

# Estratigrafía volcánica de la porción suroeste del Lago de Cuitzeo y su relación con la formación de la caldera tipo graben de Chucándiro

Noemí Trujillo-Hernández<sup>1,2</sup>, Víctor Hugo Garduño-Monroy<sup>1,2</sup>, Adrián Jiménez-Haro<sup>1</sup>, Fidel Gómez-Álvarez<sup>1,2</sup>, Sergio Manuel Nájera-Blas<sup>1</sup>, Isabel Israde-Alcántara<sup>2,\*</sup> y Paul Layer<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica CeMIE Geo, Morelia, Michoacán, México.

<sup>2</sup> Instituto de Investigación en Ciencias de la Tierra, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Michoacán, México.

<sup>3</sup> University of Alaska, Department of Geology and Geophysics, Fairbanks, Alaska, Estados Unidos de América.

\* isaisrade@gmail.com

## RESUMEN

Se presenta la estratigrafía volcánica de la porción suroeste del Lago de Cuitzeo, Michoacán dentro del sector central de la provincia de la Faja Volcánica Transmexicana, donde se registró una estructura caldérica tipo graben. Se identificaron seis secuencias volcánicas con edades que van del Mioceno temprano al Pleistoceno tardío que incluyen: 1) Secuencia Copándaro-Tarímbaro (SCoT): originada durante el Mioceno temprano, contiene intercalaciones de flujos de lavas de andesita basáltica e ignimbritas con alto grado de alteración hidrotermal, 2) Secuencia Tarímbaro (ST): fechada en 18.7 Ma, consiste de lavas andesíticas basálticas acompañadas de traquiandesitas, 3) Secuencia de Ignimbritas Chucándiro (SICh): con edades de  $16.88 \pm 0.34$ ,  $16.72 \pm 0.24$  y  $16.88 \pm 0.22$ , que contiene tres litofacies de ignimbritas que consisten en mesas con notorio basculamiento ortogonal a las fallas NE-SO. En la base de las ignimbritas se observaron depósitos brechoides cuyos rasgos se interpretan como brechas de rezago, que siguen la traza del sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA). Estas cubren a la 4) Secuencia El Caracol (SEC): con edades de  $13.73 \pm 0.24$  Ma a  $3.02 \pm 0.03$  Ma; constituidas por cuatro unidades volcánicas de basaltos, andesitas y andesitas basálticas. Estos productos están intercalados con una unidad lacustres, donde se encontró un fósil índice del Mioceno tardío. Los depósitos lacustres sobreyacen a la 5) Secuencia Quinceo-Tetillas (SQT) fechada en  $1.48 \pm 0.016$  Ma, conformada por depósitos de caída con intercalaciones de lahares (flujos hiperconcentrados); sobreyacidos por los productos de los volcanes Quinceo ( $1.5 \pm 0.14$  Ma) y Tetillas ( $0.4 \pm 0.08$  Ma). Finalmente, la secuencia 6) está representada por el cono cinerítico Chucándiro (CCh): con una edad de  $0.161 \pm 0.014$  Ma, de composición andesítica, correspondiente al Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG).

Los análisis de geología estructural y geoquímica muestran que las secuencias Copándaro-Tarímbaro (SCoT), Tarímbaro (ST) e ignimbrita de Chucándiro (SICh) están estrechamente asociadas a eventos de transición entre el vulcanismo de la SMO y la FVTM. Con base en la geometría del Graben Chucándiro, la ubicación de los depósitos de brechas de rezago, las fallas secundarias de dirección

NE-SO y la distribución de las Ignimbritas Chucándiro, se propone que estas ignimbritas se originaron en el Mioceno temprano a partir de una caldera tipo graben del mismo nombre y producto del régimen extensivo del SFMA, cuya edad inicial de la transtensión en esta porción central de la FVTM se asigna al Mioceno temprano, con edades mayores a 17.1 Ma. Nuestros resultados indican que el inicio de la FVTM dentro del área inició durante el Mioceno temprano con la conformación de un graben en donde se emplazaron volcanes monogenético seguido del relleno con sedimentación lacustre que continua en la actualidad.

Palabras clave: estratigrafía volcánica; Lago de Cuitzeo; caldera tipo graben, México.

## ABSTRACT

*We present the volcanic stratigraphy from the southwestern portion of Lake Cuitzeo, Michoacán located inside the central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt province, where found a graben-type caldera structure.*

*Six volcanic sequences were identified with ages ranging from early Miocene to late Pleistocene that include: 1) Copándaro-Tarímbaro Sequence (CoTS) originated during the early Miocene, contains intercalations of basaltic andesite lavas and ignimbrites with a high degree of hydrothermal alteration, 2) The Tarímbaro Sequence (TS), dated at 18.7 Ma, consists of basaltic andesitic lavas and trachyandesites, 3) The Chucándiro Ignimbrite Sequence (ChIS) with ages of  $16.88 \pm 0.34$ ,  $16.72 \pm 0.24$  and  $16.88 \pm 0.22$ , contains three ignimbritic lithofacies forming a plateau perpendicularly tilted to the NE-SW normal faults. Brecciated deposits (lag breccias) occur at the base of the ignimbrites which follow the trace of the Morelia-Acambay fault system (MAFS). These deposit overlay the 4) the El Caracol sequence (SEC) dated from  $13.73 \pm 0.24$  Ma to  $3.02 \pm 0.03$  Ma, that consists of four volcanic units of basalts, andesites, and basaltic andesites. These rocks interbedded with a late Miocene lacustrine unit dated with an index fossil. The lacustrine*

deposits are overlaid by the 5) Quinceo-Tetillas Sequence (QT): dated at  $1.48 \pm 0.016$  Ma, that consists of lahars (flows hyperconcentrated flows) and fall deposits covered by products of Quinceo ( $1.5 \pm 0.14$  Ma) and Tetillas ( $0.4 \pm 0.08$  Ma) volcanoes. Finally, the youngest sequence is represented by the 6) Chucándiro cinder cone (CCh): with an age of  $0.161 \pm 0.014$  Ma of andesitic composition.

The structural and geochemical analysis show that the Copándaro-Tarímbaro (SCoT), the Tarímbaro (ST), and the Chucándiro (SIC) ignimbritic sequences are closely associated with a transition event between the volcanism of the SMO and the TMVB. Based on the geometry of the Chucándiro Graben, the location of the lag breccia along the trace of the master faults, the NE-SW direction of secondary faults and the distribution of the ignimbrites, it is proposed that this sequence was originated in the Early Miocene from a graben-type caldera named Chucándiro. Its origin is related to the extensional tectonic setting of the MAFS. In this contribution is reported the onset of the traxension in this central sector of the TMVB during the early Miocene with ages older than 17.1 Ma.

Our results indicate that the onset of TMVB in the area occurred during late Miocene with the emplacement of monogenetic volcanism inside the graben followed by lacustrine sedimentation that continues nowadays.

**Key words:** Volcanic stratigraphy; Cuitzeo Lake; graben-type caldera; Mexico.

## INTRODUCCIÓN

La Sierra Madre Occidental (SMO) y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) son las dos principales provincias volcánicas de México (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991), relacionadas con un vulcanismo de margen continental asociado a la subducción de las placas de Farallón-SMO (McDowell y Clabaugh, 1979; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991; Ferrari *et al.*, 2002; Tristán-González *et al.*, 2009) Cocos y Rivera-FVTM, por debajo de la Placa Norteamericana (Urrutia-Fucugauchi y Del Castillo, 1977; Nixon, 1982; Suárez *et al.*, 1990; Singh y Pardo, 1993).

Las dos secuencias volcánicas más representativas de la SMO se caracterizan por presentar grandes volúmenes de ignimbritas. La primera secuencia se formó en el Oligoceno con edades que van de 31.5 a 28 Ma y la segunda en el Mioceno temprano con edades de 23.5 a 20 Ma (Ferrari *et al.*, 2002). Ambas secuencias están cortadas por fallas y cuencas regionales de dirección preferencial NO-SE y NE-SO asociados a la tectónica del sistema “Basin and Range” (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Stewart, 1998; Ferrari *et al.*, 2005). En esta provincia, a pesar de que se han identificado 15 calderas volcánicas, no se justifica el volumen total de las ignimbritas que afloran superficialmente; sin embargo Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández (2003) asocian estos depósitos a grabens y fallas normales del sistema “Basin and Range” (Aguirre-Díaz and Labarthe-Hernández, 2003; Aguirre-Díaz *et al.*, 2008; Tristán-González *et al.*, 2009; Aguillón-Robles *et al.*, 2009) en donde las fallas normales actuaron como conductos para su emplazamiento. Estas estructuras vulcano-tectónicas ha sido denominado por Aguirre-Díaz *et al.* (2008) como “Calderas de tipo Graben”. Éstas son estructuras explosivas de colapso originadas por un evento volcánico-tectónico, a partir de las cuales se producen erupciones que forman ignimbritas emitidas hacia la superficie a lo largo de las fallas maestras de un graben y de varias fallas y que, igual que las calderas clásicas y de cima, se clasifican por sus diferentes estilos de colapso.

Aparentemente, las ignimbritas de la SMO se extienden al suroeste por debajo de los sectores central y occidental de la FVTM (Ferrusquía-Villafranca and McDowell, 1991; Morán-Zenteno *et al.*, 1999), y son cubiertas por un grupo de rocas andesítico-basálticas interpretadas como

el principio de la FVTM (Aguirre-Díaz *et al.*, 2000). Durante varias décadas, se ha discutido cuando ocurrió el inicio del vulcanismo en la FVTM, con estimaciones del Mioceno tardío (10–9 Ma) (Ferrari *et al.*, 1994a, Ferrari *et al.*, 1994), (~19–10 Ma) Ferrari *et al.*, 2005b Gómez-Tuena *et al.*, 2005), y 14 Ma (Ferrari *et al.*, 2012). Se considera que ésta provincia sigue activa en la actualidad (Pasquaré *et al.*, 1991; Ferrari *et al.*, 2012). Esta extensa franja contiene una extensa variedad de volcanes que se rigen por diferentes controles estructurales. En la porción central y oriental, por ejemplo, se han identificado estructuras de dirección NO-SE y NNO-SSE asociadas a la tectónica del “Basin and Range” que afectan a las unidades del Oligoceno-Pleistoceno (Menella, 2011). Posteriormente, las rocas de la Faja Volcánica fueron cortadas por un sistema de fallas en un intervalo de tiempo que abarca de 12 a 7 Ma. La geometría del fallamiento producto de un campo de esfuerzos de tipo transtensivo (Mooser, 1972; Pasquaré *et al.*, 1987; Suter *et al.*, 2001; Garduño-Monroy *et al.*, 2001, Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2012). Este originó en su porción central, una serie de fallas de dirección E-O a NE-SO, como es el caso del Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA) (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990; Suter *et al.*, 1992). El SFMA consta de una serie de fallas normales que dieron lugar a la formación de las depresiones lacustres de Chapala, Zacapu, Cuitzeo, Maravatio y Acambay (Israde-Alcántara, y Garduño Monroy, 1999) con actividad tectónica reciente (Garduño-Monroy *et al.*, 2009). El campo de esfuerzos actual de tipo extensivo y de dirección NO-SE, ha reactivado a las estructuras más antiguas “Basin and Range”, como en otros sectores de la FVTM (Querétaro, Taxco-San Miguel de Allende), donde las estructuras son sísmicamente activas, casi perpendiculares y coetáneas al SFMA (Mennella, 2011).

