total | | | 100.5 | 100.7 | 99.3 | 98.6 | 98.76 | 100 | 98.9 | 100.3 | 99.4 |
| ppm | | | | | | | | | | | |
| Be | FUS-ICP | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 1 |
| S | TD-ICP | 0.001 | 0.002 | 0.026 | 0.005 | 0.025 | | 0.003 | 0.029 | 0.052 | 0.027 |
| Sc | INAA | 0.01 | 14.8 | 12.2 | 13.4 | 14.3 | | 15.2 | 10.2 | 13.4 | 12.7 |
| V | FUS-ICP | 5 | 131 | 114 | 105 | 121 | 125 | 117 | 113 | 131 | 110 |
| Cr | INAA | 0.5 | 86.1 | 48.9 | 75.7 | 58.8 | 53 | 118 | < 0.5 | < 0.5 | 44.2 |
| Co | INAA | 0.1 | 20.1 | 18.5 | 17.1 | 17.7 | 32 | 20.2 | 14.2 | 16.8 | 16.6 |
| Ni | TD-ICP | 1 | 34 | 23 | 51 | 32 | 77 | 56 | 5 | 17 | 31 |
| Cu | TD-ICP | 1 | 23 | 49 | 29 | 24 | 40 | 27 | 19 | 30 | 29 |
| Zn | MULT INAA / TD-ICP | 1 | 61 | 62 | 64 | 72 | | 67 | 67 | 62 | 68 |
| Ga | FUS-MS | 1 | 21 | 20 | 19 | 18 | | 18 | 20 | 19 | 20 |
| Ge | FUS-MS | 0.5 | 1.2 | 1.9 | 1.1 | 1.3 | | 0.7 | 1.6 | 1.5 | 1.5 |
| As | INAA | 1 | < 1 | < 1 | 2.8 | 2 | | 1.1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Se | INAA | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 1 | < 0.5 | | < 1 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| Br | INAA | 0.5 | < 0.5 | 4.7 | < 0.5 | < 0.5 | | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| Rb | FUS-MS | 1 | 33 | 20 | < 0.5 | 37 | | < 0.5 | 23 | 30 | 42 |
| Sr | FUS-ICP | 2 | 551 | 1063 | 35 | 474 | 484 | 36 | 663 | 570 | 772 |
| Y | FUS-ICP | 1 | 14 | 11 | 529 | 14 | | 559 | 16 | 13 | 16 |
| Zr | FUS-ICP | 1 | 125 | 125 | 15 | 153 | 136 | 16 | 132 | 102 | 166 |
| Nb | FUS-MS | 0.2 | 5.5 | 3.3 | 137 | 5.5 | | 136 | 2.1 | 3.2 | 6.9 |
| Mo | FUS-MS | 2 | < 2 | < 2 | 5 | < 2 | | 5.3 | < 2 | < 2 | < 2 |
| Ag | MULT INAA / TD-ICP | 0.5 | < 0.5 | 0.6 | 2 | < 0.5 | | < 2 | < 0.5 | < 0.5 | 0.5 |
| Cd | TD-ICP | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| In | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.5 | < 0.1 | | < 0.5 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 |
| Sn | FUS-MS | 1 | 1 | 2 | < 0.1 | < 1 | | < 0.1 | < 1 | < 1 | < 0.1 |
| Sb | INAA | 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 1 | < 0.1 | | < 1 | 0.4 | 0.7 | < 0.1 |
| Cs | FUS-MS | 0.1 | 0.8 | 0.5 | < 0.1 | 0.8 | | 0.5 | 0.5 | 1.1 | < 0.1 |
| Ba | FUS-ICP | 1 | 562 | 436 | 657 | 685 | 574 | 633 | 583 | 602 | 786 |
| La | FUS-MS | 0.05 | 18.3 | 17.6 | 19.5 | 20.1 | 20.8 | 20 | 20.8 | 15 | 30.4 |
| Ce | FUS-MS | 0.05 | 36.1 | 36.1 | 36.6 | 36.5 | 42.3 | 39.3 | 32.8 | 26.1 | 59 |
| Pr | FUS-MS | 0.01 | 4.32 | 4.8 | 4.6 | 4.85 | 4.9 | 4.79 | 4.59 | 3.43 | 7.57 |
| Nd | FUS-MS | 0.05 | 16.7 | 18.3 | 17.8 | 18.7 | 19.3 | 17.9 | 18.3 | 14.1 | 29.1 |
| Sm | FUS-MS | 0.01 | 3.69 | 3.57 | 3.41 | 3.62 | 3.9 | 3.61 | 3.71 | 3.08 | 5.96 |
| Eu | FUS-MS | 0.005 | 1.04 | 1.07 | 1.06 | 1.09 | 1.15 | 1.05 | 0.969 | 0.94 | 1.47 |
| Gd | FUS-MS | 0.01 | 2.86 | 2.42 | 2.96 | 3.16 | 3.5 | 3.42 | 3.04 | 2.69 | 4 |
| Tb | FUS-MS | 0.01 | 0.46 | 0.37 | 0.48 | 0.49 | 0.6 | 0.51 | 0.47 | 0.43 | 0.58 |
| Dy | FUS-MS | 0.01 | 2.73 | 2.08 | 2.66 | 2.87 | 3 | 2.86 | 2.62 | 2.42 | 3.09 |
| Ho | FUS-MS | 0.01 | 0.56 | 0.39 | 0.49 | 0.55 | 0.6 | 0.57 | 0.49 | 0.47 | 0.56 |
| Er | FUS-MS | 0.01 | 1.58 | 1.08 | 1.36 | 1.54 | 1.7 | 1.44 | 1.44 | 1.32 | 1.57 |
| Tm | FUS-MS | 0.005 | 0.221 | 0.151 | 0.196 | 0.226 | 0.25 | 0.244 | 0.213 | 0.19 | 0.223 |
| Yb | FUS-MS | 0.01 | 1.41 | 0.97 | 1.25 | 1.49 | 1.6 | 1.53 | 1.39 | 1.29 | 1.46 |
| Lu | FUS-MS | 0.002 | 0.225 | 0.152 | 0.194 | 0.247 | 0.23 | 0.222 | 0.212 | 0.191 | 0.218 |
| Hf | FUS-MS | 0.1 | 2.8 | 3 | 3.4 | 4 | | 3.8 | 3.1 | 2.5 | 4 |
| Ta | FUS-MS | 0.01 | 0.22 | 0.29 | 0.34 | 0.45 | | 0.36 | 0.24 | 0.22 | 0.64 |
| W | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Ir | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Au | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Hg | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Tl | FUS-MS | 0.05 | 0.06 | < 0.05 | 0.12 | 0.12 | | 0.12 | 0.06 | 0.08 | 0.17 |
| Pb | TD-ICP | 5 | < 5 | 7 | < 5 | 6 | | 5 | < 5 | < 5 | 8 |
| Bi | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 |
| Th | FUS-MS | 0.05 | 2.31 | 2.02 | 2.63 | 2.68 | | 2.08 | 1.72 | 2.15 | 3.26 |
| U | FUS-MS | 0.01 | 0.76 | 0.66 | 0.8 | 0.78 | | 0.73 | 0.61 | 0.72 | 1.2 |

Tabla 5.-Continuación

| Nombre | Gato | Metate | Paracho | Paracho | Parachito | Metate | Mari Juata | Hoya de Agua | Angaruen | San Marcos | | |
|-------------------|--------------------|------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|-------|-------|
| Tipo | Dome | Shield | Dome | Dome | MSV | Shield | MSV | SC | MSV | MSV | | |
| Tipo de muestra | Dique | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Bomb | Lava | Lava | | |
| Referencias | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | | |
| Número de muestra | 15341 | 15331 | 14264 | 14278-B | 14317 | 14281 | 14279-A | 14316 | 15340 | 14297 | | |
| Latitud | 19°40'49.2" | 19°32'19.7" | 19°35'44.8" | 19°37'27.6" | 19°34'06.2" | 19°33'29.3" | 19°39'14.7" | 19°33'45.9" | 19°41'10.1" | 19°40'21.7" | | |
| Longitud | 101°49'58.7" | 101°59'34.2" | 102°01'48.1" | 102°03'41.8" | 102°03'34.6" | 102°01'22.5" | 102°07'16.9" | 102°03'36.3" | 101°50'04.2" | 101°59'12.61" | | |
| Altitud (msnm) | | 2688 | 2910 | 2810 | 2282 | 2466 | 2298 | 2219 | 2470 | 2617 | 2212 | |
| Wt% | Analytical methods | Detection limits | | | | | | | | | | |
| SiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 61 | 61 | 61.01 | 61.03 | 61.26 | 61.37 | 61.4 | 61.46 | 61.54 | 61.7 |
| Al2O3 | FUS-ICP | 0.01 | 16.33 | 17.61 | 16.72 | 17.04 | 17.33 | 17.17 | 17.33 | 17.02 | 16.74 | 17.83 |
| Fe2O3 (T) | FUS-ICP | 0.01 | 6.11 | 5.36 | 5.52 | 5.55 | 5.83 | 5.63 | 5.43 | 5.65 | 6.06 | 5.22 |
| MnO | FUS-ICP | 0.01 | 0.099 | 0.083 | 0.09 | 0.09 | 0.09 | 0.09 | 0.09 | 0.09 | 0.10 | 0.08 |
| MgO | FUS-ICP | 0.01 | 3.26 | 2.92 | 2.92 | 2.66 | 2.92 | 3.2 | 2.81 | 2.98 | 2.72 | 2.55 |
| CaO | FUS-ICP | 0.01 | 5.88 | 6.33 | 5.81 | 5.91 | 6 | 6.14 | 6.32 | 5.99 | 5.42 | 5.94 |
| Na2O | FUS-ICP | 0.01 | 3.73 | 4.07 | 3.65 | 3.73 | 3.67 | 3.89 | 3.69 | 3.64 | 3.78 | 3.87 |
| K2O | FUS-ICP | 0.01 | 1.79 | 1.45 | 1.97 | 1.95 | 1.87 | 1.9 | 1.72 | 1.89 | 1.7 | 1.98 |
| TiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 0.75 | 0.592 | 0.72 | 0.74 | 0.74 | 0.66 | 0.66 | 0.71 | 0.63 | 0.60 |
| P2O5 | FUS-ICP | 0.01 | 0.21 | 0.17 | 0.19 | 0.19 | 0.18 | 0.24 | 0.19 | 0.16 | 0.17 | 0.18 |
| LOI | | | 0.44 | 0.75 | 0.89 | 0.91 | 1.07 | 0.43 | 1.1 | 0.55 | 0.6 | 0.85 |
| Total | | | 99.6 | 99.6 | 98.6 | 98.9 | 99.9 | 100.3 | 99.6 | 99.6 | 99.5 | 100.0 |
| ppm | | | | | | | | | | | | |
| Be | FUS-ICP | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| S | TD-ICP | 0.001 | 0.003 | 0.005 | 0.025 | 0.023 | 0.053 | 0.164 | 0.024 | 0.051 | 0.003 | 0.021 |
| Sc | INAA | 0.01 | 15.2 | 12.2 | 14.3 | 13.7 | 13.7 | 13.1 | 12.6 | 14 | 14.8 | 12.8 |
| V | FUS-ICP | 5 | 119 | 115 | 122 | 119 | 117 | 115 | 112 | 111 | 112 | 118 |
| Cr | INAA | 0.5 | 62 | 39.2 | 30.5 | 25 | 36.3 | 68.1 | 46.6 | 53.1 | 52.8 | 21 |
| Co | INAA | 0.1 | 16 | 20.5 | 14.3 | 16.6 | 18 | 18 | 15.1 | 17.1 | 13.9 | 16 |
| Ni | TD-ICP | 1 | 31 | 24 | 33 | 27 | 36 | 40 | 25 | 36 | 22 | 17 |
| Cu | TD-ICP | 1 | 24 | 24 | 22 | 21 | 29 | 15 | 21 | 57 | 23 | 22 |
| Zn | MULT INAA / TD-ICP | 1 | 69 | 63 | 62 | 68 | 66 | 63 | 76 | 64 | 66 | 61 |
| Ga | FUS-MS | 1 | 20 | 22 | 19 | 19 | 20 | 20 | 20 | 18 | 19 | 19 |
| Ge | FUS-MS | 0.5 | 0.8 | 1.3 | 1.2 | 1.6 | 1.7 | 1.9 | 1.8 | 1.7 | 0.5 | 1.9 |
| As | INAA | 1 | 3.1 | < 1 | < 1 | 2 | 2 | 7 | < 1 | 1.7 | 2.9 | < 1 |
| Se | INAA | 0.5 | < 1 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | 2 | < 0.5 |
| Br | INAA | 0.5 | < 0.5 | 2 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | 4 | < 0.5 | < 0.5 | 2.4 |
| Rb | FUS-MS | 1 | < 0.5 | 22 | 45 | 40 | 40 | 31 | 22 | 39 | < 0.5 | 32 |
| Sr | FUS-ICP | 2 | 33 | 785 | 469 | 462 | 475 | 689 | 792 | 472 | 32 | 626 |
| Y | FUS-ICP | 1 | 505 | 10 | 13 | 14 | 16 | 16 | 14 | 14 | 509 | 11 |
| Zr | FUS-ICP | 1 | 16 | 92 | 142 | 146 | 150 | 165 | 139 | 147 | 16 | 119 |
| Nb | FUS-MS | 0.2 | 151 | 2.5 | 6.8 | 5 | 4.9 | 6.4 | 3.7 | 4.6 | 122 | 3.9 |
| Mo | FUS-MS | 2 | 6.6 | < 2 | < 2 | < 2 | 2 | < 2 | < 2 | < 2 | 5.1 | < 2 |
| Ag | MULT INAA / TD-ICP | 0.5 | < 2 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | 0.8 | 0.5 | < 0.5 | < 2 | < 0.5 |
| Cd | TD-ICP | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| In | FUS-MS | 0.1 | < 0.5 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.5 | < 0.1 |
| Sn | FUS-MS | 1 | < 0.1 | < 1 | 2 | < 1 | 1 | 1 | < 1 | < 1 | < 0.1 | < 1 |
| Sb | INAA | 0.1 | < 1 | < 0.1 | < 0.1 | 0.4 | 0.4 | 2.1 | < 0.1 | 0.8 | 1 | < 0.1 |
| Cs | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | 0.6 | 1.3 | 1.2 | 1.2 | 0.5 | 0.6 | 1.2 | 0.4 | 1 |
| Ba | FUS-ICP | 1 | 652 | 467 | 674 | 669 | 655 | 629 | 490 | 663 | 703 | 683 |
| La | FUS-MS | 0.05 | 22.2 | 14.3 | 21.3 | 21.3 | 20.1 | 25.1 | 17.6 | 19.3 | 25 | 19.5 |
| Ce | FUS-MS | 0.05 | 44.8 | 29.5 | 39.6 | 40.4 | 39.1 | 46.6 | 34.6 | 36.7 | 43.3 | 34.4 |
| Pr | FUS-MS | 0.01 | 5.44 | 3.63 | 4.95 | 4.88 | 4.68 | 6.21 | 4.51 | 4.55 | 5.49 | 4.34 |
| Nd | FUS-MS | 0.05 | 20.5 | 13.8 | 20 | 18.9 | 18.6 | 23.7 | 17.7 | 17.9 | 21.5 | 16.5 |
| Sm | FUS-MS | 0.01 | 4.46 | 2.9 | 3.76 | 3.71 | 3.84 | 4.48 | 3.49 | 3.62 | 4.16 | 2.9 |
| Eu | FUS-MS | 0.005 | 1.23 | 0.899 | 1.02 | 1.05 | 1.02 | 1.34 | 1.07 | 1 | 1.21 | 0.933 |
| Gd | FUS-MS | 0.01 | 3.65 | 2.09 | 3.11 | 2.91 | 3.28 | 3.62 | 2.72 | 3.01 | 3.67 | 2.36 |
| Tb | FUS-MS | 0.01 | 0.54 | 0.34 | 0.48 | 0.46 | 0.5 | 0.55 | 0.45 | 0.49 | 0.51 | 0.35 |
| Dy | FUS-MS | 0.01 | 3.03 | 1.98 | 2.65 | 2.67 | 2.84 | 2.92 | 2.55 | 2.7 | 2.98 | 2.03 |
| Ho | FUS-MS | 0.01 | 0.6 | 0.38 | 0.51 | 0.52 | 0.55 | 0.56 | 0.49 | 0.53 | 0.58 | 0.4 |
| Er | FUS-MS | 0.01 | 1.64 | 1.07 | 1.45 | 1.46 | 1.56 | 1.66 | 1.3 | 1.45 | 1.53 | 1.14 |
| Tm | FUS-MS | 0.005 | 0.246 | 0.16 | 0.212 | 0.214 | 0.23 | 0.26 | 0.193 | 0.198 | 0.202 | 0.166 |
| Yb | FUS-MS | 0.01 | 1.66 | 1.03 | 1.42 | 1.36 | 1.41 | 1.62 | 1.35 | 1.3 | 1.37 | 1.06 |
| Lu | FUS-MS | 0.002 | 0.252 | 0.17 | 0.212 | 0.214 | 0.208 | 0.223 | 0.181 | 0.203 | 0.225 | 0.167 |
| Hf | FUS-MS | 0.1 | 3.5 | 2.2 | 3.4 | 3.2 | 3.5 | 3.7 | 3.1 | 3.5 | 3.1 | 2.6 |
| Ta | FUS-MS | 0.01 | 0.42 | < 0.01 | 0.56 | 0.54 | 0.52 | 0.53 | 0.35 | 0.44 | 0.34 | 0.43 |
| W | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Ir | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Au | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Hg | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Tl | FUS-MS | 0.05 | 0.1 | < 0.05 | 0.17 | 0.11 | 0.13 | 0.05 | 0.06 | 0.12 | 0.11 | 0.08 |
| Pb | TD-ICP | 5 | 8 | < 5 | 7 | 10 | 8 | 32 | 6 | 9 | 10 | 7 |
| Bi | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 |
| Th | FUS-MS | 0.05 | 3.74 | 2 | 2.93 | 2.79 | 2.81 | 3.32 | 1.96 | 2.81 | 5.04 | 2.31 |
| U | FUS-MS | 0.01 | 0.74 | 0.67 | 0.99 | 1.23 | 0.96 | 0.9 | 0.64 | 0.88 | 0.63 | 0.79 |

Tabla 5.-Continuación

| Nombre | Cuingutapu | La Alberca | La Alberca | Metate Viejo | Remolino | Molino | El Horno | Aracata | La Cruz | |
|-------------------|--------------------|------------------|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------------|-------|
| Tipo | MSV | SC | SC | MSV | MSV | MSV | MSV | MSV | MSV | |
| Tipo de muestra | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | |
| Referencias | Este trabajo | Owby, 2011. | Owby, 2011. | Este trabajo | Owby, 2011. | |
| Número de muestra | 14310 | U-38 | U-37 | 14301 | SNO-1501 | 14295 | 14291 | 14326 | U-35 | |
| Latitud | 19°41'26.7" | 19°28.83 | 19°29.32 | 19°31'40.1" | 19°38'14.5" | 19°37'49.5" | 19°32'13.3" | 19°32'24.4" | 19°27.01 | |
| Longitud | 102°03'17.5" | 102°02.03 | 102°01.66 | 102°00'13.7" | 101°19'35.6" | 102°11'51.1" | 102°06'24.4" | 102°11'54.5" | 102°01.33 | |
| Altitud (msnm) | | 2304 | ?? | ?? | 2439 | 2163 | 2222 | 2174 | 2385 | ?? |
| Wt% | Analytical methods | Detection limits | | | | | | | | |
| SiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 62.1 | 62.63 | 62.4 | 62.44 | 62.55 | 62.74 | 62.82 | 62.9 |
| Al2O3 | FUS-ICP | 0.01 | 17.76 | 17.7 | 16.7 | 17.85 | 16.53 | 16.79 | 16.89 | 16.9 |
| Fe2O3 (T) | FUS-ICP | 0.01 | 5.22 | 4.97 | 4.95 | 4.98 | 5.19 | 5.42 | 5.21 | 5.24 |
| MnO | FUS-ICP | 0.01 | 0.08 | 0.07 | 0.09 | 0.08 | 0.08 | 0.09 | 0.09 | 0.08 |
| MgO | FUS-ICP | 0.01 | 2.36 | 2.53 | 3.06 | 2.31 | 2.9 | 2.73 | 2.58 | 2.46 |
| CaO | FUS-ICP | 0.01 | 5.84 | 5.71 | 5.88 | 5.78 | 5.62 | 5.33 | 5.62 | 5.65 |
| Na2O | FUS-ICP | 0.01 | 3.62 | 3.92 | 3.91 | 3.77 | 3.35 | 3.78 | 3.72 | 3.66 |
| K2O | FUS-ICP | 0.01 | 2.13 | 1.63 | 2.09 | 2.03 | 2.32 | 2.24 | 2.06 | 2.27 |
| TiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 0.61 | 0.65 | 0.67 | 0.56 | 0.65 | 0.73 | 0.63 | 0.65 |
| P2O5 | FUS-ICP | 0.01 | 0.16 | 0.18 | 0.28 | 0.13 | 0.13 | 0.23 | 0.2 | 0.2 |
| LOI | | | 1.12 | 1.36 | 0.52 | 0.88 | 0.35 | 1 | 0.86 | 0.88 |
| Total | | | 99.9 | 1.36 | 99.51 | 99.9 | 99.3 | 99.9 | 99.5 | 99.9 |
| ppm | | | | | | | | | | |
| Be | FUS-ICP | 1 | 1 | | | 1 | 2 | 1 | 1 | 1 |
| S | TD-ICP | 0.001 | 0.031 | | | 0.031 | 0.003 | 0.019 | 0.021 | 0.034 |
| Sc | INAA | 0.01 | 13.1 | | | 11.6 | 13.9 | 12.4 | 13 | 12.7 |
| V | FUS-ICP | 5 | 116 | 115 | 104 | 112 | 114 | 104 | 106 | 114 |
| Cr | INAA | 0.5 | 7.7 n.d | | 44 | 6.6 | 55.4 | 61.5 | 48.6 | 21.1 |
| Co | INAA | 0.1 | 15.5 | 17 | 66 | 14.6 | 15.9 | 16.4 | 12.9 | 16.6 |
| Ni | TD-ICP | 1 | 20 | 21 | 30 | 14 | 31 | 30 | 28 | 21 |
| Cu | TD-ICP | 1 | 28 n.d | | 24 | 27 | 18 | 20 | 22 | 30 |
| Zn | MULT INAA / TD-ICP | 1 | 56 | | | 68 | 56 | 60 | 60 | 61 |
| Ga | FUS-MS | 1 | 18 | | | 19 | 20 | 19 | 18 | 18 |
| Ge | FUS-MS | 0.5 | 1.7 | | | 1.7 | 1.4 | 2 | 2.1 | 1.8 |
| As | INAA | 1 | < 1 | | | < 1 | < 1 | 2 | < 1 | < 1 |
| Se | INAA | 0.5 | < 0.5 | | | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| Br | INAA | 0.5 | < 0.5 | | | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| Rb | FUS-MS | 1 | 33 | | | 34 | 58 | 41 | 40 | 41 |
| Sr | FUS-ICP | 2 | 530 | 609 | 696 | 536 | 437 | 474 | 468 | 472 |
| Y | FUS-ICP | 1 | 14 | | | 10 | 16 | 16 | 15 | 15 |
| Zr | FUS-ICP | 1 | 133 | 119 | 164 | 110 | 134 | 171 | 180 | 151 |
| Nb | FUS-MS | 0.2 | 11.5 | | | 2.7 | 5.1 | 7.7 | 5.6 | 2.6 |
| Mo | FUS-MS | 2 | < 2 | | | < 2 | < 2 | 2 | 2 | < 2 |
| Ag | MULT INAA / TD-ICP | 0.5 | < 0.5 | | | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | 0.7 | < 0.5 |
| Cd | TD-ICP | 0.5 | < 0.5 | | | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| In | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | | | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 |
| Sn | FUS-MS | 1 | < 1 | | | 1 | 1 | < 1 | 1 | < 1 |
| Sb | INAA | 0.1 | 1.1 | | | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 |
| Cs | FUS-MS | 0.1 | 0.7 | | | 1.3 | 2 | 1.1 | 1.1 | 1.1 |
| Ba | FUS-ICP | 1 | 699 | 510 | 769 | 591 | 700 | 713 | 760 | 729 |
| La | FUS-MS | 0.05 | 18.1 | 23.3 | 31.2 | 18 | 25.3 | 23.6 | 23.6 | 19.9 |
| Ce | FUS-MS | 0.05 | 33.4 | 33.8 | 62 | 27.6 | 45.5 | 44.5 | 43.8 | 38.8 |
| Pr | FUS-MS | 0.01 | 4.09 | 5.4 | 7.14 | 3.76 | 5.4 | 5.49 | 5.37 | 4.72 |
| Nd | FUS-MS | 0.05 | 15.8 | 22.6 | 28.2 | 14.9 | 20 | 21.2 | 19.1 | 18.1 |
| Sm | FUS-MS | 0.01 | 3.25 | 4.5 | 5.3 | 2.77 | 3.82 | 3.97 | 3.89 | 3.8 |
| Eu | FUS-MS | 0.005 | 0.862 | 1.5 | 1.46 | 0.893 | 1.01 | 1.13 | 1.08 | 0.945 |
| Gd | FUS-MS | 0.01 | 2.77 | 4.3 | 4.3 | 2.21 | 3.15 | 3.38 | 2.97 | 3.3 |
| Tb | FUS-MS | 0.01 | 0.43 | 0.7 | 0.6 | 0.35 | 0.53 | 0.53 | 0.47 | 0.48 |
| Dy | FUS-MS | 0.01 | 2.44 | 3.5 | 3.1 | 2.06 | 3.19 | 2.93 | 2.72 | 2.74 |
| Ho | FUS-MS | 0.01 | 0.48 | 0.7 | 0.6 | 0.41 | 0.61 | 0.56 | 0.53 | 0.55 |
| Er | FUS-MS | 0.01 | 1.38 | 2 | 1.7 | 1.17 | 1.74 | 1.56 | 1.51 | 1.6 |
| Tm | FUS-MS | 0.005 | 0.203 | 0.3 | 0.24 | 0.165 | 0.255 | 0.237 | 0.232 | 0.24 |
| Yb | FUS-MS | 0.01 | 1.29 | 1.7 | 1.6 | 1.09 | 1.68 | 1.61 | 1.49 | 1.59 |
| Lu | FUS-MS | 0.002 | 0.185 | 0.2 | 0.23 | 0.164 | 0.266 | 0.242 | 0.207 | 0.237 |
| Hf | FUS-MS | 0.1 | 2.9 | | | 2.6 | 3 | 3.7 | 3.7 | 3.4 |
| Ta | FUS-MS | 0.01 | 0.31 | | | 0.28 | 0.28 | 0.7 | 0.54 | 0.39 |
| W | INAA | 1 | < 1 | | | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Ir | INAA | 1 | < 1 | | | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Au | INAA | 1 | < 1 | | | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Hg | INAA | 1 | < 1 | | | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Tl | FUS-MS | 0.05 | 0.1 | | | 0.13 | 0.16 | 0.12 | 0.1 | 0.11 |
| Pb | TD-ICP | 5 | 6 | | | 6 | 7 | 6 | 8 | 6 |
| Bi | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | | | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 |
| Th | FUS-MS | 0.05 | 2.41 | | | 2.27 | 4.18 | 3.04 | 2.85 | 2.7 |
| U | FUS-MS | 0.01 | 0.75 | | | 0.79 | 1.26 | 1 | 0.95 | 0.9 |

