

La Caldera de Villa Madero: vulcanismo explosivo del cuaternario en el borde sureste del campo volcánico Michoacán-Guanajuato

*Martha Gabriela Gómez-Vasconcelos¹, Ulises Oros Pantoja¹,
Víctor Hugo Garduño-Monroy¹, Víctor Manuel Hernández-Madrigal¹, Paul W. Layer²*

¹Instituto de investigaciones en Ciencias de la Tierra. UMSNH; ²Geophysical Institute, University of Alaska;
²Volcanic Risk Solutions Department. Institute of Agriculture and Environment. Massey University, New Zealand.

Resumen

La Caldera de Villa Madero es una estructura volcánica sin estudios previos localizada en la porción centro-sur del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, a 50 km al suroeste de la ciudad de Morelia, Michoacán. Esta estructura volcánica explosiva estuvo activa durante el Pleistoceno medio en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. La Caldera de Villa Madero está conformada por aparatos dacíticos y andesíticos formados hace ~2.2 Ma y se encuentran sobre estructuras volcánicas de composición intermedia (andesitas y dacitas) del Mioceno medio y tardío (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). La distribución de las unidades descritas y su estratigrafía indican que la rápida liberación de magma (~25 km³) desde un reservorio superficial provocó el colapso calderico en forma de herradura de 8.7 km de diámetro originando flujos piroclásticos de pómez de composición dacítica y flujos piroclásticos de bloques y ceniza, que siguieron depresiones tectónicas y

alcanzaron distancias de hasta 35.5 km hacia la depresión del Balsas. El vulcanismo post-caldera involucró la resurgencia de las “Capas Rojas”, pertenecientes al basamento regional; así como el emplazamiento de domos de composición andesítica y dacítica de 1.8 y 1.9 Ma de edad, respectivamente.

Palabras clave: Caldera de Villa Madero, vulcanismo del Cuaternario, Michoacán, Cinturón Volcánico Trans-Mexicano.

Abstract

The Villa Madero Caldera is a non-studied volcanic structure in the central portion of the Trans-Mexican Volcanic Belt, in central México, at the state of Michoacán; 50 km south from the City of Morelia. It outstands for its explosive volcanic activity during the middle Pleistocene within the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field. The Villa Madero Caldera was developed ~2.2 Ma ago overlaying andesitic and dacitic structures from middle-late Miocene (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). The emplacement of ~25 km³ of dacitic pumice and pyroclastic flows originated an 8.7 km wide horse-shoe shaped caldera collapse. Later, the resurgence involved the uplifting of the “Red Layers”, which is a sedimentary material that belongs to the regional basement (late Cretaceous), located at the center of the Villa Madero Caldera. During the post-caldera volcanism, some 1.8 and 1.9 Ma andesitic and dacitic domes were emplaced at the center and around the caldera.

Keywords: Villa Madero Caldera, Quaternary volcanism, Michoacán, Trans-Mexican Volcanic Belt.

Introducción

El sector central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) se caracteriza por contener volcanes andesíticos y dacíticos, calderas silíceas y vulcanismo monogenético de afinidad calco-alkalina dominante, resultado de la convergencia activa entre las Placas de Cocos y de Norte América (Pasquarè *et al.*, 1988; García-Palomo *et al.*, 2002; Gómez-Tuena *et al.*, 2005). En el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) se alojan más de 1,400 volcanes monogenéticos con edades menores a 3 Ma (Hasenaka, 1994; Garduño-Monroy *et al.*, 1999); además de ser la sede del surgimiento de los dos volcanes más recientes de México, el Jorullo en 1759 y el Parícutin en 1943.

En Michoacán, en la zona comprendida entre la Sierra de Mil Cumbres y Tacámbaro, al sur y sureste de la ciudad de Morelia, se desarrolló una parte del arco volcánico continental del CVTM de tipo andesítico que ocasionó la formación de diferentes calderas durante el Mioceno y Pleistoceno (Garduño-Monroy *et al.*, 1999; Rocha *et al.*, 2001); estas estructuras volcánicas han sido poco estudiadas y descritas. Sus productos forman parte de un alto estructural con cambios altitudinales muy notables, desde los 600 m hasta los 2800 m sobre el nivel del mar; ocasionando la formación de cañadas, cambios en el clima y la cobertura vegetal (figura 1).

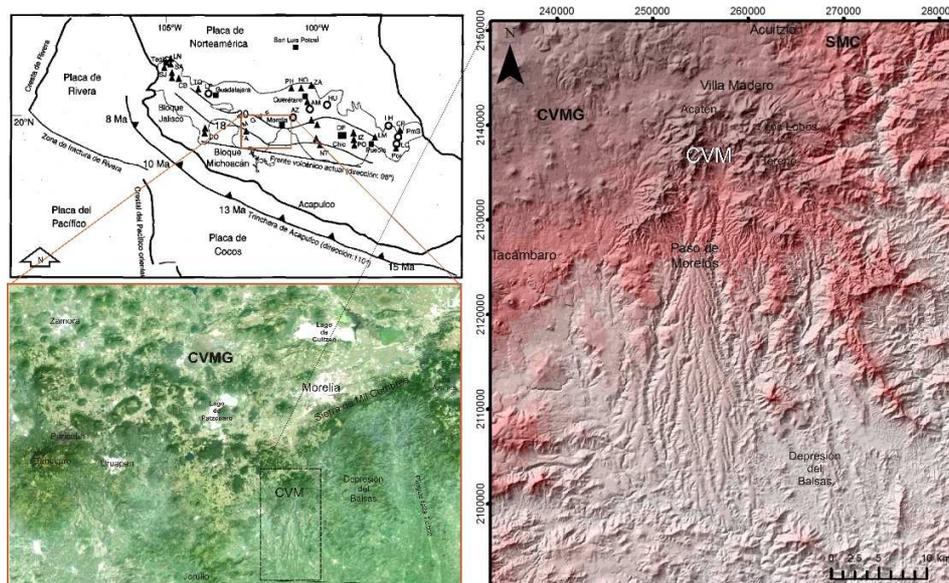


Figura 1. Mapa esquemático que muestra el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (izquierda arriba) (Modificado de Ferrari, 2000). Imagen satelital con la localización de la Caldera de Villa Madero (CVM) en el estado de Michoacán, así como las localidades y estructuras más importantes de la región; Campo Volcánico Michoacán Guanajuato CVMG, Sierra de Mil Cumbres SMC (izquierda abajo). Mapa altimétrico de la CVM conformado por un modelo de sombreado, generado a partir del modelo digital de elevación de 30 m de resolución.

La Caldera de Villa Madero (CVM) se ubica en el extremo sur-oriental del CVMG y al suroeste del arco estructural que separa el CVTM de la Depresión del Balsas. Su complejidad estructural y topográfica la hacen importante en el arreglo morfo-estructural regional, así como en la cuenca de los Ríos Balsas y Lerma.

Los trabajos previos sobre el área de estudio se limitan a estudios cartográficos elaborados por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 2001) y a la elaboración de la carta geológica de Michoacán escala 1:250,000

Este estudio tiene como objetivo dar a conocer una nueva estructura volcánica de tipo caldera dentro del sector centro-sur del CVTM. Con base en los análisis morfológicos, petrográficos, geoquímicos y estructurales se realizó un mapa geológico que servirá como base para futuros estudios. Además, se realizó la estratigrafía vulcanológica con ayuda de fechamientos isotópicos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y se propone un modelo de evolución para esta caldera.