La transición entre la SMO y la FVTM, representa un momento significativo en la evolución de la tectónica convergente a lo largo de la Placa Norteamericana (Bryan *et al.*, 2008) y cada año aparecen nuevas aportaciones que permiten entender mejor los diferentes eventos geológicos y tectónicos que han contribuido en la evolución de dichas provincias a través del tiempo. Los estudios más recientes sugieren que la FVTM comenzó su emplazamiento con un basamento andesítico de ~20 a 10 Ma, así como también que el fallamiento extensional que caracteriza su porción central inició entre 7.5 y 3 Ma, contemporáneo a una fase de actividad silícica (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2012). La Sierra de Mil Cumbres (SMC), ubicada al sur de la porción central del FVTM, representa la transición entre las dos provincias, en donde se han definido sus diferentes complejos volcánicos que van de 23 a 14.1 Ma, e identificado los diferentes depósitos de ignimbritas correspondientes a calderas clásicas (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2015). Sin embargo, existen áreas a lo largo de la FVTM donde afloran depósitos ignimbriticos para los que no se ha identificado su fuente o centros de emisión. Es el caso de la cuenca del Lago de Cuitzeo, que forma parte del sector central de la FVTM, en el extremo norte del Estado de Michoacán (Figura 1). Al suroeste del Lago de Cuitzeo, se ha identificado un paquete de ignimbritas cuyas edades van del Mioceno medio (Silva-Mora, 1979), Mioceno tardío (17.4 Ma) (Avellán *et al.*, 2020), hasta el Plioceno (2.8 Ma) (Pasquaré *et al.*, 1991; Gómez-Tuena *et al.*, 2005). No obstante, el origen y emplazamiento de dichos depósitos aún no han sido definidos por lo que representa un lugar idóneo para realizar un estudio detallado.

En este trabajo se describe por primera vez el estudio geológico-estructural y vulcanológico de la porción suroeste del Lago de Cuitzeo que incluye el levantamiento y correlación de columnas litoestratigráficas, y análisis geoquímicos, con soporte geocronológico de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . En esta zona, se han identificado distintos paquetes de ignimbritas intercalados con derrames de lavas de composición intermedia y básica. Las evidencias geológicas, tales como brechas de rezago que siguen la traza de las fallas normales que conforman

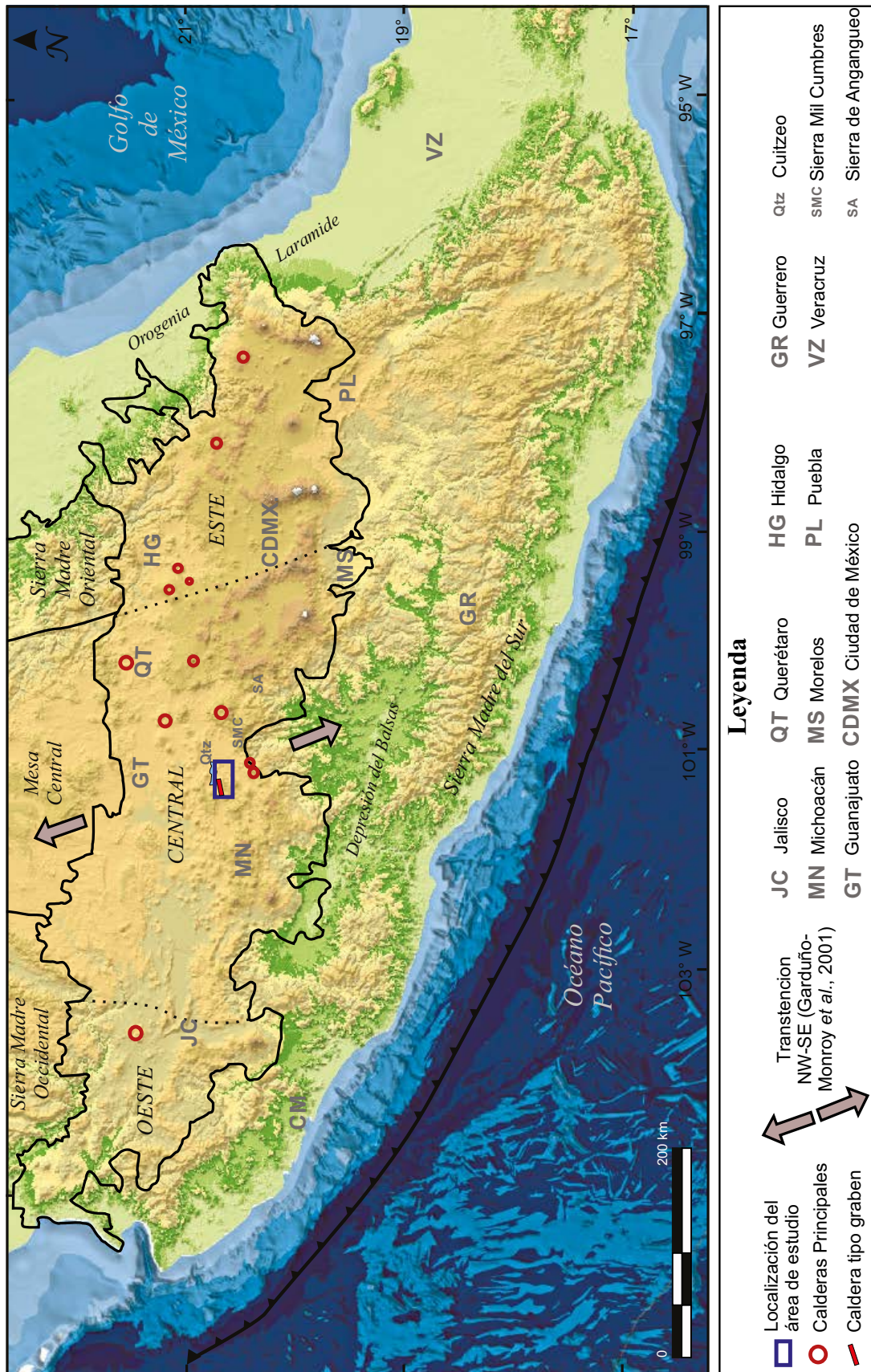


Figura 1. Ubicación del área de estudio y la Caldera tipo graben de Santa Inés, ubicación de las calderas principales de la FVTM (Ferrari et al., 2010) y la extensión NO-SE de la FVTM propuesta por Garduño-Monroy et al., 2001.



al Graben Chucándiro de dirección NE-SO y de sus estructuras secundarias, indican que la fuente de las ignimbritas más recientes se asocian a una caldera de tipo graben, originada y controlada estructuralmente por el Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA) y que espacio-temporalmente, no corresponde al periodo de vulcanismo silíceo del Mioceno superior propuesto en trabajos previos (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2012).

## METODOLOGÍA

Se recopiló cartografía geológica de escala 1:300000 (Pasquaré *et al.*, 1991) y (Gómez-Tuena *et al.*, 2005); 1:50000 (Mennella, 2011) y geología estructural (Garduño-Monroy *et al.*, 2009) de la región Morelia-Acambay. Posteriormente se realizó el reconocimiento de las diferentes fallas geológicas identificadas mediante cambios en relieve y se caracterizaron las diferentes unidades litológicas observadas. Para ello, se utilizó una tripleta estereoscópica de fotografías aéreas en tonos de grises, escala 1:75000 con la clave E14-1 del INEGI.

Con los datos vectoriales del INEGI (2019a y 2019b) de las cartas topográficas de Cuitzeo (E14A13) y Coeneo (E14A12) se generaron los mapas de sombra, topográficos, altimétricos y de pendientes, mediante el software ArcMap v. 10.3. Para el análisis morfoestructural, se diferenciaron los diferentes polígonos litológicos y se definieron las estructuras que tienen una mayor influencia sobre el área. Posteriormente, se llevaron a cabo salidas al campo para corroborar los contactos geológicos previamente definidos y a su vez, se realizaron los levantamientos de columnas litológicas, de datos estructurales, así como la selección de muestras de rocas para los distintos análisis de laboratorio.

El trabajo de laboratorio consistió en el procesamiento de las muestras de roca con diferentes técnicas analíticas. Los análisis radiométricos por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  fueron elaborados en la Universidad de Hamilton, Canadá. Los análisis de química de rocas se realizaron en el laboratorio ACTLABS de Ontario Canadá (<https://actlabs.com>) y los análisis petrográficos se llevaron a cabo en el Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Con toda esta información se realizó la correlación de las diferentes columnas litológicas, se digitalizó el mapa geológico-estructural y se interpretaron los resultados.

Para comprender la relación espacio-temporal de los depósitos ignimbriticos de la porción suroeste del Lago de Cuitzeo, en este trabajo se incluye toda la estratigrafía volcánica que comprende dicha área y también, se presenta la descripción detallada de cada unidad las unidades identificadas en el área de estudio.

## RESULTADOS

### Estratigrafía volcánica

Con base en los resultados de fechamientos radiométricos y la correlación de las unidades identificadas en este trabajo, se presenta un nuevo mapa geológico (Figura 2) con la estratigrafía volcánica de la zona. En este mapa se distinguen seis unidades litoestratigráficas de origen volcánico con edades, que van del Mioceno temprano al Cuaternario, y también, una unidad de origen sedimentario, del Mioceno tardío (Figura 3).

Para la interpretación estratigráfica fue necesario el levantamiento de 63 columnas litológicas. En este trabajo únicamente se presentan 32 columnas consideradas como las más representativas del área de estudio. Debido a que la zona presenta un alto grado de complejidad, las litofacies fueron agrupadas en grandes paquetes (Figura 4). No obstante, en este trabajo se presentan diferentes secciones estratigráficas

y su correlación espacio-temporal que se describen detalladamente a continuación. De la base a la cima se identificó:

### Secuencia Copándaro-Tarímbaro (SCoT)

La SCoT está representada por cuatro unidades litológicas. Se infiere que las primeras tres unidades son las más antiguas de la zona de estudio, ya que estratigráficamente subyacen a la cuarta unidad. En la Figura S1 del suplemento electrónico esta una unidad aparece en la base de las secuencias. De la base a la cima se identificó:

#### a) Lavas de andesita basáltica San Agustín del Maíz (LSAM).

Esta unidad fue identificada únicamente a pocos metros al SE del poblado de San Agustín del Maíz. Las lavas presentan un alto grado de alteración hidrotermal que le confiere una tonalidad que va de verde claro a gris claro. En muestra de mano presentan una textura porfídica compuesta principalmente por fenocristales de piroxenos muy alterados y olivinos y a su vez, minerales secundarios de cuarzo, clorita, zeolitas y mineraloides de ópalos.

b) *Ignimbrita Copándaro-Tarímbaro (ICoT)*. Esta unidad está representada por tres grandes paquetes de ignimbritas, cada una presenta una sucesión de litofacies de ignimbritas soldadas y no soldadas. El paquete de ignimbritas más abundante, aflora principalmente al noreste del área de estudio, en el poblado La Yerbabuena, municipio de Copándaro. Se trata de una sucesión de ignimbritas color verde que en conjunto llegan a alcanzar los 160 m de espesor y son en su mayoría no soldadas, y en menor medida con textura vítrea. En ambos paquetes, las ignimbritas no soldadas contienen una alta cantidad de minerales secundarios como calcita y zeolitas-clinoptilolitas (Ostrooumov, 2012). Estas últimas le confieren una tonalidad verde claro y verde oscuro de las ICoT. Por otro lado, presentan similitudes con respecto a la composición mineralógica y contienen principalmente cuarzo, feldespato potásico, anfíbol, biotita y pómez subangulosa o tabular en algunos de estos depósitos. Las ignimbritas de La Yerbabuena, contienen clastos de tamaño lapilli fino (3 a 20 mm), mientras que las Ignimbritas de la Colonia Independencia presentan clastos tamaño lapilli grueso a bloques (30 mm a 7 cm) subangulosos de textura piroclástica, así como clastos de andesitas basálticas y basaltos. En la sección 3 aparece una ignimbrita con máxima exposición sobre una cañada al norte de la Colonia Independencia y al sur del Fraccionamiento Campestre, municipio de Tarímbaro. Esta ignimbrita tiene un espesor en superficie de aproximadamente 6 metros y consta de por lo menos cuatro capas de tonalidades de color anaranjado, rojo y rosa. Cada capa tiene una matriz de ceniza gruesa que soporta líticos de lapilli fino y accidentales, subangulosos y angulosos de color gris oscuro y rojo, pómez blanca y café claro subangulosa tamaño lapilli fino, y en general, con feldespato potásico, cuarzo, minerales arcillosos de color blanco y en algunas zonas presentan zeolitas y fiammes.

