

Geocronología U-Pb y geoquímica del vulcanismo de arco del Paleoceno de la Formación Tetelcingo en el área de Chilpancingo-Tixtla, Guerrero (sur de México)

Alicia Sarmiento-Villagrana¹, Sandra Magaly Ortiz-Degante^{2,*}, Oscar Talavera-Mendoza^{2,**} y Yam Zul Ernesto Ocampo-Díaz³

¹ Facultad de Ciencias Agropecuarias y Ambientales, Universidad Autónoma de Guerrero, Periférico Poniente s/n Frente a la Colonia Villa de Guadalupe, Iguala de la Independencia, Guerrero, C.P. 40040, México.

² Escuela Superior de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero, Ex hacienda San Juan Bautista s/n, Taxco el Viejo, Guerrero, CP 40323, México.

³ Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, San Luis Potosí, Av. Dr. Manuel Nava No. 8, Zona Universitaria, San Luis Potosí, C.P., 78290, México.

*sandra24degante@gmail.com; **otalavera.uagro@gmail.com

RESUMEN

Los depósitos continentales del Paleógeno (Grupo Balsas) del sur de México han sido poco estudiados y se desconoce en gran medida su origen, edad, naturaleza y ambiente tectónico de formación; elementos cruciales para comprender la relación del sur de México con Centroamérica y América del Sur. En este sentido, se realizó un estudio en el que se reportan por primera vez datos de estratigrafía, geoquímica y geocronología U-Pb de las rocas volcánicas de la Formación Tetelcingo del área de Chilpancingo-Tixtla, Guerrero. La Formación Tetelcingo es una secuencia volcano-sedimentaria cuyas rocas están depositadas discordantemente sobre rocas cretácicas (formaciones Morelos y Mezcala). La geoquímica de las rocas volcánicas indica una variación composicional de andesita a dacita. Todas las muestras presentan enriquecimiento en elementos litófilos de radio iónico grande (LILE) y en tierras raras ligeras (LREE), con respecto a los elementos de alto potencial iónico (HFSE) y tierras raras pesadas (HREE). Además, exhiben anomalías negativas en Nb, Ta, P y Ti; positivas en Ba, Sr y K; y escasas a inexistentes anomalías en Eu (0.69-1.04), así como concentraciones altas de Sr y bajas en Yb, Y, Ni y Cr. El emplazamiento de las rocas volcánicas estudiadas ocurrió durante dos ciclos de vulcanismo sucesivos; el primer ciclo inició entre 65.21 ± 0.97 Ma (zircón) y 66.7 ± 2.9 Ma (esfena), mientras que el segundo entre 65.27 ± 1.9 Ma (zircón) y 64.9 ± 4.4 Ma (esfena) U-Pb. Las rocas volcánicas de la Formación Tetelcingo muestran características geoquímicas similares a las adakitas formadas en un ambiente de arco continental. El emplazamiento de las rocas volcánicas ocurrió en el límite Cretácico-Paleógeno, en un contexto geodinámico con subducción activa y subsecuente transtensión y exhumación

relacionada al desprendimiento y migración del bloque Chortís hacia el sureste.

Palabras clave: Geocronología U-Pb; Geoquímica; Formación Tetelcingo; Magmatismo de arco; Grupo Balsas; sur de México.

ABSTRACT

The Paleogene continental deposits (Balsas Group) of southern Mexico have been scarcely studied and its origin, age, nature, and tectonic setting of formation is largely unknown; these elements are crucial to understand the relationship between southern Mexico, and Central and Southern America. In this way, we report in this study for the first time data of the stratigraphy, geochemistry, and U-Pb geochronology of the volcanic rocks of the Tetelcingo Formation in the Chilpancingo-Tixtla area, Guerrero, was carried out. The Tetelcingo Formation is a volcano-sedimentary sequence unconformably emplaced on Cretaceous rocks (Morelos and Mezcala formations). The geochemistry of volcanic rocks indicate a compositional variation from andesite to dacite. All samples show enrichment in large ion lithophile elements (LILE) and light REES (LREEs) relative to high field strength elements (HFSE) and heavy REES (HREEs). In addition, they show negative anomalies in Nb, Ta, P and Ti; positive in Ba, Sr and K; and scarce to non-existent anomalies in Eu (0.69-1.04), as well as, high Sr and low Yb, Y, Ni and Cr concentrations. The emplacement of the studied volcanic rocks occurred during two successive volcanic cycles; the first cycle started between 65.21 ± 0.97 Ma (zircon) and 66.7 ± 2.9 Ma (sphene), while the second between 65.27 ± 1.9 Ma (zircon) and 64.9 ± 4.4 Ma (sphene) U-Pb. The volcanic rocks of the Tetelcingo Formation have similar geochemical characteristics to

adakitic rocks formed in a continental arc settings. The deposition of the volcanic rocks occurred at the Cretaceous-Paleogene boundary, in a geodynamical context of active subduction, and subsequent transtension and exhumation related to detachment and migration of the Chortis block towards southeast.