Metodología

El trabajo de gabinete consistió en la elaboración de un mapa geológico preliminar escala 1:25,000 de la CVM, con ayuda de fotografías aéreas, mapas topográficos, imágenes satelitales y Sistemas de Información Geográfica. En las salidas de campo se visitaron todas las estructuras volcánicas pertenecientes a la CVM, muestreando los depósitos necesarios para los análisis granulométricos, petrográficos, geoquímicos y fechamientos isotópicos. También se tomaron puntos de control para verificar y mejorar la cartografía geológica, medidas de las fallas y fracturas encontradas para reconstruir los sistemas de esfuerzos en el área.

Se realizó el análisis granulométrico de 46 muestras de flujos piroclásticos de la CVM, por medio del método mecánico de granulometría por tamizado, utilizando 1 kg de cada depósito muestreado, con los tamices N° 4 (4.75 mm), 10 (2 mm), 16 (1180 μ), 20 (850 μ), 40 (425 μ), 60 (250 μ) y 100 (150 μ); y con el peso del material retenido se creó un histograma llamado "curva granulométrica". Este análisis se realizó en el Departamento de Vulcanología del Instituto de Geofísica de la UNAM, y en el Departamento de Geología y Mineralogía de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo en Morelia (figura 5).

En el laboratorio de petrología del Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la UMSNH, se elaboraron 30 láminas delgadas de las lavas más representativas de la CVM, las cuales se observaron con el microscopio óptico para poder describir su composición mineralógica.

Los análisis geoquímicos se realizaron en el laboratorio comercial de ACTLABS en Ancaster, Canadá, utilizando la técnica de Fluorescencia de rayos X (FRX) para los elementos mayores. Para obtener los elementos traza, se utilizó el método de ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer). Se analizaron cinco muestras de la CVM: cuatro lavas de domos y una pómez de un depósito de caída.

La Caldera de Villa Madero: vulcanismo explosivo del cuaternario...

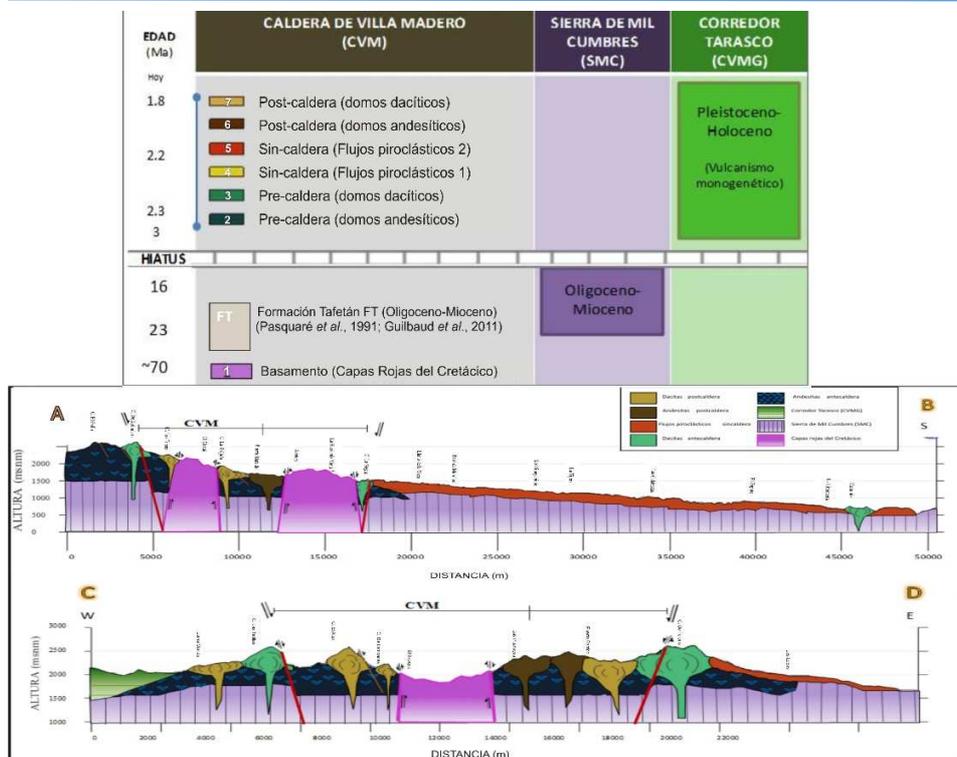


Figura 2b. Leyenda cronológica del mapa geológico de la Caldera de Villa Madero (izquierda). Dos perfiles topográficos (N-S, E-O) con las principales estructuras geológicas (ver localización en el mapa, AB, CD; figura 2a) (derecha).

Se realizaron fechamientos isotópicos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de cinco muestras de la CVM (Tabla 1) en la Universidad de McMaster en Hamilton, Ontario, Canadá. Se usó el mineral monitor TCR-2, con una edad de 28.619 Ma (Renne *et al.*, 2010) para monitorear el flujo de neutrones y calcular el parámetro de irradiación para todas las muestras (Layer *et al.*, 1987; Layer, 2000).

Estratigrafía de la Caldera de Villa Madero (CVM)

Con base en la estratigrafía general de la Caldera de Villa Madero (CVM), se reconocieron cinco unidades de distinta naturaleza que se describen a continuación de la más antigua a la más reciente (figura 3).

TABLA 1
Resumen de los análisis isotópicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. En el apéndice se pueden observar las gráficas correspondientes a estos análisis (figura 8).

Muestra	Edad integrada (Ma)	Edad de meseta (Ma)	Información de meseta	Edad de Isocrona (Ma)	Información de Isocrona
VM0807-2	2.29 ± 0.20	2.26 ± 0.18	5 of 7 fractions 97% ^{39}Ar release MSWD = 0.52	2.32 ± 0.23	5 of 7 fractions $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 294 \pm 4$ MSWD = 0.63
VM0810-11	2.23 ± 0.07	2.23 ± 0.06	5 of 7 fractions 98% ^{39}Ar release MSWD = 0.58	2.25 ± 0.07	5 of 7 fractions $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 295 \pm 461$ MSWD = 0.73
VM0810-16	1.79 ± 0.05	1.88 ± 0.05	6 of 7 fractions 87% ^{39}Ar release MSWD = 0.10	1.81 ± 0.22	6 of 7 fractions $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 330 \pm 107$ MSWD = 0.09
VM0811-54	2.27 ± 0.06	2.21 ± 0.05	4 of 7 fractions 96% ^{39}Ar release MSWD = 0.65	2.14 ± 0.08	4 of 7 fractions $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 373 \pm 112$ MSWD = 0.45
VM0811-54 Bi	1.85 ± 0.43	2.18 ± 0.14	5 of 7 fractions 98% ^{39}Ar release MSWD = 0.08	2.14 ± 0.10	5 of 7 fractions $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 297 \pm 8$ MSWD = 0.04
VM0811-56	1.76 ± 0.03	1.79 ± 0.03	5 of 7 fractions 97% ^{39}Ar release MSWD = 0.09	1.79 ± 0.04	5 of 7 fractions $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 296 \pm 20$ MSWD = 0.11
VM0901-63	2.06 ± 0.06	2.13 ± 0.05	5 of 7 fractions 97% ^{39}Ar release MSWD = 0.96	2.24 ± 0.08	5 of 7 fractions $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i = 270 \pm 20$ MSWD = 0.65

Secuencia terrígena pre-CVM

Las rocas más antiguas de la región son depósitos sedimentarios del Cretácico tardío llamados Capas Rojas. Estos afloran al centro de la caldera y de una forma más extensa en la región de Zitácuaro-Jungapeo, en los flancos del pliegue-falla de Tzitzio, al sureste de la ciudad de Morelia. En esta última localidad Campa y Ramírez (1979) describieron a estas Capas Rojas y las denominaron Conjunto Tzitzio, y le asignaron una edad de Cretácico tardío-Paleoceno temprano. En el Atlas de Michoacán se asocian estas Capas Rojas a una unidad volcánica continental (Ksc) del Cretácico tardío, originada hace aproximadamente 90 Ma (Antaramián y Correa, 2003). Estas rocas fueron consideradas por Talavera-

Mendoza y Guerrero-Suástegui (2000) dentro del terreno Zihuatanejo, región de Zihuatanejo y fueron agrupadas en el miembro La Unión. En la región de Tierra Caliente se asocian las Capas Rojas a la Formación Balsas correspondientes al Eoceno tardío (Pantoja, 1959). Finalmente, en el pliegue-falla de Tzitzio, al este de la CVM, corroborando la edad propuesta por Campa y Ramírez (1979), se hallaron fósiles de dinosaurio (Hadrosaurio) por Benammi *et al.* (2005) en las Capas Rojas, permitiendo determinar con mayor certeza su edad como del Cretácico tardío (~70 Ma) (Altamira-Areyán, 2002).