c) *Lavas de andesita basáltica La Yerbabuena (LLY)*. Estas lavas sobreyacen a la ignimbrita Copándaro-Tarímbaro. Presentan color gris oscuro y textura vesicular. En muestra de mano tienen una textura porfídica en la que se pueden apreciar fenocristales de piroxenos alterados, cristales de plagioclasa y olivino. En zonas alteradas, la roca muestra un color verde debido a la alteración por hidrotermalismo en donde las vesículas están rellenas de minerales secundarios de clorita, calcita y zeolitas.

d) *Ignimbritas San Agustín del Maíz (ISAM)*. La última unidad de la SCoT, está representada por capas de ignimbritas soldadas y no soldadas, intercaladas con oleadas secas, y un dique de andesita basáltica. Esta unidad aflora a pocos metros al sur del poblado de San Agustín del Maíz y sobreyace a las andesitas basálticas La Yerbabuena. Las sucesiones de litofacies de esta unidad se encuentran alteradas, con una asociación mineral formada por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasas, anfíbol y biotita.

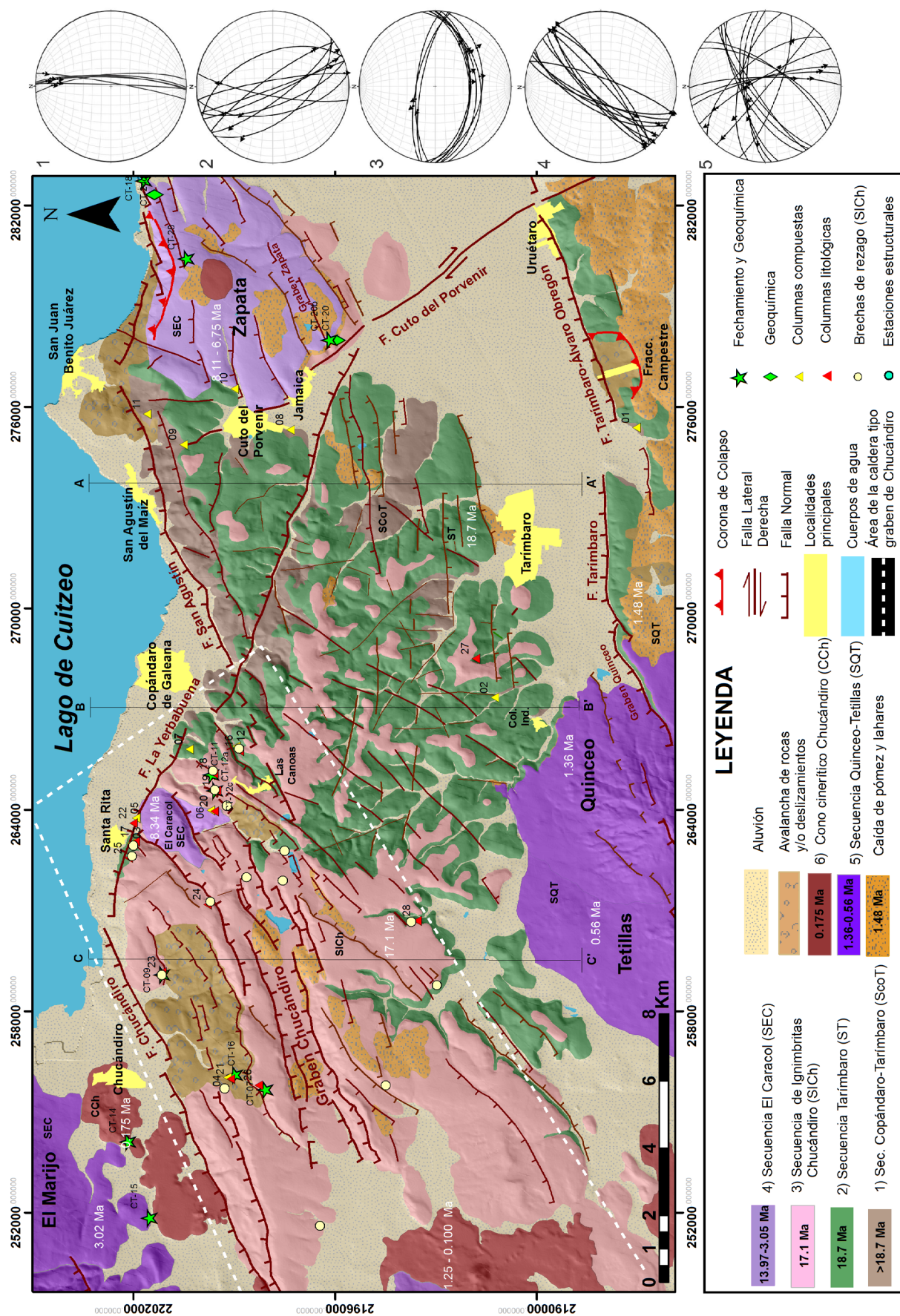


Figura 2. Mapa geológico-estructural de la porción suroeste del lago de Cuitzeo, escala 1:30000. También se muestra la simbología de los puntos muestreados para las técnicas analíticas, las brechas de rezagó de la SICH, las principales columnas litológicas que se utilizaron para la correlación de las columnas compuestas y a la derecha se muestran los estereogramas que contienen a los planos de los sistemas de fallas principales y su cinemática.

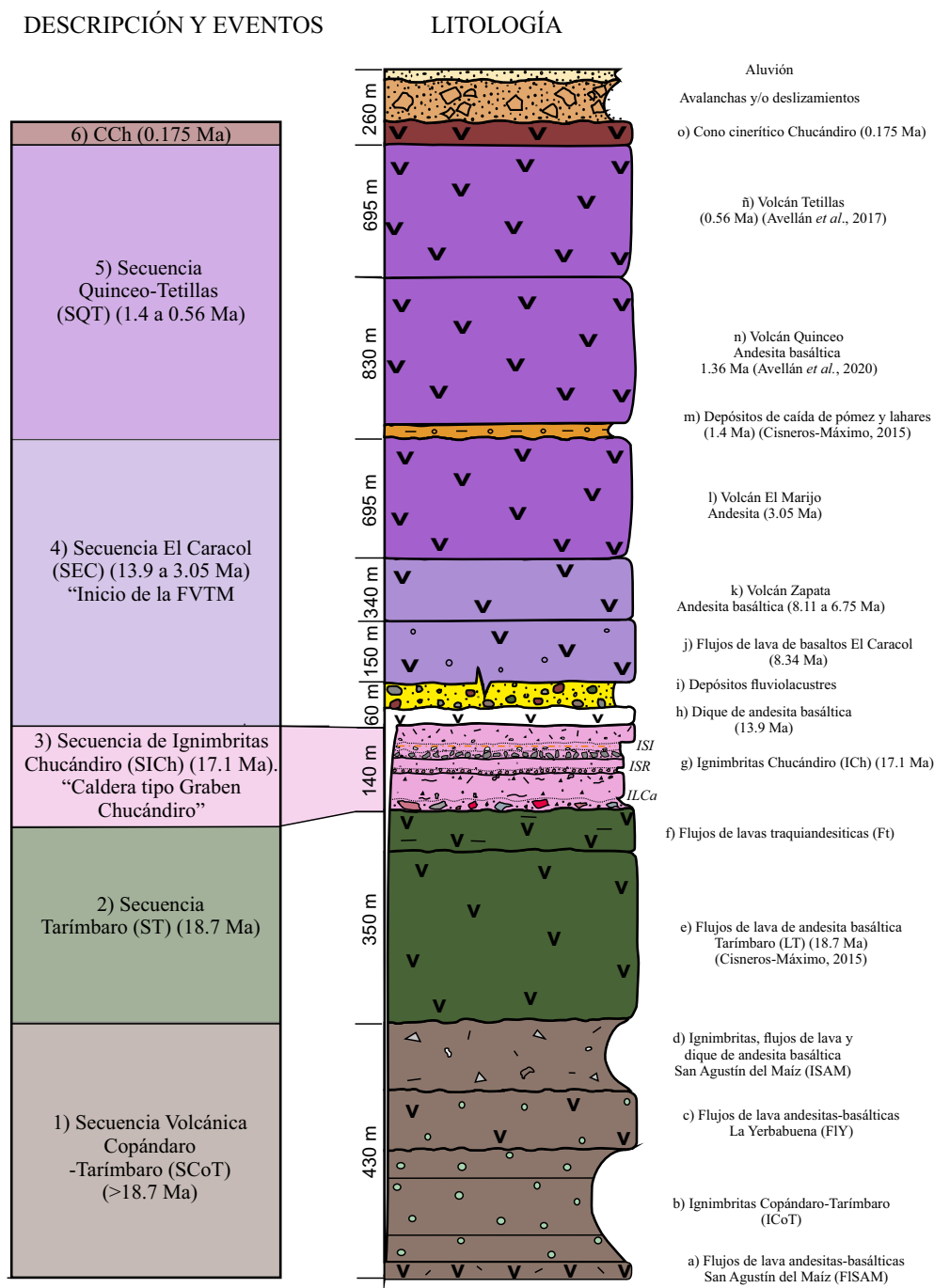


Figura 3. Columna compuesta de la porción suroeste del Lago de Cuitzeo que incluye seis secuencias volcánicas y una unidad de origen sedimentaria que comprenden edades que van del Mioceno temprano al Cuaternario.

**Secuencia Tarímbaro (ST)**

Esta secuencia se compone de dos unidades litológicas que en conjunto sobreyacen a la SCoT, que de la base a la cima son:

**e) Lavas de andesita basáltica Tarímbaro (LT).** La primera unidad de roca fue determinada por Cisneros-Máximo (2015), como lavas de andesita basáltica con edades de <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 18.689 ± 0.281 y 18.318 ± 0.149 Ma (Avellán *et al.*, 2020). La mayoría de las lavas de esta unidad presentan un alto grado de alteración por hidrotermalismo y se exhiben con colores verde claro y café claro, con texturas porfídicas y fenocristales de iddingsita, clinopiroxenos y plagioclasas.

**f) Lavas traquiandesiticas (Lt).** que afloran en la porción centro-norte del área de estudio, específicamente al noreste del poblado Las Canoas, municipio de Copándaro (Trujillo-Hernández, 2017). En muestra sana presentan un color gris oscuro, textura afanítica en donde se logran apreciar fenocristales de piroxenos alterados.