Andesitas basálticas

Tabla 5.1.-Andesitas-Basálticas

| Nombre | Colorado | Sapien | La Alberca | Cerro Chino | Paranguitro | Cicapién | Sinar Juata | Agnatzin | Cicapién | Paracho Viejo | |
|------------------------------------|--------------------|---------------|---------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|-------|
| Tipo | MSV | SC | SC | SC | SC | SC | SC | SC | SC | SC | |
| Tipo de muestra | Lava | Bomba | Bomba | Bomba | Lava | Lava | Scoria | Lava | Lava | Escoria | |
| Referencias | Este trabajo | Owmbly, 2011. | Owmbly, 2011. | Owmbly, 2011. | Este trabajo | |
| Número de muestra | 15348 | U-46 | U-36 | U-1a | 16351 | 13255 | 14285 | ZAC-13211 | 13254 | 15389-B | |
| Latitud | 19°26'37.4" | 19°27.67 | 19°28.75 | 19°24.86 | 19°27'33.7" | 19°36'49.1" | 19°36'21.0" | 19°42'04.1" | 19°37'11.7" | 19°37'29.5" | |
| Longitud | 101°57'50.2" | 102°07.50 | 102°00.45 | 102°06.56 | 101°51'58.1" | 102°04'44.0" | 102°01'52.1" | 101°56'39.4" | 102°04'18.9" | 102°05'45.7" | |
| Altud (msnm) | 1742 | ?? | ?? | ?? | 1798 | 2304 | 2754 | 2442 | 2294 | 2330 | |
| WT% | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | FUS-ICP | 0.01 | 52.12 | 52.2 | 52.3 | 52.35 | 52.36 | 52.4 | 52.67 | 52.68 | 52.69 |
| Al ₂ O ₃ | FUS-ICP | 0.01 | 18.52 | 16.7 | 17.1 | 17.3 | 15.49 | 16.98 | 17.09 | 17.18 | 17.82 |
| Fe ₂ O ₃ (T) | FUS-ICP | 0.01 | 9.78 | 7.39 | 7.76 | 7.75 | 8.98 | 8.39 | 8.26 | 8.38 | 8.23 |
| MnO | FUS-ICP | 0.01 | 0.155 | 0.13 | 0.13 | 0.14 | 0.145 | 0.13 | 0.14 | 0.135 | 0.13 |
| MgO | FUS-ICP | 0.01 | 5.32 | 9.38 | 8.52 | 8.77 | 9.94 | 7.93 | 7.94 | 6.77 | 7.82 |
| CaO | FUS-ICP | 0.01 | 8.96 | 9.26 | 8.7 | 8.77 | 9.06 | 9.46 | 8.43 | 7.97 | 9.49 |
| Na ₂ O | FUS-ICP | 0.01 | 3.62 | 3.37 | 3.52 | 3.32 | 2.88 | 3.23 | 3.56 | 3.52 | 3.26 |
| K ₂ O | FUS-ICP | 0.01 | 0.6 | 0.56 | 0.79 | 0.59 | 0.75 | 0.62 | 0.91 | 0.9 | 0.62 |
| TiO ₂ | FUS-ICP | 0.01 | 1.179 | 0.8 | 0.96 | 0.92 | 0.734 | 0.81 | 1.12 | 0.935 | 0.8 |
| P ₂ O ₅ | FUS-ICP | 0.01 | 0.18 | 0.14 | 0.14 | 0.17 | 0.15 | 0.14 | 0.28 | 0.26 | 0.16 |
| LOI | | | 0.15 | -0.16 | -0.15 | 0.09 | -0.15 | 0.24 | -0.05 | 0.22 | 0.28 |
| Total | | | 100.6 | 100.09 | 100.07 | 99.94 | 100.3 | 100.1 | 100.4 | 98.5 | 100.5 |
| ppm | | | | | | | | | | | |
| Be | FUS-ICP | 1 | 1 | | | < 1 | < 1 | 1 | < 1 | < 1 | 1 |
| S | TD-ICP | 0.001 | 0.002 | | | 0.004 | 0.04 | 0.034 | 0.028 | 0.04 | 0.001 |
| Sc | INAA | | 27 | | | 31.4 | 29.9 | 25.1 | 22.8 | 28.9 | 24.7 |
| V | FUS-ICP | 5 | 185 | 188 | 181 | 181 | 193 | 176 | 176 | 217 | 180 |
| Cr | INAA | 0.5 | 115 | 512 | 267 | 379 | 582 | 332 | 325 | 267 | 314 |
| Co | INAA | 0.1 | 35 | 52 | 44 | 49 | 41.3 | 35.3 | 36.1 | 35.8 | 34.9 |
| Ni | TD-ICP | 1 | 39 | 231 | 145 | 192 | 215 | 100 | 167 | 137 | 98 |
| Cu | TD-ICP | 1 | 35 | 64 | 43 | 48 | 50 | 47 | 51 | 58 | 46 |
| Zn | MULT INAA / TD-ICP | 1 | 68 | | | 62 | 60 | 63 | 78 | 60 | 67 |
| Ga | FUS-MS | 1 | 20 | | | 17 | 18 | 18 | 17 | 17 | 18 |
| Ge | FUS-MS | 0.5 | 0.1 | | | 0.4 | 1.6 | 1.5 | 1.4 | 1.6 | 0.3 |
| As | INAA | 1 | 3 | | | 2.5 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | 1.5 |
| Se | INAA | 0.5 | < 1 | | | < 1 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 1 |
| Br | INAA | 0.5 | < 0.5 | | | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | 2 | < 0.5 | < 0.5 |
| Rb | FUS-MS | 1 | < 0.5 | | | < 0.5 | 6 | 12 | 12 | 6 | < 0.5 |
| Sr | FUS-ICP | 2 | 7 | 446 | 498 | 521 | 13 | 470 | 490 | 501 | 472 |
| Y | FUS-ICP | 1 | 599 | | | | 345 | 13 | 17 | 13 | 508 |
| Zr | FUS-ICP | 1 | 32 | 59 | 88 | 87 | 15 | 65 | 112 | 113 | 66 |
| Nb | FUS-MS | 0.2 | 105 | | | 87 | 3.1 | 7.4 | 5 | 3.2 | 117 |
| Mo | FUS-MS | 2 | 3.1 | | | 2.8 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | 5.8 |
| Ag | MULT INAA / TD-ICP | 0.5 | < 2 | | | < 2 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 2 |
| Cd | TD-ICP | 0.5 | < 0.5 | | | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| In | FUS-MS | 0.1 | < 0.5 | | | < 0.5 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.5 |
| Sn | FUS-MS | 1 | < 0.1 | | | < 0.1 | < 1 | 1 | < 1 | < 1 | < 0.1 |
| Sb | INAA | 0.1 | < 1 | | | < 1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 1 |
| Cs | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | | | < 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.5 | 0.2 | < 0.1 |
| Ba | FUS-ICP | 1 | 188 | 185 | 219 | 234 | 257 | 208 | 270 | 321 | 213 |
| La | FUS-MS | 0.05 | 11.6 | 8 | 9.8 | 10.7 | 10.4 | 6.83 | 13.7 | 12.9 | 6.71 |
| Ce | FUS-MS | 0.05 | 23.2 | 18.7 | 22.9 | 23.4 | 22.8 | 15.1 | 28.8 | 27.6 | 14.7 |
| Pr | FUS-MS | 0.01 | 3.4 | 2.55 | 2.94 | 2.98 | 2.99 | 2.27 | 3.83 | 3.69 | 2.17 |
| Nd | FUS-MS | 0.05 | 15.4 | 11.6 | 12.6 | 13.4 | 12.6 | 9.94 | 16.5 | 15.3 | 9.85 |
| Sm | FUS-MS | 0.01 | 3.75 | 2.8 | 3.1 | 3.1 | 3 | 2.43 | 3.68 | 3.52 | 2.31 |
| Eu | FUS-MS | 0.005 | 1.37 | 0.99 | 1.09 | 1.15 | 0.899 | 0.854 | 1.19 | 1.09 | 0.873 |
| Gd | FUS-MS | 0.01 | 4.38 | 3 | 3.3 | 3.3 | 3.02 | 2.44 | 3.17 | 3.17 | 2.34 |
| Tb | FUS-MS | 0.01 | 0.71 | 0.5 | 0.5 | 0.6 | 0.47 | 0.41 | 0.54 | 0.54 | 0.39 |
| Dy | FUS-MS | 0.01 | 4.32 | 2.8 | 3.1 | 3.1 | 2.82 | 2.48 | 3.2 | 3.22 | 2.35 |
| Ho | FUS-MS | 0.01 | 0.91 | 0.6 | 0.6 | 0.6 | 0.57 | 0.48 | 0.64 | 0.64 | 0.48 |
| Er | FUS-MS | 0.01 | 2.69 | 1.7 | 1.9 | 1.9 | 1.69 | 1.39 | 1.83 | 1.88 | 1.44 |
| Tm | FUS-MS | 0.005 | 0.383 | 0.26 | 0.27 | 0.28 | 0.249 | 0.204 | 0.274 | 0.272 | 0.209 |
| Yb | FUS-MS | 0.01 | 2.45 | 1.6 | 1.7 | 1.7 | 1.61 | 1.35 | 1.77 | 1.77 | 1.38 |
| Lu | FUS-MS | 0.002 | 0.413 | 0.24 | 0.24 | 0.25 | 0.253 | 0.206 | 0.263 | 0.268 | 0.211 |
| Hf | FUS-MS | 0.1 | 2.5 | | | 2.2 | 1.7 | 2.7 | 2.9 | 1.5 | 3.1 |
| Ta | FUS-MS | 0.01 | 0.18 | | | 0.15 | 0.13 | 0.56 | 0.37 | 0.25 | 0.36 |
| W | INAA | 1 | < 1 | | | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Ir | INAA | 1 | < 1 | | | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Au | INAA | 1 | < 1 | | | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Hg | INAA | 1 | < 1 | | | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Tl | FUS-MS | 0.05 | < 0.05 | | | < 0.05 | < 0.05 | < 0.05 | 0.05 | < 0.05 | 0.07 |
| Pb | TD-ICP | 5 | < 5 | | | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 |
| Bi | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | | | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 |
| Th | FUS-MS | 0.05 | 0.94 | | | 1.25 | 0.56 | 1.16 | 1.14 | 0.6 | 1 |
| U | FUS-MS | 0.01 | 0.23 | | | 0.32 | 0.2 | 0.42 | 0.38 | 0.21 | 0.36 |

Tabla 5.1.-Andesitas basálticas. MSV (Medium Sized Volcanoes) en español; volcánes de medio volumen. (Shield) volcanes escudo. SC (Scoria Cone), conos de escoria.

Tabla 5.1-Continuación

| Nombre | Cucundicata | Sapient?? | Cain Juata | Paracho Viejo | Amoles | Gusato | Janamo | Jabalí | Hoya de Agua?? | Santa Cruz |
|-------------------|--------------------|------------------|---------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|----------------|--------------|
| Tipo | SC | SC | MSV | SC | SC | SC | SC | SC | SC | SC |
| Tipo de muestra | Escoria | Lava | Lava | Escoria | Escoria | Lava | Lava | Lava | Escoria | Escoria |
| Referencias | Este trabajo | Owby, 2011. | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo |
| Número de muestra | 15397 | U-47 | 14283 | 15388-B | 15393 | 15368 | 15363 | 15379 | 14258-B | 15374-D |
| Latitud | 19°40'20.9" | 19°10.66 | 19°35'14.0" | 19°38'49.0" | 19°35'12.5" | 19°30'28.4" | 19°37'11.5" | 19°26'20.9" | 19°33'07.1" | 19°31'55.3" |
| Longitud | 101°56'46.1" | 102°25.18 | 102°00'18.07" | 102°03'46.0" | 102°07'41.7" | 102°09'15.3" | 102°08'23.6" | 102°05'09.0" | 102°03'13.5" | 102°07'42.2" |
| Altitud (msnm) | 2422 | ?? | 2314 | 2266 | 2354 | 2217 | 2173 | 1805 | 2302 | 2230 |
| Wt% | Analytical methods | Detection limits | | | | | | | | |
| SiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 52.91 | 53.2 | 53.22 | 53.34 | 53.39 | 53.46 | 53.49 | 53.66 |
| Al2O3 | FUS-ICP | 0.01 | 18.09 | 17.3 | 17.73 | 17.12 | 17 | 16.57 | 17.19 | 17.65 |
| Fe2O3 (T) | FUS-ICP | 0.01 | 8.5 | 7.52 | 8.62 | 8.14 | 7.77 | 8.05 | 7.92 | 8.08 |
| MnO | FUS-ICP | 0.01 | 0.128 | 0.13 | 0.14 | 0.13 | 0.13 | 0.12 | 0.13 | 0.12 |
| MgO | FUS-ICP | 0.01 | 6.37 | 7.69 | 6.84 | 7.43 | 6.61 | 6.11 | 7.76 | 6.86 |
| CaO | FUS-ICP | 0.01 | 7.59 | 8.68 | 8.23 | 8.08 | 8.93 | 7.49 | 8.82 | 8.31 |
| Na2O | FUS-ICP | 0.01 | 4.05 | 3.59 | 3.56 | 3.42 | 3.3 | 3.87 | 3.54 | 3.69 |
| K2O | FUS-ICP | 0.01 | 1.28 | 0.75 | 0.85 | 0.96 | 0.91 | 1.88 | 0.8 | 0.86 |
| TiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 1.013 | 0.93 | 1.06 | 0.92 | 0.86 | 1.13 | 0.78 | 0.94 |
| P2O5 | FUS-ICP | 0.01 | 0.29 | 0.17 | 0.27 | 0.21 | 0.22 | 0.58 | 0.18 | 0.2 |
| LOI | | | -0.41 | -0.07 | 0.39 | -0.02 | 0.18 | 0.25 | 0.02 | -0.17 |
| Total | | | 99.8 | | 100.5 | 99.7 | 99.2 | 99.5 | 100.6 | 100.2 |
| ppm | | | | | | | | | | |
| Be | FUS-ICP | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 1 | 1 | 1 |
| S | TD-ICP | 0.001 | 0.015 | 0.027 | 0.002 | 0.003 | 0.004 | 0.002 | 0.005 | 0.034 |
| Sc | INAA | 0.01 | 21.6 | 22.6 | 26 | 26.9 | 19.1 | 25.2 | 21.8 | 21.5 |
| V | FUS-ICP | 5 | 169 | 173 | 182 | 176 | 175 | 155 | 185 | 181 |
| Cr | INAA | 0.5 | 379 | 297 | 240 | 383 | 362 | 197 | 337 | 224 |
| Co | INAA | 0.1 | 29.9 | 53 | 34.7 | 34.1 | 31.5 | 25.2 | 32.1 | 32.4 |
| Ni | TD-ICP | 1 | 124 | 156 | 116 | 156 | 101 | 130 | 120 | 130 |
| Cu | TD-ICP | 1 | 43 | 55 | 37 | 47 | 40 | 29 | 47 | 41 |
| Zn | MULT INAA / TD-ICP | 1 | 71 | 59 | 69 | 66 | 90 | 65 | 67 | 63 |
| Ga | FUS-MS | 1 | 17 | 18 | 18 | 18 | 20 | 18 | 17 | 18 |
| Ge | FUS-MS | 0.5 | 0.4 | 2.2 | 0.3 | 0.3 | 0.5 | 0.2 | 0.3 | 1.2 |
| As | INAA | 1 | 1.4 | < 1 | 1.5 | 1.3 | 1.3 | 1.3 | 1.4 | < 1 |
| Se | INAA | 0.5 | 1 | < 0.5 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 0.5 |
| Br | INAA | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| Rb | FUS-MS | 1 | < 0.5 | 9 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| Sr | FUS-ICP | 2 | 20 | 503 | 515 | 15 | 15 | 26 | 10 | 11 |
| Y | FUS-ICP | 1 | 574 | 17 | 493 | 824 | 1026 | 477 | 620 | 15 |
| Zr | FUS-ICP | 1 | 19 | 75 | 127 | 18 | 17 | 22 | 16 | 16 |
| Nb | FUS-MS | 0.2 | 124 | 6.1 | 107 | 97 | 177 | 91 | 81 | 5 |
| Mb | FUS-MS | 2 | 6.8 | < 2 | 5.5 | 5.2 | 10.8 | 3.1 | 3.2 | < 2 |
| Ag | MULT INAA / TD-ICP | 0.5 | 2 | < 0.5 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 0.5 |
| Cd | TD-ICP | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| In | FUS-MS | 0.1 | < 0.5 | < 0.1 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.1 |
| Sn | FUS-MS | 1 | < 0.1 | < 1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 1 |
| Sb | INAA | 0.1 | < 1 | < 0.1 | < 1 | < 1 | 1 | < 1 | < 1 | < 0.1 |
| Cs | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | 0.3 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | 0.3 |
| Ba | FUS-ICP | 1 | 411 | 249 | 309 | 299 | 745 | 264 | 275 | 275 |
| La | FUS-MS | 0.05 | 16.8 | 10.5 | 14 | 13.8 | 15.7 | 39 | 10.6 | 9.93 |
| Ce | FUS-MS | 0.05 | 34.4 | 23.7 | 29.4 | 29.3 | 33.8 | 82.9 | 22.7 | 21.9 |
| Pr | FUS-MS | 0.01 | 4.43 | 3.1 | 3.92 | 3.77 | 4.43 | 10.5 | 3.02 | 3.13 |
| Nd | FUS-MS | 0.05 | 18 | 13.5 | 16.6 | 15.7 | 17.7 | 43.1 | 12.9 | 13.2 |
| Sm | FUS-MS | 0.01 | 3.84 | 3.2 | 3.52 | 3.43 | 3.53 | 8.62 | 3.19 | 3.01 |
| Eu | FUS-MS | 0.005 | 1.28 | 1.09 | 1.2 | 1.14 | 1.23 | 2.41 | 0.977 | 0.984 |
| Gd | FUS-MS | 0.01 | 3.67 | 3.2 | 3.1 | 3.28 | 3.49 | 6.18 | 2.93 | 3.05 |
| Tb | FUS-MS | 0.01 | 0.66 | 0.6 | 0.53 | 0.56 | 0.53 | 0.84 | 0.48 | 0.49 |
| Dy | FUS-MS | 0.01 | 3.39 | 3 | 3.18 | 3.32 | 3.1 | 4.28 | 2.96 | 2.94 |
| Ho | FUS-MS | 0.01 | 0.67 | 0.6 | 0.64 | 0.68 | 0.62 | 0.75 | 0.59 | 0.6 |
| Er | FUS-MS | 0.01 | 1.98 | 1.8 | 1.79 | 1.97 | 1.8 | 2.16 | 1.75 | 1.72 |
| Tm | FUS-MS | 0.005 | 0.285 | 0.26 | 0.278 | 0.286 | 0.26 | 0.304 | 0.251 | 0.254 |
| Yb | FUS-MS | 0.01 | 1.77 | 1.6 | 1.74 | 1.76 | 1.66 | 1.98 | 1.58 | 1.61 |
| Lu | FUS-MS | 0.002 | 0.272 | 0.24 | 0.249 | 0.271 | 0.254 | 0.294 | 0.243 | 0.239 |
| Hf | FUS-MS | 0.1 | 3.4 | 2.6 | 2.6 | 3.1 | 3.1 | 4.3 | 2.4 | 2.3 |
| Ta | FUS-MS | 0.01 | 0.4 | 0.51 | 0.32 | 0.32 | 0.32 | 0.68 | 0.19 | 0.21 |
| W | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Ir | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Au | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Hg | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Tl | FUS-MS | 0.05 | 0.06 | < 0.05 | 0.06 | < 0.05 | < 0.05 | < 0.05 | < 0.05 | < 0.05 |
| Pb | TD-ICP | 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 |
| Bi | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 |
| Th | FUS-MS | 0.05 | 1.48 | 1.01 | 1.44 | 1.15 | 2.77 | 0.89 | 1.03 | 0.93 |
| U | FUS-MS | 0.01 | 0.56 | 0.37 | 0.38 | 0.44 | 0.97 | 0.3 | 0.34 | 0.33 |

Tabla 5.1-Continuación

| Nombre | Jabalí | Santa Cruz | Sn Lorenzo ?? | Capastacutiro | Tejocote Ancho | Alberca | Janamo? | Paracho Viejo | Arichán | NW-Paracho | |
|-------------------|--------------------|------------------|---------------|---------------|----------------|--------------|--------------|---------------|--------------|--------------|-------|
| Tipo | SC | SC | SC | SC | MSV | SC | SC | SC | SC | SC | |
| Tipo de muestra | Bomba | Escoria | Bomba | Lava | Lava | Bomba | Lava | Bomba | Lava | Lava | |
| Referencias | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | |
| Número de muestra | 15378 | 14290 | 14260-C | 13256 | 14325 | 14267-B | 15391 | 15365 | 14276 | 13253 | |
| Latitud | 19°26'45.0" | 19°31'45.7" | 19°32'38.4" | 19°36'35.7" | 19°36'47.8" | 19°29'20.5" | 19°35'08.5" | 19°38'25.5" | 19°33'32.8" | 19°37'08.6" | |
| Longitud | 102°06'37.2" | 102°05'52.5" | 102°04'06.7" | 102°05'00.7" | 101°56'04.2" | 102°00'49.8" | 102°07'33.9" | 102°06'45.0" | 102°04'12.4" | 102°04'24.0" | |
| Altitud (msnm) | 2002 | 2157 | 2275 | 2318 | 2321 | 2072 | 2340 | 2141 | 2413 | 2312 | |
| Wt% | Analytical methods | Detection limits | | | | | | | | | |
| SiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 54.05 | 54.07 | 54.1 | 54.18 | 54.21 | 54.41 | 54.53 | 54.55 | 54.66 |
| Al2O3 | FUS-ICP | 0.01 | 17.64 | 17.81 | 17.07 | 17.05 | 17.53 | 17.75 | 17.59 | 17.07 | 16.58 |
| Fe2O3 (T) | FUS-ICP | 0.01 | 7.85 | 8.66 | 7.7 | 7.82 | 8.37 | 8.04 | 7.35 | 8.15 | 7.8 |
| MnO | FUS-ICP | 0.01 | 0.123 | 0.14 | 0.11 | 0.12 | 0.141 | 0.13 | 0.12 | 0.13 | 0.12 |
| MgO | FUS-ICP | 0.01 | 6.83 | 6.2 | 5.91 | 6.95 | 6.07 | 6.17 | 5.7 | 7.05 | 6.82 |
| CaO | FUS-ICP | 0.01 | 8.35 | 8.05 | 7.91 | 8.74 | 8.09 | 7.89 | 7.82 | 7.88 | 7.53 |
| Na2O | FUS-ICP | 0.01 | 3.68 | 3.63 | 3.58 | 3.54 | 3.67 | 3.58 | 3.89 | 3.47 | 3.42 |
| K2O | FUS-ICP | 0.01 | 0.9 | 0.77 | 0.97 | 0.79 | 0.93 | 0.9 | 0.95 | 1.19 | 0.97 |
| TiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 0.923 | 1.03 | 0.86 | 0.84 | 0.939 | 0.97 | 0.82 | 1.01 | 0.93 |
| P2O5 | FUS-ICP | 0.01 | 0.19 | 0.2 | 0.19 | 0.18 | 0.25 | 0.22 | 0.22 | 0.26 | 0.22 |
| LOI | | | -0.08 | 0.21 | 1.41 | -0.14 | 0.35 | 0.6 | 0.09 | 0.14 | 0.26 |
| Total | | | 100.5 | 100.6 | 98.4 | 100.2 | 100.2 | 100.1 | 99.0 | 100.5 | 100.3 |
| ppm | | | | | | | | | | | |
| Be | FUS-ICP | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| S | TD-ICP | 0.001 | 0.012 | 0.026 | 0.033 | 0.038 | 0.041 | 0.032 | 0.002 | 0.002 | 0.031 |
| Sc | INAA | 0.01 | 20.1 | 20.9 | 20.9 | 25.8 | 21.5 | 20.9 | 21.9 | 20.9 | 22.9 |
| V | FUS-ICP | 5 | 177 | 171 | 170 | 201 | 176 | 173 | 160 | 161 | 172 |
| Cr | INAA | 0.5 | 217 | 208 | 165 | 251 | 162 | 232 | 176 | 273 | 325 |
| Co | INAA | 0.1 | 26.9 | 32.8 | 28.6 | 30.8 | 29.5 | 24.6 | 32.4 | 33.2 | 29.1 |
| Ni | TD-ICP | 1 | 130 | 95 | 96 | 92 | 89 | 112 | 81 | 147 | 140 |
| Cu | TD-ICP | 1 | 40 | 36 | 38 | 42 | 42 | 47 | 37 | 39 | 34 |
| Zn | MULT INAA / TD-ICP | 1 | 66 | 62 | 62 | 68 | 70 | 66 | 68 | 66 | 65 |
| Ga | FUS-MS | 1 | 17 | 18 | 18 | 19 | 18 | 19 | 18 | 18 | 18 |
| Ge | FUS-MS | 0.5 | 0.3 | 2.1 | 1.7 | 1.6 | 1.9 | 1.6 | 0.3 | 0.2 | 1.6 |
| As | INAA | 1 | 1.2 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | 1.2 | 1.3 | < 1 |
| Se | INAA | 0.5 | < 1 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 1 | < 1 | < 0.5 |
| Br | INAA | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| Rb | FUS-MS | 1 | < 0.5 | 9 | 11 | 10 | 13 | 13 | < 0.5 | < 0.5 | 12 |
| Sr | FUS-ICP | 2 | 12 | 520 | 574 | 524 | 502 | 582 | 13 | 17 | 546 |
| Y | FUS-ICP | 1 | 611 | 16 | 14 | 14 | 19 | 15 | 595 | 501 | 15 |
| Zr | FUS-ICP | 1 | 15 | 112 | 98 | 85 | 113 | 95 | 16 | 104 | 147 |
| Nb | FUS-MS | 0.2 | 84 | 3.1 | 4.1 | 4 | 2.2 | 4.1 | 96 | 139 | 5 |
| Mb | FUS-MS | 2 | 3.6 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | 2 | 3.7 | 8.8 | < 2 |
| Ag | MULT INAA / TD-ICP | 0.5 | < 2 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 |
| Cd | TD-ICP | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| In | FUS-MS | 0.1 | < 0.5 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.1 |
| Sn | FUS-MS | 1 | < 0.1 | < 1 | 3 | < 1 | < 1 | 2 | < 0.1 | < 0.1 | < 1 |
| Sb | INAA | 0.1 | < 1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 1 | < 1 | < 0.1 |
| Cs | FUS-MS | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.2 | 0.3 | 0.5 | 0.4 | < 0.1 | < 0.1 | 0.3 |
| Ba | FUS-ICP | 1 | 280 | 291 | 372 | 311 | 311 | 325 | 320 | 399 | 338 |
| La | FUS-MS | 0.05 | 10.6 | 11.6 | 12.6 | 9.33 | 12.3 | 12.6 | 12.4 | 17.2 | 13.3 |
| Ce | FUS-MS | 0.05 | 23.5 | 24.3 | 26.6 | 20.3 | 26.5 | 26.1 | 26.6 | 35.2 | 27.5 |
| Pr | FUS-MS | 0.01 | 3.2 | 3.42 | 3.54 | 2.84 | 3.63 | 3.52 | 3.53 | 4.47 | 3.68 |
| Nd | FUS-MS | 0.05 | 14 | 14.2 | 14.4 | 12.3 | 15.8 | 15.9 | 15.1 | 18.8 | 15.4 |
| Sm | FUS-MS | 0.01 | 3.28 | 3.37 | 3.37 | 2.78 | 3.74 | 3.25 | 3.37 | 3.77 | 3.7 |
| Eu | FUS-MS | 0.005 | 1.13 | 1.23 | 1.06 | 0.979 | 1.13 | 1.12 | 1.12 | 1.29 | 1.14 |
| Gd | FUS-MS | 0.01 | 3.24 | 3.01 | 2.74 | 2.78 | 3.46 | 3.01 | 3.36 | 3.71 | 3.01 |
| Tb | FUS-MS | 0.01 | 0.52 | 0.5 | 0.45 | 0.44 | 0.56 | 0.49 | 0.5 | 0.6 | 0.49 |
| Dy | FUS-MS | 0.01 | 2.94 | 2.94 | 2.56 | 2.64 | 3.25 | 2.94 | 2.98 | 3.42 | 2.88 |
| Ho | FUS-MS | 0.01 | 0.62 | 0.6 | 0.51 | 0.53 | 0.64 | 0.58 | 0.59 | 0.68 | 0.55 |
| Er | FUS-MS | 0.01 | 1.79 | 1.68 | 1.49 | 1.51 | 1.92 | 1.63 | 1.93 | 1.59 | 1.82 |
| Tm | FUS-MS | 0.005 | 0.262 | 0.273 | 0.23 | 0.231 | 0.284 | 0.231 | 0.255 | 0.284 | 0.241 |
| Yb | FUS-MS | 0.01 | 1.68 | 1.75 | 1.54 | 1.47 | 1.82 | 1.51 | 1.77 | 1.81 | 1.55 |
| Lu | FUS-MS | 0.002 | 0.251 | 0.243 | 0.23 | 0.213 | 0.272 | 0.232 | 0.275 | 0.268 | 0.226 |
| Hf | FUS-MS | 0.1 | 2.5 | 2.4 | 2.3 | 2 | 2.6 | 2.1 | 2.9 | 3.3 | 2.7 |
| Ta | FUS-MS | 0.01 | 0.2 | 0.28 | 0.21 | 0.52 | 0.26 | 0.19 | 0.22 | 0.53 | 0.29 |
| W | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Ir | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Au | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Hg | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Tl | FUS-MS | 0.05 | 0.07 | < 0.05 | < 0.05 | < 0.05 | < 0.05 | 0.06 | 0.06 | < 0.05 | 0.05 |
| Pb | TD-ICP | 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 |
| Bi | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 |
| Th | FUS-MS | 0.05 | 1.12 | 0.73 | 1.11 | 0.89 | 0.93 | 1.13 | 0.85 | 1.36 | 1.14 |
| U | FUS-MS | 0.01 | 0.39 | 0.27 | 0.4 | 0.29 | 0.36 | 0.41 | 0.33 | 0.51 | 0.41 |