Figura 3. Afloramientos más representativos de los depósitos ligados a la Caldera de Villa Madero. a) Flujos piroclásticos de bloques y ceniza erosionados por una avalancha de escombros y posteriormente por un flujo de escombros (VillaM0807-2), en la localidad Paso de Morelos. b) Flujos piroclásticos de pómez interestratificados con depósitos de caída de pómez; en la base hay un depósito de caída de ceniza. Este afloramiento subyace el afloramiento de la foto anterior (a), y sobreyace a un paleosuelo (VillaM0807-1). c) Afloramiento en el Cerro de Tererio con pulsos de actividad. Al menos 5 flujos de bloques y ceniza con gradación inversa (VillaM0810-30). d) Afloramiento en la Loma de Tepeguajes (VillaM0810-22), donde se observan varias unidades de flujos piroclásticos de bloques y ceniza interestratificados con depósitos de caída de ceniza. e) Bloque en rompecabezas indicando una avalancha de escombros hacia el NE del borde del cráter. f) Capas Rojas del Cretácico tardío, depósitos sedimentarios fallados y fracturados que afloran al centro de la caldera.

En la CVM, las Capas Rojas no han sido estudiadas, por lo que no se tiene una edad puntual, sin embargo, se consideran contemporáneas a las Capas Rojas de Tzitzio. Estas abundan al interior de la estructura caldérica, y se componen de limos, areniscas, micro-conglomerados y conglomerados, fuertemente deformados por fallas. La mayoría de las fallas muestran una componente de cizalla, lateral derecha con dirección NNO-SSE, asociadas a una componente de compresión que elevó el

núcleo de la estructura de Tzitzio (Mennella *et al.*, 2000; Morales-Gómez *et al.*, 2004) (figura 3).

Al sur y este, en la Depresión del Balsas, la CVM sobreyace a la formación de Tafetán del Oligoceno-Mioceno temprano (>30 Ma), la cual está conformada por conglomerados volcánicos y lavas de composición basáltica a andesítica (Pasquare *et al.*, 1991).

Al noreste, la CVM sobreyace a ignimbritas riolíticas del Mioceno pertenecientes a la Caldera de Atécuaro (~16.3 Ma; Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2015).

Al noroeste, la CVM cubre a lavas de composición intermedia (andesitas y dacitas) del Mioceno medio y tardío (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

Domos andesíticos y dacíticos

Esta unidad consiste en un complejo volcánico inicial formado por al menos ~25 domos, 11 de composición andesítica y 14 de composición dacítica. Estos domos se encuentran al sur de la localidad de Villa Madero, yacen sobre las unidades del Mioceno y están cortadas por fallas semi-circulares, pertenecientes al colapso caldérico. Sus lavas son masivas y de color gris.

Se realizaron cinco láminas delgadas de estas lavas; tres corresponden a muestras de domos de lava dacítica y dos a muestras de domos de lava andesítica. Las lavas dacíticas presentan una textura hipocristalina y porfídica, con fenocristales en una matriz fina de microlitos. Los minerales encontrados son de plagioclasa, hornblenda y mica (biotita). Las plagioclasas presentan forma subhedral y anhedral. Algunos cristales fueron identificados con zoneamiento, bordes de reacción y maclado tipo albita y carlsbad, con inclusiones de óxido. En las hornblendas, se observan formas euhedrales y subhedrales en fenocristales y microlitos, y bordes de óxido (figura 4).

Se fechó un domo de lava dacítica (VillaM0810-11) cerca de la localidad de Acatén, con el método isotópico de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total, arrojando una edad de 2.23 ± 0.06 Ma (figura 2a y tabla 1).

La muestra de lava andesítica (VillaM0810-06, Cerro El Gallo) presenta una textura hipocristalina con vidrio dentro de los intersticios de los cristales. Los minerales de mayor abundancia son la plagioclasa, clinopiroxeno, hornblenda y los óxidos. Las plagioclasas desarrollaron formas subhedrales y anhedrales, y en algunos casos, maclado tipo carlsbad. La muestra de lava del domo El Moral (VillaM0811-40) contiene fenocristales de hornblenda, plagioclasa y micas (biotita), inmersos en una matriz de grano fino (microlítica) compuesta por plagioclasa, mica y vidrio. Las

plagioclasas son subhedrales y anhedrales, con esporádicos bordes de absorción y maclado tipo albita. Las biotitas son escasas, de forma subhedral en microlitos. Se observan microlitos de hornblenda alterados y corroídos, de forma subhedral (figura 4).

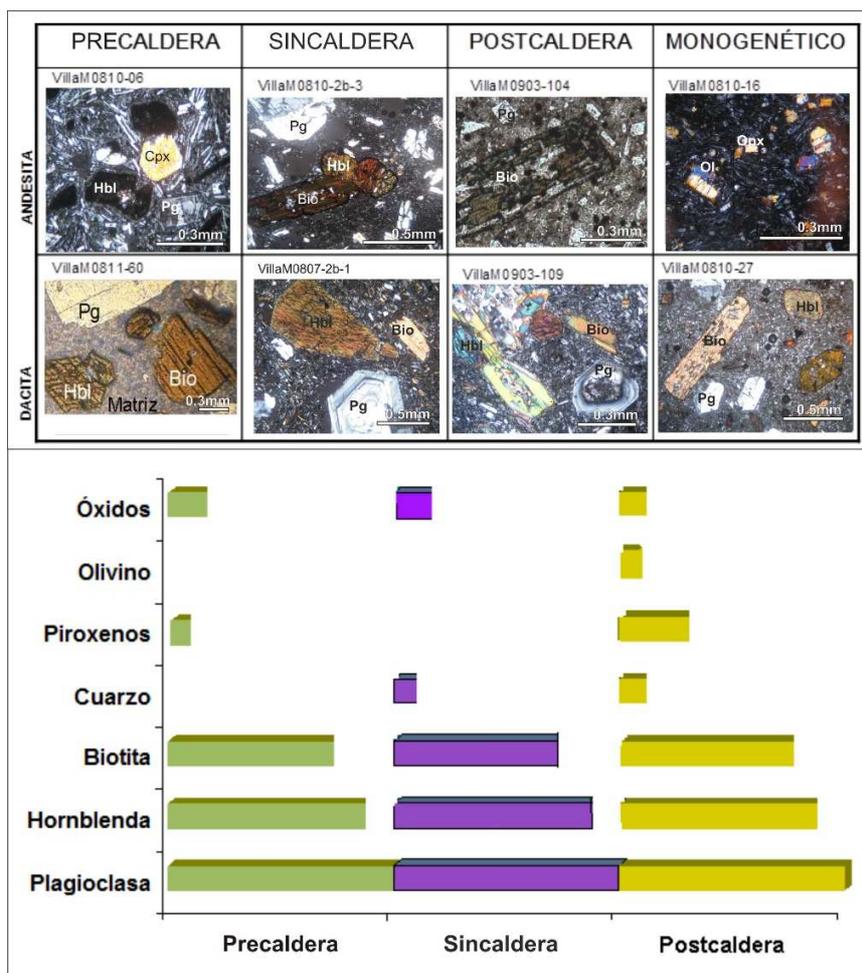


Figura 4. Fotomicrografías de las láminas delgadas observadas bajo el microscopio (arriba). Gráfica que compara los minerales en las diferentes etapas de la Caldera de Villa Madero; en las unidades post-caldera se observan minerales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno; inexistentes en las unidades pre y sin-caldera.