Key words: U-Pb geochronology; Geochemistry; Tetelcingo Formation; Arc magmatism; Balsas Group; South of Mexico.

INTRODUCCIÓN

El Grupo Balsas (GB) fue definido por Fries (1960) como una sucesión de depósitos continentales que incluyen yeso, conglomerado, arenisca tobácea, limolita, caliza lacustre, brecha, toba y lava. Las rocas del GB afloran al sur del Cinturón Volcánico Transmexicano y se restringen marcadamente al margen norte del Complejo Xolapa en los terrenos Guerrero, Mixteca y Oaxaca (Campa y Coney, 1983). Las sucesiones del GB representan un dominio continental autóctono que marcó el cambio de un ambiente marino a uno continental a finales del Mesozoico e inicios del Cenozoico (De Cserna *et al.*, 1980). Estas sucesiones han sido poco estudiadas debido a que, durante mucho tiempo, la comunidad geológica nacional e internacional se centró en el estudio de las rocas pre-Paleógeno de México. Su importancia en el entendimiento de la evolución precámbrica, paleozoica y mesozoica del país ha hecho que resurja el interés por conocer su origen, edad, naturaleza y ambiente tectónico de formación, para comprender la relación del sur de México con la evolución de América Central, el Caribe y América del Sur (*e.g.*, Rogers *et al.*, 2007; Ratschbacher *et al.*, 2009; Talavera-Mendoza *et al.*, 2013).

Las sucesiones que conforman el GB afloran en gran parte de los estados de Guerrero, Morelos, Michoacán y Estado de México, aunque sucesiones similares contemporáneas han sido reportadas con otros nombres en los estados de Guanajuato, Puebla y Oaxaca (*e.g.*, Conglomerado Guanajuato, formaciones Tepexi-Barranca Risco, Pie de Vaca, Huajuapán, Tehuacán, Cuicatlán, Raboso, Conglomerado Tamazulapán) (*e.g.*, Cerca *et al.*, 2007; Dávalos-Álvarez *et al.*, 2007; Puy-Alquiza *et al.*, 2017; Silva-Romo *et al.*, 2018). En la región comprendida entre Taxco y Chilpancingo, Guerrero, que incluye la localidad tipo del GB, se encuentra una gran diversidad de sucesiones referidas en la literatura como formaciones Tetelcingo, Agua de Obispo, Papagayo, Alquitrán, Oapan, Tepetlapa, Huajintlán y Capas Zacango (Fries, 1960; De Cserna, 1965; Nájera-Garza, 1965; Ortega-Gutiérrez, 1980; Morán-Zenteno *et al.*, 2007). En esta región, las edades documentadas para estas unidades varían desde el Cretácico Tardío (De Cserna, 1983; Benammi *et al.*, 2005; Ortega-Gutiérrez, 1980; Cerca *et al.*, 2007) hasta el Eoceno Tardío (Molina-Garza y Ortega-Rivera, 2006; Morán-Zenteno *et al.*, 2007; Meza-García *et al.*, 2010).

Los modelos propuestos para explicar el origen de las sucesiones continentales del GB son muy variados. Algunos autores (Keppie, 2004; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006) atribuyen su formación a la acreción del superterreno Guerrero y/o como resultado del Orógeno Mexicano a finales de Cretácico, por lo que se ha sugerido que las rocas del GB fueron acumuladas en cuencas erosionadas NE-SW y NW-SE delimitadas por pliegues y fallas inversas. Otros autores, lo relacionan con el desprendimiento y migración del bloque Chortis durante el Terciario (*e.g.*, Cerca *et al.*, 2007; Morán-Zenteno *et al.*, 2007; 2018) o con el colapso gravitatorio de los terrenos Mixteca-Oaxaca (Peña-Alonzo *et al.*, 2017). Estos eventos, serían consistentes con la acumulación de las rocas del GB en cuencas extensionales asociadas a fallas de deslizamiento lateral (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Silva-Romo *et al.*, 2018).