Tabla 5.1-Continuación

| Nombre | Paracho Viejo | Juanyan | Metate | Piruarí | Paracho Viejo | Aire | Jabali | Varal | Varal | Hoya Urutzen |
|-------------------|--------------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Tipo | SC | SC | Shield | SC | SC | SC | SC | SC | SC | SC |
| Tipo de muestra | Lava | Bomba | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Bomba |
| Referencias | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo |
| Número de muestra | 15362 | 13252 | 14300 | 15370 | 15366 | 14273 | 15394 | 14272 | 14271 | 15357-A |
| Latitud | 19°37'31.7" | 19°41'08.12" | 19°31'50" | 19°30'52.00" | 19°39'20.2" | 19°30'58.6" | 19°26'15.0" | 19°31'13.6" | 19°31'02.2" | 19°33'46.3" |
| Longitud | 102°05'11.2" | 101°58'48.9" | 101°59'55.6" | 102°06'58.2" | 102°06'39.7" | 102°03'36.0" | 102°07'41.7" | 102°03'11.2" | 102°02'50.1" | 101°56'46.7" |
| Altitud (msnm) | 2292 | 2374 | 2550 | 2114 | 2259 | 2188 | 2354 | 2236 | 2185 | 2450 |
| Wt% | | | | | | | | | | |
| SIO2 | FUS-ICP | 0.01 | 54.78 | 54.82 | 54.93 | 55 | 55.03 | 55.11 | 55.34 | 55.78 |
| Al2O3 | FUS-ICP | 0.01 | 16.81 | 17.15 | 17.37 | 16.63 | 17.2 | 17.96 | 18.06 | 17.78 |
| Fe2O3 (T) | FUS-ICP | 0.01 | 7.83 | 7.91 | 5.9 | 7.9 | 7.49 | 7.71 | 7.57 | 7.56 |
| MnO | FUS-ICP | 0.01 | 0.127 | 0.13 | 0.095 | 0.127 | 0.121 | 0.12 | 0.12 | 0.13 |
| MgO | FUS-ICP | 0.01 | 6.27 | 6.61 | 4.2 | 5.19 | 5.89 | 5.12 | 5.57 | 4.94 |
| CaO | FUS-ICP | 0.01 | 7.75 | 7.62 | 8.38 | 7.22 | 7.25 | 8.31 | 7.18 | 8.41 |
| Na2O | FUS-ICP | 0.01 | 3.39 | 3.74 | 3.9 | 3.66 | 3.53 | 3.67 | 4.09 | 3.72 |
| K2O | FUS-ICP | 0.01 | 1.25 | 1.14 | 1.54 | 1.39 | 1.34 | 0.92 | 0.97 | 0.95 |
| TiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 0.95 | 0.97 | 0.744 | 1.039 | 0.91 | 0.96 | 0.85 | 0.97 |
| P2O5 | FUS-ICP | 0.01 | 0.27 | 0.26 | 0.3 | 0.32 | 0.26 | 0.19 | 0.2 | 0.2 |
| LOI | | | 0.2 | -0.16 | 0.5 | 0.21 | 0.13 | 0.03 | 0.02 | 0.2 |
| Total | | | 99.6 | 100.3 | 97.4 | 98.7 | 99.2 | 100.1 | 100.0 | 100.2 |
| ppm | | | | | | | | | | |
| Be | FUS-ICP | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| S | TD-ICP | 0.001 | 0.002 | 0.036 | 0.008 | 0.003 | 0.003 | 0.034 | 0.001 | 0.034 |
| Sc | INAA | 0.01 | 22 | 21.1 | 13 | 21.1 | 20.8 | 22.5 | 18.6 | 22.9 |
| V | FUS-ICP | 5 | 150 | 174 | 126 | 143 | 144 | 171 | 159 | 178 |
| Cr | INAA | 0.5 | 230 | 271 | 43.4 | 160 | 213 | 88 | 248 | 70.2 |
| Co | INAA | 0.1 | 30 | 25.5 | 16.2 | 25.6 | 29.8 | 26.2 | 25.9 | 26 |
| Ni | TD-ICP | 1 | 130 | 139 | 25 | 91 | 120 | 62 | 53 | 100 |
| Cu | TD-ICP | 1 | 39 | 37 | 24 | 32 | 36 | 46 | 38 | 50 |
| Zn | MULT INAA / TD-ICP | 1 | 68 | 71 | 65 | 69 | 68 | 68 | 74 | 66 |
| Ga | FUS-MS | 1 | 18 | 18 | 22 | 17 | 18 | 19 | 19 | 20 |
| Ge | FUS-MS | 0.5 | 0.3 | 1.6 | 1.2 | 0.4 | 0.3 | 1.5 | 0.3 | 1.6 |
| As | INAA | 1 | 1.2 | < 1 | < 1 | 1.2 | 1 | < 1 | 1.2 | < 1 |
| Se | INAA | 0.5 | < 1 | < 0.5 | < 0.5 | < 1 | < 1 | < 0.5 | 1 | < 0.5 |
| Br | INAA | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| Rb | FUS-MS | 1 | < 0.5 | 16 | 27 | < 0.5 | < 0.5 | 13 | < 0.5 | 13 |
| Sr | FUS-ICP | 2 | 19 | 511 | 1478 | 22 | 21 | 500 | 12 | 494 |
| Y | FUS-ICP | 1 | 466 | 16 | 12 | 491 | 476 | 17 | 690 | 17 |
| Zr | FUS-ICP | 1 | 19 | 125 | 130 | 20 | 20 | 103 | 14 | 105 |
| Nb | FUS-MS | 0.2 | 144 | 8.4 | 3.3 | 165 | 148 | 4.3 | 83 | 3.6 |
| Mo | FUS-MS | 2 | 8.3 | < 2 | < 2 | 10.7 | 7.8 | < 2 | 3.3 | < 2 |
| Ag | MULT INAA / TD-ICP | 0.5 | < 2 | < 0.5 | < 0.5 | < 2 | < 2 | < 0.5 | < 2 | < 0.5 |
| Cd | TD-ICP | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| In | FUS-MS | 0.1 | < 0.5 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.1 | < 0.5 | < 0.1 |
| Sn | FUS-MS | 1 | < 0.1 | < 1 | < 1 | < 0.1 | < 0.1 | < 1 | < 0.1 | < 1 |
| Sb | INAA | 0.1 | < 1 | < 0.1 | < 0.1 | 1 | 1 | < 0.1 | < 1 | < 0.1 |
| Cs | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | 0.4 | 0.6 | < 0.1 | 0.1 | 0.3 | 0.1 | 0.3 |
| Ba | FUS-ICP | 1 | 418 | 380 | 472 | 464 | 452 | 313 | 350 | 319 |
| La | FUS-MS | 0.05 | 17.1 | 14.9 | 24.7 | 19.6 | 18.3 | 12 | 11.5 | 12.3 |
| Ce | FUS-MS | 0.05 | 35.9 | 30.2 | 53.1 | 41.7 | 37.9 | 25.4 | 24.3 | 26 |
| Pr | FUS-MS | 0.01 | 4.57 | 3.99 | 6.84 | 5.07 | 4.62 | 3.57 | 3.31 | 3.6 |
| Nd | FUS-MS | 0.05 | 18.7 | 16.6 | 26 | 21.1 | 19 | 15.5 | 14.5 | 16 |
| Sm | FUS-MS | 0.01 | 3.99 | 3.49 | 4.56 | 4.62 | 4.4 | 3.47 | 3.17 | 3.54 |
| Eu | FUS-MS | 0.005 | 1.28 | 1.11 | 1.31 | 1.37 | 1.31 | 1.15 | 1.08 | 1.14 |
| Gd | FUS-MS | 0.01 | 3.54 | 3.38 | 3.35 | 4.19 | 3.66 | 3.25 | 3.19 | 3.21 |
| Tb | FUS-MS | 0.01 | 0.58 | 0.54 | 0.47 | 0.65 | 0.6 | 0.54 | 0.47 | 0.53 |
| Dy | FUS-MS | 0.01 | 3.39 | 3.12 | 2.52 | 3.71 | 3.51 | 3.15 | 2.78 | 3.26 |
| Hb | FUS-MS | 0.01 | 0.69 | 0.61 | 0.48 | 0.76 | 0.68 | 0.63 | 0.56 | 0.64 |
| Er | FUS-MS | 0.01 | 1.98 | 1.69 | 1.32 | 2.18 | 1.92 | 1.74 | 1.62 | 1.78 |
| Tm | FUS-MS | 0.005 | 0.294 | 0.254 | 0.183 | 0.31 | 0.287 | 0.252 | 0.226 | 0.286 |
| Yb | FUS-MS | 0.01 | 1.87 | 1.7 | 1.14 | 2 | 1.92 | 1.62 | 1.38 | 1.81 |
| Lu | FUS-MS | 0.002 | 0.296 | 0.255 | 0.187 | 0.336 | 0.292 | 0.253 | 0.199 | 0.254 |
| Hf | FUS-MS | 0.1 | 3.5 | 3.1 | 2.9 | 3.9 | 3.4 | 2.5 | 2.7 | 2.7 |
| Ta | FUS-MS | 0.01 | 0.54 | 0.5 | 0.07 | 0.67 | 0.51 | 0.16 | 0.19 | 0.19 |
| W | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Ir | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Au | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Hg | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Tl | FUS-MS | 0.05 | < 0.05 | 0.05 | < 0.05 | 0.08 | < 0.05 | < 0.05 | < 0.05 | < 0.05 |
| Pb | TD-ICP | 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 |
| Bi | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 |
| Th | FUS-MS | 0.05 | 1.5 | 1.36 | 2.8 | 1.62 | 1.67 | 0.96 | 0.95 | 1.12 |
| U | FUS-MS | 0.01 | 0.53 | 0.43 | 1.06 | 0.56 | 0.55 | 0.36 | 0.33 | 0.33 |

Tabla 5.1-Continuación

| Nombre | Cono-Nurio | Zindio | Hoya Urutzen | Paracho Viejo | Jabali | Hoya Urutzen | El Chivo | Jabali | Metate | Varas |
|-------------------|--------------------|------------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Tipo | SC | SC | SC | SC | SC | SC | MSV | SC | Shield | Shield |
| Tipo de muestra | Lava | Lava | Lava | Bomb | Lava | Bomb | Lava | Lava | Lava | Lava |
| Referencias | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo |
| Número de muestra | 14280 | 15389 | 15358 | 15373 | 15382-D | 15357-B | 15344 | 15377 | 14286-C | 15376 |
| Latitud | 19°38'48.5" | 19°31'42.6" | 19°33'09.0" | 19°38'27.9" | 19°27'33.7" | 19°33'46.3" | 19°36'09.4" | 19°26'24.5" | 19°28'27.3" | 19°28'20.6" |
| Longitud | 102°07'14.8" | 102°11'27.2" | 101°56'49.3" | 102°04'50.2" | 102°05'53.8" | 101°56'46.7" | 101°50'18.8" | 102°05'50.5" | 101°57'40.4" | 102°07'05.1" |
| Altitud (msnm) | 2162 | 2402 | 2469 | 2274 | 1948 | 2450 | 2548 | 1854 | 1790 | 2035 |
| Wt% | Analytical methods | Detection limits | | | | | | | | |
| SiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 55.81 | 55.93 | 56.16 | 56.19 | 56.2 | 56.32 | 56.4 | 56.45 |
| Al2O3 | FUS-ICP | 0.01 | 17.46 | 17.66 | 17.78 | 16.61 | 17.45 | 17.81 | 17.39 | 17.35 |
| Fe2O3 (T) | FUS-ICP | 0.01 | 7.23 | 7.25 | 7.2 | 7.72 | 7.3 | 7.31 | 7.52 | 6.94 |
| MnO | FUS-ICP | 0.01 | 0.11 | 0.11 | 0.12 | 0.11 | 0.11 | 0.11 | 0.12 | 0.11 |
| MgO | FUS-ICP | 0.01 | 5.28 | 4.76 | 4.16 | 5.68 | 5.82 | 4.67 | 5.04 | 5.13 |
| CaO | FUS-ICP | 0.01 | 8.23 | 7.45 | 7.05 | 7.59 | 7.4 | 7.27 | 6.94 | 7.21 |
| Na2O | FUS-ICP | 0.01 | 3.46 | 3.64 | 3.79 | 3.37 | 3.89 | 3.78 | 3.78 | 3.91 |
| K2O | FUS-ICP | 0.01 | 1.54 | 1.28 | 1.27 | 1.26 | 1.06 | 1.21 | 3.78 | 1.1 |
| TiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 0.96 | 0.98 | 0.87 | 0.92 | 0.82 | 0.86 | 3.78 | 0.80 |
| P2O5 | FUS-ICP | 0.01 | 0.28 | 0.28 | 0.22 | 0.22 | 0.22 | 0.24 | 3.78 | 0.25 |
| LOI | | | 0.56 | 0.49 | 0.68 | 0.48 | -0.23 | 0.71 | 3.78 | 0.22 |
| Total | | | 100.4 | 99.8 | 99.3 | 100.2 | 100.0 | 100.3 | 3.78 | 99.5 |
| ppm | | | | | | | | | | |
| Be | FUS-ICP | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| S | TD-ICP | 0.001 | 0.028 | 0.003 | 0.002 | 0.002 | 0.005 | 0.005 | 0.003 | 0.014 |
| Sc | INAA | 0.01 | 20.1 | 21.5 | 16.5 | 21.9 | 16.9 | 17.7 | 18.5 | 15.6 |
| V | FUS-ICP | 5 | 165 | 147 | 141 | 154 | 155 | 143 | 146 | 140 |
| Cr | INAA | 0.5 | 132 | 125 | 89.2 | 215 | 185 | 116 | 116 | 160 |
| Co | INAA | 0.1 | 29.2 | 21.4 | 21.9 | 27.1 | 25.6 | 22.4 | 25.2 | 25 |
| Ni | TD-ICP | 1 | 82 | 68 | 48 | 116 | 124 | 55 | 106 | 87 |
| Cu | TD-ICP | 1 | 41 | 29 | 24 | 25 | 36 | 29 | 31 | 34 |
| Zn | MULT INAA / TD-ICP | 1 | 61 | 70 | 75 | 67 | 75 | 76 | 71 | 74 |
| Ga | FUS-MS | 1 | 19 | 19 | 20 | 18 | 19 | 19 | 18 | 18 |
| Ge | FUS-MS | 0.5 | 1.7 | 0.3 | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.4 |
| As | INAA | 1 | < 1 | 1.2 | 1.3 | 1.3 | 1.3 | 1.1 | 2.4 | 1.3 |
| Se | INAA | 0.5 | < 0.5 | < 1 | < 1 | 2 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Br | INAA | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| Rb | FUS-MS | 1 | 17 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | 2.6 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| Sr | FUS-ICP | 2 | 1044 | 20 | 20 | 24 | 15 | 19 | 16 | 502 |
| Y | FUS-ICP | 1 | 16 | 488 | 612 | 475 | 683 | 566 | 526 | 677 |
| Zr | FUS-ICP | 1 | 146 | 21 | 17 | 19 | 14 | 17 | 15 | 138 |
| Nb | FUS-MS | 0.2 | 3.7 | 156 | 122 | 131 | 86 | 126 | 133 | 96 |
| Mo | FUS-MS | 2 | < 2 | 8.2 | 5.6 | 7.8 | 3.1 | 5.6 | 5 | 3.9 |
| Ag | MULT INAA / TD-ICP | 0.5 | < 0.5 | < 2 | < 2 | 2 | < 2 | < 2 | < 2 | 0.5 |
| Cd | TD-ICP | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| In | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.1 |
| Sn | FUS-MS | 1 | < 1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | 2 |
| Sb | INAA | 0.1 | 0.1 | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 0.1 |
| Cs | FUS-MS | 0.1 | 0.3 | 0.2 | < 0.1 | < 0.1 | 0.4 | < 0.1 | < 0.1 | 0.3 |
| Ba | FUS-ICP | 1 | 429 | 468 | 445 | 418 | 365 | 428 | 454 | 393 |
| La | FUS-MS | 0.05 | 22.3 | 19 | 17.5 | 16.4 | 12.1 | 16 | 16.1 | 12.9 |
| Ce | FUS-MS | 0.05 | 48.5 | 39.2 | 36.2 | 33.3 | 25.7 | 33 | 34.1 | 27.3 |
| Pr | FUS-MS | 0.01 | 6.61 | 4.86 | 4.45 | 4.29 | 3.47 | 4.23 | 4.37 | 3.58 |
| Nd | FUS-MS | 0.05 | 27.3 | 19.7 | 18.4 | 17.1 | 14.7 | 18.1 | 18.5 | 15.4 |
| Sm | FUS-MS | 0.01 | 5.01 | 4.52 | 4.23 | 3.74 | 3.3 | 3.9 | 3.99 | 3.44 |
| Eu | FUS-MS | 0.005 | 1.66 | 1.37 | 1.18 | 1.23 | 1.1 | 1.19 | 1.26 | 1.04 |
| Gd | FUS-MS | 0.01 | 3.64 | 4.17 | 3.64 | 3.93 | 3.08 | 3.35 | 3.46 | 3.04 |
| Tb | FUS-MS | 0.01 | 0.54 | 0.64 | 0.54 | 0.62 | 0.47 | 0.51 | 0.54 | 0.44 |
| Dy | FUS-MS | 0.01 | 2.81 | 3.78 | 3.01 | 3.56 | 2.72 | 2.85 | 3.35 | 2.61 |
| Hb | FUS-MS | 0.01 | 0.56 | 0.77 | 0.57 | 0.7 | 0.52 | 0.55 | 0.65 | 0.51 |
| Er | FUS-MS | 0.01 | 1.58 | 2.17 | 1.65 | 2 | 1.41 | 1.56 | 1.72 | 1.41 |
| Tm | FUS-MS | 0.005 | 0.241 | 0.318 | 0.239 | 0.295 | 0.204 | 0.231 | 0.257 | 0.196 |
| Yb | FUS-MS | 0.01 | 1.42 | 2.09 | 1.54 | 1.99 | 1.33 | 1.46 | 1.67 | 1.28 |
| Lu | FUS-MS | 0.002 | 0.223 | 0.318 | 0.229 | 0.315 | 0.215 | 0.269 | 0.202 | 0.258 |
| Hf | FUS-MS | 0.1 | 3.2 | 4 | 3.2 | 3.5 | 2.9 | 3.3 | 3.4 | 2.7 |
| Ta | FUS-MS | 0.01 | 0.36 | 0.53 | 0.41 | 0.43 | 0.24 | 0.36 | 0.29 | 0.21 |
| W | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Ir | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Au | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Hg | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Tl | FUS-MS | 0.05 | < 0.05 | < 0.05 | < 0.05 | < 0.05 | 0.05 | < 0.05 | 0.09 | 0.07 |
| Pb | TD-ICP | 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 |
| Bi | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 |
| Th | FUS-MS | 0.05 | 2.26 | 1.62 | 1.51 | 1.5 | 1.1 | 1.4 | 1.49 | 1.29 |
| U | FUS-MS | 0.01 | 0.75 | 0.53 | 0.49 | 0.56 | 0.41 | 0.47 | 0.41 | 0.44 |

Tabla 5.1-Continuación

| Nombre | | Jabali | |
|-------------------|--------------------|------------------|------|
| Tipo | | SC | |
| Tipo de muestra | | Lava | |
| Referencias | | Owinby, 2011. | |
| Número de muestra | | U2 | |
| Latitud | | 19°24.94 | |
| Longitud | | 102°06.64 | |
| Altitud (msnm) | | ?? | |
| Wt% | Analytical methods | Detection limits | |
| SiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 56.9 |
| Al2O3 | FUS-ICP | 0.01 | 17.7 |
| Fe2O3 (T) | FUS-ICP | 0.01 | 6.36 |
| MnO | FUS-ICP | 0.01 | 0.11 |
| MgO | FUS-ICP | 0.01 | 5.87 |
| CaO | FUS-ICP | 0.01 | 7.12 |
| Na2O | FUS-ICP | 0.01 | 3.95 |
| K2O | FUS-ICP | 0.01 | 0.97 |
| TiO2 | FUS-ICP | 0.01 | 0.78 |
| P2O5 | FUS-ICP | 0.01 | 0.2 |
| LOI | | | 0.16 |
| Total | | | 99.8 |
| ppm | | | |
| Be | FUS-ICP | 1 | |
| S | TD-ICP | 0.001 | |
| Sc | INAA | 0.01 | |
| V | FUS-ICP | 5 | 147 |
| Cr | INAA | 0.5 | 166 |
| Co | INAA | 0.1 | 54 |
| Ni | TD-ICP | 1 | 122 |
| Cu | TD-ICP | 1 | 40 |
| Zn | MULT INAA / TD-ICP | 1 | |
| Ga | FUS-MS | 1 | |
| Ge | FUS-MS | 0.5 | |
| As | INAA | 1 | |
| Se | INAA | 0.5 | |
| Br | INAA | 0.5 | |
| Rb | FUS-MS | 1 | |
| Sr | FUS-ICP | 2 | 656 |
| Y | FUS-ICP | 1 | |
| Zr | FUS-ICP | 1 | 90 |
| Nb | FUS-MS | 0.2 | |
| Mo | FUS-MS | 2 | |
| Ag | MULT INAA / TD-ICP | 0.5 | |
| Cd | TD-ICP | 0.5 | |
| In | FUS-MS | 0.1 | |
| Sn | FUS-MS | 1 | |
| Sb | INAA | 0.1 | |
| Cs | FUS-MS | 0.1 | |
| Ba | FUS-ICP | 1 | 370 |
| La | FUS-MS | 0.05 | 13 |
| Ce | FUS-MS | 0.05 | 27.4 |
| Pr | FUS-MS | 0.01 | 3.42 |
| Nd | FUS-MS | 0.05 | 15.1 |
| Sm | FUS-MS | 0.01 | 3.3 |
| Eu | FUS-MS | 0.005 | 1.11 |
| Gd | FUS-MS | 0.01 | 3.1 |
| Tb | FUS-MS | 0.01 | 0.5 |
| Dy | FUS-MS | 0.01 | 2.5 |
| Hb | FUS-MS | 0.01 | 0.5 |
| Er | FUS-MS | 0.01 | 1.4 |
| Tm | FUS-MS | 0.005 | 0.21 |
| Yb | FUS-MS | 0.01 | 1.3 |
| Lu | FUS-MS | 0.002 | 0.1 |
| Hf | FUS-MS | 0.1 | |
| Ta | FUS-MS | 0.01 | |
| W | INAA | 1 | |
| Ir | INAA | 1 | |
| Au | INAA | 1 | |
| Hg | INAA | 1 | |
| Tl | FUS-MS | 0.05 | |
| Pb | TD-ICP | 5 | |
| Bi | FUS-MS | 0.1 | |
| Th | FUS-MS | 0.05 | |
| U | FUS-MS | 0.01 | |

Basáltos

Tabla-5.2-Basáltos

| Nombre | Metate Viejo?? | Yondima | Jabali | Cicapien | Jabali | Yondima | Cicapien | Cicapien | Rafted | Cicapien | | |
|------------------------------------|--------------------|------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------|--------|
| Tipo de muestra | MSV | SC | SC | SC | SC | SC | SC | SC | SC | SC | | |
| Referencias | Escoria | Escoria | Escoria | Escoria | Escoria | Escoria | Escoria | Lava | Escoria | Lava | | |
| Número de muestra | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | Este trabajo | | |
| Referencias | 14303-B | 15383 | 15385-B | 15371-B | 15382-C | 15372-B | 15384 | 15360-B | 15387 | 15361 | | |
| Latitud | 19°31'03.5" | 19°37'21.2" | 19°26'15.9" | 19°34'47.7" | 19°27'33.7" | 19°37'21.5" | 19°36'39.3" | 19°34'40.1" | 19°36'43.9" | 19°34'45.5" | | |
| Longitud | 101°59'59.3" | 102°05'32.2" | 102°08'59.6" | 102°06'51.4" | 102°08'30.6" | 102°06'11.2" | 102°06'08.2" | 102°05'53.4" | 102°06'27.7" | 102°05'53.3" | | |
| Altitud (msnm) | | 2292 | 2297 | 2043 | 2376 | 1900 | 2230 | 2297 | 2372 | 2277 | 2366 | |
| Wt% | Analytical methods | Detection limits | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | FUS-ICP | 0.01 | 42.27 | 50.17 | 50.79 | 50.88 | 50.96 | 51.03 | 51.04 | 51.06 | 51.28 | 51.44 |
| Al ₂ O ₃ | FUS-ICP | 0.01 | 19.07 | 16.86 | 17.87 | 16.87 | 16.91 | 16.9 | 17.16 | 16.57 | 16.55 | 17.82 |
| Fe ₂ O ₃ (T) | FUS-ICP | 0.01 | 9.85 | 9.06 | 9.5 | 8.75 | 8.99 | 8.72 | 9.05 | 8.95 | 8.8 | 8.8 |
| MnO | FUS-ICP | 0.01 | 0.15 | 0.146 | 0.147 | 0.145 | 0.145 | 0.171 | 0.144 | 0.14 | 0.14 | 0.14 |
| MgO | FUS-ICP | 0.01 | 9.86 | 8.52 | 7.74 | 7.73 | 9.21 | 7.55 | 5.6 | 9.35 | 9.26 | 5.71 |
| CaO | FUS-ICP | 0.01 | 5.12 | 8.24 | 8.09 | 8.41 | 8.71 | 8.47 | 9.01 | 8.5 | 9.15 | 9.39 |
| Na ₂ O | FUS-ICP | 0.01 | 1.34 | 2.8 | 2.97 | 2.95 | 3.09 | 2.93 | 3.59 | 3.04 | 3.16 | 3.66 |
| K ₂ O | FUS-ICP | 0.01 | 0.14 | 0.62 | 0.52 | 0.6 | 0.56 | 0.67 | 1.33 | 0.66 | 0.79 | 1.07 |
| TiO ₂ | FUS-ICP | 0.01 | 0.86 | 0.986 | 0.93 | 0.959 | 0.824 | 0.964 | 1.696 | 0.91 | 0.84 | 1.45 |
| P ₂ O ₅ | FUS-ICP | 0.01 | 0.15 | 0.19 | 0.17 | 0.18 | 0.14 | 0.21 | 0.44 | 0.17 | 0.19 | 0.33 |
| LOI | | | 11.84 | 1.6 | 1.83 | 1.36 | 0.04 | 0.95 | -0.41 | 0.33 | -0.03 | -0.14 |
| Total | | | 88.8 | 99.18 | 100.6 | 98.83 | 99.56 | 98.54 | 98.64 | 99.7 | 100.1 | 99.7 |
| ppm | | | | | | | | | | | | |
| Be | FUS-ICP | 1 | < 1 | 1 | 1 | 1 | < 1 | 1 | 2 | 1 | 1 | 1 |
| S | TD-ICP | 0.001 | 0.018 | 0.002 | 0.003 | 0.003 | 0.004 | 0.002 | 0.004 | 0.003 | 0.002 | 0.004 |
| Sc | INAA | 0.01 | 27.5 | 28.4 | 27 | 27.9 | 28.4 | 27.4 | 28.3 | 26 | 31.4 | 27 |
| V | FUS-ICP | 5 | 197 | 163 | 168 | 173 | 196 | 177 | 210 | 176 | 182 | 210 |
| Cr | INAA | 0.5 | 630 | 453 | 473 | 409 | 514 | 365 | 123 | 449 | 452 | 113 |
| Co | INAA | 0.1 | 45.2 | 41.7 | 39.7 | 37.2 | 42.3 | 39.6 | 31.9 | 40.7 | 40 | 29.2 |
| Ni | TD-ICP | 1 | 265 | 189 | 158 | 152 | 213 | 150 | 65 | 215 | 202 | 51 |
| Cu | TD-ICP | 1 | 69 | 49 | 55 | 53 | 59 | 50 | 51 | 47 | 52 | 47 |
| Zn | MULT INAA / TD-ICP | 1 | 61 | 66 | 74 | 65 | 68 | 71 | 70 | 65 | 67 | 69 |
| Ga | FUS-MS | 1 | 19 | 16 | 17 | 16 | 17 | 16 | 19 | 16 | 16 | 19 |
| Ge | FUS-MS | 0.5 | 2.2 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.2 | 0.3 | 0.2 |
| As | INAA | 1 | < 1 | 1.4 | 1.4 | 1.2 | 1.3 | 1.3 | 1.4 | 1.3 | 1.2 | 1.3 |
| Se | INAA | 0.5 | < 0.5 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Br | INAA | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| Rb | FUS-MS | 1 | 2 | < 0.5 | 1.7 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| Sr | FUS-ICP | 2 | 331 | 10 | 8 | 10 | 8 | 12 | 21 | 9 | 13 | 14 |
| Y | FUS-ICP | 1 | 15 | 447 | 567 | 455 | 476 | 443 | 570 | 452 | 870 | 525 |
| Zr | FUS-ICP | 1 | 175 | 18 | 14 | 17 | 14 | 17 | 24 | 16 | 16 | 22 |
| Nb | FUS-MS | 0.2 | 1.4 | 96 | 70 | 95 | 61 | 94 | 164 | 94 | 91 | 144 |
| Mo | FUS-MS | 2 | < 2 | 5.3 | 2.7 | 4.9 | 2.1 | 5.4 | 20.3 | 4.3 | 3.7 | 14.2 |
| Ag | MULT INAA / TD-ICP | 0.5 | < 0.5 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | 2 | < 2 | < 2 | < 2 |
| Cd | TD-ICP | 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| In | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| Sn | FUS-MS | 1 | 1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 |
| Sb | INAA | 0.1 | < 0.1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | 1 | 1 | < 1 | < 1 | 1 |
| Cs | FUS-MS | 0.1 | 0.1 | < 0.1 | 0.2 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | 0.3 |
| Ba | FUS-ICP | 1 | 153 | 264 | 253 | 246 | 188 | 369 | 369 | 236 | 261 | 309 |
| La | FUS-MS | 0.05 | 9.08 | 11.9 | 9.75 | 14.5 | 6.78 | 10.8 | 24.1 | 10.4 | 13.4 | 19 |
| Ce | FUS-MS | 0.05 | 18.2 | 25.7 | 21 | 28.8 | 16.3 | 24 | 50.4 | 22.9 | 29.9 | 40.5 |
| Pr | FUS-MS | 0.01 | 2.77 | 3.5 | 2.95 | 3.81 | 2.33 | 3.22 | 6.3 | 3.11 | 4.05 | 5.1 |
| Nd | FUS-MS | 0.05 | 11.9 | 15 | 12.8 | 15.8 | 10.3 | 13.9 | 26.1 | 13.2 | 16.4 | 21.5 |
| Sm | FUS-MS | 0.01 | 2.9 | 3.31 | 2.91 | 3.6 | 2.6 | 3.33 | 5.51 | 3.23 | 3.25 | 4.91 |
| Eu | FUS-MS | 0.005 | 0.979 | 1.19 | 0.957 | 1.2 | 0.966 | 1.12 | 1.83 | 1.04 | 1.21 | 1.58 |
| Gd | FUS-MS | 0.01 | 2.73 | 3.48 | 2.93 | 3.81 | 2.69 | 3.55 | 5.26 | 3 | 3.25 | 4.59 |
| Tb | FUS-MS | 0.01 | 0.46 | 0.57 | 0.43 | 0.58 | 0.45 | 0.58 | 0.83 | 0.5 | 0.48 | 0.76 |
| Dy | FUS-MS | 0.01 | 2.76 | 3.43 | 2.46 | 3.5 | 2.73 | 3.42 | 4.92 | 3.07 | 2.91 | 4.42 |
| Ho | FUS-MS | 0.01 | 0.55 | 0.69 | 0.5 | 0.71 | 0.55 | 0.69 | 0.96 | 0.62 | 0.6 | 0.83 |
| Er | FUS-MS | 0.01 | 1.61 | 2.05 | 1.45 | 2.03 | 1.59 | 1.92 | 2.78 | 1.79 | 1.78 | 2.33 |
| Tm | FUS-MS | 0.005 | 0.253 | 0.319 | 0.203 | 0.305 | 0.223 | 0.273 | 0.421 | 0.263 | 0.263 | 0.329 |
| Yb | FUS-MS | 0.01 | 1.7 | 2.09 | 1.26 | 2.05 | 1.42 | 1.79 | 2.76 | 1.75 | 1.7 | 2.2 |
| Lu | FUS-MS | 0.002 | 0.238 | 0.311 | 0.194 | 0.318 | 0.219 | 0.282 | 0.406 | 0.279 | 0.257 | 0.364 |
| Hf | FUS-MS | 0.1 | 1.9 | 2.8 | 2.1 | 2.9 | 2 | 2.8 | 4.2 | 2.4 | 2.8 | 3.5 |
| Ta | FUS-MS | 0.01 | 0.15 | 0.31 | 0.14 | 0.26 | 0.09 | 0.32 | 1.2 | 0.28 | 0.22 | 0.95 |
| W | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Ir | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Au | INAA | 1 | < 1 | < 1 | 7 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Hg | INAA | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Tl | FUS-MS | 0.05 | < 0.05 | 0.07 | < 0.05 | 0.06 | 0.05 | 0.07 | < 0.05 | < 0.05 | < 0.05 | < 0.05 |
| Pb | TD-ICP | 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 |
| Bi | FUS-MS | 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 |
| Th | FUS-MS | 0.05 | 0.83 | 1.4 | 0.51 | 2.24 | 0.54 | 0.89 | 2 | 0.77 | 1.1 | 1.49 |
| U | FUS-MS | 0.01 | 0.36 | 0.33 | 0.19 | 0.35 | 0.21 | 0.32 | 0.75 | 0.27 | 0.43 | 0.51 |

Tabla 5.2.-Basáltos. MSV (Medium Sized Volcanoes) en español; volcánes de medio volumen. (Shield) volcanes escudo. SC (Scoria Cone), conos de escoria.