Se fecharon dos domos de lava andesítica (El Bateyero, VillaM0811-54 y VillaM0901-63) con el método isotópico de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, dando edades de 2.21 ± 0.05 Ma y 2.13 ± 0.05 Ma, respectivamente (figura 2a y tabla 1).

Una estructura volcánica cercana a la ciudad de Tacámbaro fue fechada por Guilbaud *et al.* (2012) con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 2.68 ± 0.03 Ma (Tac-21, C. Hueco), edad consistente con nuestros resultados.

Ignimbritas de Villa Madero

Se trata de dos unidades de depósitos de flujos piroclásticos correspondientes a dos episodios eruptivos diferentes, que posiblemente tuvieron su origen durante el proceso de colapso de la caldera (co-ignimbritas).

La unidad principal de flujos piroclásticos tiene un espesor promedio estimado de 110 m, cubriendo un área de ~ 205.5 km² y un volumen de ~ 25 km³. Se compone principalmente de depósitos de flujos piroclásticos de pómez y flujos piroclásticos de bloques y ceniza, interestratificados con algunos depósitos de caída de ceniza y de pómez. Aunado a los depósitos de flujos piroclásticos, se encontraron depósitos de avalanchas de escombros cercanos al borde del cráter. Todos estos depósitos tienen una composición andesítica a dacítica y descansan sobre paleosuelos, sobreyaciendo a los domos andesíticos y dacíticos (figura 3).

Los depósitos de flujos piroclásticos de pómez están formados por pómez de color blanca, inmersas en una matriz de ceniza fina, generalmente de color beige y gris claro, escasamente soldadas. Los flujos de bloques y ceniza están compuestos por líticos de composición dacítica y andesítica, de hasta 1 m de diámetro, inmersos en una matriz de ceniza fina color beige. Se identificaron depósitos de caída de pómez dacítica, de color crema y blanca, y depósitos de caída de ceniza de color beige y gris claro; ambos interestratificados con los flujos piroclásticos de pómez. Además del depósito principal de flujos piroclásticos que se extiende 35.5 km al sur, se identificaron otros depósitos de flujos piroclásticos de composición dacítica al noreste de la caldera; estos se extienden a 5.5 km del borde del cráter y tienen un espesor aproximado de 100 m. Este depósito es observable desde la localidad de los Lobos, al noreste del Cerro de Tererio (VillaM0810-30) y al este del poblado de Villa Madero. Este depósito de flujos piroclásticos de bloques y ceniza está conformado principalmente por bloques de lava dacítica inmersos en una matriz de ceniza media, presenta una estratificación con inclinación original elevada y gradación inversa (figuras 3c y 5).

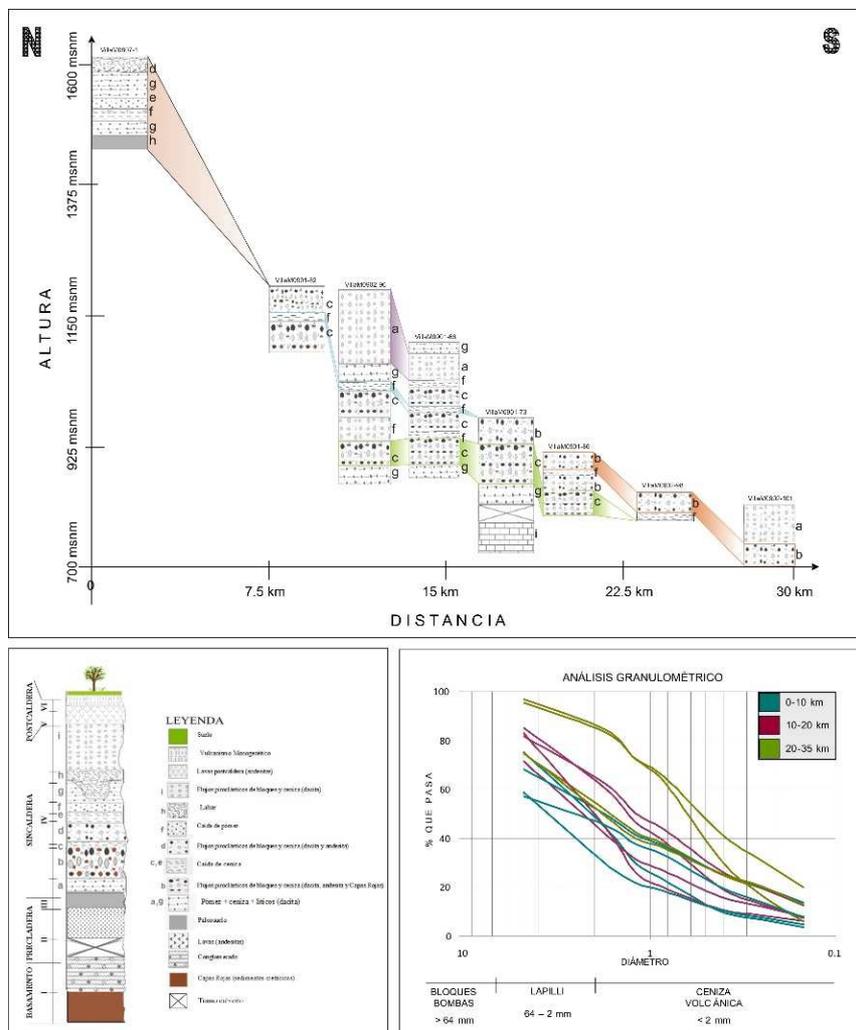


Figura 5. Correlación estratigráfica del depósito principal de flujos piroclásticos de la Caldera de Villa Madero, mostrando su composición, distancia de la fuente y altitud. Las unidades fueron descritas en campo de la base a la cima y fueron nombradas de acuerdo al número de la muestra. Ver la localización de las muestras en la figura 2a. También se muestra una columna estratigráfica compuesta de la Caldera de Villa Madero; tiene una altura mínima de 70 m y una altura máxima de 170 m a lo largo del depósito principal de flujos piroclásticos. Debido a los tramos cubiertos y a la dificultad para acceder a los afloramientos, no se registraron con exactitud todos los espesores de los depósitos encontrados (derecha arriba). En el análisis granulométrico por tamizado, se presenta una curva granulométrica donde se combinan los histogramas de las muestras VillaM0807-1, VillaM0807-2, VillaM0901-82, VillaM0902-96, VillaM0901-66, VillaM0901-89, VillaM0901-73, VillaM0901-75, VillaM0901-86, VillaM0902-98 y VillaM0902-101. El porcentaje de material que pasa va aumentando conforme aumenta la distancia a la fuente de emisión. Las curvas de color azul son las más cercanas a la fuente, las de color ciruela (rojo) se encuentran a distancias medias, y las curvas verdes son las más distantes.