**Secuencia de ignimbritas Chucándiro (SICh)**

La SICh sobreyace a la Secuencia Tarímbaro (ST). Su mejor exposición se observa en la porción oeste del área de estudio formando una gran meseta con inclinación al sur. Esta secuencia se caracteriza

por presentar tres litofacies de ignimbritas (Figura S2 del suplemento electrónico) y cada una contiene sucesiones de litofacies las cuales se describen a continuación. A estos tres paquetes de ignimbritas en conjunto se denominarán en este trabajo como:

**g) Ignimbritas Chucándiro (ICh).** Esta unidad tiene edades de  $16.88 \pm 0.34$ ,  $16.72 \pm 0.24$  y  $16.88 \pm 0.22$  (Tabla S1 del suplemento electrónico). Las tres litofacies contienen su depósito de brecha de rezago con características singulares, posicionadas en la base de las ignimbritas (Figura S3) y sobreyaciendo a la ST. A continuación, se describen las tres litofacies de ignimbritas:

**i) Ignimbrita Las Canoas (ILCa)** (Figura S4). Esta aflora principalmente al noreste del poblado Las Canoas y al suroeste del poblado de Santa Rita, municipio de Chucándiro. En la base aflora un depósito con 6 m de espesor y se compone de un 60 % de bloques soportados en una matriz de ignimbrita, los bloques son heterolitológicos, subangulosos a angulosos de composición andesita basáltica color gris oscuro de hasta 1.5 m de diámetro, escoria color naranja y rojo e ignimbritas vitrificadas de color morado tamaño lapilli fino a bloques, soportados en una matriz color café claro con minerales de cuarzo, feldespato potásico y pómez color verde. Por sus características, este depósito es interpretado como la brecha de rezago de las ILCa. A este depósito le sobryace una sucesión de litofacies de ignimbritas poco soldadas color café claro. La base está compuesta por estratos de oleada seca, seguida de ignimbritas con minerales feldespato potásico y pómez color verde claro, y una ignimbrita soldada color rosa con lentes de ignimbrita y bloques de andesita. Al NE del poblado Las Canoas, asienta una mesa de ignimbrita soldada color rosa, presenta una estructura masiva que en orden de abundancia presenta líticos tamaño lapilli medio a bloques de color anaranjado, gris claro y café y xenolitos de granito soportados en una matriz con minerales de cuarzo y pómez blanca subangulosa (Figura S5).

**ii) Ignimbritas Santa Rita (ISR).** En la base de estas ignimbritas aflora un depósito de color café oscuro con 75 % de bloques de andesita basáltica angulosos a subangulosos y de textura vesicular. Los bloques están soportados en una matriz de ignimbrita con minerales de cuarzo, plagioclasa, biotitas, epidota y anfíbol. Por sus características, este depósito es considerado como la brecha de rezago de la ISR (Figura S6). Las Ignimbritas asociadas a este paquete son de color blanco, poco soldadas y con una matriz de tamaño ceniza fina que soportan líticos con tamaño ceniza gruesa y minerales de hornblenda, cuarzo, fenocristales de plagioclasa, óxidos y pómez color café.

**iii) Ignimbritas Santa Inés (ISI)** (Figura 5). Estas ignimbritas conforman principalmente una meseta basculada hacia el sur. La base de esta unidad está compuesta por un depósito que contiene el 60 % de bloques angulosos a subangulosos de rocas de composición intermedia a básica de color gris oscuro y textura afanítica. Los bloques son soportados por una matriz de ignimbrita poco soldada de tamaño ceniza gruesa con minerales en orden de abundancia de cuarzo, epidota, plagioclasa y pómez color café claro. Este depósito es considerado como la brecha de rezago de la ISI (Figura 5a). La litofacie ISI, contiene ignimbritas poco soldadas principalmente de color café claro que en algunos afloramientos contienen pómez blancas subangulosas, con tamaños de bloques de hasta 80 cm de longitud (Figura 5b) y se intercalan con un depósito de caída de pómez con un espesor de 2.23 m. Este último estrato conserva su espesor, compuesto de pómez color blanca de tamaño lapilli fino, subangulosa y presentan un soporte grano a grano. Estas ignimbritas son coronadas por dos sucesiones de ignimbritas (Figura 5c); la primera es una ignimbrita no soldada de color rosa claro a oscuro con espesores no mayores a los 60 cm y es cubierta por una ignimbrita soldada de color morado claro con minerales de cuarzo, plagioclasa, óxidos, feldespato potásico y anfíbol. Es importante mencionar que la base de esta ignimbrita se caracteriza por presentar pómez color gris y café tamaño lapilli y en la cima es nula la presencia de pómez.

Microscópicamente la roca presenta el 30 % de matriz vítrea, con 50 % de microfenocristales de plagioclasa con zoneamiento y fenocristales de plagioclasa con macla simple y cuarzo y el 12 % de pómez y 8 % de líticos, por lo que se ha clasificado como ignimbrita vitrocristalina.

#### Secuencia El Caracol (SEC)

Esta secuencia se compone de cuatro unidades volcánicas y una sedimentaria. Cronológicamente, la unidad más antigua corresponde a:

**h) Dique de andesita basáltica.** En muestra de mano, esta unidad fechada en  $13.73 \pm 0.24$  Ma (Tabla S1) presenta una textura afanítica con microfenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno.

**i) Depósitos fluvio-lacustres.** Estos depósitos se sitúan principalmente al sur del área de estudio y en menor medida al norte del poblado Las Canoas y subyaciendo en la zona oeste del Volcán Zapata, y consisten en secuencias arenosas de granulometría gruesa con líticos de afinidad volcánica, intercaladas con depósitos limo-arenosos que incluyen lentes de diatomitas.

**j) Lavas basálticas El Caracol.** Esta unidad aflora al suroeste del poblado Santa Rita y arrojó una edad en  $8.26 \pm 0.08$  Ma. Esta edad es consistente y se correlaciona con secuencias de lavas que conforman el basamento volcánico Miocénico del Lago de Cuitzeo fechadas entre  $13$  y  $8 \pm 0.2$  Ma (IMP, 1986, CFE 1986). Estas lavas afloran al oriente de San Agustín del Maíz, en la localidad de Las Palmas, donde sobryacen diatomitas que contienen un fósil índice para el periodo Mioceno superior, que ha sido denominado *Thalassisira Cuitzeonensis* (Serieysson *et al.*, 1998). En muestra sana, presentan un color gris oscuro con textura afanítica y vesicular, presentando minerales de olivinos alterados y plagioclasas.

**k) Volcán Zapata.** Esta estructura volcánica está formada principalmente por flujos de lava de composición andesítica-basáltica con edades de  $7.81 \pm 0.30$ ,  $6.89 \pm 0.12$  y  $6.65 \pm 0.10$  (Tabla S1). Las lavas de este volcán en superficie se exponen en forma de bloques. En el campo se clasificaron como lavas de andesita basáltica de color negro con textura afanítica y microfenocristales de olivino y piroxeno. Microscópicamente presentan una textura pilotaxítica principalmente, con microlitos de cristales subautomorfos de plagioclasa con maclas polisintéticas y clinopiroxeno, además de fenocristales alterados (probablemente feldespatos) con bordes de reacción de color amarillo.

**l) Volcán El Marijo.** Se encuentra en la zona noroeste del área de estudio, presenta una edad de  $3.02 \pm 0.03$  Ma (Tabla S1). Los flujos de lava de este volcán presentan una morfología en bloques de color gris claro, con textura afanítica poco vesiculada.

#### Secuencia Quinceo-Tetillas (SQT)

En el área de estudio se identificaron afloramientos que exhiben la intercalación entre lahares (flujos hiperconcentrados) y depósitos de caída de pómez que, en conjunto, sobryacen principalmente a la ST y lacustres en la zona sur, a la SVCh en la zona oeste y cubriendo al Volcán Zapata en la zona centro y suroeste.

**m) Depósitos de flujos hiperconcentrados y caída de pómez.** Sobryaciendo a la ST y lacustres, se encuentra un depósito color café, con espesores que varían de 70 cm a 40 cm. Presenta el 65 % de matriz cementada de tamaño ceniza gruesa y presenta poros. El depósito contiene 35 % de pómez subangulosa y 15 % de líticos redondeados y subredondeados. Este depósito corresponde a un flujo hiperconcentrado, el cual se intercala con dos depósitos de caída de pómez con espesor de 1.57 m a 77 cm. Estos dos depósitos son de color anaranjado, con pómez tamaño lapilli fino, subangulosa, y soportado por clastos; se encuentra cubierto por un último depósito de estructura masiva, con espesores que van de 3 m a 2.5 m. Este último estrato presenta un color café, con un 75 % de matriz consolidada y con presencia de poros, contiene un 25 % de clastos tamaño ceniza a lapilli fino de líticos



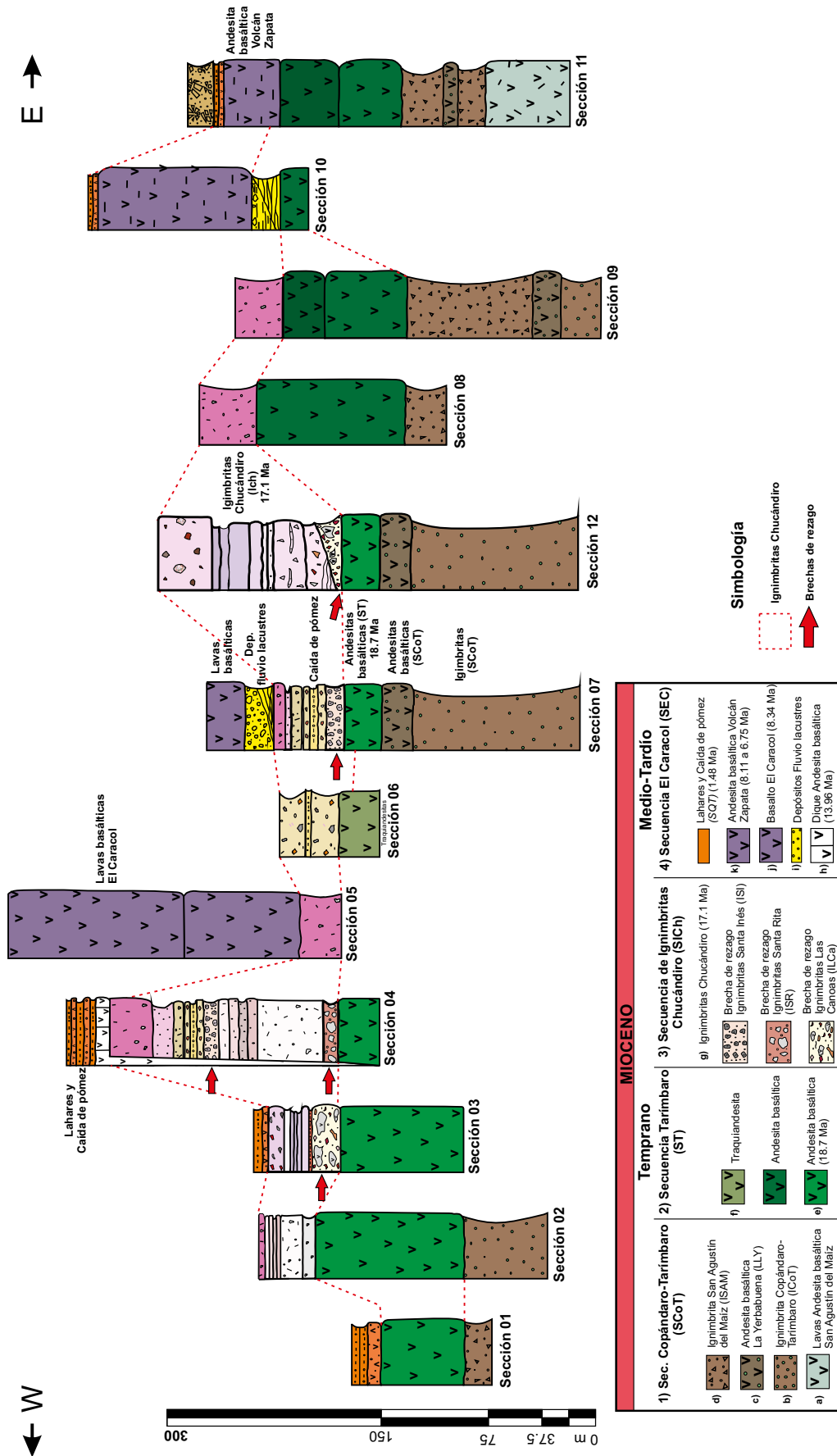


Figura 4. Correlación de las columnas litológicas generales señaladas con triángulos amarillos en el mapa de la figura 2. El recuadro inferior indica cuatro secuencias volcánicas y su relación espacio-temporal. Cada secuencia está representada por una simbología y en orden estratigráfico.