Tabla-5.2-Continuación

| Nombre | Cicapien? | Sapien | Hoya Urutzen ? | Hoya Urutzen ? | San Miguel | Cicapién | Sta. Cruz? | Cicapien | Cicapien | Yondima | |
|------------------------------------|--------------------|------------------|----------------|----------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------|
| Tipo | SC | SC | SC | SC | SC | SC | SC | SC | SC | SC | |
| Tipo de muestra | Scoria | Lava | Scoria | Scoria | Scoria | Lava | Scoria | Lava | Lava | Bomb | |
| Referencias | This Study | This Study | This Study | This Study | This Study | This Study | This Study | This Study | This Study | This Study | |
| Número de muestra | 15385-B | 15380 | 15337-B | 1206-B | 14296-B | 13257 | 15374-B | 15364 | 15390 | 15386 | |
| Latitud | 19°36'39.3" | 19°26'51.1" | 19°33'26.6" | 19°34'32.3" | 19°37'29.5" | 19°34'40.5" | 19°31'55.3" | 19°37'41.8" | 19°35'29.7" | 19°36'29.1" | |
| Longitud | 102°06'08.2" | 102°05'53.0" | 101°56'29" | 101°58'17.7" | 102°05'45.7" | 102°05'26.9" | 102°07'42.2" | 102°07'17.8" | 102°06'53.3" | 102°06'38.0" | |
| Altitud (msnm) | 2297 | 1910 | 2479 | 2309 | 2330 | 2361 | 2230 | 2133 | 2320 | 2317 | |
| Wt% | Analytical methods | Detection limits | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | FUS-ICP | 0.01 | 51.48 | 51.5 | 51.53 | 51.54 | 51.64 | 51.71 | 51.8 | 51.96 | 51.98 |
| Al ₂ O ₃ | FUS-ICP | 0.01 | 17.08 | 16.87 | 18.27 | 18.05 | 17.37 | 18.04 | 17.13 | 17.16 | 17.47 |
| Fe ₂ O ₃ (T) | FUS-ICP | 0.01 | 9.09 | 8.56 | 9 | 9.12 | 8.28 | 8.9 | 8.67 | 8.88 | 8.72 |
| MnO | FUS-ICP | 0.01 | 0.15 | 0.14 | 0.137 | 0.14 | 0.13 | 0.14 | 0.138 | 0.144 | 0.141 |
| MgO | FUS-ICP | 0.01 | 8.91 | 8.4 | 6.65 | 7.09 | 7.26 | 5.52 | 7.64 | 7.9 | 8.05 |
| CaO | FUS-ICP | 0.01 | 8.64 | 8.94 | 8.24 | 7.85 | 8.43 | 9.03 | 8.12 | 9.08 | 8.9 |
| Na ₂ O | FUS-ICP | 0.01 | 3.19 | 3.25 | 3.45 | 3.28 | 3.31 | 3.81 | 3 | 3.4 | 3.47 |
| K ₂ O | FUS-ICP | 0.01 | 0.71 | 0.62 | 0.67 | 0.7 | 1 | 1.27 | 0.59 | 0.85 | 0.87 |
| TiO ₂ | FUS-ICP | 0.01 | 0.95 | 0.84 | 1.061 | 1.08 | 0.93 | 1.71 | 0.942 | 1.106 | 1.067 |
| P ₂ O ₅ | FUS-ICP | 0.01 | 0.21 | 0.16 | 0.25 | 0.21 | 0.26 | 0.43 | 0.19 | 0.25 | 0.22 |
| LOI | | | -0.04 | -0.21 | 0.73 | 1.53 | 0.05 | -0.36 | 1.4 | -0.09 | -0.18 |
| Total | | | 100.4 | 99.1 | 99.3 | 99.1 | 98.6 | 100.6 | 99.5 | 100.5 | 100.7 |
| ppm | | | | | | | | | | | |
| Be | FUS-ICP | 1 | 1 | <1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 1 | 1 | 1 |
| S | TD-ICP | 0.001 | 0.002 | 0.004 | 0.002 | 0.027 | 0.041 | 0.041 | 0.002 | 0.003 | 0.002 |
| Sc | INAA | 0.01 | 27.8 | 25.5 | 23.3 | 21.5 | 24.1 | 27.5 | 24.7 | 26.6 | 28.4 |
| V | FUS-ICP | 5 | 189 | 197 | 188 | 160 | 183 | 231 | 170 | 196 | 195 |
| Cr | INAA | 0.5 | 433 | 396 | 313 | 234 | 307 | 88.6 | 412 | 305 | 339 |
| Co | INAA | 0.1 | 37.4 | 35.9 | 34.6 | 34.3 | 39.3 | 32.3 | 36.4 | 33.1 | 35.8 |
| Ni | TD-ICP | 1 | 186 | 169 | 105 | 128 | 142 | 48 | 169 | 130 | 147 |
| Cu | TD-ICP | 1 | 51 | 47 | 38 | 45 | 51 | 45 | 47 | 42 | 45 |
| Zn | MULT INAA / TD-ICP | 1 | 65 | 68 | 63 | 65 | 69 | 70 | 65 | 63 | 67 |
| Ga | FUS-MS | 1 | 16 | 17 | 20 | 18 | 18 | 19 | 17 | 17 | 16 |
| Ge | FUS-MS | 0.5 | 0.3 | 0.3 | 1.4 | 2 | 1.9 | 1.6 | 0.3 | 0.1 | 0.3 |
| As | INAA | 1 | 1.3 | 1.4 | <1 | <1 | <1 | <1 | 1.4 | 1.2 | 1.4 |
| Se | INAA | 0.5 | <1 | 3 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <1 | <1 | <1 |
| Br | INAA | 0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | 2.7 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 |
| Rb | FUS-MS | 1 | <0.5 | <0.5 | 10 | 10 | 16 | 17 | <0.5 | <0.5 | <0.5 |
| Sr | FUS-ICP | 2 | 11 | 9 | 520 | 510 | 598 | 558 | 10 | 11 | 14 |
| Y | FUS-ICP | 1 | 472 | 495 | 16 | 17 | 15 | 23 | 477 | 462 | 510 |
| Zr | FUS-ICP | 1 | 17 | 15 | 96 | 109 | 103 | 166 | 16 | 19 | 18 |
| Nb | FUS-MS | 0.2 | 91 | 63 | 4.9 | 5.4 | 3 | 20.9 | 83 | 115 | 100 |
| Mo | FUS-MS | 2 | 4.4 | 2.2 | <2 | <2 | <2 | <2 | 4.6 | 9.4 | 6.8 |
| Ag | MULT INAA / TD-ICP | 0.5 | <2 | <2 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <2 | <2 | <2 |
| Cd | TD-ICP | 0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 |
| In | FUS-MS | 0.1 | <0.5 | <0.5 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.5 | <0.5 | <0.5 |
| Sn | FUS-MS | 1 | <0.1 | <0.1 | <1 | 12 | <1 | 1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |
| Sb | INAA | 0.1 | <1 | <1 | <0.1 | <0.1 | 0.6 | <0.1 | <1 | <1 | <1 |
| Cs | FUS-MS | 0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.3 | 0.4 | 0.4 | 0.3 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |
| Ba | FUS-ICP | 1 | 239 | 204 | 278 | 271 | 339 | 396 | 221 | 275 | 273 |
| La | FUS-MS | 0.05 | 9.97 | 7.56 | 12.3 | 12.4 | 15.6 | 20.9 | 11.8 | 13.6 | 12.3 |
| Ce | FUS-MS | 0.05 | 22.1 | 17.4 | 26.6 | 26.3 | 32.4 | 42.6 | 24.9 | 29.2 | 27.2 |
| Pr | FUS-MS | 0.01 | 3.03 | 2.39 | 3.63 | 3.7 | 4.3 | 5.71 | 3.37 | 3.76 | 3.59 |
| Nd | FUS-MS | 0.05 | 13.2 | 11 | 14.9 | 16.4 | 17.4 | 23.5 | 14 | 15.7 | 15.7 |
| Sm | FUS-MS | 0.01 | 3.04 | 2.9 | 3.75 | 3.67 | 3.72 | 5.06 | 3.56 | 3.52 | 3.58 |
| Eu | FUS-MS | 0.005 | 1.16 | 0.998 | 1.18 | 1.21 | 1.15 | 1.66 | 1.07 | 1.23 | 1.27 |
| Gd | FUS-MS | 0.01 | 3.36 | 2.74 | 3.15 | 3.27 | 3.11 | 4.77 | 3.47 | 3.55 | 3.64 |
| Tb | FUS-MS | 0.01 | 0.53 | 0.47 | 0.57 | 0.53 | 0.49 | 0.73 | 0.55 | 0.56 | 0.59 |
| Dy | FUS-MS | 0.01 | 3.25 | 2.86 | 3.47 | 3.35 | 2.84 | 4.19 | 3.29 | 3.44 | 3.45 |
| Ho | FUS-MS | 0.01 | 0.67 | 0.57 | 0.71 | 0.64 | 0.57 | 0.8 | 0.63 | 0.68 | 0.71 |
| Er | FUS-MS | 0.01 | 1.92 | 1.63 | 2.04 | 1.86 | 1.56 | 2.31 | 1.79 | 1.97 | 2.1 |
| Tm | FUS-MS | 0.005 | 0.285 | 0.226 | 0.29 | 0.289 | 0.226 | 0.364 | 0.255 | 0.298 | 0.32 |
| Yb | FUS-MS | 0.01 | 1.86 | 1.46 | 1.85 | 1.88 | 1.52 | 2.3 | 1.63 | 1.95 | 2.07 |
| Lu | FUS-MS | 0.002 | 0.292 | 0.226 | 0.291 | 0.284 | 0.232 | 0.312 | 0.257 | 0.296 | 0.312 |
| Hf | FUS-MS | 0.1 | 2.6 | 2 | 2.1 | 2.6 | 2.4 | 3.6 | 2.3 | 2.6 | 2.8 |
| Ta | FUS-MS | 0.01 | 0.23 | 0.1 | 0.13 | 0.5 | 0.32 | 1.57 | 0.25 | 0.61 | 0.44 |
| W | INAA | 1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Ir | INAA | 1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Au | INAA | 1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Hg | INAA | 1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Tl | FUS-MS | 0.05 | <0.05 | <0.05 | <0.05 | <0.05 | <0.05 | <0.05 | <0.05 | <0.05 | <0.05 |
| Pb | TD-ICP | 5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 |
| Bi | FUS-MS | 0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |
| Th | FUS-MS | 0.05 | 0.75 | 0.67 | 0.86 | 0.85 | 1.33 | 1.76 | 1.56 | 1.13 | 1.08 |
| U | FUS-MS | 0.01 | 0.29 | 0.25 | 0.34 | 0.32 | 0.53 | 0.61 | 0.33 | 0.41 | 0.36 |

Apéndice IV (Petrografía)

Andesitas

Horno Sur

Es un pequeño escudo de medio volumen (57.47 wt.% SiO₂) emplazado al sur del APC (PAR-15350; Tablas 1, 3, 5, 6; Figs. 3, 4, 13, 15a). Presenta rocas densas, color gris (muestra de mano) con matriz vítrea, fenocristales de olivino (<2 mm) y piroxenos alterados (<2 mm) con microlitos de plagioclasa. Bajo el microscopio, presenta textura tráquítica a pilotaxítica seriada, contiene fenocristales de olivino (0.8 vol.%) de formas subeuhedrales con coronas de iddingsita y plagioclasa (3.5 vol.%) con formas aciculares con macla polisintética tipo Carlsbad. En la matriz vítrea (62.9 vol.%) presenta microfenocristales de clinopiroxeno (0.2 vol.%) y principalmente de plagioclasa (32.4 vol.%), así como minerales opacos (0.4 vol.%).

Hoya Urutzen

El cono de escoria Hoya Urutzen de edad holocénica y composición andesítica (57.65-59.52 wt.% SiO₂) (PAR-15358, PAR-15357-B, PAR-15335, PAR-14320, PAR-14330; Tablas 2, 4, 5, 6; Figs. 3, 8, 13, 15b) fue descrito por Hasenaka y Carmichael et al. (1987); Siebe et al. (2014) y Chevrel et al. (2016a, 2016b). Presenta rocas de color gris oscuro en muestra de mano con vesículas de forma elongada, matriz vítrea, con fenocristales de plagioclasa (<1.5 mm) y microfenocristales de piroxeno (<1 mm). Bajo el microscopio presenta textura traquítica con fenocristales de clinopiroxeno (augita) (0.2 a 0.6 vol.%) con formas anhedrales (Tabla 6; PAR-14319 y PAR-14320) así como ortopiroxeno (enstatita) (0.1 vol.%) y abundante plagioclasa. Este escudo presenta una composición más amplia, por lo que puede observarse su evolución geoquímica derivada de la cristalización fraccionada.

Chimilpa

La colada de lava Chimilpa (57.58 wt.% SiO₂; PAR-15345; Tablas 5, 6; Figs. 3, 8, 13, 15c) es un flujo de lava del Holoceno de menor volumen, que presenta rocas color gris claro (muestra de mano) con matriz vítrea y microlitos de olivino, piroxeno y plagioclasa (<1 mm). Bajo el microscopio se observa una textura traquítica, contiene fenocristales de olivino (2.6 vol.%) de formas euhedrales a subeuhedrales y esqueletales, clinopiroxeno (augita) (0.3 vol.%) con formas anhedrales, así como ortopiroxeno (enstatita) (0.9 vol.%) euhedral a subeuhedral y plagioclasa (5.7 vol.%) con formas aciculares y zoneamiento, así como maclas polisintéticas, que a su vez contienen inclusiones de apatito (0.6 vol.%). En la matriz no presenta olivino, en cambio, aumenta la presencia de clinopiroxeno y ortopiroxeno, así como de la plagioclasa.

Aracata

Este escudo de volumen intermedio (58.51-62.82 wt.% SiO₂; PAR-14292 y PAR-14326; Tablas 1, 3, 5, 6; Figs. 3, 4, 13, 15d) ubicado cerca de la localidad de Angahuan, presenta rocas de color gris (muestra de mano), con vesículas, matriz vítrea y textura microcristalina. Contiene cristales de piroxeno en forma de glomeropórfidos verde oscuro (<1 cm) y vesículas irregulares (<2 mm). Algunos microlitos de plagioclasa se observan en la muestra de mano. Bajo el microscopio contiene fenocristales de clinopiroxeno (augita) (1.5 vol.%) de formas euhedrales a subeuherales y macla lamelar, así como ortopiroxeno (enstatita) (1.7 vol.%) de formas euhedrales y subeuhedrales y plagioclasa (2.9 vol.%) con formas aciculares, zoneamiento y maclas polisintéticas tipo Carlsbad. La matriz es principalmente vítrea y presenta abundante plagioclasa (20.4 vol.%).

Mesteño

Este escudo de volumen intermedio (58.98 wt.% SiO₂; PAR-15343; Tablas 3, 5; Figs. 3, 13, 15.4a) está localizado en las inmediaciones de la localidad de San Isidro, contiene rocas gris oscuro (muestra de mano) densas, de matriz vítrea con microlitos de feldespato y cristales de piroxeno (<1 mm). Bajo el microscopio el arreglo mineral principal se conforma de una textura traquítica a pilotaxítica, con fenocristales de ortopiroxeno (enstatita) (0.2 vol.%) de formas euhedrales a subeuhedrales y plagioclasa (1.8 vol.%) de formas aciculares con zoneamiento, principalmente. La matriz es mayormente vítrea y contiene microfenocristales de clinopiroxeno (augita) (0.1 vol.%), ortopiroxeno (8.5 vol.%) y plagioclasa (35.7 vol.%) (Tabla 6).

Tamapu Juata

Este escudo de volumen intermedio (58.98 wt.% SiO₂; PAR-14311; Tablas 1, 5; Figs. 3, 4, 13, 15.4b) está ubicado cerca de la localidad de Cheranástico. Presenta rocas de color gris oscuro (muestra de mano), matriz vítrea con vesículas (<3 mm) y textura fluidal. Además, contiene microlitos de feldespato con algunos cristales de plagioclasa (<1.5 mm). Bajo el microscopio contiene principalmente ortopiroxeno (0.1 vol.%) y plagioclasa (0.1 vol.%), mientras que la matriz es más vítrea con microfenocristales de ortopiroxeno (8.6 vol.%) y plagioclasa (12.7 vol.%) (Tabla 6).

El Metate

El escudo voluminoso El Metate (57.38-61.37 wt.% SiO₂) descrito por Hasenaka y Carmichael et al. (1987), Siebe et al. (2014) y Chevrel et al. (2016a, 2016b) es de edad histórica (Tablas 1, 5, 6; Figs. 3, 4, 7, 8, 13, 15e). Las muestras presentan una matriz vítrea (muestras de mano) con cristales de olivino (<1.5 mm), piroxeno (<2 mm) y abundante plagioclasa (<1.5 mm). Bajo el microscopio contiene olivino (0.2 vol.%), clinopiroxeno (0.2 vol.%), ortopiroxeno (0.2 vol.%) y plagioclasa (2.4 vol.%). La matriz es principalmente vítrea y contiene clinopiroxeno (2.3 vol.%), ortopiroxeno (1.9 vol.%) y plagioclasa (19.9 vol.%).

Capen

El escudo voluminoso Capen (59.35-59.36 wt.% SiO₂; PAR-14324 y PAR-15342; Tablas 1, 3, 5, 6; Figs. 3, 4, 8, 15f, 13) presenta rocas gris oscuro (muestra de mano) con vesículas elongadas de hasta (<4 mm), matriz vítrea con microfenocristales de olivino (<1 mm) y plagioclasa (<1 mm). Bajo el microscopio se observan fenocristales de clinopiroxeno (0.1 vol.%) con formas euhedrales a subeuhedrales con maclas lamelares, ortopiroxeno (0.4-1.7 vol.%) de formas euhedrales a subeuhedrales y plagioclasa (1.8-6.7 vol.%) de formas aciculares y zoneamiento. La matriz es mayoritariamente vítrea, contiene microfenocristales de clinopiroxeno (0.4 vol.%), ortopiroxeno (3.8-8.3 vol.%) y plagioclasa (17.5-23.2 vol.%) (Tabla 6).

Ziquicio-Huinumba

Esta pequeña agrupación de conos y flujos (59.52 wt.% SiO₂; PAR-15353; Tabla 5; Figs. 3, 13, 15.4c) presenta rocas color gris (muestra de mano), densas con fenocristales de plagioclasa (<5 mm), piroxeno (<4 mm), así como hornblenda (<5 mm). En esta roca se encontró un xenolito de hornblenda con piroxenos. Bajo el microscopio se observan fenocristales de hornblenda (1.6 vol.%), clinopiroxeno (0.3 vol.%), ortopiroxeno (0.3 vol.%) y plagioclasa (1.2 vol.%). La matriz es mayormente vítrea con microfenocristales de hornblenda (1.6%), clinopiroxeno (0.3 vol.%), ortopiroxeno (0.3 vol.%) y plagioclasa (26.1 vol.%) (Tabla 6).

Cumburinos

El Cumburinos (59.53 wt.% SiO₂) es otro volcán escudo de composición andesítica (PAR-15355; Tablas 1, 3, 5, 6; Figs. 3, 4, 8, 13, 15.1a). Sus rocas son de color gris claro (muestra de mano), densas y de textura porfirítica, que contienen fenocristales de plagioclasa y piroxeno (< 2 mm) embebidos en una matriz vítrea rica en microlitos de feldespato. Bajo el microscopio estas rocas son de textura traquítica a pilotaxítica con fenocristales de olivino (0.6 vol.%) de formas euhedrales a subeuhedrales. Además contiene plagioclasas (29.6 vol.%) aciculares y con zoneamiento y clinopiroxenos (0.7 vol.%), los cuales presentan maclas lamelares. La matriz es

vítrea (30.5 vol.%) y contiene un arreglo mineral similar, sólo que de menor tamaño con microfenocristales y microlitos de feldespato.

Domo Paracho

El Cerro Paracho, también conocido como Cerro del Aguila, es un escudo de volumen intermedio coronado por un domo (59.19-61.03 wt.% SiO₂); (Tablas 1, 3, 5, 6; Figs. 4, 7, 8, 13, 15.1b) que presenta rocas con características texturales muy interesantes. Por lo general, sus rocas son de color gris claro (muestra de mano) con textura porfirítica y que denota mezcla “*mingling*”. Además contiene fenocristales de plagioclasa (<4 mm) y piroxeno (<2 mm) embebidos en una matriz vítrea rica en microlitos de feldespato. Sus rocas petrográficamente son de textura traquítica a pilotaxítica seriada y contienen fenocristales de plagioclasa con formas aciculares y macla albítica a polisintética, contiene también clinopiroxeno y ortopiroxeno con formas euhedrales a subeuhedrales que en ocasiones aparecen como glomeropórfidos. La matriz es vítrea y por lo general presenta microlitos de feldespato, aunque también se observan clinopiroxenos.

La Cantera

Este escudo de volúmen intermedio (59.59 wt.% SiO₂; PAR-15338; Tablas 5, 6; Figs. 3, 15.1c, 13) presenta rocas de color gris (muestra mano) con una matriz vítrea, fenocristales de hornblenda (<3 mm) y microlitos de plagioclasa (<0.5 mm). Bajo el microscopio se observa la típica textura traquítica presente en muchas rocas del área, contiene mayormente una matriz vítrea, rica en fenocristales de hornblenda (6.3 vol.%) y plagioclasa (0.3 vol.%). Los microfenocristales usualmente presentan un arreglo rico en hornblenda (5.6 vol.%) y plagioclasa (18.9 vol.%).

Durazno

Es un cono de escoria de composición andesítica con flujos de lava asociados, que se localiza en las estribaciones meridionales de los escudos de volumen intermedio Hueratiro y Cerros Cuates (59.55-59.62 wt.% SiO₂; PAR-15332, PAR-15349; Tabla 5; Figs. 3, 13, 15.4d). Presenta rocas color gris claro (muestra de mano), matriz vítrea, vesículas (<1 mm), con microfenocristales de olivino (<1 mm), plagioclasa (<1 mm), piroxeno (<1 mm) y microlitos de feldespato. Bajo el microscopio presenta una textura traquítica a pilotaxítica seriada con fenocristales de olivino (0.6 vol.%) de formas euhedrales con formas esqueléticas, así como clinopiroxeno (0.2-1.1 vol.%), ortopiroxeno (0.9-1.3 vol.%) y plagioclasa (1-10.3 vol.%) con formas aciculares y maclas polisintéticas (Tabla 6).

Zarapo

Es un escudo de volúmen intermedio (59.62 wt.% SiO₂; PAR-15352; Tablas 1, 3, 5, 6; Figs. 3, 4, 13, 15.1d) que presenta rocas color gris (muestra de mano) densas, con matriz vítrea y cristales

de olivino (<0.5 mm), piroxeno (<0.5 mm) y hornblenda (<1 mm). Bajo el microscopio se observa una textura traquítica con fenocristales de ortopiroxeno (0.9 vol.%) y plagioclasa (2.5 vol.%) de formas aciculares a euhedrales con zoneamiento. Estas rocas también contienen clinopiroxeno (1.5 vol.%), ortopiroxeno (2.4 vol.%) y plagioclasa (31.9 vol%).

Santísimo

Aracata-Santísimo (58.51 y 60.02 wt.% SiO₂; PAR-14292 y PAR-14293; Tablas 1, 3, 5, 6; Figs. 3, 4, 7, 8, 13, 15.1e) es otra estructura compuesta, voluminosa y prominente que está emplazada al norte del histórico Paricutin (Fig. 4). En sus faldas meridionales se encuentra la población de Angahuan. Estas rocas color gris (muestra de mano) son de textura porfirítica, presentan fenocristales de plagioclasa y piroxeno (< 2 mm) que en ocasiones aparecen como glomeropórfidos (< 2 mm). La matriz es vítrea con vesículas (1 mm) y es rica en microlitos de feldespato. Petrográficamente sus rocas son de textura vítrea a traquítica-pilotaxítica con fenocristales de clinopiroxeno (augita) (0.5-1.5 vol.%) con maclas típicas lamelares, así como ortopiroxeno (enstatita) (1.7-3.1 vol.%). Además contiene plagioclasas (2.9-10.7 vol.%) con formas aciculares a euhedrales con zoneamiento que frecuentemente presentan maclas polisintéticas y albíticas. La matriz es mayormente vítrea y contiene microfenocristales de olivino (0.1%), clinopiroxeno (0.1%), ortopiroxeno (0.3-1%) y plagioclasa (20.4-23.1%).

Guachan

El Guachan (60.03 wt.% SiO₂; PAR-14314; Tablas 5 y 6; Figs. 3, 13, 15.1f) es un cono de escoria con un pequeño flujo de lava asociado que se ubica al sur de la localidad de Nahuatzen. Presenta rocas color gris claro con vesículas elongadas (<1 cm), matriz vítrea con fenocristales de olivino (<2 mm) y microlitos de plagioclasa. Bajo el microscopio, su textura es traquítica, se observan fenocristales de olivino (0.2 vol.%) de formas euhedrales y esqueléticas, que en ocasiones contienen inclusiones de espinela (cromita) (0.1 vol.%) y plagioclasa (2.9 vol.%) con formas aciculares a euhedrales con zoneamiento, así como maclas polisintéticas y albíticas. La matriz es rica en microfenocristales euhedrales de olivino (0.9 vol.%), clinopiroxeno con típica macla lamelar (0.4 vol.%), ortopiroxeno (1.1 vol.%) y plagioclasa de formas aciculares con maclas polisintéticas (38.8 vol.%).