Cerca de la localidad El Llano de la Vaca, se fechó una muestra de un depósito de caída de pómez de esta unidad de flujos piroclásticos con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 2.26 ± 0.18 Ma (VillaM0808-2) (figura 2a y tabla 1).

La segunda unidad de flujos piroclásticos se encuentra a los costados del lóbulo principal de depósitos de flujos piroclásticos, sobreyacida por ellos.

Se realizaron cuatro láminas delgadas de los líticos juveniles de los depósitos de flujos piroclásticos de la CVM. Las muestras presentan una textura hipocristalina con fenocristales inmersos en una matriz de vidrio y microlitos. Los minerales más comunes son las plagioclasas y hornblendas, y biotitas en menor proporción. Las plagioclasas tienen forma subhedral y anhedral, en fenocristales y microlitos; algunos cristales presentan zoneamiento, maclado tipo carlsbad y albita. Las biotitas son subhedrales en fenocristales y microlitos. La hornblenda se observa en formas euhedrales, subhedrales y anhedrales, tanto en los fenocristales como en los microlitos.

En la localidad Paso de Morelos (VillaM0807-2) se encontró un depósito de avalancha de escombros sobreyacido por un flujo de escombros (figura 3a), y cerca de la localidad Los Lobos se encontró otro depósito de avalancha de escombros (Figura 3e). Los depósitos de avalancha de escombros son masivos y contienen líticos de composición andesítica y dacítica altamente fracturados y mayores a 2 m de diámetro. Los depósitos de flujo de escombros (lahares) son masivos, con líticos redondeados inmersos en una matriz de ceniza fina. Estos depósitos sobreyacen y erosionan a la unidad principal de flujos piroclásticos.

Domos andesíticos y dacíticos

Esta unidad consiste de domos de lava ubicados al centro y alrededor de la caldera: 12 domos de composición andesítica y al menos 13 domos de composición dacítica, que sobreyacen a los depósitos de flujos piroclásticos, al complejo volcánico inicial (unidad 3.2) y a las Capas Rojas. Sus lavas son masivas y de color gris.

Las muestras más representativas de esta unidad son las lavas dacíticas VillaM0810-15 (C. El Varado), VillaM0902-93 (C. La Cruz) y VillaM0903-109; así como las lavas andesíticas VillaM0810-14 y VillaM0903-104 (Cahuatzio). Las muestras de lava dacítica tienen una textura hipocristalina compuesta de vidrio y cristales inmersos en una matriz microlítica. Los minerales más abundantes son los de plagioclasa, hornblenda y en menor proporción de biotita. Las plagioclasas tienen forma subhedral y anhedral, algunos cristales tienen zoneamiento de tipo

oscilatorio, maclado tipo carlsbad y albita. Las biotitas muestran un crucero perfecto en una sola dirección, son de forma subhedral y anhedral en microlitos. Los fenocristales y microlitos de hornblenda son euhedrales, subhedrales y anhedrales. Se presentan óxidos dispersos en la muestra y en las inclusiones dentro de los cristales de plagioclasa y biotita. Se fechó una muestra de lava del domo dacítico El Altar (VillaM0811-56) con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, dando una edad de 1.79 ± 0.03 Ma (figura 2a y tabla 1).

Las muestras de lava andesítica de esta unidad presentan una textura hipocristalina, compuesta de vidrio y cristales inmersos en una matriz microlítica. Los minerales en orden de abundancia son plagioclasa y biotita. Las plagioclasas tienen forma subhedral; algunos cristales presentan zoneamiento y maclas tipo carlsbad. Las biotitas se observan en forma subhedral y anhedral. Se presentan óxidos dispersos en la muestra, reemplazando a la plagioclasa y la biotita.

Unidades post-CVM

Dentro de las unidades post-CVM se observa el registro de un vulcanismo monogenético perteneciente al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), el cual consiste de volcanes tipo semi-escudo, domos y conos de escoria, flujos de lava de composición andesítica-basáltica y andesítica del Pleistoceno-Holoceno (Hasenaka y Carmichael, 1987). Se cree que el domo "Cerro El Jabalí" (figura 2a) podría formar parte del CVMG (VillaM0810-16). Sus lavas son de composición andesítica-basáltica, con textura porfídica en la muestra de mano y textura hipocristalina bajo el microscopio. Los minerales más abundantes son la plagioclasa, hornblenda y biotita. Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales y anhedrales; mientras que los de hornblenda son subhedrales. Se observan algunos cristales de olivino y ortopiroxeno. Los olivinos tienen forma subhedral y están inmersos en microlitos de plagioclasa; también se presentan en microcristales y fracturas concoides. Los ortopiroxenos están inmersos en una matriz de microlitos de plagioclasa y son de forma subhedral y anhedral. Se observan óxidos dispersos en la muestra, en inclusiones dentro de la plagioclasa y el ortopiroxeno (figura 4). Una muestra de estas lavas (VillaM0810-16) se fechó con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total y resultó una edad de 1.88 ± 0.05 Ma (figura 2a y tabla 1).

Guilbaud *et al.* (2012) estudiaron la zona al oeste y suroeste de la CVM, en el área de Tacámbaro, fechando con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ varios volcanes monogenéticos en menos de 2 Ma.

La Caldera de Villa Madero: vulcanismo explosivo del cuaternario...

CALDERA DE VILLA MADERO

Muestra	VILLAM-54	VILLAM-63	VILLAM-11	VILLAM-02	VILLAM-16
SiO ₂	62.7	61.89	62.31	62.93	56.34
Al ₂ O ₃	17.13	17.57	17.77	16.3	15.63
Fe ₂ O ₃ (T)	4.05	4.8	4.89	3.63	7.24
MnO	0.046	0.065	0.04	0.06	0.117
MgO	1.63	2.58	1.11	1.96	7.29
CaO	4.4	5.75	4.75	4.04	7.35
Na ₂ O	4.07	4.04	4.14	3.35	3.21
K ₂ O	2.08	1.4	1.82	2.43	0.97
TiO ₂	0.556	0.741	0.586	0.493	0.74
P ₂ O ₅	0.16	0.22	0.16	0.21	0.17
LOI	1.63	0.71	2.48	4.42	1.16
Total	98.46	99.76	100.1	99.82	100.2
Au	<1	<1	<1	<1	1
Ag	<0.5	0.9	<0.5	0.6	<0.5
As	<1	<1	<1	<1	<1
Ba	528	320	490	572	248
Be	1	<1	1	2	<1
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1
Br	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cd	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Co	18.4	25	25	54.5	44.7
Cr	19.3	48.8	30.7	42.7	333
Cs	3	0.5	1.6	4	0.9
Cu	7	25	8	15	34
Ga	19	20	20	18	19
Ge	1.5	1.4	1.5	1.4	1.9
Hf	3	3.2	2.8	3.4	2.2
Hg	<1	<1	<1	<1	<1
In	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ir	<1	<1	<1	<1	<1
Mo	<2	<2	<2	<2	<2
Nb	3.6	3.8	3.8	4.4	3.4
Ni	11	30	16	28	65
Pb	<5	<5	7	8	<5
Rb	50	23	37	61	17
S	0.002	0.002	0.004	0.01	0.001
Sb	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sc	8.89	11	11.2	7.44	20.9
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sn	<1	<1	<1	1	<1
Sr	699	1294	677	725	937
Ta	0.35	0.32	0.33	0.56	0.27
Th	3.39	2.1	2.35	3.62	1.5
U	1.49	0.77	1.03	1.57	0.51
V	78	96	94	65	153
W	92	104	115	277	109
Y	8	11	17	9	94
Zn	56	53	73	66	57
Zr	118	118	110	126	85
La	12.5	14.3	16.7	19.1	49.5
Ce	24.1	28.2	22.4	35.1	25.7
Pr	3.19	4.05	4.55	4.68	9.01
Nd	12.7	16.2	18.9	17.8	39.3
Sm	2.83	3.13	4.2	3.21	7.59
Eu	0.862	1.02	1.22	0.945	2.84
Gd	2.29	2.73	4.3	2.74	10.6
Tb	0.34	0.43	0.67	0.36	1.65
Dy	1.87	2.43	3.79	1.86	10.7
Ho	0.34	0.46	0.75	0.37	2.54
Er	0.98	1.26	2.07	1.02	7.36
Ti	0.2	0.07	0.19	0.4	0.11
Tm	0.143	0.178	0.298	0.146	1
Yb	0.96	1.18	1.94	0.94	6.38
Lu	0.16	0.201	0.308	0.151	1.05

TABLA 2
Análisis químicos de roca total de elementos mayores y traza, calculados sobre la base anhidra, normalizados al 100%. Los diagramas correspondientes a estos análisis se pueden observar en la figura 6.