Figura 5. Depósitos ignimbriticos de la caldera tipo graben de Chucándiro. Secuencia de Ignimbritas Chucándiro (SICH). a) Afloramiento de las ignimbrita Santa Inés (ISI), b) Brecha de rezago, c) Pómez identificadas en las ignimbritas café y d) litofacies que coronan a la SICH.

subredondeados. Por sus características, este depósito se define como un flujo hiperconcentrado. En la zona oeste y noreste, también afloran depósitos de flujos hiperconcentrados, intercalados con paleosuelos y depósitos de caída de pómez. En la zona oeste, se identificaron seis estratos de flujos hiperconcentrados de color café, anaranjado y amarillo con espesores que van de 1.8 m a 30 cm, este último se intercala con dos paleosuelos color negro de 54 cm y 28 cm y dos depósitos de caída de pómez con espesores de 64 cm y 90 cm, las pómez están en contacto grano a grano, de color que va de amarillo a anaranjado, son subangulosas y de tamaño lapilli fino. Este depósito es coronado por un depósito masivo de espesor variable entre 90 cm a 63 cm, de color café claro, la matriz está cementada y presenta poros, los clastos tienen tamaños de ceniza fina y por sus características es identificado como un flujo hiperconcentrado. Sobre el Volcán Zapata se identificaron intercalaciones entre dos paleosuelos, tres flujos hiperconcentrados y un depósito de caída. En la base se identificó un paleosuelo de color café claro con un espesor de 43 cm y de color café claro, y la matriz presenta tamaños de limo y una consolidación intermedia. El paleosuelo es cubierto por un depósito de estructura masiva, color café claro con matriz cementada y porosa. Presenta líticos de tamaño ceniza gruesa y lapilli fino. Se trata de un flujo hiperconcentrado que es sobreyacido por un depósito masivo de 90 cm de color amarillo, con pómez redondeadas tamaño ceniza gruesa a lapilli fino en contacto grano a grano y con una estratificación gradada bien seleccionada. Este depósito se clasificó como un depósito de caída de pómez y es cubierto por un paleosuelo café claro con 40 cm de espesor y un segundo estrato de caída de pómez con un espesor de 2.10 m. Finalmente, se identificó

un estrato de estructura masiva de 0.30 m de espesor, con una matriz cementada y porosa, con pocos líticos subredondeados de tamaño ceniza gruesa. La edad obtenida del depósito de caída de pómez es de  $1.48 \pm 0.016$  Ma (Cisneros-Máximo, 2015).

**n) Volcán Quinceo.** Las lavas del Volcán Quinceo, fechado en  $1.5 \pm 0.14$  Ma (Gómez- Vasconcelos *et al.*, 2015),  $1.355 \pm 0.017$  y  $1.36 \pm 0.017$  Ma (Avellán *et al.*, 2020), sobreyacen a los flujos hiperconcentrados y depósitos de caída en la zona noreste. Las rocas de este volcán son de composición de andesita basáltica, con textura porfirítica, minerales de plagioclasa y fenocristales de piroxeno.

**ñ) Volcán Tetillas (volcán en escudo).** Lavas de este volcán se fecharon en  $0.562 \pm 0.078$  Ma (Avellán *et al.*, 2020), las cuales están representadas por flujos masivos y en bloques de color gris claro a gris oscuro, textura afanítica. La roca presenta vesículas redondeadas alargadas, en muestra de mano se observan fenocristales de piroxenos en su mayoría, olivinos y plagioclasas en menor proporción, por lo que se clasificó en algunos afloramientos como una roca andesítico-basáltica (Cisneros-Máximo, 2015).

#### Secuencia Cono cinerítico Chucándiro (CCh)

El vulcanismo más joven de la zona de estudio comprende los conos de escoria del campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). Estos presentan edades que van de 1.25 a 0.100 Ma (Pooja *et al.*, 2015). Al NE del área de estudio se ubica un cono monogenético, denominado en este trabajo como “Cono Chucándiro”, de composición andesítica y que fue fechado en este trabajo con una edad de  $0.161 \pm 0.014$  Ma (Tabla S1).

## Geología estructural

Se identificaron dos sistemas estructurales principales. De acuerdo con Mennella (2011), la orientación del primero es concordante con las estructuras generadas por la tectónica del “*Basin and Range*” durante el Oligoceno, que han sido retomadas por el campo de esfuerzos actual, y se caracteriza por poseer planos de falla de grandes dimensiones de orientación NO-SE y NNO-SSE de cinemática lateral derecha. El segundo está representado por fallas de dirección NE-SO y ENE-OSO; las fallas NE-SO son estructuras de tipo normal, cinemáticamente complejas, con geometría *en echelon* derecho y asociadas a la evolución tectónica de la FVTM; mientras que las fallas ENE-OSO son fallas normales de grandes dimensiones con una leve componente izquierda, sus planos en su mayoría buzaban hacia el norte, y están asociadas al Sistema de Fallas Morelia Acambay (SFMA). Ambos sistemas involucran a todas las unidades volcánicas del área de estudio. Las estructuras NNO-SSE agrupan a planos subverticales que en superficie tienen inclinaciones de 80° promedio, mientras que las fallas NE-SO y ENE-OSO tienen planos con inclinaciones promedio de entre 60 y 70° grados, el basculamiento de los estratos asociados a estas fallas sugiere que en profundidad estas estructuras presenten una geometría curvilínea.

### Macrofallas

**Sistema de Fallas ligado al Basin and Range: NO-SE y NNO-SSE.** Se trata de fallas de tipo normal y fallas laterales con una leve componente normal, que pueden alcanzar ~17 km de longitud. La Falla La Yerbabuena muestra indicadores cinemáticos en las ignimbritas Copándaro-Tarimbaro (ICoT) y se conforma de segmentos con planos que buzaban al NE, tiene un escarpe promedio de 170 m y se encuentra bordeando la porción suroeste del Lago de Cuitzeo. La Falla Cuto del Porvenir presenta indicadores cinemáticos correspondientes a fallas laterales derechas que en la mayoría de los casos presenta una leve componente normal, sus evidencias e indicadores cinemáticos fueron medidos en las Ignimbritas de San Agustín del Maíz (ISAM), es casi paralela a la Falla de Tzitzio-Valle de Santiago y se conforma de planos subverticales que principalmente buzaban hacia el NE (Figura 6).

**Sistema de fallas Morelia Acambay (SFMA): NE-SO y ENE-OSO.** Este sistema forma escarpes que van de 115 m a los 320 metros. En el área de estudio los planos de falla de esta escala son: Falla Chucándiro, se localiza en el extremo oeste del área de estudio, es de dirección N60° y buza hacia el noroeste, está conformada por varios segmentos que en total suman ~20 km de longitud. Falla San Agustín, se encuentra en la porción centro-norte del área de estudio, bordea la porción sur del lago de Cuitzeo, es de dirección preferencial N65°, se conforma de varios segmentos que en total suman ~18.5 km de longitud y buzaban principalmente hacia el noroeste. Ambas estructuras presentan indicadores cinemáticos, que, mediante relaciones de corte en las estrías, permitieron identificar dos etapas de movimiento; la primera presenta movimientos a rumbo, de tipo lateral izquierdo, con cabeceos de 0 a 20°. El segundo movimiento corresponde a fallas subverticales, con cabeceos de 75 a 90° y los conforman principalmente planos de fallas de tipo normal con una leve componente lateral izquierda (Figura 2).

### Mesofallas

Las mesofallas son estructuras de menor escala que, aunque no presentan evidencia morfológica, se encuentran en afloramientos dispersos en el área de estudio con orientaciones que son congruentes con los sistemas estructurales de escala macroestructural.

Las estructuras ligadas al SFMA, presentan orientaciones NE-SO y ENE-OSO, cortan a las unidades del Mioceno temprano, formando pequeños grabens y semigrabens, sus indicadores cinemáticos muestran una primera etapa de deformación en donde estas estructuras

jugaron un papel de fallas con movimiento a rumbo, de tipo laterales izquierdas, con planos de alto ángulo entre 60° y 75° de inclinación, que buzaban principalmente hacia el norte. En su segunda etapa de deformación del Plioceno al Holoceno, las estructuras NE-SO, son de tipo normal mientras que las ENE-OSO, son fallas normales con una leve componente lateral izquierda.

Por su parte las estructuras NO-SE y NNO-SSE, son fallas heredadas de la tectónica *Basin and Range*, que han sido retomadas por el campo de esfuerzos actual de extensión NO-SE (Menella, 2011). Sin embargo, de acuerdo a Olvera-García *et al.* (2020), las estructuras de esta escala, funcionan como fallas de transferencia con movimientos a rumbo, que delimitan en sus extremos a los segmentos de las fallas ENE-OSO y NE-SO, siendo congruentes al campo de esfuerzos actual. Estas estructuras afectan a las unidades volcánicas y fluvio lacustres del Mioceno tardío y a su vez, desplazan suelos y depósitos recientes que cubren a dichas unidades (Figura 6).

### Geoquímica

En este trabajo se realizaron 10 análisis geoquímicos. Para elementos mayores se realizaron empleando el método FUS-ICP, mientras que para los elementos traza, se utilizó el método FUS-MS; Todos los datos se normalizaron en base anhidra y los resultados se graficaron en una serie de diagramas que se describen a continuación.

Según el diagrama TAS (Total Alkalies-Silica) de Le Bas *et al.*, (1986), en la composición de las rocas analizadas se puede observar que la SICCh presenta una composición riolítica que oscila de 75 a 83 wt.% y 51 a 60 wt.% (Figura 7a y Tabla S2 del suplemento electrónico). La SEC varía entre basalto a andesitas (Figura 7a, Tabla S2). De acuerdo con el diagrama de Irvine y Baragar (1971) para series magmáticas (Figura 7b), estas rocas pertenecen a la serie calcoalcalina y varían en contenido de potasio de medio a alto (Peccerillo y Taylor, 1976). La SICCh, que corresponde a rocas del Mioceno temprano, muestra valores ricos en álcalis (AlK). Mientras que el Cono Chucándiro (CCh) del CVMG, muestran valores homogéneos con ligera afinidad de AlK. El Volcán Zapata y las lavas El Caracol tienden a enriquecerse en MgO, a la vez que las rocas del Volcán El Marijo y las lavas del Cono Chucándiro corresponden a lavas de andesita que contienen la misma afinidad por el FeO<sup>\*</sup>; la andesita del Volcán El Marijo (Plioceno medio), se inclina hacia el AlK y la andesita del cono de escoria Chucándiro (Pleistoceno) muestra una pequeña afinidad por el AlK.