Caraquitaro

Se trata de un escudo de medio volumen (60.11 wt.% SiO₂; PAR-14315; Tablas 1, 3, 5, 6; Figs. 3, 4, 13, 15.2a) que presenta rocas color gris oscuro con matriz vítrea, microvesicular, con microfenocristales de piroxeno (<1 mm) y plagioclasa (<1 mm). Bajo el microscopio presenta una matriz vítrea y la típica textura traquítica con fenocristales de clinopiroxeno (0.4 vol.%) de formas euhedrales a subeuhedrales, ortopiroxeno (1.4 vol.%) de formas euhedrales a subeuhedrales, y

plagioclasa (2.7 vol.%) con formas aciculares a euhedrales con zoneamiento, así como maclas polisintéticas y albíticas. La matriz, mayormente vítrea, contiene microfenocristales de clinopiroxeno (0.6 vol.%), ortopiroxeno (3.8 vol.%) y plagioclasa (25.9 vol.%) principalmente de formas aciculares.

Irepu

El Irepu (60.12 wt.% SiO₂; PAR-14323; Tabla 5; Figs. 3, 13, 15.2b) es un pequeño cono de escoria, localizado al sur del poblado de Sevina. Presenta rocas color gris claro (muestra de mano), densas, matriz vítrea con cristales de piroxeno (<3 mm) y plagioclasa (<1 mm). Bajo el microscopio presentan textura traquítica con fenocristales de clinopiroxeno (1.1 vol.%), ortopiroxeno (0.2 vol.%) y plagioclasa (7.6 vol.%) con formas aciculares a euhedrales con zoneamiento, así como maclas polisintéticas y albíticas. La matriz en su mayoría es vítrea y contiene microfenocristales de ortopiroxeno (0.2 vol.%) y plagioclasa (34.6 vol.%).

Hueratiro

Se trata de un escudo de volumen intermedio (58.48-60.42 wt.% SiO₂; PAR-14319 y PAR14221; Tablas 1, 3, 5, 6; Figs. 3, 4, 13, 15.2c) que presenta rocas gris oscuro (muestra de mano) con vesículas elongadas, de textura fluidal con cristales de plagioclasa (<3 mm) y piroxeno (<2 mm). Bajo el microscopio presenta un arreglo mineral de clinopiroxeno (1.7 vol.%), ortopiroxeno (1.9 vol.%) y plagioclasa (25.9 vol.%) con formas aciculares a euhedrales con zoneamiento, así como maclas polisintéticas y albíticas. La matriz, mayormente vítrea, presenta un arreglo de clinopiroxeno (0.1 vol.%), ortopiroxeno (2.5 vol.%) y plagioclasa (15.1 vol.%).

El Molcajete

El Molcajete (60.76 wt.% SiO₂; PAR-15354; Tablas 1, 3, 5, 6; Figs. 3, 13, 15.2d) es un pequeño cono de escoria localizado al SW del poblado de Tingambato. Presenta rocas color gris claro (muestra de mano) densas con matriz vítrea y microfenocristales de piroxeno (<1 mm) y plagioclasa (<1 mm). Bajo el microscopio contiene fenocristales de clinopiroxeno (0.3 vol.%), ortopiroxeno (1 vol.%) y plagioclasa (0.6 vol.%) con formas aciculares a euhedrales con zoneamiento, así como maclas polisintéticas y albíticas. La matriz contiene microfenocristales de clinopiroxeno (1.6 vol.%), ortopiroxeno (4.3 vol.%) y plagioclasa (22.1 vol.%).

Janamo

Este volcán (59.42 -60.82 wt.% SiO₂; PAR15391, PAR15367, PAR15392; Tablas 2, 4, 6; Figs. 3, 6, 7, 8, 13, 15.2e) es un cono de escoria con flujos de lava asociados, localizado sobre un escudo prominente al NW del poblado de San Lorenzo. Presenta rocas color gris (muestra de mano), matriz vítrea, con vesículas elongadas (<2 mm), microfenocristales de olivino (<1 mm) y microlitos

de feldespato. Bajo el microscopio presenta una textura traquítica, con fenocristales de olivino (2.3 vol.%) con formas euhedrales a subeuhedrales, algunos con formas esqueléticas e inclusiones de espinela (cromita) (0.3 vol.%), ortopiroxeno (0.7 vol.%) y plagioclasa (1.5 vol.%) con formas aciculares a euhedrales con zoneamiento, así como maclas polisintéticas y albíticas. La matriz mayormente es vítrea con microfenocristales de olivino (3.7 vol.%), clinopiroxeno (0.2 vol.%), ortopiroxeno (0.8 vol.%) y plagioclasa (16.3 vol.%).

La Virgen

La Virgen (60.85 wt.% SiO₂; PAR-14322; Tablas 1, 3, 5, 6; Figs. 3, 4, 13, 15.2f) presenta rocas color gris oscuro (muestra de mano) y textura porfírica vesicular con fenocristales de plagioclasa (<2 mm) y piroxeno (<2 mm). La matriz es vítrea con microlitos de feldespato. Petrográficamente esta roca es de textura traquítica y contiene fenocristales de plagioclasa con formas aciculares y euhedrales con zoneamiento y maclas polisintéticas y tipo Carlsbad; contiene a la vez fenocristales de ortopiroxeno con formas euhedrales a subeuhedrales. La matriz es vítrea con vesículas (6.4 vol.%) y contiene microfenocristales de plagioclasa con formas aciculares, clinopiroxeno y ortopiroxeno.

Querenda

Es un escudo de volumen intermedio (60.87 wt.% SiO₂; PAR-14313; Tablas 1, 3, 5, 6; Figs. 3, 4, 11.3a y 13) que presenta rocas de color gris claro (muestra de mano) densas con matriz vítrea y con fenocristales de plagioclasa (<2 mm) y microfenocristales de clinopiroxeno (<1 mm). Bajo el microscopio se observan fenocristales de clinopiroxeno (0.4 vol.%) de formas subeuhedrales, ortopiroxeno (1.2 vol.%) y plagioclasa (28.8 vol.%) con formas aciculares y euhedrales con zoneamiento y maclas polisintéticas y tipo Carlsbad. La matriz es mayormente vítrea y contiene microfenocristales de clinopiroxeno (0.2 vol.%), ortopiroxeno (1.9 vol.%) y plagioclasa (22 vol.%).

El Gato

El Gato es un escudo de volumen intermedio (61 wt.% SiO₂; PAR-15341; Tablas 1, 3, 5; Figs. 3, 13 y 15.4e) que presenta rocas de color gris claro, densas, con matriz vítrea y fenocristales de plagioclasa (<2 mm) y piroxeno (<2 mm). Bajo el microscopio su arreglo mineral incluye fenocristales de clinopiroxeno (0.3 vol.%), ortopiroxeno (0.8 vol.%) y plagioclasa (3.1 vol.%) con formas aciculares y euhedrales con zoneamiento y maclas polisintéticas y tipo Carlsbad. La matriz es mayormente vítrea y contiene microfenocristales de clinopiroxeno (0.8 vol.%), ortopiroxeno (1.9 vol.%) y plagioclasa (23.2 vol.%) (Tabla 6).

Parachito

Es un cono de escoria (61.26 wt.% SiO₂; PAR-14317; Tablas 3, 5, 6; Figs 3; 13, 15.3b) localizado en la ladera NE del cerro Paracho, que presenta rocas color gris oscuro (muestra de mano) matriz vítrea y alterada, con fenocristales de plagioclasa (<2 mm) y piroxeno (<1.5 mm). Bajo el microscopio se observan fenocristales de clinopiroxeno (0.4 vol.%), ortopiroxeno (1.3 vol.%) y plagioclasa (16.1 vol.%) con formas aciculares y euhedrales con zoneamiento y maclas polisintéticas y tipo Carlsbad. La matriz, mayormente vítrea, presenta microfenocristales de clinopiroxeno (0.5 vol.%), ortopiroxeno (2.5 vol.%) y plagioclasa (14 vol.%) (Tabla 6).

Mari Juata

Este escudo de volumen intermedio se encuentra emplazado al NE de la localidad de Nurio (61.4 wt.% SiO₂; PAR-14279A; Tablas 1, 5; Figs. 3, 4, 7, 13, 15.4f). Presenta rocas gris claro (muestra de mano) con matriz vítrea y microvesiculares con fenocristales de olivino (<1 mm), piroxeno (<1 mm) y plagioclasa (<1 mm). Bajo el microscopio se observa olivino (0.1-1.7 vol.%), clinopiroxeno (0.9 vol.%), ortopiroxeno (1.3 vol.%) y plagioclasa (16.1 vol.%) con formas aciculares y euhedrales con zoneamiento y maclas polisintéticas y tipo Carlsbad. La matriz, mayormente vítrea, presenta microfenocristales de olivino (0.1-1.1 vol.%), clinopiroxeno (0.3 vol.%), ortopiroxeno (0.1 vol.%) y plagioclasa (29.1-56.14 vol.%) (Tabla 6).

Angaruén

Este domo está emplazado al sur de la localidad de La Mojonera (61.54 wt.% SiO₂; PAR-15340; Tablas 5, 6; Figs. 3, 13, 15.3c) y presenta rocas color gris claro (muestra de mano) y matriz vítrea con fenocristales de plagioclasa (<3 mm), piroxeno (<2 mm) y hornblenda (<2 mm). Su composición modal incluye clinopiroxeno (1 vol.%), ortopiroxeno (1.8 vol.%) y plagioclasa (9.9 vol.%) con formas aciculares y euhedrales con zoneamiento y maclas polisintéticas y tipo Carlsbad. La matriz, mayormente vítrea, contiene microfenocristales de olivino (0.1 vol.%), clinopiroxeno (0.1 vol.%), ortopiroxeno (3.1 vol.%) y plagioclasa (30.5 vol.%).

San Marcos

El cerro San Marcos (61.7 wt.% SiO₂; PAR-14297; Tablas 1, 3, 5, 6; Figs. 3, 4; 13, 15.3d) está conformado por rocas color gris claro (muestra de mano) de textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa con formas euhedrales a subeuhedrales y aciculares, que presentan zoneamiento y maclas típicas (<3 mm). Contiene también olivino y piroxeno (<2 mm) con formas euhedrales a subeuhedrales. La matriz es vítrea con microlitos de feldespato. Petrográficamente esta roca es de textura traquítica a pilotaxítica seriada con fenocristales de plagioclasa (30.8 vol.%) con formas euhedrales a subeuhedrales y aciculares, con zoneamiento y maclas típicas según su forma. También contiene clinopiroxenos (2.2 vol.%) con formas euhedrales a

subeuhedrales y con maclas lamelares. La matriz es vítrea (54.2 vol.%) con microfenocristales de ortopiroxeno (2.5 vol.%) y plagioclasa (7.3 vol.%) de formas aciculares y con zoneamiento.

Cuinguitapu

Es un escudo de volumen intermedio (62.1 wt.% SiO₂; PAR-14310; Tablas 1, 3, 5, 6; Figs. 3, 13, 15.3e) que presenta rocas color gris claro (muestra de mano) con matriz vítrea y fenocristales de plagioclasa (<3 mm) y piroxeno (<1 mm) que en ocasiones aparecen asociados como glomeropórfidos (<4 mm). Bajo el microscopio presenta una textura vítrea, con fenocristales de clinopiroxeno (0.6 vol.%), ortopiroxeno (2.1 vol.%) y plagioclasa (28.1 vol.%) con formas aciculares y euhedrales con zoneamiento y maclas polisintéticas y tipo Carlsbad. La matriz, mayormente vítrea, contiene microfenocristales de clinopiroxeno (0.2 vol.%), ortopiroxeno (1.4 vol.%) y plagioclasa (9.2 vol.%).

El Molino

Se trata de un escudo de volumen intermedio (62.59 wt.% SiO₂; PAR-14295; Tablas 1, 3, 5, 6; Figs. 3, 4, 7, 8) que presenta rocas de color gris claro (muestra de mano) con matriz vítrea, textura microcristalina y con fenocristales de piroxeno (<1 mm), hornblenda (<1 mm) y microlitos de plagioclasa. Bajo el microscopio presenta fenocristales de ortopiroxeno (1.4 vol.%) y plagioclasa (1.4 vol.%) con formas aciculares y euhedrales con zoneamiento y maclas polisintéticas y tipo Carlsbad. La matriz es mayormente vítrea y presenta microfenocristales de ortopiroxeno (1.3 vol.%) y plagioclasas (20.1 vol.%) (Tabla 6).

El Horno

Este escudo de volumen intermedio (62.74 wt.% SiO₂, PAR-14291; Tablas 1, 3; Figs. 3, 4, 13, 15.3f) presenta rocas color gris claro (muestra de mano), matriz vítrea, densa, con fenocristales de piroxeno (<2 mm) y hornblenda (<2 mm). La matriz vítrea contiene microlitos de feldespatos. Bajo el microscopio, su arreglo mineral es de fenocristales de clinopiroxeno (0.1 vol.%) y ortopiroxeno (0.6 vol.%) con formas euhedrales a subeuhedrales y plagioclasa (8.8 vol.%) con formas aciculares y euhedrales con zoneamiento y maclas polisintéticas y tipo Carlsbad. La matriz, mayormente vítrea (68.9 vol.%), presenta microfenocristales de clinopiroxeno (0.1 vol.%), ortopiroxeno (0.9 vol.%) y plagioclasa (19.6 vol.%).

| Tabla 6.- Conteo de puntos (Andesitas) | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--|-------------|--------------|--------------|-----------|-----------|-----------|--------------|------------|-----------|-----------|------|
| Muestra | PAR-15350 | PAR-14319 | PAR-14320 | PAR-15345 | PAR-14292 | PAR-15343 | PAR-14311 | PAR-15333 | PAR-15342 | PAR-14324 | |
| Localidad | Horno (Sur) | Hoya Urutzen | Hoya Urutzen | Chimilpa | Aracata | Mesteño | Tamapu Juata | Metate Sur | Capen | Capen | |
| Tipo | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | |
| Composición | Basalto | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | |
| Fenocristales | OI | 0.8 | 0 | 0 | 2.6 | 0 | 0 | 0 | 0.2 | 0 | 0 |
| | Hrb | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Cpx | 0 | 0.6 | 0.2 | 0.3 | 1.5 | 0 | 0 | 0.2 | 0 | 0.1 |
| | Sp en OI | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Ap en Plg | 0 | 0 | 0 | 0.6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Opx | 0 | 1.1 | 0.9 | 0.1 | 1.7 | 0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.4 | 1.7 |
| Matriz | Plg | 3.5 | 12.7 | 12.3 | 0.9 | 2.9 | 1.8 | 0.1 | 2.4 | 1.8 | 6.7 |
| | OI | 0 | 0 | 0 | 5.7 | 0.1 | 0 | 0 | 2.2 | 0 | 0 |
| | Hrb | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Cpx | 0 | 0.6 | 0.4 | 1.8 | 0.1 | 0.1 | 0 | 2.3 | 0.4 | 0 |
| | Opx | 0 | 3.1 | 2.7 | 0.4 | 0.3 | 8.5 | 8.6 | 1.9 | 8.3 | 3.8 |
| | Plg | 32.4 | 19.4 | 31.8 | 26.4 | 20.4 | 35.7 | 12.7 | 19.9 | 23.2 | 17.5 |
| | Vidrio | 62.9 | 46.2 | 41.2 | 56.5 | 63.3 | 49.4 | 67.8 | 70.5 | 33.5 | 50.9 |
| | Opac. | 0.4 | 0.6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Ves | 0 | 15.7 | 10.5 | 4.7 | 9.7 | 4.3 | 10.7 | 0.2 | 32.4 | 19.3 |
| | Total | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| % Fenocristales | 4.3 | 14.4 | 13.4 | 6.6 | 6.1 | 6.6 | 0.2 | 3 | 6.6 | 8.5 | |
| % Vesículas | 0 | 15.7 | 10.5 | 4.7 | 9.7 | 4.3 | 10.7 | 0.2 | 32.4 | 19.3 | |

Acrónimos en Tabla: Sp= Espinela; Olv=Olivino; Cpx=Augita; Opx =Ortopiroxeno; Plg=Plagioclasa; Vd=Vidrio; Ves=Vescícula; Hrb= Hornblenda; Opac= Opácos.

| Tabla 6.-Continuación (Andesitas) | | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
|-----------------------------------|-------------------|------------|-------------|-------------|------------|-----------|-----------|-----------|--------------|--------------|----------|
| Muestra | PAR-15353 | PAR-15355 | PAR-14262-B | PAR-14262-C | PAR-15338 | PAR-15332 | PAR-15349 | PAR-15352 | PAR-14293 | PAR-14294 | |
| Localidad | Ziquicio-Huinumba | Cumburinos | Paracho | Paracho | La Cantera | Duraznos | Duraznos | Zarapo | El Santísimo | El Santísimo | |
| Tipo | Lava | Lava | Bloque | Bloque | Domo | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | |
| Composición | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita |
| Fenocristales | OI | 0 | 0.6 | 0 | 0 | 0 | 0.6 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Hrb | 1.6 | 0 | 0 | 0 | 6.3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Cpx | 0.3 | 0.7 | 0.8 | 1.9 | 0 | 1.1 | 0.2 | 0 | 0.5 | 0.3 |
| | Sp en OI | 0 | 0.5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Ap en Plg | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0 | 0 |
| | Opx | 0.3 | 0 | 2.1 | 0.9 | 0 | 1.3 | 0.9 | 0.9 | 3.1 | 2.3 |
| Matríz | Plg | 1.2 | 29.6 | 29.4 | 23.8 | 0.3 | 10.3 | 1 | 2.5 | 10.7 | 3.1 |
| | OI | 0 | 0.1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.3 | 0 | 0 |
| | Hrb | 1.6 | 0 | 0 | 0 | 5.6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Cpx | 0.3 | 1.9 | 0.2 | 0.2 | 0.3 | 3.2 | 0.7 | 1.5 | 0 | 0.1 |
| | Opx | 0.3 | 0 | 3 | 2.2 | 0 | 1.6 | 5.1 | 2.4 | 1 | 0.4 |
| | Plg | 26.1 | 36.1 | 8.7 | 8.4 | 18.9 | 22.8 | 30.4 | 31.9 | 23.1 | 20.4 |
| | Vidrio | 63.2 | 30.5 | 55.7 | 61.5 | 68.6 | 59.1 | 40.2 | 59.7 | 61.6 | 73.3 |
| | Opac. | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.7 | 0 | 0 |
| | Ves | 5.1 | 0 | 0.1 | 1.1 | 0 | 0 | 21.5 | 0 | 0 | 0.1 |
| | Total | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| % Fenocristales | 3.4 | 31.4 | 32.3 | 26.6 | 6.6 | 13.3 | 2.1 | 3.5 | 14.3 | 5.7 | |
| % Vesículas | 5.1 | 0 | 0.1 | 1.1 | 0 | 0 | 21.5 | 0 | 0 | 0.1 | |

| Tabla 6.-Continuación (Andesitas) | | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | |
|--|-----------|-----------|------------|-----------|-------------|-------------|-----------|-----------|-------------|-------------|-----------|------|
| Muestra | | PAR-14314 | PAR-14315 | PAR-14323 | PAR-14262-A | PAR-14261-C | PAR-14321 | PAR-14261 | PAR-14261-A | PAR-14261-B | PAR-15354 | |
| Localidad | | Guachán | Caraquíaro | Irepu | Paracho | Paracho | Hueratiro | Paracho | Paracho | Paracho | Molcajete | |
| Tipo | | Lava | Lava | Lava | Bloque | Bloque | Lava | Bloque | Bloque | Bloque | Lava | |
| Composición | | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | |
| Fenocristales | Ol | 5.2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0 | 0 |
| | Hrb | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Cpx | 0 | 0.5 | 1.1 | 1.1 | 0.8 | 1.7 | 0.2 | 0.4 | 0.6 | 0.2 | 0.2 |
| | Sp en Ol | 0.1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Ap en Plg | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Opx | 0 | 1.4 | 0.2 | 3.1 | 1.4 | 1.9 | 0.5 | 1.1 | 0.8 | 1 | 1 |
| | Plg | 2.9 | 2.7 | 7.6 | 25.6 | 20.2 | 25.9 | 9.4 | 19.2 | 9.7 | 0.6 | 0.6 |
| Matríz | Ol | 0.9 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0.5 | 0 | 0 |
| | Hrb | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Cpx | 0.4 | 0.6 | 0 | 0 | 0.4 | 0.1 | 0.5 | 0.4 | 0.4 | 1.3 | 1.3 |
| | Opx | 1.1 | 3.8 | 0.2 | 1.9 | 1.5 | 2.5 | 0.8 | 1.5 | 2.1 | 4.3 | 4.3 |
| | Plg | 39.8 | 24.9 | 34.6 | 10 | 14.7 | 15.1 | 13.5 | 15.4 | 24.4 | 22.1 | 22.1 |
| | Vidrio | 38.2 | 50.1 | 56.3 | 58.3 | 61 | 52.8 | 43.7 | 60.7 | 61.1 | 29.3 | 29.3 |
| | Opac. | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Ves | 11.4 | 16 | 0 | 0 | 0 | 0 | 31.4 | 1.1 | 0.4 | 41.2 | 41.2 |
| Total | | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| % Fenocristales | | 8.2 | 4.6 | 8.9 | 29.8 | 22.4 | 29.5 | 10.1 | 20.8 | 11.1 | 1.8 | 1.8 |
| % Vesículas | | 11.4 | 16 | 0 | 0 | 0 | 0 | 31.4 | 1.1 | 0.4 | 41.2 | 41.2 |

| Tabla 6.-Continuación (Andesitas) | | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 |
|-----------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-------------|------------|-----------|------------|-------------|-----------|-----------|----------|
| Muestra | PAR-15367 | PAR-14322 | PAR-14313 | PAR-15341 | PAR-14317 | PAR-14279-A | PAR-14280 | PAR-15340 | PAR-14297 | PAR-14310 | PAR-14295 | PAR-14291 | |
| Localidad | Janamo | La Virgen | Querenda | El Gato | Parachito | Mari Juata | Mari Juata | Angaruen | San Marcos | Cuinguitapu | Molino | El Homo | |
| Tipo | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Domo | Lava | Lava | Lava | Lava | |
| Composición | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita | Andesita |
| Fenocristales | Ol | 2.3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 1.7 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Hrb | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Cpx | 0 | 0 | 0.4 | 0.3 | 0.4 | 0.9 | 0 | 1 | 2.2 | 0.5 | 0 | 0.1 |
| | Sp en Ol | 0.3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Ap en Plg | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Opx | 0.7 | 0.4 | 1.2 | 0.8 | 1.3 | 1.3 | 0 | 1.8 | 3 | 2.1 | 1.4 | 1.6 |
| | Plg | 1.5 | 26.7 | 28.8 | 3.5 | 16.1 | 7 | 0 | 9.9 | 30.8 | 28.1 | 1.4 | 8.8 |
| Matríz | Ol | 3.7 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 1.1 | 0.1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Hrb | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Cpx | 0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.8 | 0.5 | 0.3 | 0 | 0.1 | 0 | 0.2 | 0 | 0.1 |
| | Opx | 0.8 | 4.6 | 1.9 | 1.9 | 2.5 | 0.1 | 0 | 3.1 | 2.5 | 1.4 | 1.3 | 0.9 |
| | Plg | 16.3 | 19.3 | 22 | 23.2 | 14 | 29 | 15.6 | 30.5 | 7.3 | 9.2 | 20.1 | 19.6 |
| | Vidrio | 74 | 42.5 | 45.5 | 69.5 | 37.6 | 52.8 | 43.4 | 53.5 | 54.2 | 53.1 | 52.7 | 68.9 |
| | Opac. | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Ves | 0.2 | 6.4 | 0 | 0 | 27.6 | 8.4 | 38.2 | 0 | 0 | 5.4 | 23.1 | 0 |
| Total | | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| % Fenocristales | | 4.8 | 27.1 | 30.4 | 6.6 | 17.8 | 9.3 | 1.7 | 12.7 | 36 | 30.7 | 2.8 | 10.5 |
| % Vesículas | | 0.2 | 6.4 | 0 | 0 | 27.6 | 8.4 | 38.2 | 0 | 0 | 5.4 | 23.1 | 0 |

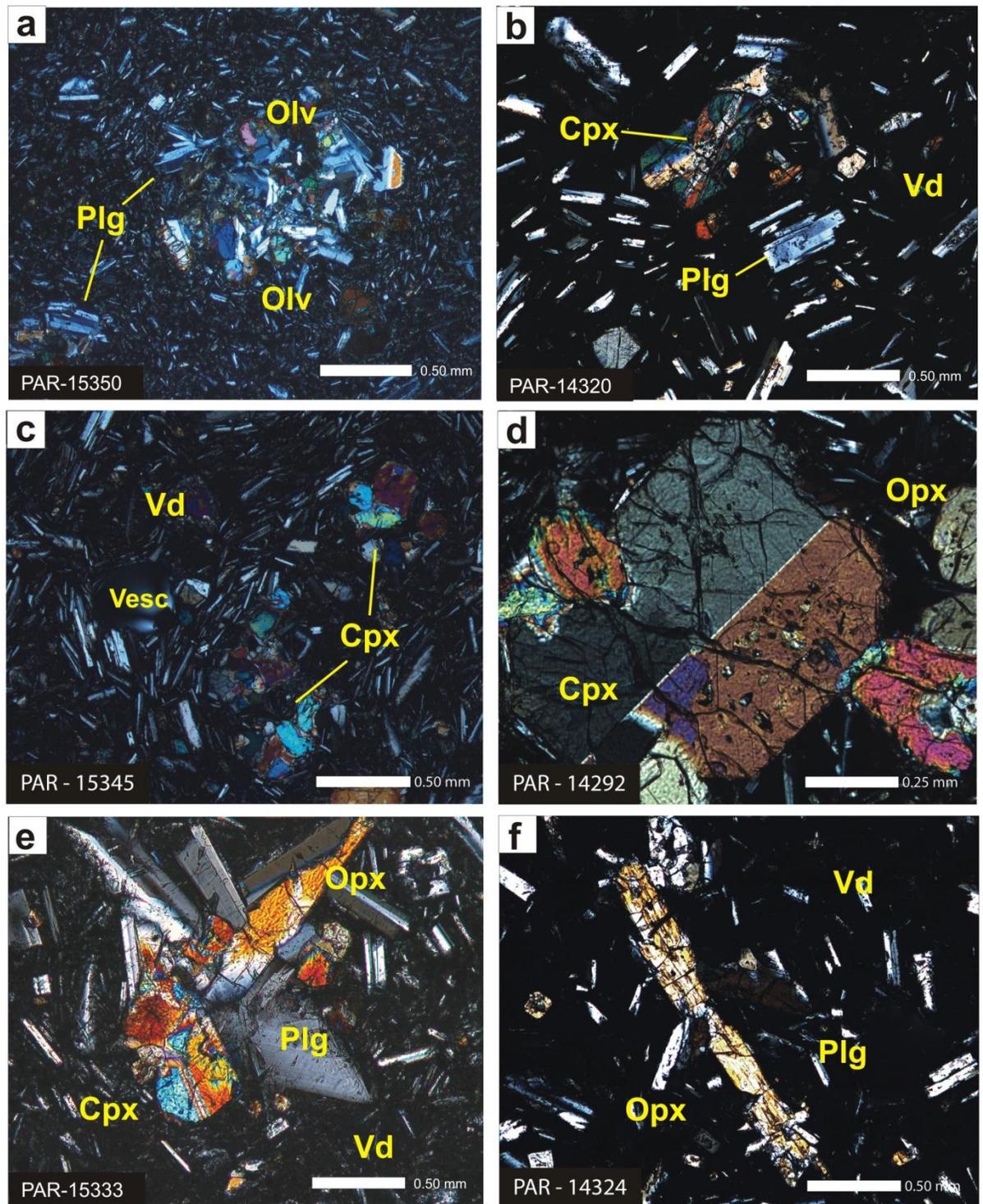


Figura 15. Fotografías a través del microscopio petrográfico de andesitas del área de Paracho-Cherán: a) PAR-15350, Horno-Sur; b) PAR-14320, Hoya Urutzen; c) PAR-15345, Chimilpa; d) PAR-14292, Aracata; e) PAR-15333, Metate Sur; y f) PAR-14324, Capén. Oliv=Olivino; Cpx=Augita; Opx=Ortopiroxeno; Plg=Plagioclasa; Vd=Vidrio; Vesc=Vescícula.