Geoquímica

Con base en los análisis geoquímicos de roca total de elementos mayores y elementos traza (tabla 2), así como en la proyección de los diagramas binarios y ternarios de clasificación y discriminación (figura 6), se observa que los elementos muestran una composición intermedia, con cantidades de SiO₂ que varían entre 56 y 63%, que caen en el campo de las rocas andesitas-basálticas, andesíticas y dacíticas.

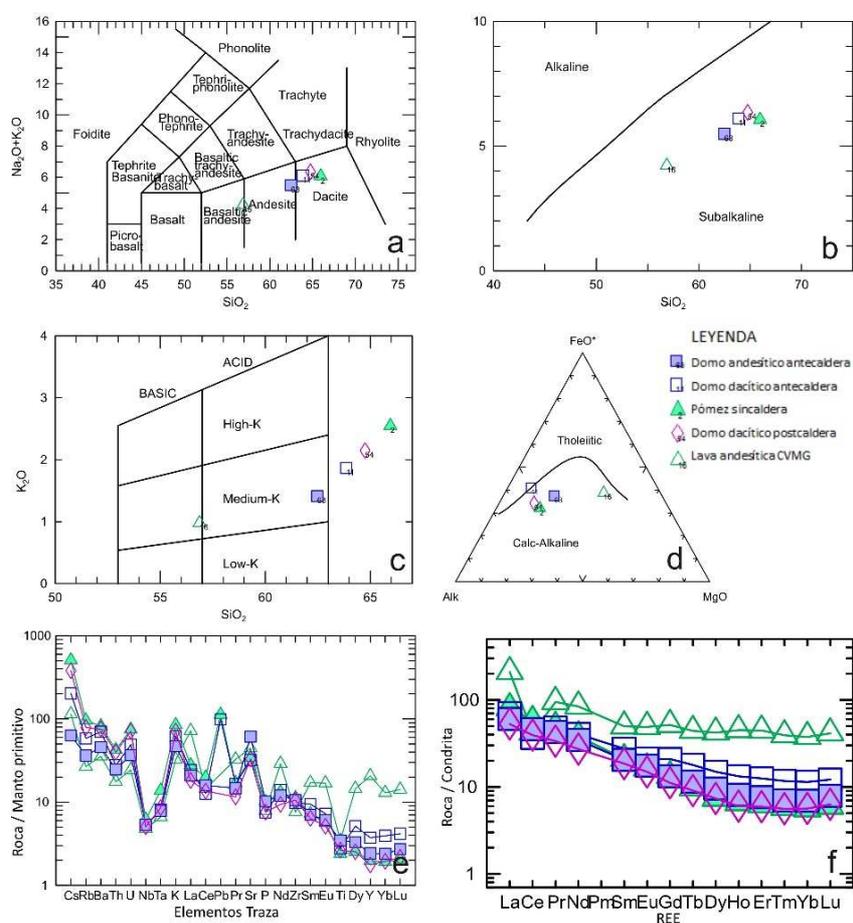


Figura 6. Diagramas de análisis químicos: A) Diagrama de alcalis totales (Na₂O+K₂O) vs. SiO₂; B) Diagrama de Irvine y Baragar (1971) Na₂O+K₂O vs. SiO₂; C) diagrama que muestra el porcentaje de potasio vs. SiO₂; D) AFM [Na₂O+K₂O vs. FeO* vs. MgO]; E) diagrama multielementos de Sun & McDonough (1989) que presenta los elementos traza normalizados al manto primitivo; F) diagrama multielementos que presenta las tierras raras normalizadas a la condrita.

De acuerdo a los diagramas de TAS (Le Bas *et al.*, 1992), de Irvine y Baragar (1971), AFM [$\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. FeO^* vs. MgO] (Irvine & Baragar, 1971) y los diagramas multielementos normalizados al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989), la CVM presenta patrones típicos de arcos volcánicos continentales provocados por la subducción. Todas las muestras pertenecen a la serie subalcalina con afinidad calco-alcalina, con niveles medios de potasio, de composición intermedia. En los diagramas multielementos se observa la anomalía negativa de Nb-Ta, y las anomalías positivas de K, Pb y Sr; con una mayor concentración de tierras raras ligeras que tierras raras pesadas (comportamiento sub-horizontal) (figura 6).

Geología Estructural

Con base en un análisis morfo-estructural, se observa que la CVM se localiza en un alto estructural, delimitado por un sistema de fallas normales de orientación NE-SO, el cual podría ser la prolongación hacia el suroeste de la Sierra de Mil Cumbres, que al sur de Morelia aloja a las Calderas de Atécuaro y La Escalera, de ~22.9 y 16.3 Ma, respectivamente (Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2015). Este alto estructural tiene como límite norte a varios segmentos del sistema de fallas Morelia-Acambay (E-O), las fallas activas más recientes que afectan a la porción central del CVTM (Garduño-Monroy *et al.*, 2009). Estas fallas son normales lístricas y generan el basculamiento creciente de bloques, los cuales a su vez dieron lugar a una serie de depocentros (grabens) de secuencias lacustres y fluvio-lacustres en la cuenca del Lago de Cuitzeo durante el Mioceno-Pleistoceno (Israde-Alcántara *et al.*, 2009) (figura 7).

Asociado al proceso de la formación de las depresiones lacustres, se desarrolló una parte del vulcanismo monogenético del CVMG, que en la región de Morelia permitió la formación de varios volcanes semi-escudo, entre ellos El Quinceo (1.47 ± 0.14 Ma), Tetillas (0.36 ± 0.08 Ma) y El Águila (0.64 ± 0.02 Ma); todos ellos controlados y cortados por las fallas de dirección NE-SO y E-O (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2015).

Al sur de la CVM, el alto estructural NE-SO es cortado por la prolongación de la fractura denominada Jorullo-Tacámbaro, de orientación NO-SE, donde se han alineado varios volcanes monogenéticos, destacando algunos de edad histórica (Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Guilbaud *et al.*, 2012).

La zona presenta un intenso proceso de formación de fracturas y fallas, facilitando el emplazamiento de una gran cantidad de diques con orientaciones NE-SO;

alineados con el graben de Cuitzeo, junto con las calderas de Amealco, Los Azufres, La Escalera y Atécuaro (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2015) (figura 7).