Por otra parte, los valores de Tierras Raras en diagramas de araña normalizados contra condrita (Sun y McDonough, 1989), muestran que las rocas presentan enriquecimiento en LREE con respecto a las HREE. Las cuatro muestras de composición riolítica (SICCh) presentan anomalía negativa en Eu (Figura 7c). Los valores de elementos traza normalizados al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) muestran diferencias en cuanto a su concentración: las ignimbritas de la SICCh tienen un alto contenido en Tierras Raras Ligeras (LREE), principalmente de Cs, U, La y Pb y anomalías negativas de Nb y Ce. En las Tierras Raras Pesadas (HREE), estas muestran anomalías positivas en Zr, Dy y Lu y anomalías negativas en Sr y Eu. Por otro lado, la traquiandesita de la ST muestra un menor enriquecimiento en las LREE, anomalías positivas en Cs, Ba y U y anomalías negativas en Rb y Th. Las traquiandesitas están más enriquecidas en el rango de las HREE, mostrando una anomalía positiva en Zr y ligeras anomalías negativas en Eu y Yb (Figura 7d).

### DISCUSIÓN

Como se describió en las secciones previas, en la zona de estudio existían mapas geológicos regionales: 1:300000 (Pasquarè *et al.*, 1991)

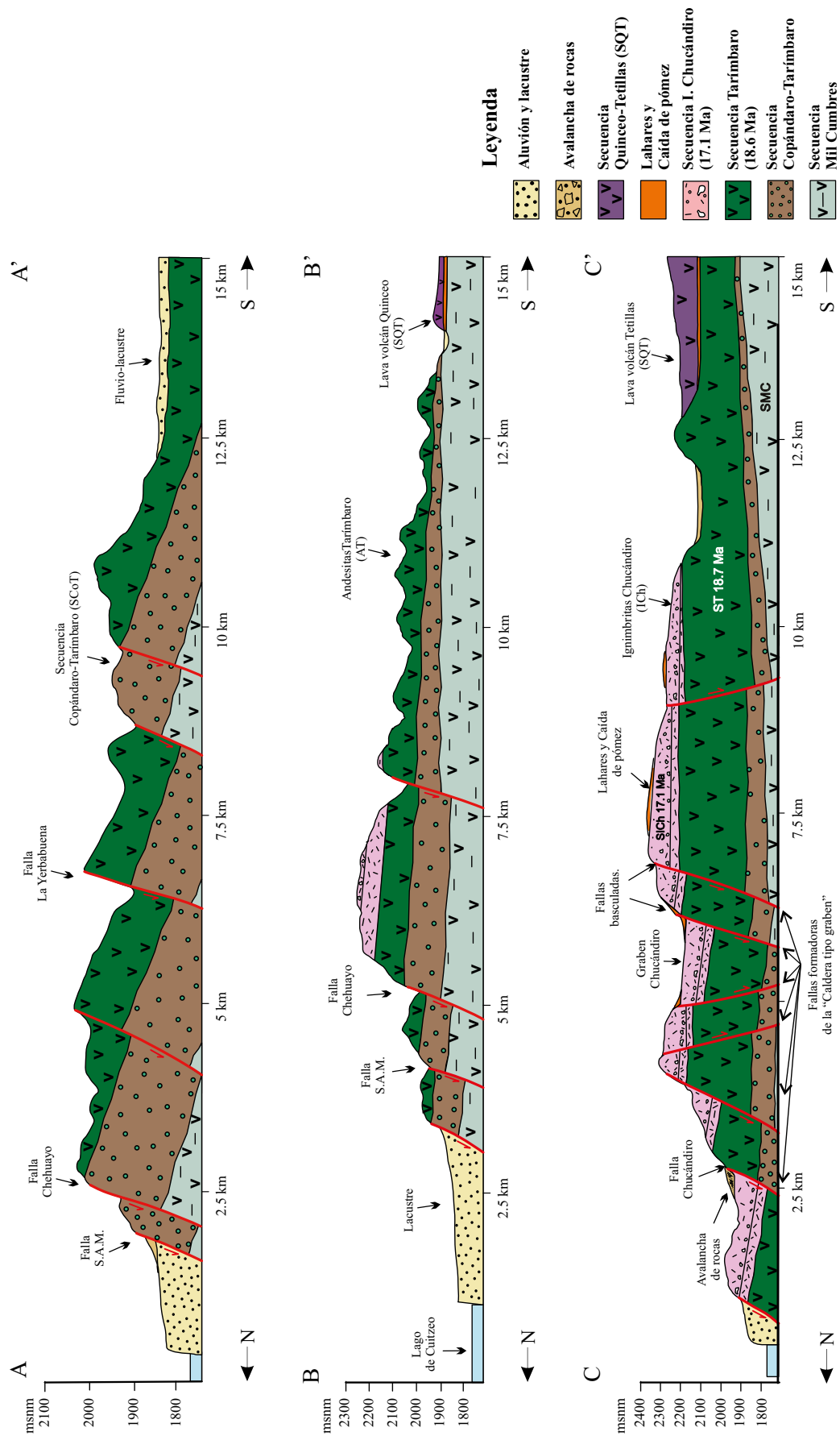


Figura 6. Perfiles geológicos y columna compuesta de las secuencias volcánicas que caracterizan la zona de estudio. La traza de los perfiles se puede apreciar en el mapa de la Figura 2.



y (Gómez-Tuena *et al.*, 2005); 1:50000 (Mennella, 2011) y geología estructural (Garduño-Monroy, *et al.*, 2001, 2009), en los cuales se describe a las rocas del Lago de Cuitzeo. La nueva cartografía, geología estructural, estratigrafía, petrografía y geoquímica de rocas presentada en este trabajo soportadas por nuevos fechamientos radiométricos y los publicados recientemente en la literatura (Avellán *et al.*, 2020) permiten discutir la evolución de la zona de estudio.

**Secuencias estratigráficas**

Las secuencias Copandaro Tarímbaro (SCoT) y Tarímbaro (ST) se correlacionan espacio-temporalmente con las unidades de la SMC. Según Gómez-Vasconcelos (2012), las lavas de andesita basáltica del basamento de la SMC, presentan las mismas características químicas de las lavas del cinturón de “Basalto-Andesitas del Sur de la Cordillera” (SCORBA por sus siglas en inglés) (Cameron *et al.*, 1989) de la SMO favoreciendo la hipótesis de que la SMC se parece químicamente a esta provincia y que se formó a partir de la extensión NO-SE, contemporánea al último periodo de actividad silícica de la SMO.

La SCoT y la ST (de 18.7 Ma), son coronadas por la Secuencia de Ignimbritas Chucándiro (SICh) de 17.1 Ma, relacionadas a la actividad silícica del Mioceno temprano.

Después de la actividad silícica del Mioceno temprano, el vulcanismo en la zona de estudio tuvo un hiatus que duró aproximadamente 3 Ma y posteriormente, comenzó la actividad de vulcanismo monogenético, el cual representa el inicio de la FVTM en el área de estudio, coexistiendo con un ambiente fluvio-lacustre. En términos más desarrollados, el inicio de la FVTM dentro del área de estudio, inició con la emisión de un dique de andesita basáltica de 13.97 Ma, seguido del depósito de materiales fluvio-lacustres que a los 8.34 Ma fueron cubiertos por nuevas lavas de composición basáltica y lavas en bloques del Volcán Zapata de composición andesítico-basáltico. Estos depósitos formados en ambientes acuosos dieron origen al Lago de Cuitzeo (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999); posterior a 8 Ma se establece un ambiente lacustre que funciona hasta la actualidad.

Alrededor de 1.48 ± 0.016 Ma tuvo lugar una erupción dacítica que dispersó una caída de pómez en la región seguida de remobiliza-

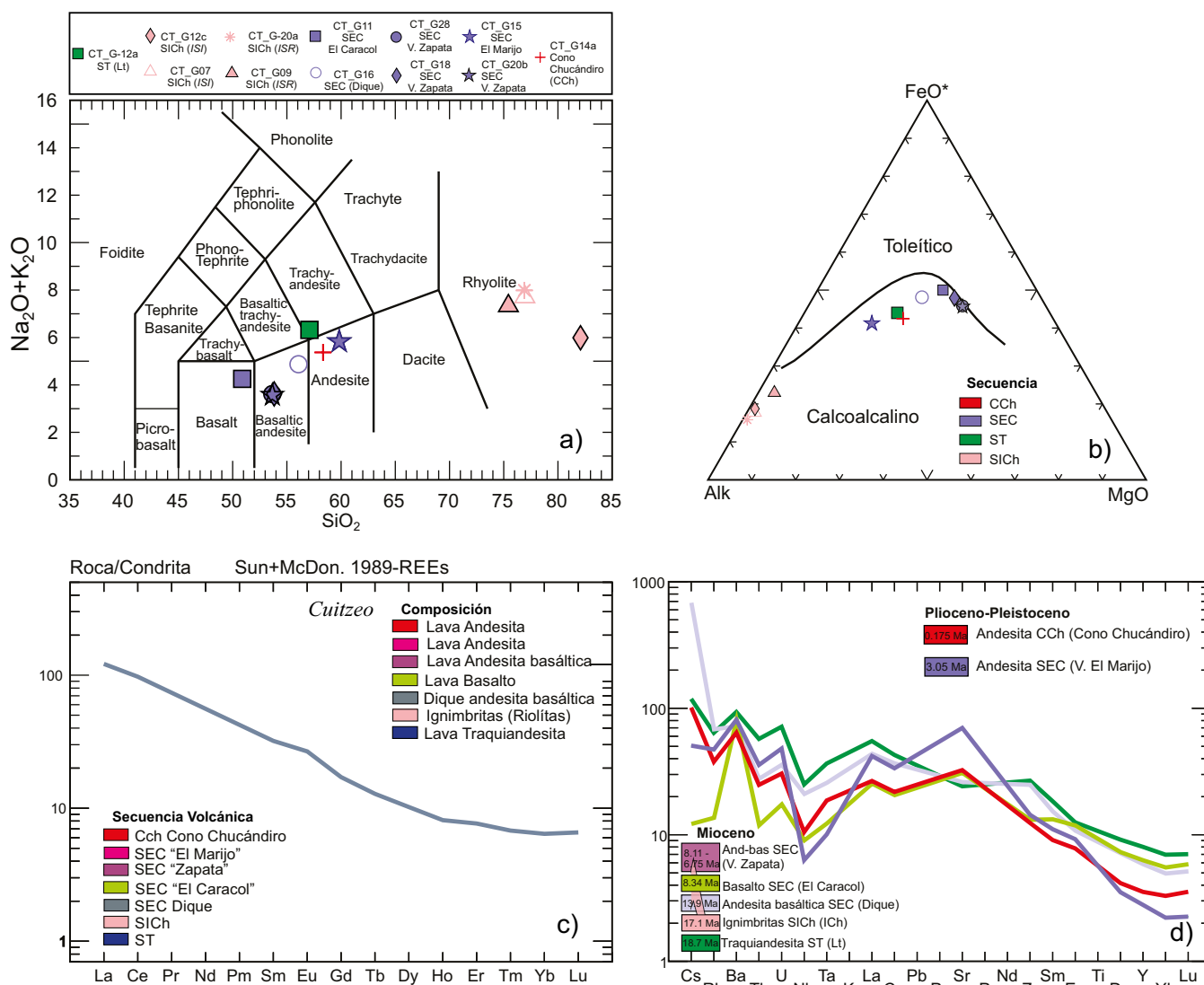


Figura 7. a) Diagrama de TAS (Le Bas *et al.*, 1986), b) Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) y c) Elementos traza normalizados (araña) de las Tierras raras (REE) con valores normalizados a las condritas (Sun y McDonough, 1989) y d) Elementos traza normalizados (araña) de las Tierras raras (REE) con valores normalizados al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).

ción con la ocurrencia de lahares. Poco tiempo después comenzó una nueva fase en la región de vulcanismo monogenético del CVMG que dio lugar a la formación del Volcán Quinceo ( $1.5 \pm 0.14$  Ma) seguido del Volcán Tetillas ( $0.4 \pm 0.08$  Ma) (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2015; Avellán *et al.*, 2020).