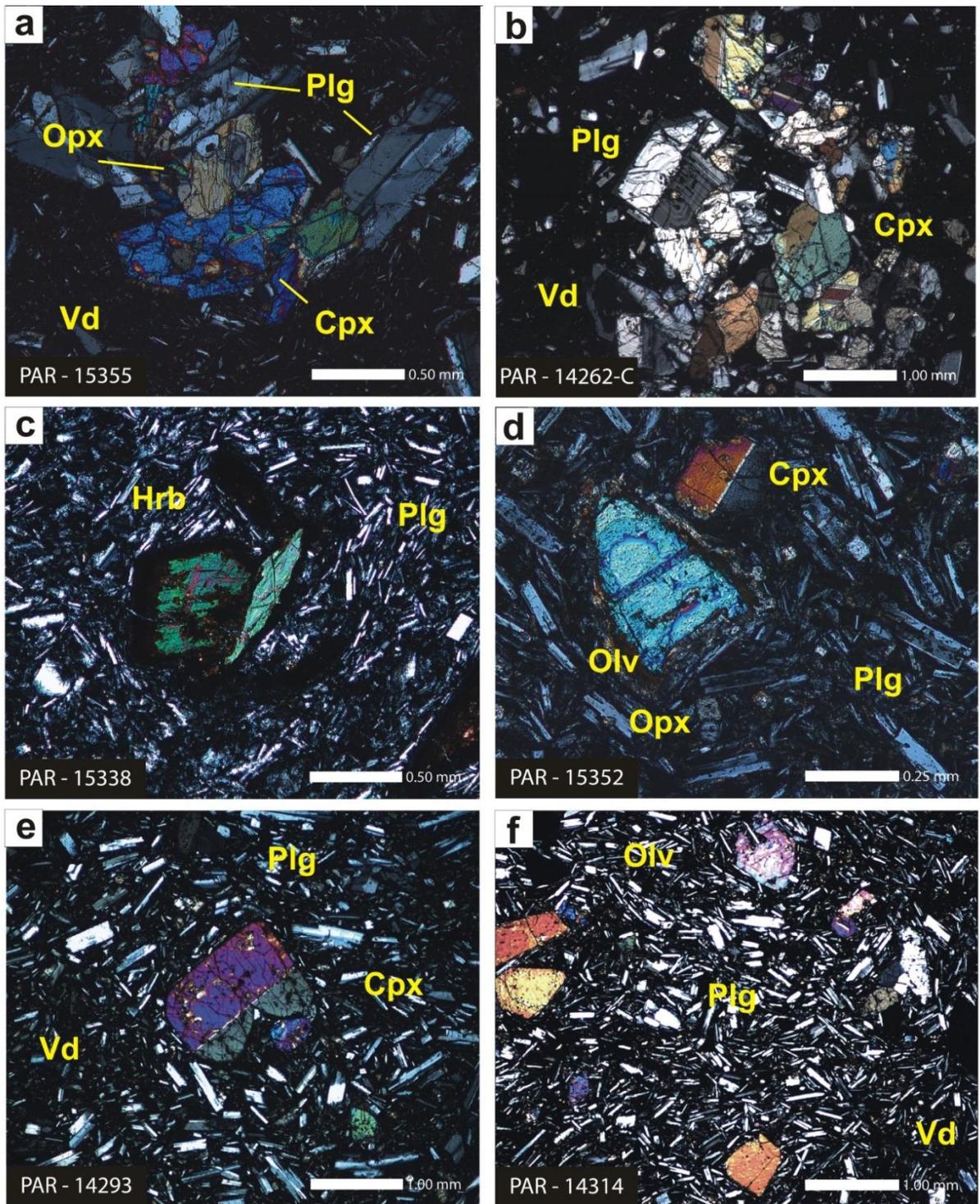


Figura 15.1. Fotografías a través del microscopio petrográfico de andesitas del área de Paracho-Cherán: a) PAR-15355, Cumburinos; b) PAR-14262-C, Paracho; c) PAR-15338, Cantera; d) PAR-15352, Zarapo; e) PAR-14293, Santísimo; y f) PAR-14314, Guachán. Olv=Olivino; Cpx=Augita; Opx =Ortopiroxeno; Plg=Plagioclasa; Hrb=Hornblenda; Vd=Vidrio; Vesc=Vescícula.

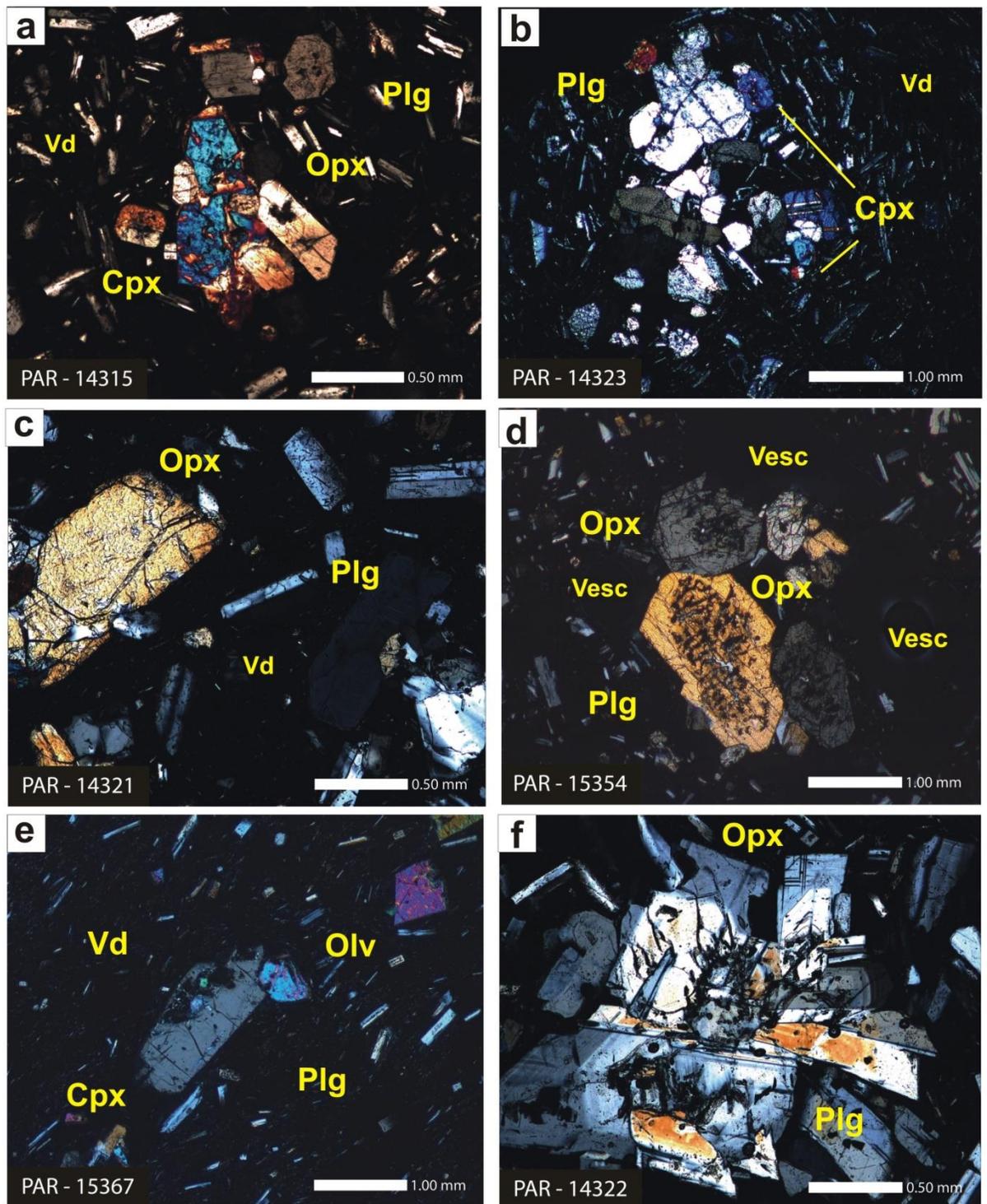


Figura 15.2. Fotografías a través del microscopio petrográfico de andesitas del área de Paracho-Cherán: a) PAR-14315, Caraquitaro; b) PAR-14323, Irepu; c) PAR-14321, Hueratiro; d) PAR-15354, Molcajete; e) PAR-15367, Janamo; y f) PAR-14322, La Virgen. Oliv=Olivino; Cpx=Augita; Opx =Ortopiroxeno; Plg=Plagioclasa; Vd=Vidrio; Vesc=Vescícula.

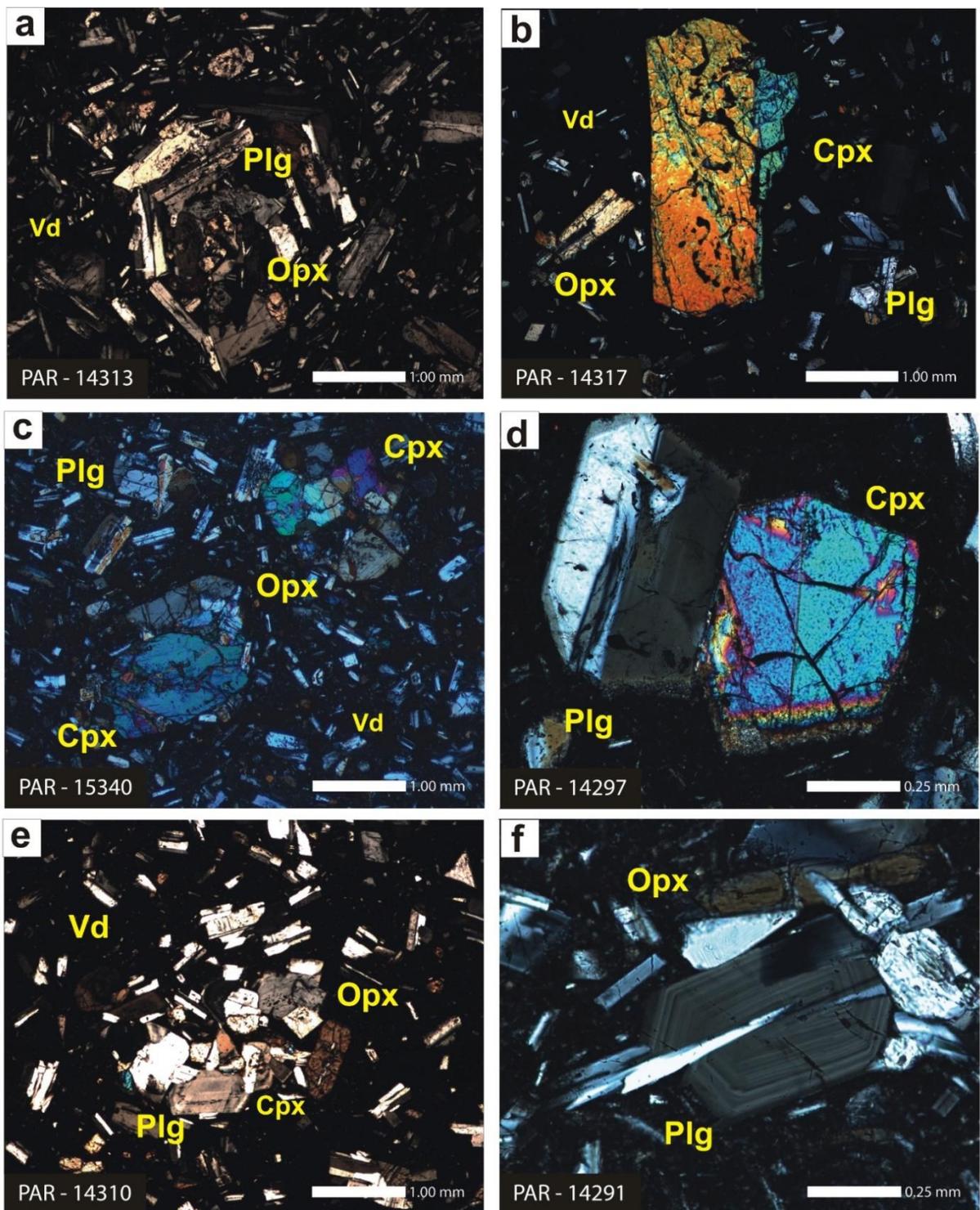


Figura 15.3. Fotografías a través del microscopio petrográfico de andesitas del área de Paracho-Cherán: a) PAR-14313, Querenda; b) PAR-14317, Parachito; c) PAR-15340, Angaruen; d) PAR-14297, San Marcos; e) PAR-14310, Cuinguitapu; y f) PAR-14291, El Horno. Oliv=Olivino; Cpx=Augita; Opx =Ortopiroxeno; Plg=Plagioclasa; Vd=Vidrio; Vesc=Vescícula.

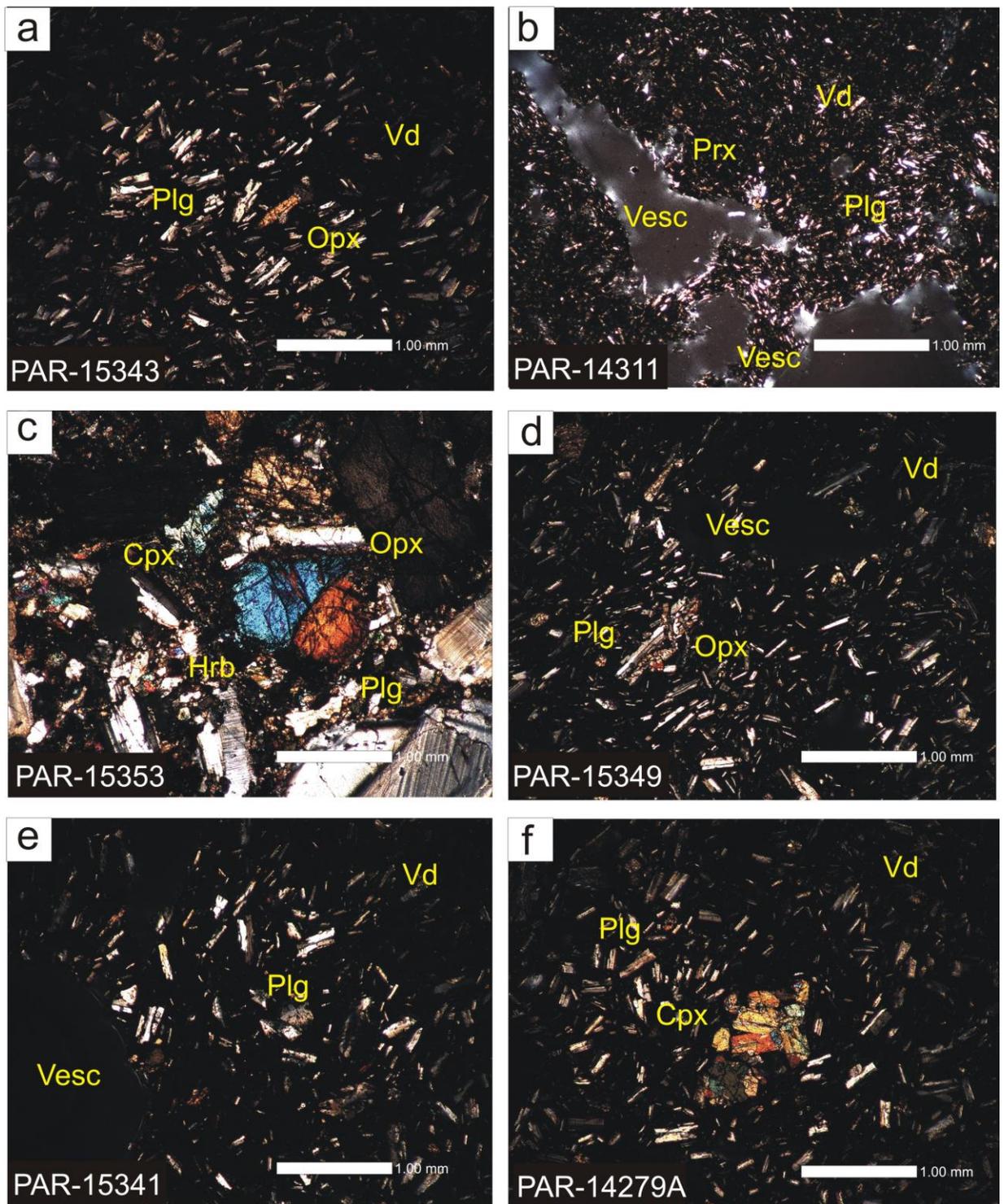


Figura 15.4. Fotografías a través del microscopio petrográfico de andesitas del área de Paracho-Cherán: a) PAR-15343, Mesteño; b) PAR-14311, Tamapu-Juata; c) PAR-15353, Ziquicio-Huinumba; d) PAR-15349, Duraznos; e) PAR-15341, Gato; y f) PAR-14279A, Mari Juata. Oliv=Olivino; Cpx=Augita; Opx=Ortopiroxeno; Plg=Plagioclasa; Vd=Vidrio; Vesc=Vescícula

Andesitas basálticas

El Colorado

Es junto con El Chivo uno de los dos escudos de volumen intermedio de composición basáltica en la zona que pudo ser fechado por el método de Ar/Ar (52.12 wt.% SiO₂; PAR-15348; Tablas 1, 3; 5.1, 6.1; Figs. 3, 4, 8, 15.5a.). Presenta rocas color gris claro (muestra de mano) vesiculares con matriz vítrea y fenocristales de olivino (<1 mm) y microlitos de feldespatos. Bajo el microscopio contiene fenocristales de olivino (8.1 vol.%) con formas eudrales a subeudrales, coronas de reacción de iddingsita, bahías de corrosión y formas esqueletales, e inclusiones de espinela (cromita) y otros opacos. Contiene también plagioclasa (35 vol.%) de formas aciculares y euhedrales con zoneamiento y maclas polisintéticas y tipo Carlsbad. La matriz, presenta microfenocristales de olivino (5 vol.%) y abundante plagioclasa (41.8 vol.%).

La Alberca

Se trata de un cono de escoria con flujos de lava asociados (52.3-54.41 wt.% SiO₂; U-36, PAR-14267-B; Tablas 5.1, 6.1; Figs. 3, 13, 15.9a) mencionado también por Ownby et al. (2007) y Chevrel et al. (2016a, 2016b), que presenta rocas color gris oscuro (muestra de mano, depósitos de caída) con matriz vítrea y vesículas (<3 mm), así como fenocristales de olivino (<1 mm) y microlitos de plagioclasa. Bajo el microscopio el arreglo mineral se constituye de olivino (3.3 vol.%) con formas euhedrales a subeudrales e inclusiones de espinela (cromita) (0.2 vol.%), plagioclasa (0.6 vol.%) con formas aciculares y euhedrales con zoneamiento y maclas polisintéticas y tipo Carlsbad. La matriz, mayormente vítrea, presenta microfenocristales de olivino (0.5 vol.%) y plagioclasa (26 vol.%) (Tabla 6.1).

Paranguitiro

Es un escudo de volumen intermedio (52.35 wt.% SiO₂; PAR-15351; Tablas 1, 5.1, 6.1; Figs. 3, 13, 15.5b) que presenta rocas color gris oscuro (muestra de mano) con matriz vítrea y fenocristales de olivino (<2 mm) y microlitos de plagioclasa. Bajo el microscopio presenta fenocristales de olivino (11.1 vol.%) y plagioclasa (0.4 vol.%) con formas aciculares y euhedrales con zoneamiento y maclas polisintéticas y tipo Carlsbad. La matriz presenta microfenocristales de olivino (6.5 vol.%), clinopiroxeno (1.3 vol.%), ortopiroxeno (0.3 vol.%) y plagioclasa (20.1 vol.%).

Sinar Juata

Se trata de un escudo de volumen intermedio con un cono de escoria en la cima (52.4 wt.% SiO₂; PAR-14265, PAR-14283; Tablas 1, 3, 5.1; Figs. 3 y 15.9b) que presenta rocas color gris claro (muestra de mano) con matriz vítrea y vesículas (<2 mm), así como fenocristales de piroxeno (<1 mm) y microlitos de plagioclasa. Bajo el microscopio se observan fenocristales de

olivino (5.4-7.2 vol.%) con formas euhedrales a subeuhedrales que en ocasiones presentan inclusiones de espinela (cromita) (0.2 vol.%) y plagioclasa (3.3-5.7 vol.%). La matriz, mayormente vítrea, contiene microfenocristales de olivino (0.4-2.2 vol.%) y plagioclasa (11.1-18.6 vol.%) (Tabla 6.1).

Paracho Viejo

Es un típico cono de escoria con flujos de lava asociados y de composición variable de basalto a andesita basáltica (52.68-56.19 wt.% SiO₂; PAR-13255, PAR-13254, PAR-15362, PAR-15366, PAR-15365; Tablas 2, 4, 5.1, 6.1; Figs. 3, 8, 15.5c, 15.5d, 15.5e, 15.6f) aunque la mayoría de las muestras corresponden a andesitas basálticas. Presenta rocas color gris oscuro (muestra de mano) con matriz vítrea y vesicular, con microfenocristales de piroxeno (<1 mm) y plagioclasa (<1 mm). Bajo el microscopio se observan fenocristales de olivino (2-5.6 vol.%) con formas euhedrales a subeuhedrales que en ocasiones presentan inclusiones de espinela (cromita) (0.3-0.7 vol.%) y plagioclasa (1.1 vol.%) con formas aciculares y euhedrales con zoneamiento y maclas polisintéticas y tipo Carlsbad. La matriz, mayormente vítrea, contiene microfenocristales de olivino (4.3-4.7 vol.%), clinopiroxeno (6.4 vol.%), ortopiroxeno (0.5 vol.%) y plagioclasa (28.7-40.7 vol.%).

Amoles

Es un cono de escoria (53.39 wt.% SiO₂; PAR-15393; Tablas 2, 5.1, 6.1; Figs. 3; 13, 15.5f) que presenta rocas color gris oscuro (muestra de mano) y vesiculares con matriz vítrea y microfenocristales de olivino (<1 mm) y plagioclasa (<1 mm). El arreglo mineral que se observa bajo el microscopio incluye fenocristales de olivino (4 vol.%) con formas euhedrales a subeuhedrales con inclusiones de espinela (cromita) (0.7 vol.%) y plagioclasa (0.2 vol.%) con formas aciculares y euhedrales con zoneamiento y maclas polisintéticas y tipo Carlsbad. La matriz, mayormente vítrea, contiene microfenocristales de olivino (2.3 vol.%) y plagioclasa (10.3 vol.%).

Gusato

Este cono de escoria (53.46 wt.% SiO₂; PAR-15368; Cap. 5; Tablas 5, 6.1; Figs. 3, 13, 15.6a) presenta el único basalto traqui-andesítico de la zona. Es de color gris oscuro (muestra de mano) con matriz vítrea y vesículas (<3 mm) y contiene microfenocristales de olivino y piroxeno (<2.5 mm), así como plagioclasa (<1 mm). Bajo el microscopio se observan fenocristales de olivino (4.3 vol.%) que por lo general presentan formas subeuhedrales con bahías de corrosión e inclusiones de espinela (cromita) (1.3 vol.%). Además contiene clinopiroxeno (0.2 vol.%) y plagioclasa (0.2 vol.%) con formas aciculares y euhedrales con zoneamiento y maclas polisintéticas y tipo Carlsbad. La matriz, mayormente vítrea (24 vol.%), contiene opacos,

microfenocristales de olivino (4.2 vol.%), clinopiroxeno (0.1 vol.%), ortopiroxeno (0.1 vol.%) y plagioclasa (31.6 vol.%).

Janamo

Este cono de escoria con flujos de lava asociados y de edad reciente (53.49-60.82 wt.% SiO₂; PAR-15363, PAR-15391, PAR-15367, PAR-15392; Tablas 2, 4, 5.1, 6, 6.1; Figs. 3, 8, 13, 15.6b) se localiza al NW del poblado de San Lorenzo y sus rocas andesíticas ya se describieron en el apartado anterior. Sus andesitas basálticas son rocas color gris claro con matriz vítrea y fenocristales de olivino (<2 mm), así como abundantes microlitos de feldespato. Bajo el microscopio, el arreglo mineral se constituye por fenocristales de olivino (2.6 vol.%) y plagioclasa (0.8 vol.%). La matriz es mayormente vítrea y contiene microfenocristales de olivino (3 vol.%), clinopiroxeno (0.1 vol.%) y plagioclasa (23.6 vol.%).

El Jabalí

Este cono de escoria con flujos de lava asociados se localiza al NE de la ciudad de Uruapan y también es de edad reciente (53.64-56.45 wt.% SiO₂; PAR-15379, PAR-PAR-15377, PAR-15378, PAR-15379, PAR-15394, PAR-15395; Tablas 2, 4, 5.1, 6.1; Figs. 3, 8, 13, 15.6c, 15.6e). Presenta rocas color gris claro (muestra de mano) y matriz vítrea con fenocristales de olivino (<1 mm), piroxeno (<2 mm), así como plagioclasa (<1 mm). Bajo el microscopio se observa un ensamble mineral constituido por fenocristales de olivino (4-4.8 vol.%) con formas euhedrales a subeuhedrales, que presentan fracturas y en ocasiones también inclusiones de espinela (cromita) (0.3-0.7 vol.%) y coronas de reacción de clinopiroxeno y bahías de corrosión. Además tiene fenocristales de clinopiroxeno (0.1 vol.%) y plagioclasa (1.4-3.1 vol.%) de formas aciculares con zoneamiento, maclas polisintéticas y tipo Carlsbad. La matriz, mayormente vítrea, contiene microfenocristales de olivino (4.6-8.9 vol.%) y plagioclasa (25.1-28.1 vol.%).

Hoya de Agua

Es un cono de escoria con dos cráteres que se localiza al NE del poblado de Capacuaro (53.66 wt.% SiO₂; PAR-14258B, PAR-14316; Tablas 2, 4, 5.1, 6.1; Figs. 3, 13, 15.6d) y que presenta rocas color gris oscuro (muestra de mano) con textura vítrea y con vesículas elongadas (<3 mm). Contiene fenocristales de piroxeno (<3 mm) y plagioclasa (<2 mm). Bajo el microscopio se observan fenocristales de clinopiroxeno (augita) (0.4 vol.%), ortopiroxeno (enstatita) (2 vol.%) y plagioclasa (12.1 vol.%) aciculares con zoneamiento y maclas polisintéticas. La matriz, mayormente vítrea, contiene microfenocristales de clinopiroxeno (0.1 vol.%), ortopiroxeno (1.6 vol.%) y plagioclasa (19.9%).

Tzinzunzahua-Santa Cruz

Este cono de escoria se localiza al NE de la ciudad de Uruapan (54.1 wt.% SiO₂; PAR-14260B, PAR-14260C; Tablas 2, 4, 5.1; Figs. 3, 13, 15.9c) y presenta rocas color gris (muestra de mano) con matriz vítrea y fenocristales de olivino (<2 mm) y plagioclasa (<1 mm). Bajo el microscopio contiene fenocristales de olivino (4.3-4.6 vol.%) con formas euhedrales a subeuhedrales, y de plagioclasa (0.1-0.5 vol.%) con formas aciculares y con zoneamiento y maclas polisintéticas. Ocasionalmente se observan inclusiones de apatito (0.1 vol.%) en las plagioclasas. La matriz vítrea en su mayoría contiene microfenocristales de plagioclasa (20 vol.%) que por lo general presentan formas aciculares y las típicas maclas polisintéticas y de tipo Carlsbad (Tabla 6.1).

Capastacutiro

Es un cono de escoria con flujos de lava asociados de edad reciente, al SW de la localidad de Pomacuarán (54.18 wt.% SiO₂; PAR-13256; Tablas 2, 5.1; Figs. 3, 13, 15.9d) que presenta rocas color gris claro (muestra de mano) con matriz vítrea y fenocristales de olivino (<1 mm), piroxeno (<1 mm) y plagioclasa (<2 mm). Bajo el microscopio se observan fenocristales de olivino (4.3 vol.%) con formas euhedrales a subeuhedrales, algunos con formas esqueletales e inclusiones de espinela (cromita) (0.8 vol.%), y plagioclasa (0.2 vol.%) con zoneamiento y formas aciculares. La matriz, mayormente vítrea, presenta microfenocristales de olivino (1.7 vol.%), clinopiroxeno (augita) (0.3 vol.%) con típica forma y maclas lamelares, y plagioclasa (62.2 vol.%) con formas aciculares y típicas maclas polisintéticas y tipo Carlsbad (Tabla 6.1).

Tejocote

Se trata de un cono de escoria con flujos de lava asociados (54.21 wt.% SiO₂; PAR-14325; Tabla 5.1; Figs. 3, 13, 15.9e) que presenta rocas color gris oscuro (muestra de mano) con vesículas y fenocristales de olivino (<1.5 mm), piroxeno (<1 mm) y microlitos de plagioclasa. Bajo el microscopio contiene fenocristales de olivino (5.6 vol.%) con formas subeuhedrales y coronas de reacción de clinopiroxeno e inclusiones de espinela (cromita) (0.1 vol.%); además de fenocristales de clinopiroxeno (augita) (0.3 vol.%), y plagioclasa (6.7 vol.%) con zoneamiento y maclas polisintéticas. La matriz, mayormente vítrea, presenta microfenocristales de olivino (0.3 vol.%), ortopiroxeno (0.1 vol.%) y plagioclasa (19.8 vol.%) (Tabla 6.1).