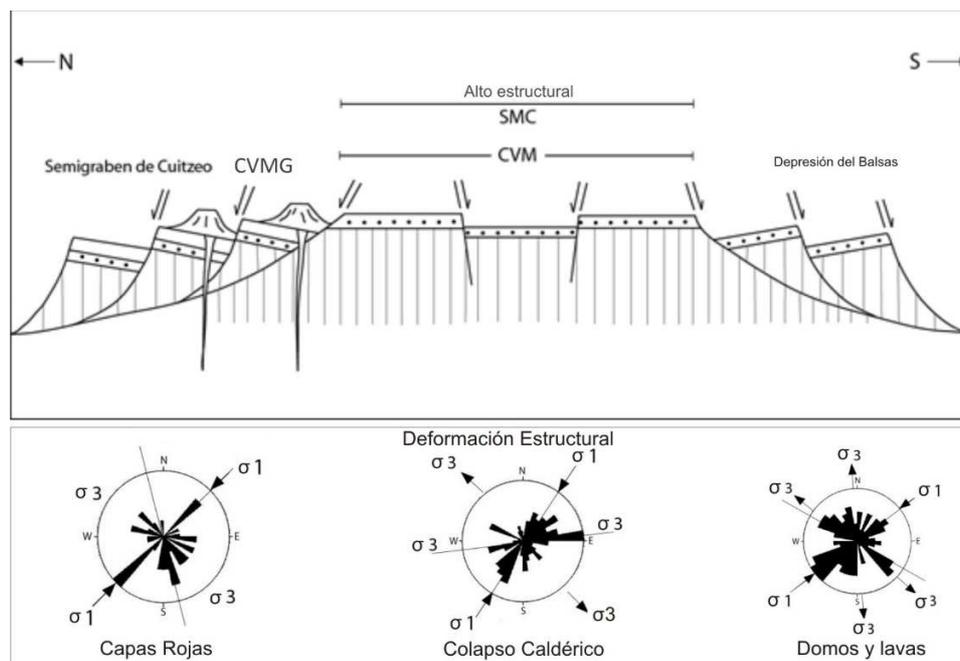


Figura 7. Representación del alto estructural donde se emplazó la Caldera de Villa Madero, hacia el norte limita el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), que forma parte del semi-graben de Cuitzeo, y hacia el sur limita la Depresión del Balsas en la región de Tierra Caliente en el estado de Michoacán. Deformación estructural de los depósitos principales de la Caldera de Villa Madero, representados con diagramas de rosetas y dirección de sigma 1 (estrés principal máximo) y sigma 3 (estrés principal mínimo), a partir de los valores tomados en campo.

Discusión

A partir del análisis del modelo digital de sombras se distinguieron dos colapsos en forma de herradura. Uno más antiguo de 5.6 km por 5 km de diámetro, que acompaña a la actividad volcánica, dando origen a un par de flujos piroclásticos que se extendieron ~7 y 15 km al sur; y un colapso más reciente y mayor que el anterior, de 8.7 km por 8.3 km de diámetro, contemporáneo al depósito principal de flujos piroclásticos que se extendió 35.5 km hacia el sur y 5.5 km al noreste de la CVM.

Con base en el mapa geológico, en la geometría y distribución de los depósitos piroclásticos, se observa que existe un fuerte control morfológico y estructural en la

zona, debido a que la CVM se encuentra en el límite sur del CVTM y la Depresión del Balsas.

Su actividad efusiva comenzó hace 2.23 Ma con la formación del complejo volcánico inicial mediante el emplazamiento de domos de lava andesítica y dacítica (unidad 3.2). Esta fase se denomina pre-caldera y está relacionada con el arco volcánico del Plioceno tardío (Gómez-Tuena *et al.*, 2005) y la formación de un alto estructural (horst) de orientación NE-SO.

Hace 2.2 Ma un magma de composición dacítica se encontraba estacionado en la corteza superficial. El inicio de la actividad explosiva tuvo lugar con el establecimiento de una columna eruptiva que colapsó principalmente hacia el sur, formando la unidad sin-caldera (co-ignimbrita). Al hacer erupción, el complejo volcánico pre-caldera colapsó, creando una caldera en forma de herradura a lo largo de fallas semi-circulares pre-existentes. El volumen de ignimbritas emitido por la CVM se estima en $\sim 24.925 \text{ km}^3$, cubriendo un área aproximada de 205.48 km^2 .

Posteriormente el paisaje fue erosionado por flujos de escombros y avalanchas de escombros. Las Capas Rojas resurgieron en el centro de la CVM por medio de fallas, se levantaron aproximadamente 1000 m a consecuencia de la subsidencia ocasionado el colapso caldérico, para así recuperar el equilibrio isostático (Kennedy *et al.*, 2012). Luego se emplazaron efusivamente nuevos domos de la unidad post-caldera al centro y alrededores de la caldera, contemporáneos al vulcanismo monogenético del CVMG.

Según la clasificación de Lipman (1997), la CVM es una caldera resurgente de tipo "trap-door", con un colapso de 8.7 km de diámetro en forma de herradura, relacionada a la extrusión explosiva de depósitos de flujos piroclásticos.

Con base en las tendencias bimodales que muestran los análisis químicos, se podría inferir la existencia de una cámara magmática superficial zonada, o bien, que los domos de composición andesita-basáltica ya no forman parte de la CVM, sino del CVMG y, por lo tanto, no fueron alimentados por el mismo cuerpo magmático de la CVM (figura 4).

Conclusiones

La Caldera de Villa Madero es una estructura volcánica del Pleistoceno medio sin estudios previos, localizada en la porción centro-sur del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. Su formación es anterior al vulcanismo monogenético del Campo

Volcánico Michoacán-Guanajuato, posiblemente ligada al arco volcánico del Plioceno tardío, convirtiéndola en una de las calderas más recientes del CVTM.

La CVM es considerada una estructura volcánica compuesta debido a que su origen comprende varias etapas de actividad volcánica y alrededor de 50 estructuras volcánicas en total. Se distingue por su colapso caldérico semi-circular de aproximadamente 8.7 km de diámetro y sus depósitos de flujos piroclásticos ligados a este colapso durante su actividad explosiva hace 2.2 Ma. Estos depósitos piroclásticos se extienden hasta 35.5 km principalmente hacia el sur debido a la morfología y sistemas de esfuerzos regionales, alterando de manera importante el paisaje.

Su composición química es típica de ambientes de subducción, sin embargo, la distribución de los depósitos piroclásticos, la resurgencia de las Capas Rojas y la disposición de la caldera misma reflejan un ambiente transtensional con un fuerte control estructural, influenciados por el sistema de fallas NE-SO, el cuál alinea a la CVM con las calderas miocénicas de Atécuaro, La Escalera, Los Azufres, Amealco y Huichapan.

Agradecimientos.

Agradecemos al Dr. Juan Carlos Mora Chaparro y al Dr. J. Ramón Pérez López por su enseñanza y apoyo desinteresado; a Don Hilario, por su ayuda durante las campañas de campo. A los Dres. Pedro Corona y José Luis Macías, por las revisiones realizadas a este escrito, las cuales ayudaron a mejorarlo.

Así mismo, agradecemos el apoyo de nuestros compañeros del Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la UMSNH (Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo); la colaboración académica de la Facultad de Biología, del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas de la UMSNH y del Instituto de Geofísica (Departamento de Vulcanología de la UNAM), el cuál fue crucial para el desarrollo de la presente investigación. También agradecemos la colaboración en los análisis químicos por parte de ACTLABS, Ancaster, Canadá. Esta investigación pudo realizarse gracias al apoyo económico por parte del proyecto CONACYT 25529/51506.