### Afinidad geoquímica

Durante el Mioceno al Cuaternario ocurrieron erupciones volcánicas a partir de diferentes fuentes magmáticas. Las características geoquímicas muestran que cada una de ellas tienen afinidad calcoalcalina, lo cual es típico de rocas de arco y están relacionadas a un ambiente de subducción, ya que están asociadas a tres parámetros: a) la anomalía negativa de Nb (el cual es un elemento insoluble que no participa en el proceso de fusión parcial de la cuña del manto, Hawkesworth *et al.*, 1977); b) anomalía positiva de Pb (el cual es incorporado durante la subducción de los sedimentos, Hemming and McLennan, 2001) y c) valores altos de los LILE con respecto a los HSFE debido a la presencia de fluidos derivados de la placa subducida durante los procesos de fusión parcial o de contaminación cortical (Pearce, 1982). También se observa que la mayoría de las unidades presentan anomalías positivas de Pb, Rb, Ba, Sr y U, que son anomalías comunes en márgenes convergentes debido a la deshidratación de los sedimentos de la placa subducida. Las anomalías negativas de Nb y Ta también se presentan en magmas generados en zonas de subducción, ya que los fluidos de la placa que converge y los líquidos enriquecidos en sílice hacen que los elementos que pertenecen a los HFSE sean menos solubles y por esta razón no se incorporan en el proceso de fusión parcial (McCulloch and Gamble, 1991).

Los diagramas multielementales normalizados al manto primitivo demuestran que las ignimbritas Chucándiro de Cuitzeo, presentan un comportamiento similar a las ignimbritas de la Caldera de Atécuaro (Figura S7).

Con base a estos análisis, se puede sugerir que al igual que la SMC, las unidades más antiguas de la porción suroeste del Lago de Cuitzeo pueden ser parte de la transición entre la SMO y la FVTM o bien, estar relacionadas al último periodo de actividad volcánica de la SMO.

### Fases de deformación

En relación a la geología estructural en este sector de la FVTM, Mennella (2011) describe dos principales fases de deformación; 1) la primera corresponde al régimen estructural NO-SE y NNO-SSE, geoméricamente concordante con las estructuras producto de la tectónica “*Basin and Range*”. En la zona de estudio, este sistema corta principalmente a las unidades del Mioceno temprano y está conformada por la falla “La Yerbabuena” y la falla “Cuto del Porvenir”. Esta última parece tener una estrecha relación con la Falla Tzitzio-Valle de Santiago, ya que ambas son paralelas, además de ser geométricas y cinemáticamente concordantes, y 2) la segunda fase de deformación está representada por el SFMA que en el área de estudio se presenta con fallas de tipo normal de dirección preferencial NE-SO y fallas con orientación ENE-OSO, ambas con ligeras componentes de movimiento a rumbo, generalmente de tipo izquierdo. Este sistema, se encuentra activo y actualmente cortando y desplazando desde las unidades del Mioceno tardío (18.6 Ma y 17.1 Ma) hasta unidades Holocénicas.

Como consecuencia del campo de esfuerzos actual de extensión NO-SE que gobierna en la porción central del SFMA, se infiere que el sistema antiguo del área de estudio se ha reactivado. Evidencia de ello, son las estructuras de dirección NO-SE, NNO-SSE y NE-SO que se distribuyen en el área de estudio y que están cortando unidades recientes. Estos rasgos estructurales pueden sustentar la propuesta de Mennella (2011), indicando que los bloques de basamento delimitados por fallas antiguas (NO-SE y NNO-SSE) que fueron retomadas por

el campo de esfuerzos actual NO-SE, (característico de la porción central de la FVTM), cambiaron su cinemática, funcionando ahora como fallas laterales derechas de grandes dimensiones (ej. Falla Tzitzio Valle de Santiago), sin embargo, como lo menciona (Olvera- García *et al.*, 2020), fallas de la misma dirección pero de menor escala, con movimientos a rumbo y oblicuos, se podrían interpretar como fallas de transferencia ligadas a las estructuras de orientación ENE-OSO. Esto último se sustenta con evidencias de depósitos recientes; depósitos de caída de pómez, depósitos de talud y suelos recientes que están siendo cortados por fallas de escala mesoestructural del sistema NNO-SSE.

### Caldera tipo Graben de Chucándiro

Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández (2003) indican que las fallas regionales pueden actuar como conductos para el emplazamiento de las ignimbritas. A este tipo de estructuras de colapso se les denominó “Caldera tipo Graben” (Aguirre-Díaz, 2008). Las evidencias geológicas, tales como, la geometría del Graben Chucándiro, la ubicación de los depósitos de brechas de rezago que siguen la traza de las fallas maestras y secundarias de dirección NE-SO y la distribución de las Ignimbritas Chucándiro, sugieren que el medio de emplazamiento de las ICh, está estrechamente relacionado con el sistema transtensivo del SFMA (fallas San Agustín, Falla Chucándiro y fallas que conforman al graben Chucándiro). Estas evidencias nos hacen suponer que las fallas antes mencionadas actuaron como conductos para el emplazamiento de las ICh. El pulso de la ILCa llevó consigo bloques del basamento granítico y parte del vulcanismo precaldérico (Figura 8) y es por ello que en este trabajo se asigna por primera vez, a esta estructura la denominación de “Caldera tipo graben de Chucándiro”.

Con base en la geometría de colapso que presenta la Caldera de Chucándiro, se puede clasificar como “por piezas” (Piecemeal), con un ligero arreglo de tipo bizagra (Trap-door) en la zona sur (Aguirre-Díaz, 2008b). Esto último es debido al basculamiento que genera la Falla San Agustín, que presenta un mayor desplazamiento y que, por su actividad constante a través del tiempo, le ha dado a la mesa ignimbritica una morfología basculada hacia el sur. Estas evidencias geológicas y estructurales sugieren que la tectónica transtensiva que caracteriza la porción central de la FVTM es más antigua de lo que se ha reportado en trabajos previos; Mooser, 1972; Pasquarè *et al.*, 1987; Suter *et al.*, 2001; Garduño-Monroy *et al.*, 2001, Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2012). En este trabajo se reporta una edad inicial para la transtensión en la porción central de la FVTM es del Mioceno temprano, con edades mayores a 17.1 Ma.

La Caldera tipo graben de Chucándiro forma parte del Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA) y durante su formación fue directamente asociada a la Falla San Agustín, Falla Chucándiro, así como a las fallas que conforman al graben.

### CONCLUSIONES

La estratigrafía descrita en la porción suroeste del Lago de Cuitzeo comprende rocas que van del Mioceno temprano al Pleistoceno que no habían sido descritas anteriormente.

La SCoT y ST se correlacionan espacio-temporalmente con la Secuencia de Mil Cumbres (SMC) y están controladas por estructuras NO-SE y NNO-SSE, heredadas de la tectónica antigua del sistema “*Basin and Range*”.

Las ignimbritas de Chucándiro, emergieron mediante fisuras de un graben del Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA). En este trabajo se propone el nombre de Caldera tipo graben de Chucándiro y se clasificó “Por piezas” con un ligero arreglo de tipo “Bizagra”.

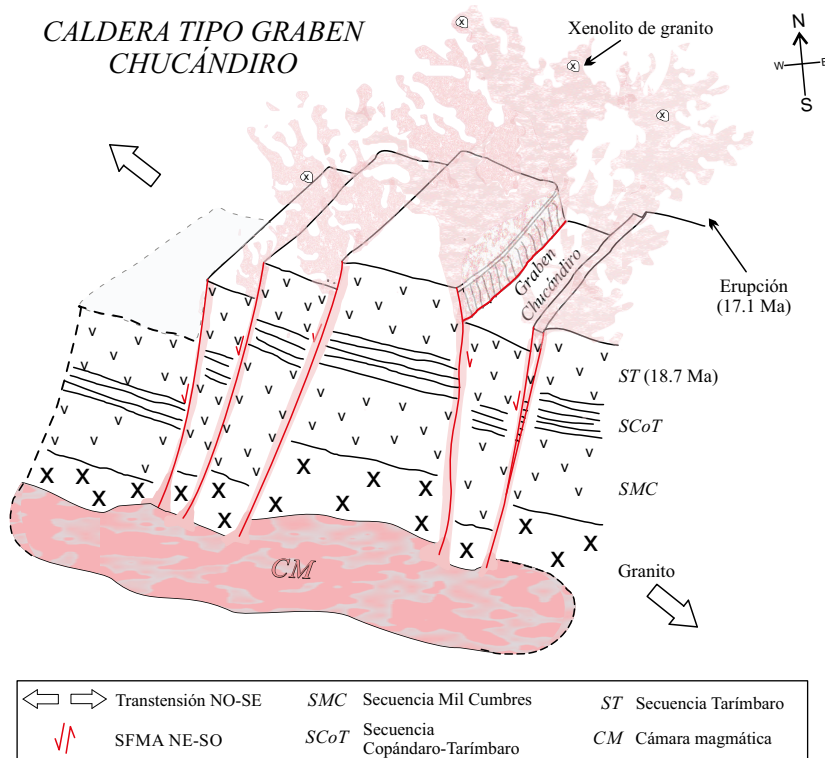


Figura 8. Modelo conceptual de emplazamiento de la Secuencia de Ignimbritas Chucándiro.

La geoquímica de la SMC, SCoT y la SICH, evidencia que el área de estudio representa una transición entre la SMO y la FVTM. Estas rocas provienen de diferentes fuentes magmáticas de afinidad calcoalcalina, típicas de un ambiente de subducción.

El vulcanismo monogenético del área de estudio representa el inicio de la FVTM y se divide en tres episodios con edades de (13.9 a 3.05 Ma) coexistiendo con un ambiente fluvioacustre, seguidos de emplazamientos de flujos de escombros (flujos hiperconcentrados) y depósitos de caída de pómez. Un segundo evento continuo de volcanes monogenéticos, que va de 1.4 a 0.56 Ma y, por último, la actividad volcánica más reciente de conos de escoria representada por lavas de andesita del Cono Chucándiro de composición andesítica, con edades de 0.175 Ma y correspondiente Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG).

Estas unidades se encuentran afectadas principalmente por el fallamiento NE-SO, demostrando que dicho régimen ha sido continuo desde el Mioceno temprano.

En la porción suroeste del Lago de Cuitzeo existe actividad reciente de las estructuras heredadas del *Basin and Range* (fallas laterales derechas de escala macro estructural que afectan el basamento y fallas de transferencia de escala mesoestructural). Alrededor del área de estudio se determinaron diferentes depósitos volcanoclásticos como avalanchas de escombros, flujos de detritos, depósitos de talud y suelos que actualmente se encuentran cortados y desplazados por la interacción entre estructuras de dirección NNO-SSE, NE-SO y ENE-OSO.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el Proyecto Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIEGeo, P17), del Fondo de Sustentabilidad Energética CONACYT-SENER.