Arichán

Es un cono de escoria con flujos de lava asociados (54.55 wt.% SiO₂; PAR-14276; Tabla 5.1; Figs. 3, 13) que presenta rocas color gris oscuro (muestra de mano) con fenocristales de olivino (<2 mm) y plagioclasa (<1 mm). Bajo el microscopio se observan fenocristales de olivino (3.4 vol.%) con formas euhedrales a subeuhedrales y esqueletales, plagioclasa (13.3 vol.%) con formas aciculares y zoneamiento, así como maclas polisintéticas y tipo Carlsbad. La matriz,

mayormente vítrea, contiene microfenocristales de olivino (1.9 vol.%) y plagioclasa (19.3 vol.%) (Tabla 6.1).

Paracho NW

Se trata de un cono de escoria con flujo de lava asociado (54.66 wt.% SiO₂; PAR-13253; Tablas 5.1, 6.1; Figs. 3, 13, 15.7a) que presenta rocas color gris claro (muestra de mano) con vesículas (<1 mm), fenocristales de olivino (<2 mm) y plagioclasa (<1 mm). Bajo el microscopio se observan fenocristales de olivino (4.2 vol.%) con formas euhedrales a subeuhedrales y esqueletales, que presentan ocasionalmente inclusiones de espinela (cromita) (1.2 vol.%) y plagioclasa (1.4 vol.%) con zoneamiento y formas aciculares y maclas polisintéticas y tipo Carlsbad. La matriz vítrea contiene olivino (2.3 vol.%), clinopiroxeno (augita) (0.5 vol.%) y mayormente plagioclasa (48.1 vol.%).

Juanyan

Este cono de escoria de extraordinaria simetría es de edad reciente y no produjo flujos de lava (54.82 wt.% SiO₂; PAR-13252; Tablas 2, 4, 5.1, 6.1; Figs. 3, 8, 13, 15.7b). Fue mencionado por primera vez por Williams (1954), posteriormente por Hasenaka et al. (1987) y recientemente por Siebe et al. (2014). Presenta rocas color gris oscuro (muestra de mano) con vesículas y contiene mayormente fenocristales de olivino (<2 mm) y plagioclasa (<1 mm) en una matriz mayormente vítrea, que contiene microlitos de plagioclasa. Bajo el microscopio el ensamble mineral es de textura traquítica a pilotaxítica y presenta olivino (5.5 vol.%) con formas euhedrales a subeuhedrales y esqueletales, bahías de corrosión y otras características que documentan desequilibrio. Ocasionalmente, algunos olivinos presentan inclusiones de espinela (cromita) (0.7 vol.%). Los fenocristales de plagioclasa (0.3 vol.%) tienen formas aciculares, zoneamiento y maclas polisintéticas y tipo Carlsbad. La matriz, mayormente vítrea, presenta microlitos de olivino (2.7 vol.%) y plagioclasa (21.2 vol.%).

Piruani

Se trata de un cono de escoria con flujos de lava asociados (55 wt.% SiO₂; PAR-15370; Tablas 5.1, 6.1; Figs. 3, 13, 15.7c) emplazado al sur de la localidad de San Lorenzo, que presenta rocas color gris (muestra de mano) con vesículas de formas elongadas (<4 mm), fenocristales de olivino (<2 mm) y microlitas de plagioclasa. Bajo el microscopio se observa una textura traquítica a pilotaxítica seriada, así como fenocristales de olivino (3.5 vol.%) con formas euhedrales a subeuhedrales y esqueletales, que en ocasiones presentan inclusiones de espinela (cromita) (0.8 vol.%). Además, se observaron fenocristales de plagioclasa (0.2 vol.%) con formas aciculares con zoneamiento y maclas polisintéticas. La matriz, mayormente vítrea, contiene microfenocristales de olivino (2.4 vol.%) y plagioclasa (28.4 vol.%).

El Aire

Es un cono de escoria sin flujos de lava asociados y con un triple cráter (55.11 wt.% SiO₂; PAR-14273; Tablas 5.1, 6.1; Figs. 3, 8, 13, 15.7d) mencionado por primera vez por Williams (1954). Presenta rocas color gris claro con matriz vítrea, vesiculares (<6 mm) con fenocristales de olivino (<2 mm), piroxeno (<1 mm) y plagioclasa (<3 mm). Bajo el microscopio se observan fenocristales de olivino (2.8 vol.%) con formas euhedrales a subeuhedrales y esqueletales, así como de clinopiroxeno (0.7 vol.%) con sus típicas maclas lamelares. Además presenta plagioclasa (8.6%) de formas aciculares y con zoneamiento, maclas polisintéticas y tipo Carlsbad. La matriz, mayormente vítrea, contiene microfenocristales de olivino (1.2 vol.%), clinopiroxeno (0.6 vol.%), ortopiroxeno (0.1 vol.%) y plagioclasa (37 vol.%).

El Varal

Se trata de un cono de escoria con flujos de lava asociados (55.57-55.58 wt.% SiO₂; PAR-14271, PAR-14272; Tablas 5.1, 6.1; Figs. 3, 8, 13, 15.7f), emplazado al sur de la localidad de Capacuaro que presenta rocas color gris claro con matriz vítrea y vesículas elongadas (<9 mm). Además contiene fenocristales de olivino (<2 mm), piroxeno (<2 mm) y plagioclasa (<2 mm). Bajo el microscopio se observan fenocristales de olivino (2.4-3 vol.%) con formas euhedrales a subeuhedrales y esqueletales con bahías de corrosión. También presenta clinopiroxeno (augita) (0.3-0.9 vol.%) con sus típicas maclas lamelares, ortopiroxeno (0.1 vol.%) y plagioclasa (0.7-8.5 vol.%) con formas aciculares, zoneamiento y maclas polisintéticas y tipo Carlsbad. La matriz vítrea engloba microfenocristales de olivino (0.3-1.5 vol.%), clinopiroxeno (0.4 vol.%) y en mayor porcentaje plagioclasas (41.2-41.6 vol.%).

Zindío

Es un cono de escoria con flujos de lava asociados (55.93 wt.% SiO₂; PAR-15369; Tablas 5.1, 6.1; Figs. 3, 13, 15.8a) que presenta rocas color gris con matriz vítrea, y vesículas elongadas (<3 mm), así como fenocristales de olivino (<2 mm) y piroxeno (<2 mm) y glomeropórfidos de plagioclasa (<2 mm) y microlitos de feldespatos. Bajo el microscopio se observan fenocristales de olivino (2.9 vol.%) con formas euhedrales a subeuhedrales y con coronas de reacción de clinopiroxeno y ortopiroxeno, que ocasionalmente presentan inclusiones de espinela (cromita) (0.2 vol.%). Además contiene clinopiroxeno (augita) (0.2 vol.%) con maclas lamelares y glomeropórfidos de plagioclasa (1.5 vol.%) con formas aciculares, zoneamiento, maclas polisintéticas y de tipo Carlsbad. La matriz, mayormente vítrea, contiene microfenocristales de olivino (2.2 vol. %), clinopiroxeno (1 vol.%), ortopiroxeno (0.2 vol.%) y plagioclasa (27.7 vol.%).

El Chivo

Este escudo de volumen intermedio (56.4 wt.% SiO₂; PAR-15344; Tablas 1, 3, 5.1; Figs. 3, 4, 8, 13, 15.8b) presenta rocas color gris claro (muestra de mano), densas y con matriz vítrea con fenocristales de olivino (<2 mm), piroxeno (<1 mm) y plagioclasa (<1 mm). Bajo el microscopio se observa una textura traquítica a vesicular (17 vol.%) con fenocristales de olivino (3.3 vol.%) que presentan formas euhedrales a subeuhedrales y esqueletales con coronas de reacción de clinopiroxeno y ortopiroxeno. Ocasionalmente los olivinos tienen inclusiones de espinela (cromita) (0.4 vol.%). Otros fenocristales incluyen el clinopiroxeno (augita) (0.2 vol.%) con sus típicas maclas y la plagioclasa (0.5 vol.%) de formas aciculares con zoneamiento y maclas polisintéticas. La matriz es mayormente vítrea y contiene microfenocristales de olivino (5.1 vol.%), clinopiroxeno (2.4 vol.%) y es rica en microlitos de plagioclasa (21.8 vol.%).

Las Varas

Se trata de un cono de escoria con flujos de lava asociados (55.93 wt.% SiO₂; PAR-15376; Tablas 5.1, 6.1; Figs. 3, 8, 13, 15.8c) mencionado por primera vez por Williams (1954), posteriormente por Hasenaka et al. (1987) y Ownby et al. (2007). Presenta rocas color gris (muestra de mano) con vesículas elongadas (<1 cm) y fenocristales de olivino (<5 mm) y plagioclasa (<1 mm) con microfenocristales de piroxeno. Bajo el microscopio presenta fenocristales de olivino (3.1 vol.%) con formas euhedrales a subeuhedrales y esqueletales, y coronas de reacción de piroxeno y bahías de corrosión. Los olivinos contienen ocasionalmente inclusiones de espinela (cromita) (0.3 vol.%). También hay fenocristales de plagioclasa (1 vol.%) con formas aciculares y con zoneamiento, maclas polisintéticas y tipo Carlsbad. La matriz, mayormente vítrea, contiene microfenocristales de olivino (4.3 vol.%), clinopiroxeno (augita) (0.9 vol.%), ortopiroxeno (enstatita) (0.2 vol.%) y plagioclasa (23 vol.%).

| Tabla 6.1- Andesitas Basálticas | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | Muestra | PAR-15348 | PAR-14267-B | PAR-15351 | PAR-13255 | PAR-14283 | PAR-14265 | PAR-13254 | PAR-15366 | PAR-15393 | PAR-15368 |
| | Localidad | Colorado | La alberca | Paranguitiro | Par-Viejo | Sinar Juata | Sinar Juata | Par-Viejo | Par-Viejo | Amoles | Gusato |
| | Tipo | Lava | Bomba | Bomba | Lava | Lava | Bomba | Lava | Lava | Lava | Lava |
| | Composición | Andesita-Bas | B. Traq. And |
| Fenocristales | Ol | 8.1 | 3.3 | 11.1 | 5 | 5.4 | 7.2 | 5.6 | 2 | 4 | 4.3 |
| | Hrb | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Cpx | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.2 |
| | Sp en Ol | 5 | 0.2 | 0 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.7 | 0.3 | 0.7 | 1.3 |
| | Ap en Plg | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Opx | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Matríz | Plg | 35 | 0.6 | 0.4 | 7.5 | 5.7 | 3.3 | 1.1 | 0 | 0.2 | 0.2 |
| | Ol | 5 | 0.5 | 6.5 | 4.7 | 2.2 | 0.4 | 4.3 | 4.7 | 2.3 | 4.2 |
| | Hrb | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Cpx | 0 | 0 | 1.3 | 1.7 | 0 | 0 | 6.4 | 0 | 0 | 0.1 |
| | Opx | 0 | 0 | 0.3 | 0 | 0 | 0 | 0.5 | 0 | 0 | 0.1 |
| | Plg | 41.8 | 26 | 20.1 | 46.2 | 18.6 | 11.1 | 40.7 | 28.7 | 10.3 | 31.6 |
| | Vidrio | 0 | 42 | 35.6 | 17.9 | 47.9 | 67.8 | 34.5 | 41.5 | 51.9 | 33.7 |
| | Opac. | 2.6 | 0 | 0 | 0.6 | 0 | 0 | 3.6 | 0 | 0 | 0 |
| Ves | 2.5 | 27.4 | 24.7 | 16.2 | 20 | 10 | 2.6 | 22.8 | 30.6 | 24.3 | |
| Total | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| % Fenocristales | 48.1 | 4.1 | 11.5 | 12.7 | 11.3 | 10.7 | 7.4 | 2.3 | 4.9 | 6 | |
| % Vesículas | 2.5 | 27.4 | 24.7 | 16.2 | 20 | 10 | 2.6 | 22.8 | 30.6 | 24.3 | |

Acrónimos en Tabla: Sp= Espinela; Olv=Olivino; Cpx=Augita; Opx =Ortopiroxeno; Plg=Plagioclasa; Vd=Vidrio; Ves=Vescícula; Hrb= Hornblenda; Opac= Opacos.

| Tabla 6.1- Continuación | | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
|--------------------------------|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | Muestra | PAR-15391 | PAR-15377 | PAR-14316 | PAR-15378 | PAR-14260-C | PAR-13256 | PAR-14325 | PAR-15365 | PAR-14276 | PAR-13253 |
| | Localidad | Janamo | Jabalí | Hoya de Agua | Jabalí | San Lorenzo | Capastacutiro | Tejocote | Par.Viejo | Arichán | NW-Paracho |
| | Tipo | Lava | Lava | Bomba | Bomba | Bomba | Lava | Lava | Lava | Hummuck | Lava |
| | Composición | Andesita-Bas | Andesita-Bas | Andesita-Bas | Andesita-Bas | Andesita-Bas | Andesita-Bas | Andesita-Bas | Andesita-Bas | Andesita-Bas | Andesita-Bas |
| Fenocristales | OI | 2.6 | 4.8 | 0 | 4 | 1.4 | 4.3 | 5.6 | 4.1 | 3.4 | 4.2 |
| | Hrb | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Cpx | 0 | 0.1 | 0.4 | 0 | 0 | 0 | 0.3 | 0 | 0 | 0 |
| | Sp en OI | 0 | 0.3 | 0 | 0.7 | 0 | 0.8 | 0.1 | 0.1 | 0 | 1.2 |
| | Ap en Plg | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Opx | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Matriz | Plg | 0.8 | 1.4 | 12.1 | 3.1 | 0 | 0.2 | 6.7 | 0.1 | 0.1 | 1.4 |
| | OI | 3 | 4.6 | 0 | 8.9 | 2.9 | 1.7 | 0.3 | 4.3 | 1.9 | 2.3 |
| | Hrb | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Cpx | 0.1 | 0 | 0.1 | 0 | 0.4 | 0.3 | 0 | 0 | 0 | 0.5 |
| | Opx | 0 | 0 | 1.6 | 0 | 0.1 | 0 | 0.1 | 0 | 0 | 0 |
| | Plg | 23.6 | 28.1 | 19.9 | 25.1 | 23.2 | 62.2 | 19.8 | 13.9 | 19.3 | 48.1 |
| | Vidrio | 54.6 | 60.5 | 45.9 | 47.3 | 30.9 | 21.7 | 48.7 | 53.5 | 72.6 | 32.3 |
| | Opac. | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.7 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Ves | 15.3 | 0.2 | 18 | 10.9 | 41.1 | 8.1 | 18.4 | 24 | 2.7 | 10 |
| | Total | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| % Fenocristales | 3.4 | 6.6 | 14.5 | 7.8 | 1.4 | 5.3 | 12.7 | 4.3 | 3.5 | 6.8 | |
| % Vesículas | 15.3 | 0.2 | 18 | 10.9 | 41.1 | 8.1 | 18.4 | 24 | 2.7 | 10 | |

| Tabla 6.1- Continuación | | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 |
|--------------------------------|-----------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Muestra | | PAR-15362 | PAR-13252 | PAR-15370 | PAR-14273 | PAR-15394 | PAR-14271 | PAR-14272 | PAR-15369 | PAR-15344 | PAR-15376 |
| Localidad | | Par. Viejo | Juanyan | Piruani | El Aire | Jabalí | El Varal | El Varal | Zindio | El Chivo | Varas |
| Tipo | | Lava | Bomba | Lava |
| Composición | | Andesita-Bas |
| Fenocristales | Ol | 7.6 | 5.5 | 3.5 | 2.8 | 3.2 | 3 | 2.4 | 2.9 | 3.3 | 3.1 |
| | Hrb | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Cpx | 0 | 0 | 0 | 0.7 | 0 | 0.3 | 0.9 | 0.2 | 0.2 | 0 |
| | Sp en Ol | 0.7 | 0.7 | 0.8 | 0 | 0.2 | 0 | 0 | 0.2 | 0.4 | 0.3 |
| | Ap en Plg | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Opx | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0 | 0 | 0 |
| | Plg | 2.7 | 0.3 | 0.3 | 8.6 | 1.2 | 0.7 | 8.5 | 1.5 | 0.5 | 1 |
| Matriz | Ol | 4 | 2.7 | 2.4 | 1.2 | 5.3 | 0.3 | 1.5 | 2.2 | 5.1 | 4.3 |
| | Hrb | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Cpx | 0.4 | 0 | 0 | 0.6 | 0 | 0 | 0.4 | 1 | 2.4 | 0.9 |
| | Opx | 0.4 | 0 | 0 | 0.1 | 0 | 0 | 0 | 0.2 | 0 | 0.2 |
| | Plg | 23.5 | 21.2 | 28.4 | 37 | 15.4 | 41.6 | 41.2 | 27.7 | 21.8 | 23 |
| | Vidrio | 40 | 68.1 | 46.7 | 37.5 | 66.4 | 33.1 | 34.6 | 52.8 | 49.3 | 62.4 |
| | Opac. | 0.1 | 0.1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Ves | 20.6 | 1.4 | 17.9 | 11.5 | 8.3 | 21 | 10.4 | 11.3 | 17 | 4.8 |
| Total | | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| % Fenocristales | | 11 | 6.5 | 4.6 | 12.1 | 4.6 | 4 | 11.9 | 4.8 | 4.4 | 4.4 |
| % Vesículas | | 20.6 | 1.4 | 17.9 | 11.5 | 8.3 | 21 | 10.4 | 11.3 | 17 | 4.8 |

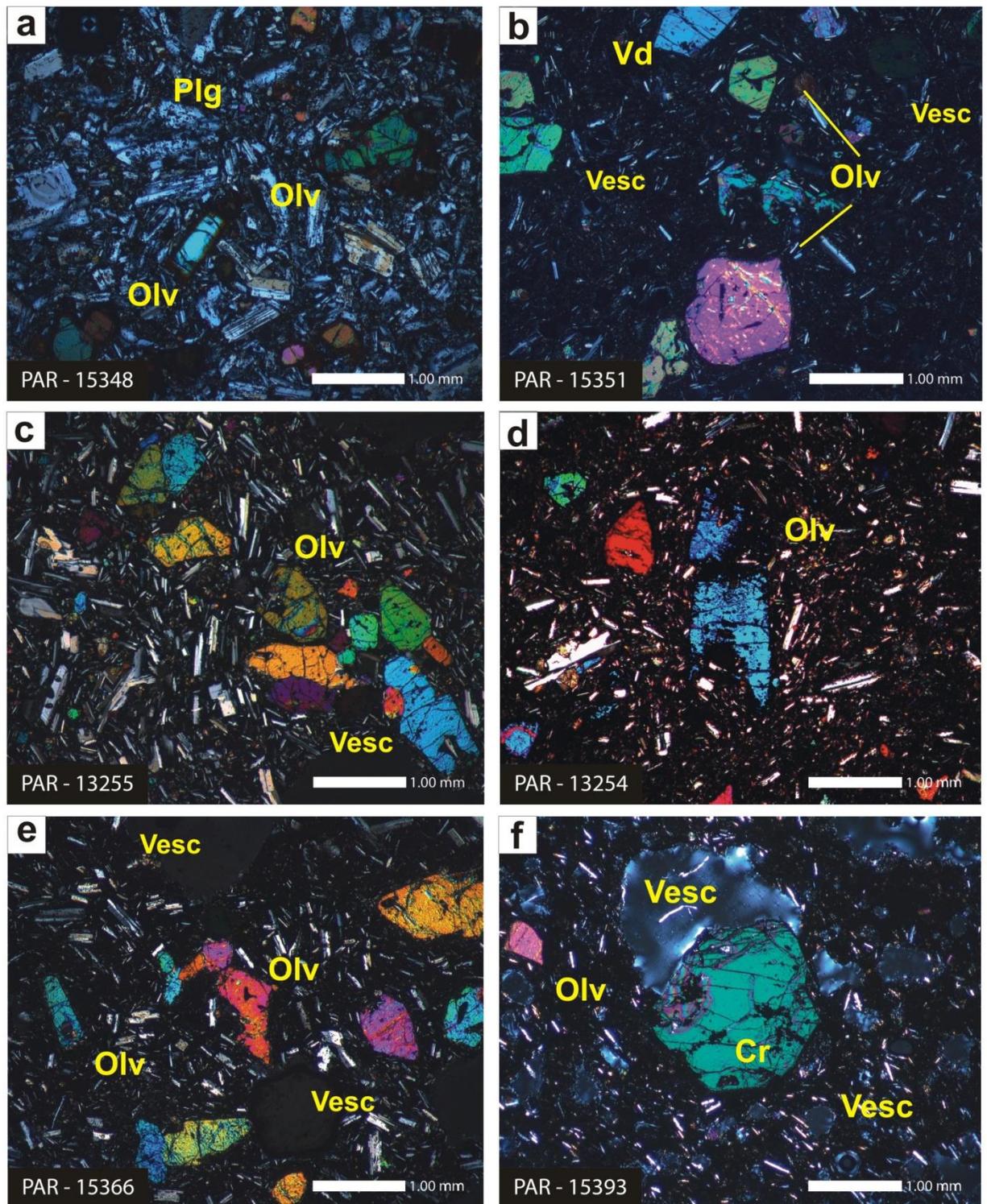


Figura 15.5. Fotografías a través del microscopio petrográfico de andesitas basálticas del área de Parachocherán. a) PAR-15348, Colorado; b) PAR-15351, Paranguitiro; c) PAR-13255, Paracho Viejo; d) PAR-13254, Paracho Viejo; e) PAR-15366, Paracho Viejo; f) PAR-15393, Amoles. Olv=Olivino; Cpx=Augita; Opx =Ortopiroxeno; Plg=Plagioclasa; Cr=Espinela (Cromita); Vd=Vidrio; Vesc=Vesícula.

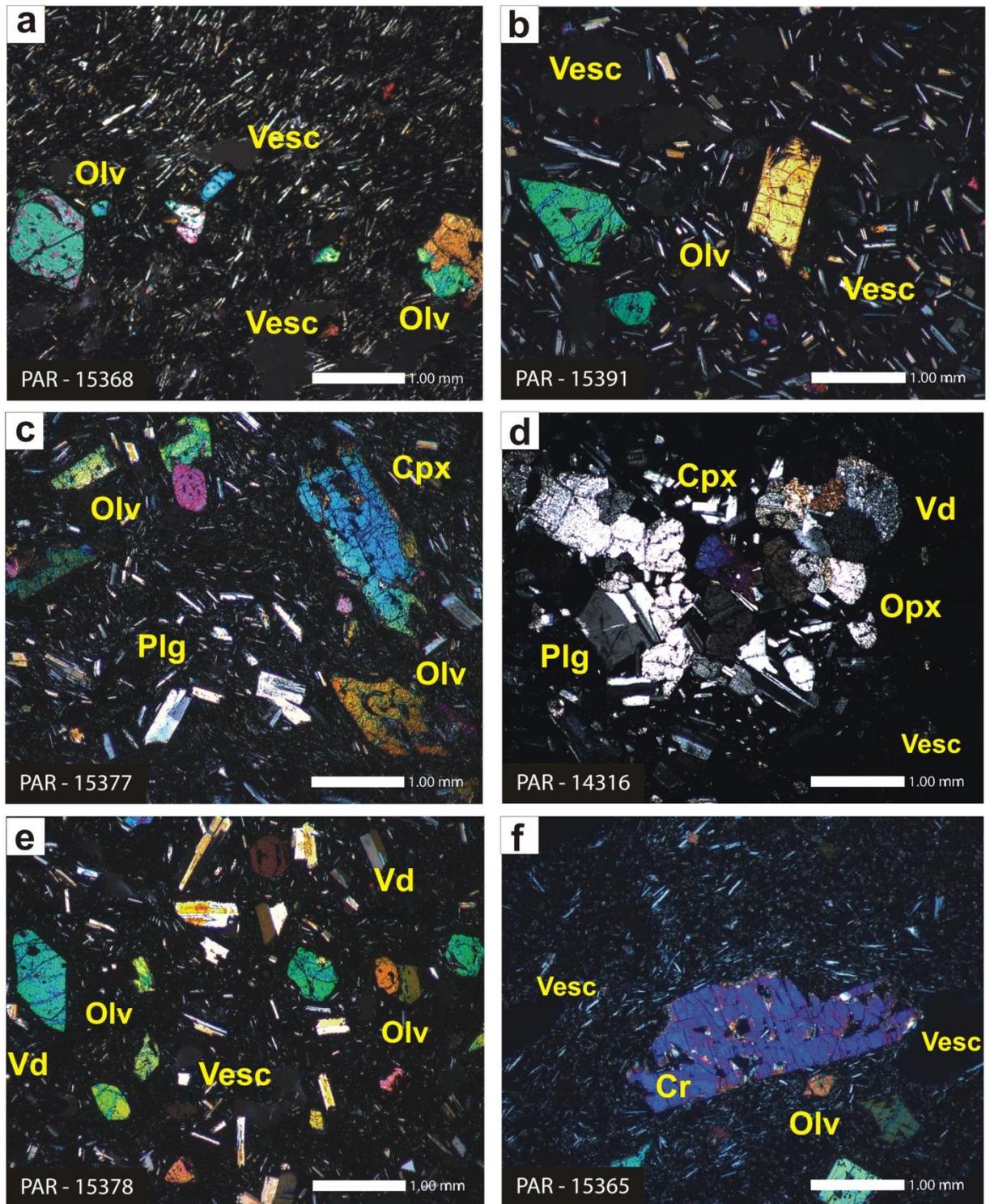


Figura 15.6. Fotografías a través del microscopio petrográfico de andesitas basálticas del área de Paracho-Cherán. a) PAR-15368, Gusato; b) PAR-15391, Janamo; c) PAR-15377, Jabalí; d) PAR-14316, Hoya de Agua; e) PAR-15378, Jabalí; y f) PAR-15365, Paracho Viejo. Oliv=Olivino; Cpx=Augita; Opx =Ortopiroxeno; Plg=Plagioclasa; Cr=Espinela (Cromita); Vd=Vidrio; Vesc=Vescícula.

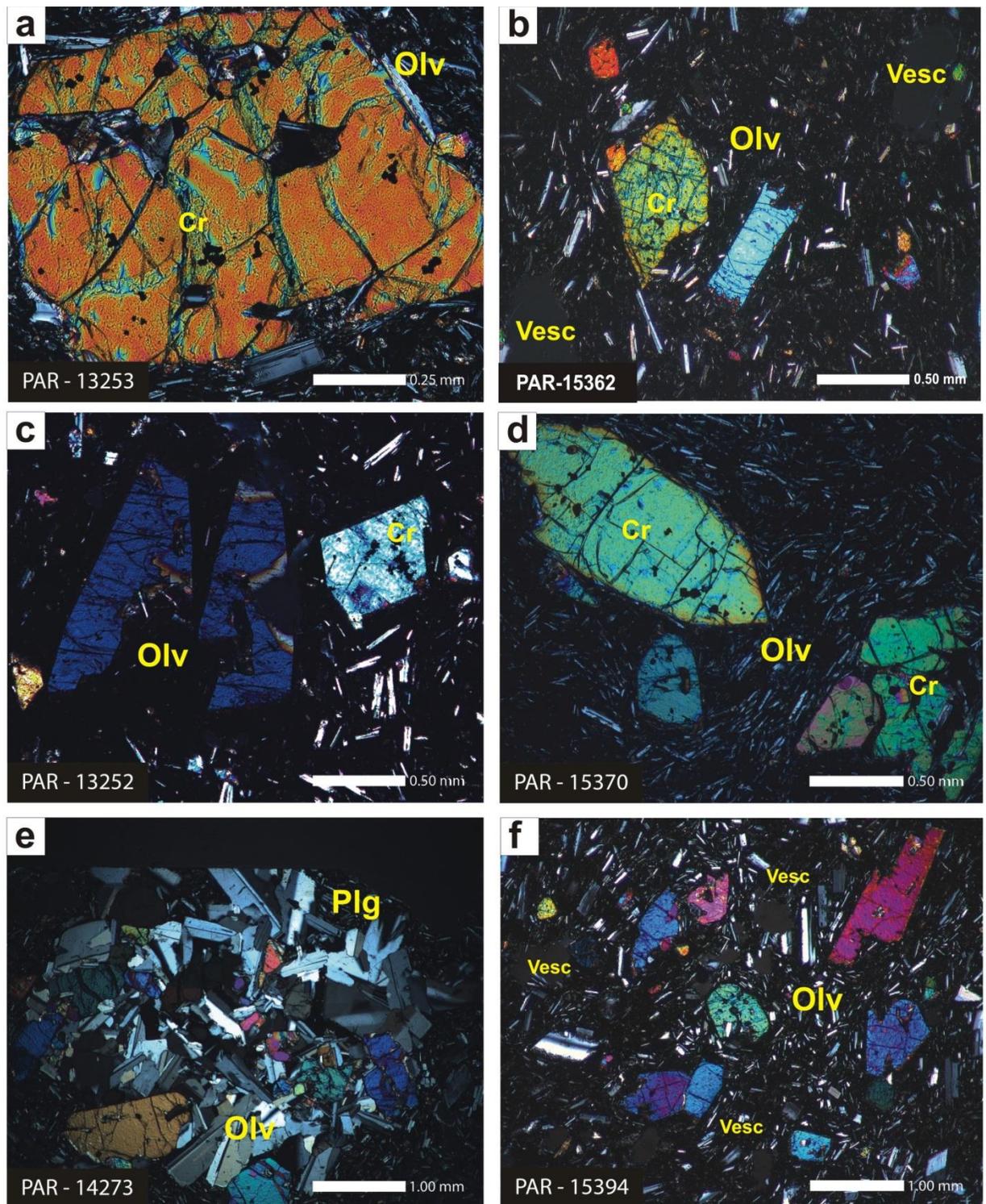


Figura 15.7. Fotografías a través del microscopio petrográfico de andesitas basálticas del área de Parachocherán. a) PAR-13253, NE-Paracho; b) PAR-15362, Paracho Viejo; c) PAR-13252, Juanyan; d) PAR-15370, Piruani; e) PAR-14273, El Aire; f) PAR-15394, Jabalí. Olv=Olivino; Cpx=Augita; Opx =Ortopiroxeno; Plg=Plagioclasa; Cr=Espinela (Cromita); Vd=Vidrio; Vesc=Vescícula.