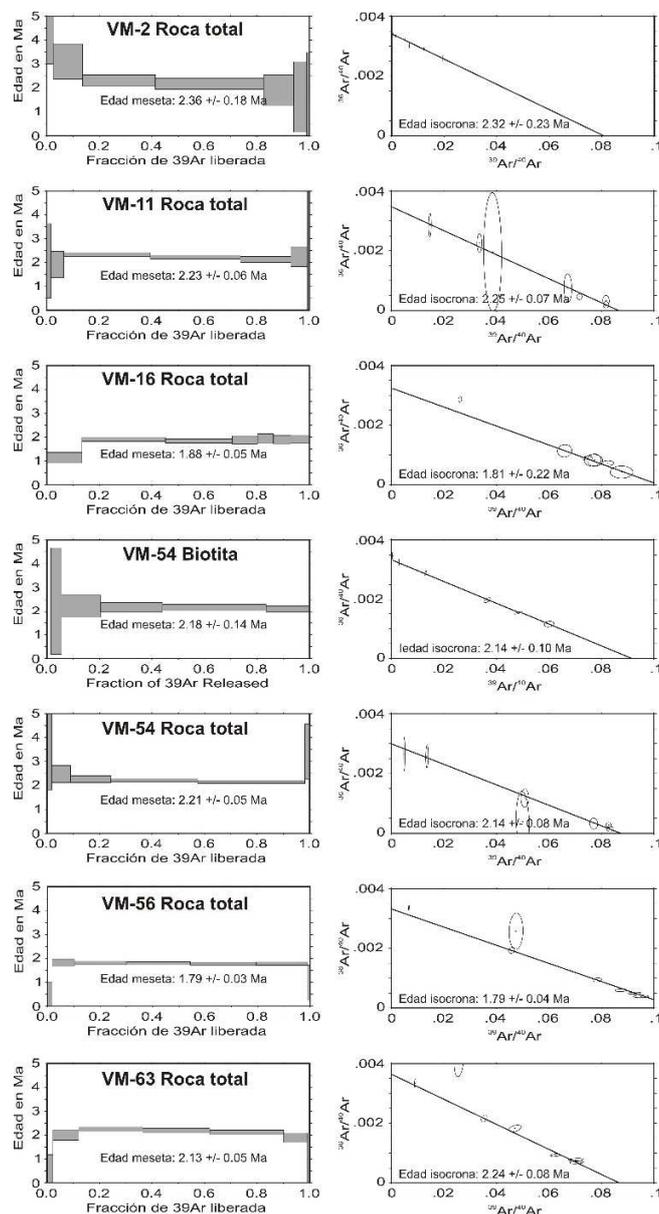
Literatura Citada

- Altamira-Areyán A. 2002. Las litofacies y sus implicaciones de la cuenca sedimentaria Cutzamala-Tiquicheo, estado de Guerrero y Michoacán, México: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Disertación tesis de maestría, 2002.
- Antaramián, H. E., y Correa, G. 2003. Fisiografía. Geografía física. Atlas Geográfico del Estado de Michoacán, HE Antaramián (coord.). SEEM/UMSNH/EDISSA, SA de CV Morelia, 42-46.
- Benammi M., Centeno-García E., Morales-Gómez M., Tolson G., y Urrutia Fucugauchi J. 2005. Presencia de dinosaurios en la Barranca Los Bonetes en el sur de México (Región de Tiquicheo, Estado de Michoacán) y sus implicaciones cronoestratigráficas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, núm. 3. México, D. F. pp. 429-435
- Campa, M. F., y Ramírez, J. 1979. La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero: Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico-Científica, 102 pp.
- Ferrari, L. 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 84-92
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G., & Mora, J. C. 2002. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional-México*, 41(2), 133-150.
- Garduño-Monroy, V.H. 1999. El vulcanismo del Mioceno-pliocuaternario de Michoacán. En: Garduño-Monroy, V.H. *et al.*, Carta Geológica de Michoacán Escala 1:250,000. U.M.S.N.H., Morelia. pp. 27-44.
- Garduño-Monroy, V. H., Pérez-López, R., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Pascua, M. A., Szykaruk, E., Hernández-Madrugal, V. M. & Mora Chaparro, J. C. 2009. Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico. *Geofísica internacional*, 48(3), 319-335.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. 2005. Petrogénesis ígnea de la faja volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227-283.
- 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*. 10.1016/j.jvolgeores.2015.05.005.
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V., Le Corvec, N. 2011. Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo Volcano region, Michoacán, México. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 201, 97–112.
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S. 2012. Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, Mexico) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bull. Volcanology* 74, 1187–1211.
- Hasenaka, T. 1994. Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63(1), 13-31.
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. E. 1987. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: petrology and chemistry. *Journal of Petrology*, 28(2), 241-269.
- Irvine, T., & Baragar, W. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.
- Israde-Alcántara I., Buenrostro-Delgado O., Garduño-Monroy V. H., Hernández-Madrigal V. M. y López-Granados E. 2009. Problemática geológico-ambiental de los tiraderos de la Cuenca de Cuitzeo, norte del estado de Michoacán. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Volumen 61, núm1, 2009, pp. 203-211.
- Kennedy, B., Wilcock, J., & Stix, J. 2012. Caldera resurgence during magma replenishment and rejuvenation at Valles and Lake City calderas. *Bulletin of volcanology*, 74(8), 1833-1847.
- 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, *Geophys. Res. Lett.*, 14, 757-760.
- Layer P.W. 2000. Argon 40 /Argon 39 age of the El'gygytgyn impact event, Chukotka, Russia, *Meteoritic and Planetary Science*, v. 35, 591-599.
- Le Bas, M.J., Le Maître, R.W., Woolley, A.R. 1992. The construction of the total alkali-silica chemical classification of volcanic rocks. *Mineral. Petrol.* 46 (1), 1-22.
- Lipman, P. W. 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology*, 59(3), 198-218.

- Mennella, L., V. H. Garduño and O. Bonassi. 2000. Fault-slip analysis in the basal units of the Mexican Volcanic Belt on the eastern flank of the Tzitzio Anticline, Michoacán Mexico. GSA Special Paper Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico, 334, p. 237-246.
- Morales-Gómez M., Centeno-García E., Tolson G., Benammi M. y Martínez-Hernández E. 2004. Definición y cinemática del sistema de fallas Tzitzio-Altamirano, en la región de Tiquicheo Eréndira, oriente de Michoacán. UGM, Juriquilla, Queretaro, 3-7 Noviembre, 2004.
- Pasquarè, G., Garduño, V. H., Tibaldi, A., & Ferrari, M. 1988. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. Tectonophysics, 146(1), 353-364.
- Pasquarè, G., Ferrari, L., Covelli, P., & De Agostini, G. 1991. Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán, Mexico. Geological Society of America.
- Pantoja Alor, J. 1959. Estudio geológico de reconocimiento de la región de Huetamo, Estado de Michoacán: Conservación de Recursos Naturales No Renovables, Vol. 50, 36 pp.
- Renne, P.R., Mundil, R., Balco, G., Min, K., Ludwig, K. 2010. Joint determination of 40 K decay constants and the $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine standard and improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. Geochim. Cosmochim. Acta 74, 5349-5367.
- Rocha, E. A., Torres, G. M. R., Alcántara, I. I., & Monroy, V. H. G. 2001. Efectos de las fallas asociadas a sobreexplotación de acuíferos y la presencia de fallas potencialmente sísmicas en Morelia, Michoacán, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 18(1), 37-54.
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313-345.
- Talavera-Mendoza, O., y Guerrero-Suastegui, M. 2000. Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implication for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic: Journal of South Am. Earth Science, v. 13, p. 297-324.

Apéndice



Gráficas de la edad de meseta y la edad de la isocrona, donde se muestra la edad en Ma (millones de años) contra la fracción de ^{39}Ar liberada.