Mi más eterno agradecimiento al Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy por la formación, orientación, el tiempo, la paciencia y el amor que me ofreció durante toda mi trayectoria y durante todo el proceso de este trabajo, desde el inicio hasta el final. Agradezco infinitamente por inspirarme cada día y por las enseñanzas que me dejó: “La constancia mata la inteligencia”.

Agradecimientos al Dr. José Luis Macías Vázquez por las enseñanzas, la dedicación, orientación y apoyo brindado en este trabajo y al Dr. Gerardo de Jesús Aguirre-Díaz a la Dra. Aída López-Hernández y a los árbitros por sus observaciones y aportaciones que le han brindado a este trabajo.

#### SUPLEMENTO ELECTRÓNICO

Las Figuras S1 a S7 así como la Tablas S1 y S2 se pueden descargar en <[www.rmccg.unam.mx](http://www.rmccg.unam.mx)>, desde la página de vista previa/resumen de este artículo.

#### REFERENCIAS

- Aguirre-Díaz, G.J., 2008, Types of collapse calderas: IOP Conference Series, Earth and Environmental Science 3(2008) 012021 doi: 10.1088/1755-1307/3/1/012021
- Aguirre-Díaz, G.J., McDowell, F.W., 1991, The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental: Journal of Geophysical Research, 96, 13373-13388.
- Aguirre-Díaz, G.J. and Labarthe-Hernández, G., 2003, Fissure Ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting: Geological Society of America. 31(9) 773-776.
- Aguirre-Díaz, G.J., Cerca-Martínez, L.M., López-Martínez, M., 2000, The



- Geologic evolution of the southern Sierra de Guanajuato, Mexico: A documented example of the transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *International Geology Review*, 42., 131-151.
- Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Nieto-Obrigón, J., Gutiérrez-Palomares, I., 2008b, The Ignimbrite Flare-Up and Graben Calderas of the Sierra Madre Occidental, México: *Developments in Volcanology*, 10, 144-174, DOI: 10.1016/S1871-644X(07)00004-6
- Avellán, R.-D., Cisneros-Máximo, C., Macías, J.L., Gómez-Vasconcelos, M.G., Layerd, P.W., 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, México: *Journal of South American Earth Sciences*, 100, 102-554.
- Bryan, S., Ferrari, L., Reiners, P. W., Allen, C.M., Petrone, C.M., Ramos-Rosique, A., Campbell, I.H., 2008, New Insights into cristal contributions to large-volume rhyolite generation in the Mid-Tertiary Sierra Madre Occidental Province, Mexico, revealed by U-Pb geochronology: *Journal of Petrology*, 49(1), 47-77, <https://doi.org/10.1093/petrology/egm070>
- Cameron, K.L., Nimz, G.J., Kuentz, D., Niemeyer, S., Gunn, S., 1989, Southern Cordilleran basaltic andesite suite, southern Chihuahua, Mexico; a link between Tertiary continental arc and flood basalt magmatism in North America: *Journal of Geophysical Research*, 94, 7817-7840.
- Cisneros-Máximo, G., 2015, Estudio geológico-geomorfológico de los volcanes Tetillas-Quinceo. Propuesta de cartografía Jerárquica: Morelia, Michoacán, México, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 150 pp.
- CFE (Comisión Federal de Electricidad), 1986, Dataciones radiométricas en rocas del NO de Michoacán: México, Reporte GG10/86. 11 pp.
- Ferrari, L., Garduño-Monroy, V.H., Pasquarè, G., Tibaldi, A., 1994, Volcanic and tectonic evolution of Central Mexico-Oligocene to Present: *Geofísica Internacional*, 33, 91-105.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002, Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico—implications for the late subduction history of the Farallon Plate: *Tectonics*, 21, DOI: 10.1029/2001TC001302
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Temas Selectos de la Geología Mexicana*, Tomo LVII, 3, 343-378.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: *Tectonophysics*, 522, 122-149 <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- Ferrusquía-Villafranca, I., McDowell, F.W., 1991, The Cenozoic sequence of selected areas in southeastern Mexico-Its bearing in understanding regional basin development there: Mexico, D.F., Universidad Autónoma de México. *Evolución geológica de México*, Memorias, 45-50.
- Garduño-Monroy, V.H., Arreygue-Rocha, E., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Torres, 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.
- Garduño-Monroy, V.H., Pérez-López, R., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Pascua, M.A., Szykaruk, E., Hernández-Madrigrá, V.M., 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.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Trans-Mexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LVII(3) 227-283.
- Gómez-Vasconcelos, G., 2012, *Geología y Estratigrafía Volcánica de la Sierra de Mil Cumbres: Morelia, Mich. México*, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. tesis de maestría. 119 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.
- Hawkesworth, C.J., O'Nions, R.K., Pankhurst, R.J., Hamilton, P.J., Evensen, N.M., 1977, A geochemical study of island-arc and back-arc tholeiites from the Scotia Sea: *Earth and Planetary Science Letters*, 36(2), 253-262.
- Hemming, S.R., McLennan, S.M., 2001, Pb isotope compositions of modern deep sea turbidites: *Earth and Planetary Science Letters*, 184(2), 489-503.
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid-to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, 20(8), 701-704, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020%3C0701:TRSBAR%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020%3C0701:TRSBAR%3E2.3.CO;2)
- IMP (Instituto Mexicano del Petróleo), 1986, Estudio Petrogenético de las rocas ígneas de la Porción central del Eje Neovolcánico: México, Proyecto C-2006. IMP, 30 pp.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), 2019a, Conjunto de datos vectoriales de información topográfica E14A12 (Coeno de la Libertad), escala 1:50000, serie III, Michoacán de Ocampo: Gobierno de México, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), 2019b, Conjunto de datos vectoriales de información topográfica E14A13 (Cuitzeo), escala 1:50000 serie III, Michoacán de Ocampo: Gobierno de México, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.
- Irvine, T.N., Baragar W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Israde-Alcántara, I. y Garduño-Monroy, V.H., 1999, Late Cenozoic record in a volcanic intra-arc setting: the evolution of the Late Neogene Cuitzeo basin system (central-western Mexico, Michoacán): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 151, 209-227. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00024-3)
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petroleum Geology* 27, 745-50.
- Martínez-Reyes, A., Nieto-Samaniego, A.F., 1990, Efectos Geológicos de la Tectónica Reciente en la Parte Central de México: *Instituto de Geología, Revista*, 9(1), 33-50.
- McCulloch, M.T., Gamble, J.A., 1991, Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism: *Earth and Planetary Science Letters*, 102, 358-374.
- McDowell, F.W., Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico *en* Chapin, C.E., Elston, W.E. (eds.), *Ash-flow Tuffs: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper*, 180, 123-124.
- Menella, L., 2011, Sismotectónica del sector occidental del sistema Morelia-Acambay, México, a partir del análisis de poblaciones de fallas: Morelia, Michoacán, México, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, tesis de maestría, 130 pp.
- Martínez-Serrano, R.G., Reyes-Salas, M.A., Corona-Esquivel, R., Angeles-García, S., 1999, Stratigraphy, geochemistry, and tectonic significance of the Tertiary volcanic sequences of the Taxco-Quetzalapa region, southern Mexico, *en* Aguirre-Días, G.J. (ed.), *Tectonic and magmatic evolution of Mexico during the Cenozoic: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15, 167-180.
- Mooser, F., 1972, The Mexican Volcanic Belt—Structure and tectonics: *Geofísica Internacional*, 12, 55-70.
- Nixon, G.T., 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere: *Geological Society of America Bulletin*, 93, 514-523.
- Olvera-García, E., Garduño-Monroy, V.H., Liotta, D., Brogi, A., Bermejo-Santoyo, G., Guevara-Alday, J.A., 2020, Neogene-Quaternary normal and transfer faults controlling deep-seated geothermal systems: the case of San Agustín del Maíz (central Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico): *Geothermics*, 86, 101791, <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2019.101791>
- Ostroumov, M., Cappelletti, P., de Gennaro, R., 2012, Mineralogical study of zeolite from the new Mexican deposits (Cuitzeo area, Michoacán, Mexico): *Applied Clay Sciences*, 55, 27-35.
- Pasquarè G., Ferrari L., Perazzoli V., Tiberi M., Turchetti F., 1987, Morphological and structural analysis of the central sector of the TransMexican Volcanic Belt, *en* Verma, S.P. (ed.) *Geofísica Internacional, Special Volume on Mexican Volcanic Belt – Part 3B*, 26, 177-193.
- Pasquarè 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: Boulder, Co., Geological Society of America, Map and Chart series, MCH072, 1, 22 pp.
- Pearce, J.A., 1982, Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries, *en* Thorpe R.S. (ed), *Andesites*: Chichester, Wiley, 525-548.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey: Contributions to Mineralogy and Petrology, 58, 63-81.
- Pooja, K., Siebe, C., Guilbaud, N., Salinas, S., Layer, W., 2015, Late Pleistocene Alberca de Guadalupe maar volcano (Zacapu basin, Michoacán): Stratigraphy, tectonic setting, and paleo-hydrogeological environment: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 304, 214-236
- Serieyssol, K., Israde, I., Gasse, F., 1998, *Thalassiosira dispar comb.nov. T cuitzeonensis spec.nov* (Bacillariophyceae) found in Miocene sediments from Frnace and Mexico: *Nova Edwigia*, 66, 177-186.
- Silva-Mora, L., 1979, Contribution a la connaissance de l'Axe Volcanique Transmexicain; etude géologique et pétrologique des laves du Michoacán oriental: Marsella, Francia, Université Aix-Marseille III, Disertación doctoral (3er ciclo), 230 pp.
- Singh, S.K., Pardo, M., 1993, Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico: *Geophysical Research Letters*, 20, 1483-1486.
- Stewart, J.H., 1998, Regional characteristics, tilt domains, and extensional history of the later Cenozoic Basin and Range Province, western North America, *en* Faulds, J.E., Stewart, J.H. (eds), *Accommodation Zones and Transfer Zones: The Regional Segmentation of the Basin and Range Province*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 323, 47-74.
- Suárez, G., Monfret, T., Wittlinger, G., David, C., 1990, Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, Mexico: *Nature*, 345, 336-338, <https://doi.org/10.1038/345336a0>
- Sun, S.S., McDonough, W., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: *Geological Society of London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Suter, M., Quintero, O., Johnson, C.A., 1992, Active faults and state of stress in the central part of the trans-Mexican volcanic belt. 1. The Venta del Bravo Fault: *Journal of Geophysical Research*, 97, 11983-11994.
- Suter, M., López-Martínez M., Quintero-Legorreta O., Carrillo-Martínez, M., 2001, Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt: *GSA Bulletin*, 113, 6, 693-703.
- Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Torres-Hernández, J.J., Bellon, H., 2009, Post-Laramide and pre-Basin and Range deformation and implications for Paleogene (55–25 Ma) volcanism in central Mexico: a geological basis for a volcano-tectonic stress model: *Tectonophysics*, 471, 136-152.
- Trujillo-Hernández, N., 2017, Estudio geológico, geoquímico y mineralógico de las secuencias volcánicas de la porción suroeste del Lago de Cuitzeo, Michoacán, ligadas a la zona geotérmica de San Agustín del Maíz: Morelia, Mich., México, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, tesis de maestría, 90 pp
- Urrutia-Fucugauchi, J., Del Castillo, L., 1977, Un modelo del Eje Volcánico Transmexicano: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 38, 18-28.

Manuscrito recibido: marzo 4, 2021

Manuscrito corregido recibido: octubre 26, 2021

Manuscrito aceptado: octubre 27, 2021