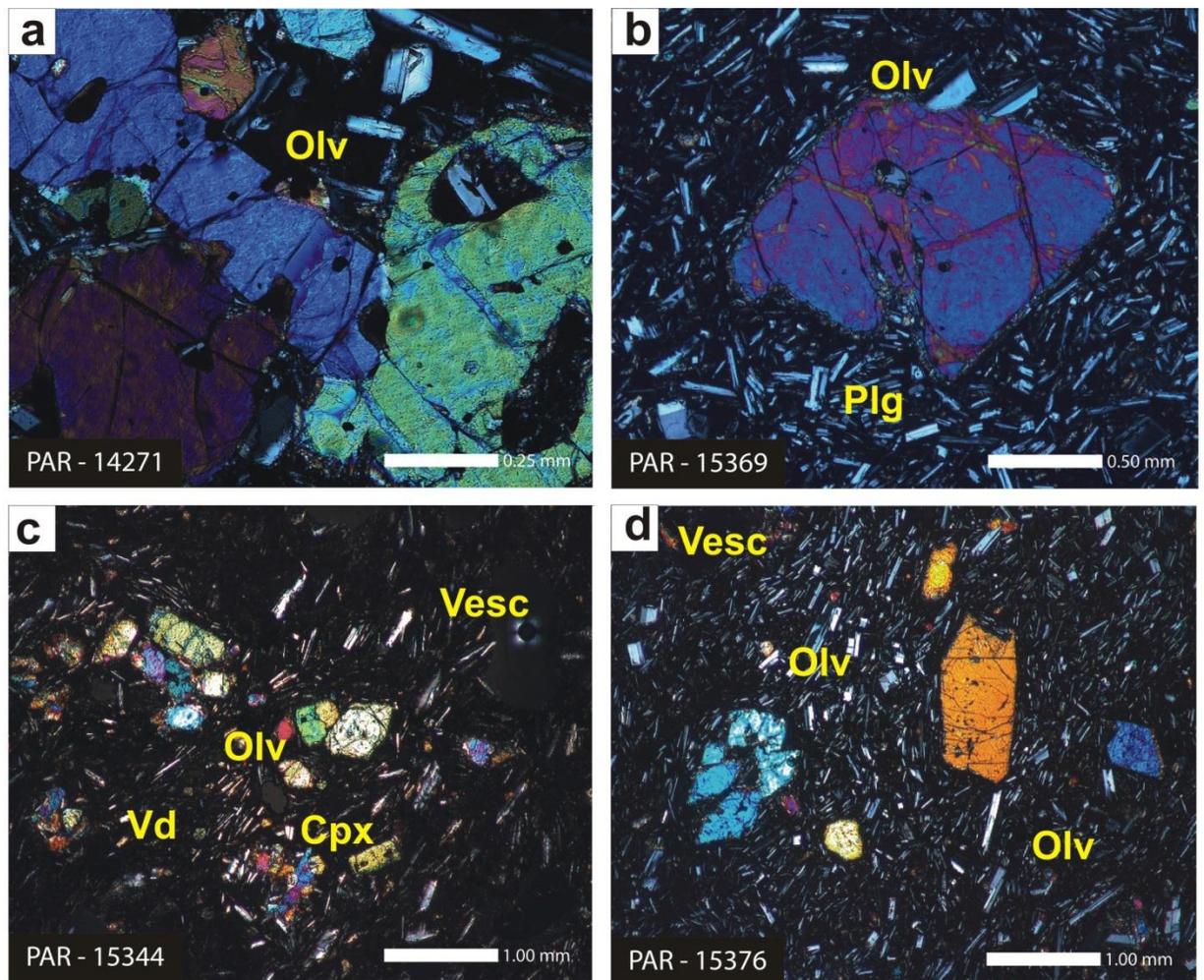


Figura 15.8. Fotografías a través del microscopio petrográfico de andesitas basálticas del área Parachocherán. a) PAR-14271, Varal; b) PAR-15369, Zindio; c) PAR-15344, El Chivo; y d) PAR-15376, Las Varas. Olv=Olivino; Cpx=Augita; Opx =Ortopiroxeno; Plg=Plagioclasa; Vd=Vidrio; Vesc=Vescícula.

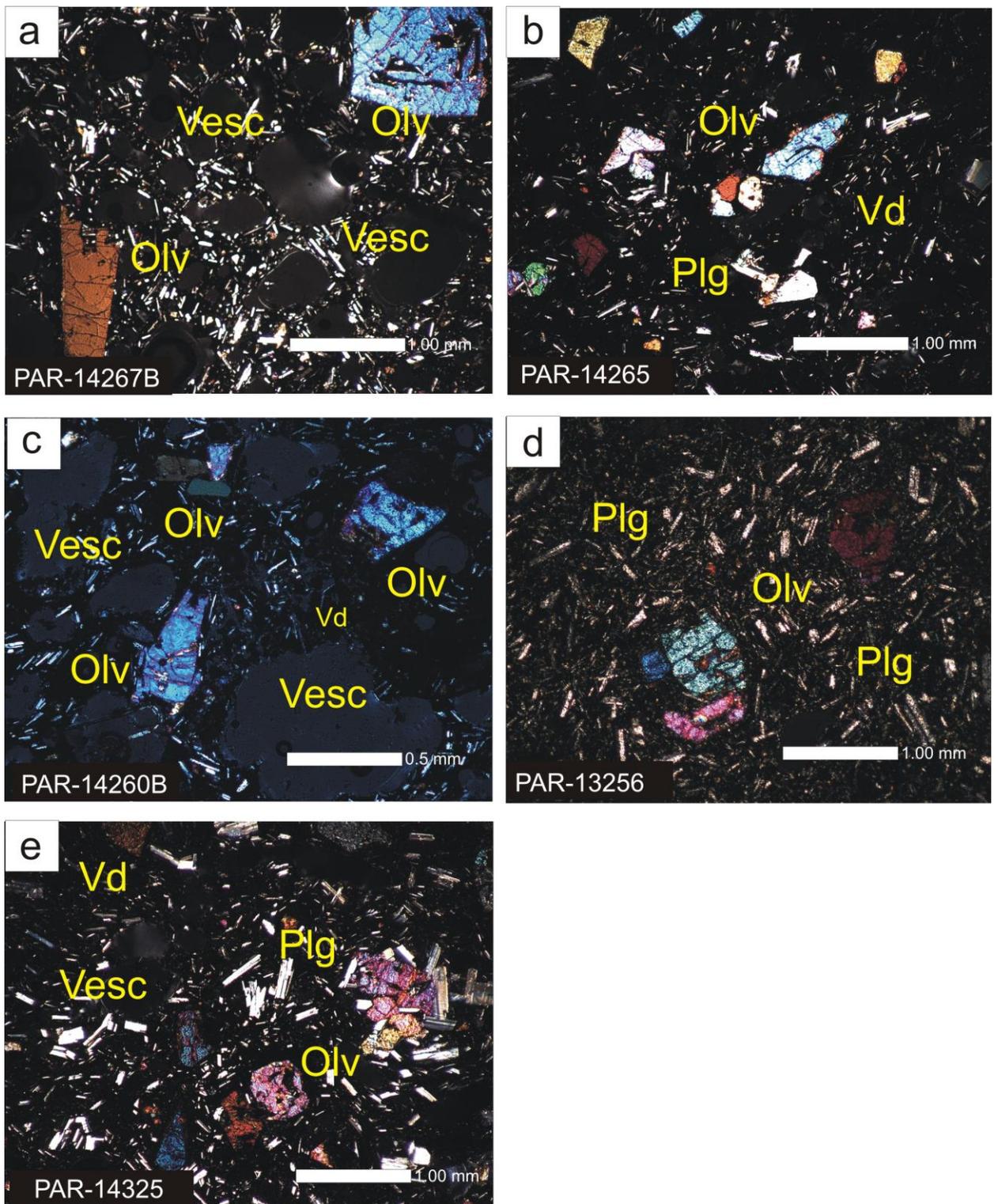


Figura 15.9. Fotografías a través del microscopio petrográfico de andesitas basálticas del área Parachocherán. a) PAR-14267B, La Alberca; b) PAR-14265, Sinar Juata; c) PAR-14260B, San Lorenzo; d) PAR-13256, Capastacutiro; e) PAR-14325, Tecojote. Oliv=Olivino; Cpx=Augita; Opx =Ortopiroxeno; Plg=Plagioclasa; Vd=Vidrio; Vesc=Vescícula.

Basaltos

Yondima

Es un cono monogenético de escoria (50.17-51.98 wt.% SiO₂; PAR-15383, PAR 15372-B, PAR-15386; Tablas 2, 4, 5.2, 6.2, 6.3; Figs. 3, 8, 13, 16a) localizado en el sector NW del APC, donde forma parte de la agrupación holocénica de los volcanes Cicapien, Capastacutiro, Paracho Viejo y Janamo. Presenta rocas color gris (muestra de mano) con vesículas (<2 cm), fenocristales de plagioclasa (<5 mm) y olivino (<2 mm) contenidos en una matriz vítrea con microlitos de plagioclasa. Bajo el microscopio se observan fenocristales de olivino (6.5 vol.%) con formas euhedrales, bahías de corrosión y coronas de reacción, con opacos, clinopiroxeno (0.1 vol.%) con formas euhedrales y maclas lamelares, así como plagioclasa (28.1 vol.%) con formas aciculares, zoneamiento y maclas polisitéicas. La matriz consta de microfenocristales de olivino (3.6 vol.%), clinopiroxeno (1 vol.%), plagioclasas (21.3%) y vidrio (30.4 vol.%).

Jabalí

Se trata de un cono de escoria con flujos de lava asociados y de edad reciente (50.79-50.96 wt.% SiO₂; PAR-15395-B, PAR-15382-C; Tablas 2, 4; 5.1; Figs. 3, 8, 13, 16b) que se localiza al NW de la ciudad de Uruapan. El cono está constituido principalmente de ceniza y lapilli grueso a fino (<5 mm a <0.5 mm) de color gris claro con cristales de plagioclasa (<1 mm), olivino (<1 mm) y piroxeno (<1 mm). Bajo el microscopio se observan fenocristales de olivino (6.8%) con formas euhedrales a subeuhedrales e inclusiones de espinela (cromita) (0.2%), que presentan coronas de reacción de clinopiroxeno. También contiene fenocristales de clinopiroxeno (augita) (<0.1 vol.%), así como plagioclasas (19.6 vol.%) con zoneamiento, formas aciculares y textura de tamiz en una matriz de vidrio (54.6 vol.%).

Cicapien (traqui-basalto de olivino)

Este volcán es uno de los dos conos de escoria que produjeron rocas exóticas alcalinas (51-52 wt.% SiO₂; PAR-13257, PAR-15361, PAR-15384, PAR-15390; Tablas 2, 4, 5.2, 6.2; Figs. 3, 8, 13, 16c, 16d y 16e). El Cicapien es un volcán joven que se formó en el Holoceno (Cap.4) y cuyas lavas presentan características morfológicas típicas de los basaltos hawaianos (e.g., lavas cordadas). El flujo más proximal al cono, es de color gris oscuro (muestra de mano), tiene una textura porfírica a vesicular y contiene fenocristales de plagioclasa (<2.5 mm) y olivino (<1 mm). La matriz también contiene micro-fenocristales de feldespato y ocasionalmente piroxeno. El flujo intermedio que se emplazó entre los volcanes Yondima y San Miguel (Fig. 3) es color gris oscuro (muestra de mano) y tiene una textura porfírica a vesicular con glomeropórfidos de plagioclasa (<5 mm) y olivino. Bajo el microscopio se observan fenocristales de olivino (Tabla 6.2; láminas 6 a 9) con formas euhedrales a subeuhedrales y esqueletales. Los olivinos esqueletales se generan

normalmente durante el rápido ascenso del magma y también presentan bahías de reacción (Fig. 11.6). También se observan dos familias de plagioclasas, que son los cristales más abundantes en esta roca y que se pudieron distinguir mediante el método óptico de Michel-Levy. En la matriz vítrea, que es de textura traquítica a pilotaxítica, coexisten micro-fenocristales de olivino y clinopiroxeno, además de microlitos de feldespato. Curiosamente, las inclusiones de espinela (cromita) en los olivinos y clinopiroxenos son muy escasas (Fig. 16.). Otras inclusiones interesantes son los apatitos, que por lo general se encuentran dentro de las plagioclasas (Tabla 6; Fig. 11.6). Pueden estar relacionados con procesos magmáticos como minerales secundarios; además son buenos trazadores para conocer los procesos de metasomatismo (Harlov, 2015; Webster y Picolli, 2015) e incluso pueden ser usados para conocer la termocronología de los sistemas magmáticos (Chew y Spikings, 2015). Las espinelas (cromitas) aparecen también en menor proporción (e.g., PAR-15390, PAR-15361).

Sapién

Este cono de escoria (51.5-53.2 wt.% SiO₂; PAR-15380, U-46; Tablas 2, 5.2, 6.2; Figs. 3, 8, 13, 16f) se localiza también en el pequeño agrupamiento de volcanes al NW de la ciudad de Uruapan, junto al volcán Jabalí. Su mutua cercanía y relaciones estratigráficas sugieren que son casi contemporáneos. Presenta rocas color gris oscuro (muestra de mano), densas, con vesículas, que contienen fenocristales de olivino y piroxeno (<4 mm) junto con plagioclasa (<5 mm) y microlitos de plagioclasa. Bajo el microscopio se observa textura traquítica a pilotaxítica, con fenocristales de olivino (2.5 vol.%) y formas euhedrales a subeuhedrales que ocasionalmente contienen inclusiones de espinela (cromita) (0.5 vol.%). También presenta plagioclasas (0.3 vol.%) con zoneamiento, formas aciculares y maclas polisintéticas

Erupciones de basalto a andesitas basálticas y andesitas de olivino (y sin olivino)

Hoya Urutzen

Hoya Urutzen (51.5- 58.5 wt.% SiO₂; PAR-14319, PAR-14320, PAR-15337, PAR15357-A, PAR-15357-B, PAR-15358 y PAZ 1206-B) se formó hace ~4,000 años (Chevrel et al 2016a) y sus lavas muestran una variación geoquímica de basalto a andesita basáltica hasta andesita, poniendo en evidencia su amplia trayectoria evolutiva. Las rocas más primitivas son basaltos (e.g., las bombas del cono) de color gris oscuro que presentan vesículas (<1.5 mm) y una matriz vítrea con micro-fenocristales de plagioclasa (<1 mm) y piroxeno (<0.5 mm), ambos aunados en ocasiones en glomeropórfidos. Las lavas de andesita basáltica son de color gris oscuro con vesículas (<2 mm) y una matriz vítrea con microfenocristales de plagioclasa (<1 mm) y en menor proporción olivino y piroxeno (<0.5 mm). Las lavas más andesíticas, en general son de color gris oscuro con vesículas (<1 mm) y micro-fenocristales de plagioclasa (<1 mm) y piroxeno (<1 mm). Petrográficamente, las lavas andesíticas son de textura traquítica a pilotaxítica, contienen

vesículas (10.5 vol.%) y fenocristales de plagioclasa con formas euhedrales a aciculares, que presentan maclas típicas y zoneamiento, además de clinopiroxeno y ortopiroxeno (Tablas 5 y 6).

El Jabalí

El Jabalí (50.7-56.5 wt.% SiO₂; PAR-15395-B, PAR-15382-C, PAR-15379, PAR-15377, PAR-15394, PAR-15378, PAR-15384, PAR-15382-D), descrito en un apartado anterior (andesitas-basálticas), también emitió basaltos (Fig. 8) de color gris oscuro (muestra de mano) de textura porfírica a vesicular; en ocasiones estas rocas son densas. Principalmente contienen fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa (<2 mm) embebidos en una matriz vítrea que contiene microlitos de feldespato (<1 mm). Petrográficamente, las plagioclasas presentan formas euhedrales a subeuhedrales con zoneamiento (Fig. 15.6c y 15.6e) y la matriz es vítrea con textura traquítica a pilotaxítica con micro-fenocristales de olivino y plagioclasa.

Paracho Viejo

No es muy evidente su transición hacia andesita, ya que este cono de escoria es principalmente de composición andesita-basáltica (52.68-56.19 wt.% SiO₂, PAR-15388B, PAR-15389B, PAR-15362, PAR-15365, PAR-15366, PAR-15373; Tablas 5.2; 6.2; 6.3; Figs. 3, 8, 13, 15.5c, 15.5d, 15.5e). Está emplazado en las estribaciones septentrionales del domo compuesto Paracho. Presenta rocas color gris claro a oscuro (muestra de mano), densas o con vesículas que varían entre 2 mm y 1 cm en diámetro. Contiene olivinos (<2 mm) y piroxenos (<1 mm) que en ocasiones aparecen a manera de glomeropórfidos (<5 mm), además de plagioclasas (<2 mm). Bajo el microscopio presenta textura traquítica con fenocristales de olivino (2 a 7.6 vol.%) de formas euhedrales a subeuhedrales y esqueléticas con bahías de corrosión. Los olivinos en ocasiones contienen inclusiones de espinela (cromita) (0.1-0.7 vol.%).

Janamo

Se trata de un cono de escoria con flujos de lava asociados y de edad reciente que se localiza al NW del poblado de San Lorenzo (53.49-60.82 wt.% SiO₂; PAR-15363, PAR-15391, PAR-15364, PAR-15367, PAR-15392; Tablas 2, 4, 5.1; Figs. 3, 15.6b). Presenta rocas color gris claro, matriz vítrea con fenocristales de olivino (<2 mm) y abundantes microlitos de feldespato. Bajo el microscopio, el arreglo mineral incluye fenocristales de olivino (2.6 vol.%) y plagioclasa (0.8 vol.%). La matriz es mayormente vítrea y contiene microfenocristales de olivino (3 vol.%), clinopiroxeno (0.1 vol.%) y plagioclasa (23.6 vol.%) (Tabla 6.1). Su porción más andesítica (59.42-60.82 wt.% SiO₂; PAR-15391, PAR-15367, PAR-15392; Tablas 2 y 5; Fig. 15.2e) presenta rocas color gris (muestra de mano), matriz vítrea con vesículas elongadas (<2 mm) y microfenocristales de olivino (<1 mm) con microlitos de feldespato. Bajo el microscopio presenta una textura traquítica con fenocristales de olivino (2.3 vol.%) con formas euhedrales a subeuhedrales,

algunos con formas esqueléticas e inclusiones de espinela (cromita) (0.3 vol.%), ortopiroxeno (0.7 vol.%) y plagioclasa (1.5 vol.%) con formas aciculares a euédrales con zoneamiento, así como maclas polisintéticas y albíticas. La matriz mayormente es vítrea con microfenocistales de olivino (3.7 vol.%), clinopiroxeno (0.2 vol.%), ortopiroxeno (0.8 vol.%) y plagioclasa (16.3 vol.%) (Tabla 6).

| Tabla 6.2- Basaltos | | 1 | 2 | 3 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|----------------------------|-----------|-----------|-------------|-----------|-----------|----------------|----------------|-----------|-----------|-----------|
| Muestra | | PAR-15384 | PAR-15382-D | PAR-15361 | PAR-15380 | PAR-13254 | PAR-13257 | PAR-15364 | PAR-15390 | PAR-15386 |
| Localidad | | Yondima | Jabalí | Cicapien | Sapien | Cicapien | Cicapien | Cicapien | Cicapien | Yondima |
| Tipo | | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava |
| Composición | | Basalto | Basalto | Basalto | Basalto | Traqui-Basalto | Traqui-Basalto | Basalto | Basalto | Basalto |
| Fenocristales | Ol | 6.5 | 6.8 | 3.5 | 2.6 | 5.6 | 2.2 | 5.2 | 8.2 | 6 |
| | Hrb | 0 | | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Cpx | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0 | 0 | 0.4 | 0 | 0 | 0.5 |
| | Sp en Ol | 0 | 0.2 | 0 | 0.5 | 0.7 | 0 | 0.2 | 1 | 0.1 |
| | Ap en Plg | 0 | 0 | 0.6 | 0 | 0 | 0.2 | 0 | 0 | 0 |
| | Opx | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Plg | 28.1 | 19.2 | 11 | 0.3 | 1.1 | 15.4 | 2.9 | 3.3 | 1.3 |
| Matríz | Ol | 3.6 | 6.8 | 6.7 | 12.1 | 4.3 | 3.2 | 3.5 | 6 | 1.1 |
| | Hrb | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Cpx | 1 | 1.1 | 1 | 0 | 6.4 | 1.5 | 0 | 0 | 4 |
| | Opx | 0 | 0 | 0.4 | 0 | 0.5 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Plg | 21.3 | 51.1 | 31.3 | 17.9 | 40.7 | 27.1 | 20.4 | 23 | 17.8 |
| | Vidrio | 30.4 | 14.1 | 35.9 | 55.9 | 34.5 | 39.4 | 54.6 | 31.5 | 31.6 |
| | Opac. | 0 | 0 | 0 | 0 | 3.6 | 0 | 0 | 0 | 0.1 |
| | Ves | 9 | 0.6 | 9.5 | 10.7 | 2.6 | 10.6 | 13.2 | 27 | 37.5 |
| Total | | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| % Fenocristales | | 34.7 | 26.3 | 15.2 | 3.4 | 7.4 | 18.2 | 8.3 | 12.5 | 7.9 |
| % Vesículas | | 9 | 0.6 | 9.5 | 10.7 | 2.6 | 10.6 | 13.2 | 27 | 37.5 |

Acrónimos en Tabla: Sp= Espinela; Oliv=Olivino; Cpx=Augita; Opx =Ortopiroxeno; Plg=Plagioclasa; Vd=Vidrio; Ves=Vescícula; Hrb= Hornblenda; Opac= Opacos.

| Tabla 6.3.- Transicionales | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|----------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-----------|------------|-----------|-----------|------|
| Muestra | PAR-14319 | PAR-14320 | PAR-15377 | PAR-15378 | PAR-15394 | PAR-15391 | PAR-15367 | PAR-15362 | PAR-15365 | PAR-15366 | |
| Localidad | Hoya Urutzen | Hoya Urutzen | Jabalí | Jabalí | Jabalí | Janamo | Janamo | Par. Viejo | Par.Viejo | Par-Viejo | |
| Tipo | Lava | Lava | Lava | Bomba | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | Lava | |
| Composición | Andesita | Andesita | Andesita-Bas | Andesita-Bas | Andesita-Bas | Andesita-Bas | Andesita | Basalto | Andes-Bas | Andes-Bas | |
| Fenocristales | Ol | 0 | 0 | 4.8 | 4 | 3.2 | 2.6 | 2.3 | 7.6 | 4.1 | 2 |
| | Hrb | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Cpx | 0.6 | 0.2 | 0.1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Sp en Ol | 0 | 0 | 0.3 | 0.7 | 0.2 | 0 | 0.3 | 0.7 | 0.1 | 0.3 |
| | Ap en Plg | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Opx | 1.1 | 0.9 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.7 | 0 | 0 | 0 |
| | Plg | 12.7 | 12.3 | 1.4 | 3.1 | 1.2 | 0.8 | 1.5 | 2.7 | 0.1 | 0 |
| Matriz | Ol | 0 | 0 | 4.6 | 8.9 | 5.3 | 3 | 3.7 | 4 | 4.3 | 4.7 |
| | Hrb | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | Cpx | 0.6 | 0.4 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0.2 | 0.4 | 0 | 0 |
| | Opx | 3.1 | 2.7 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.8 | 0.4 | 0 | 0 |
| | Plg | 19.4 | 31.8 | 28.1 | 25.1 | 15.4 | 23.6 | 16.3 | 23.5 | 13.9 | 28.7 |
| | Vidrio | 46.2 | 41.2 | 60.5 | 47.3 | 66.4 | 54.6 | 74 | 40 | 53.5 | 41.5 |
| | Opac. | 0.6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0 | 0 |
| Ves | 15.7 | 10.5 | 0.2 | 10.9 | 8.3 | 15.3 | 0.2 | 20.6 | 24 | 22.8 | |
| Total | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| % Fenocristales | 14.4 | 13.4 | 6.6 | 7.8 | 4.6 | 3.4 | 4.8 | 11 | 4.3 | 2.3 | |
| % Vesículas | 15.7 | 10.5 | 0.2 | 10.9 | 8.3 | 15.3 | 0.2 | 20.6 | 24 | 22.8 | |

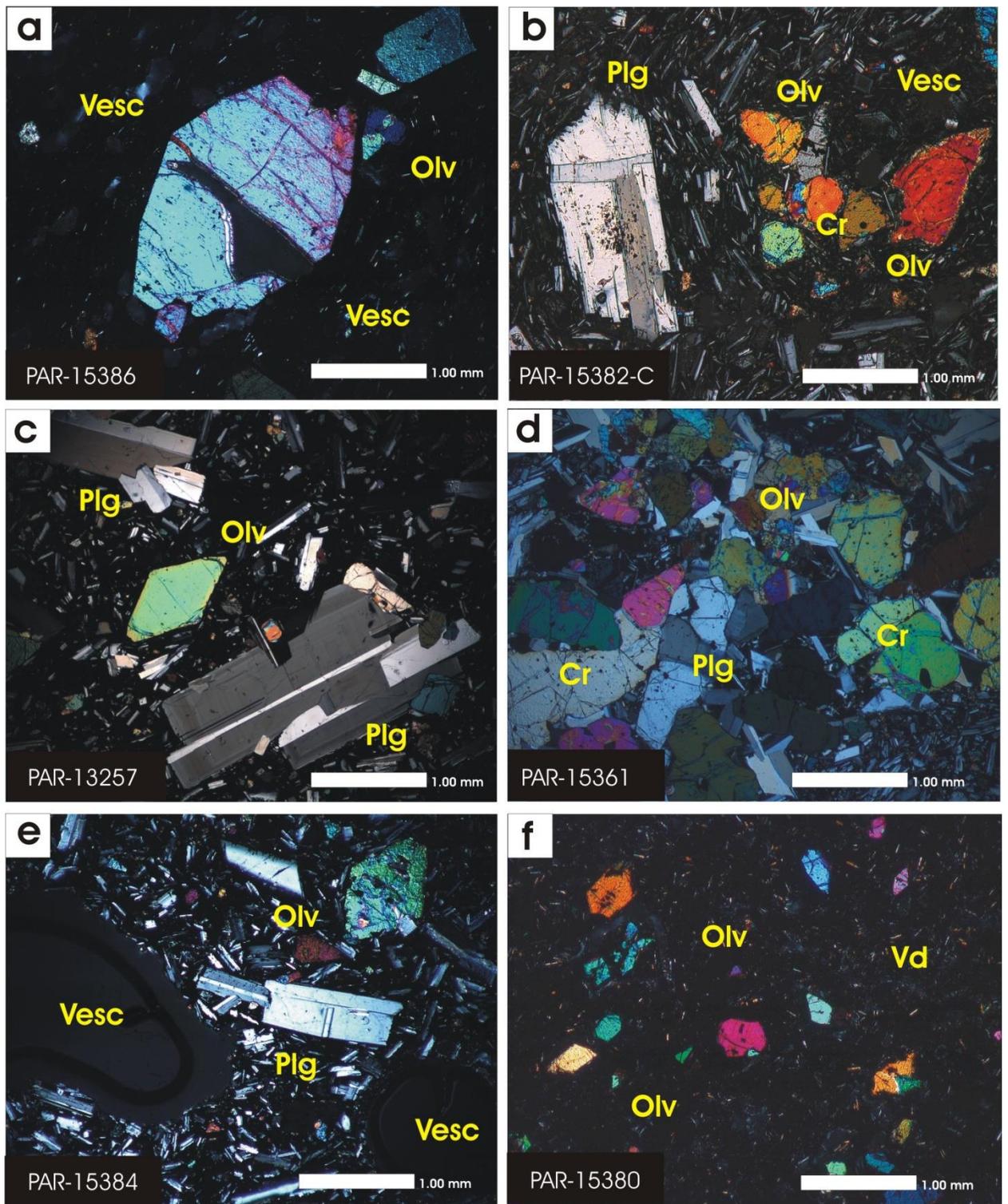


Figura 16. Fotografías a través del microscopio petrográfico de basaltos del área de Paracho-Cherán. a) PAR-15386, Yondima; b) PAR-15382-C, Jabalí; c) PAR-13257, Cicapien; d) PAR-15361, Cicapien; e) PAR-15284, Cicapien; f) PAR-15380, Sapién. Oliv=Olivino; Cpx=Augita; Opx =Ortopiroxeno; Plg=Plagioclasa; Cr=Espinela (Cromita); Vd=Vidrio; Vesc=Vescícula.