Aunque la edad de emplazamiento de la mayoría de rocas volcánicas del GB se desconoce, se han reportado edades entre 68.8 K-Ar y 57.6 Ma Ar-Ar para las áreas de Tetelcingo, Copalillo y Oztotitlán (Ortega-Gutiérrez, 1980; Cerca *et al.*, 2007; respectivamente) y de 44.5 Ma K-Ar para el área de Zacapalco-Amacuzac (Morán-Zenteno *et al.*, 2007). Del mismo modo, el ambiente tectónico en que se depositó el GB es poco comprendido, aunque algunas rocas intrusivas contemporáneas del Paleoceno (66–62 Ma Ar-Ar) documentadas en la región, presentan firmas geoquímicas de tipo adakítica formadas en un ambiente de arco volcánico relacionado a la subducción de la placa Farallón (González-Partida *et al.*, 2003; Meza-Figuera *et al.*, 2003). Cualquiera que sea el origen de las rocas del GB, se requieren estudios sistemáticos de las sucesiones continentales paleógenas del sur de México que aporten datos robustos sobre su edad, composición y origen a fin de comprender su naturaleza geológica y el registro que guardan de la evolución tectónica de esta parte del país durante el Paleógeno, así como su relación con la evolución tectónica de América Central y el Caribe.

El objetivo de este trabajo es determinar el origen, edad y naturaleza de las rocas volcánicas de la Formación Tetelcingo que afloran en la región de Chilpancingo-Tixtla, Guerrero a través de nuevos datos de petrografía, estratigrafía, geocronología U-Pb (zircones y esfenas) y geoquímica (elementos mayores, traza y tierras raras). Estos datos y los datos previamente publicados para la Formación Tetelcingo en la región, nos permitirán correlacionar estas rocas con otras de las regiones y establecer su marco tectónico.

MARCO GEOLÓGICO

El sur de México está constituido por los terrenos Guerrero, Xolapa, Mixteca y Oaxaca (Campa y Coney, 1983). En la región comprendida entre Taxco y Chilpancingo, Guerrero, estos terrenos están cubiertos por secuencias volcánico-sedimentarias del Cretácico Inferior (137–130 Ma) con metamorfismo de bajo grado (Esquisto Taxco, Roca Verde Taxco Viejo, y formaciones Chautla y Chapolapa; García-Díaz, 2004; Campa-Uranga *et al.*, 2012, 2017). Sobre las unidades metamórficas previas, se depositaron rocas marinas del Albiano-Cenomaniano (formaciones Morelos, Zicapa y Cuautla, y Anhidrita Huitzuco) depositadas dentro de un ambiente de plataforma (De Cserna *et al.*, 1980; Hernández-Romo *et al.*, 1997). Estas unidades están sobreyacidas concordantemente por sucesiones de abanico submarino, deltaicas y de línea de costa del Cenomaniano-Santoniano de la Formación Mezcala (Fries, 1960; Aguilera-Franco y Hernández-Romano, 2004; Ocampo-Díaz y Guerrero-Suastegui, 2018). Estas unidades pre-paleógenas fueron deformadas durante la Orogenia Laramide (Cerca *et al.*, 2007) ahora considerada como Orógeno Mexicano (Fitz-Díaz *et al.*, 2018). Finalmente, sobre las unidades descritas anteriormente, se acumularon depósitos continentales volcánicos y sedimentarios del Paleógeno del GB en cuencas de la región norte y centro del estado de Guerrero (Ortega-Gutiérrez, 1980; Martínez-Paco, 2012; Figura 1b). El GB, en la región que comprende Taxco-Chilpancingo, Guerrero, está constituido por las formaciones Tetelcingo, Agua de Obispo, Papagayo, Alquitrán, Oapan, Tepetlapa, Huajintlán y Capas Zacango (*e.g.*, Ortega-Gutiérrez, 1980; Campa-Uranga *et al.* 2002; Cerca *et al.*, 2007; Morán-Zenteno *et al.*, 2007; Meza-García *et al.*, 2010; Martínez-Paco, 2012).

La Formación Tetelcingo (Ortega-Gutiérrez, 1980) es una sucesión de depósitos volcánicos y sedimentarios constituida de la base a la cima por intercalación de toba, lava y brecha. Posteriormente se identificaron tres miembros: brechoso, conglomerático y aresono al este de Chilpancingo, en los poblados de Tetelcingo, Oztotitlán y Copalillo (Martínez-Paco, 2012). Esta unidad sobreyace en discordancia angular

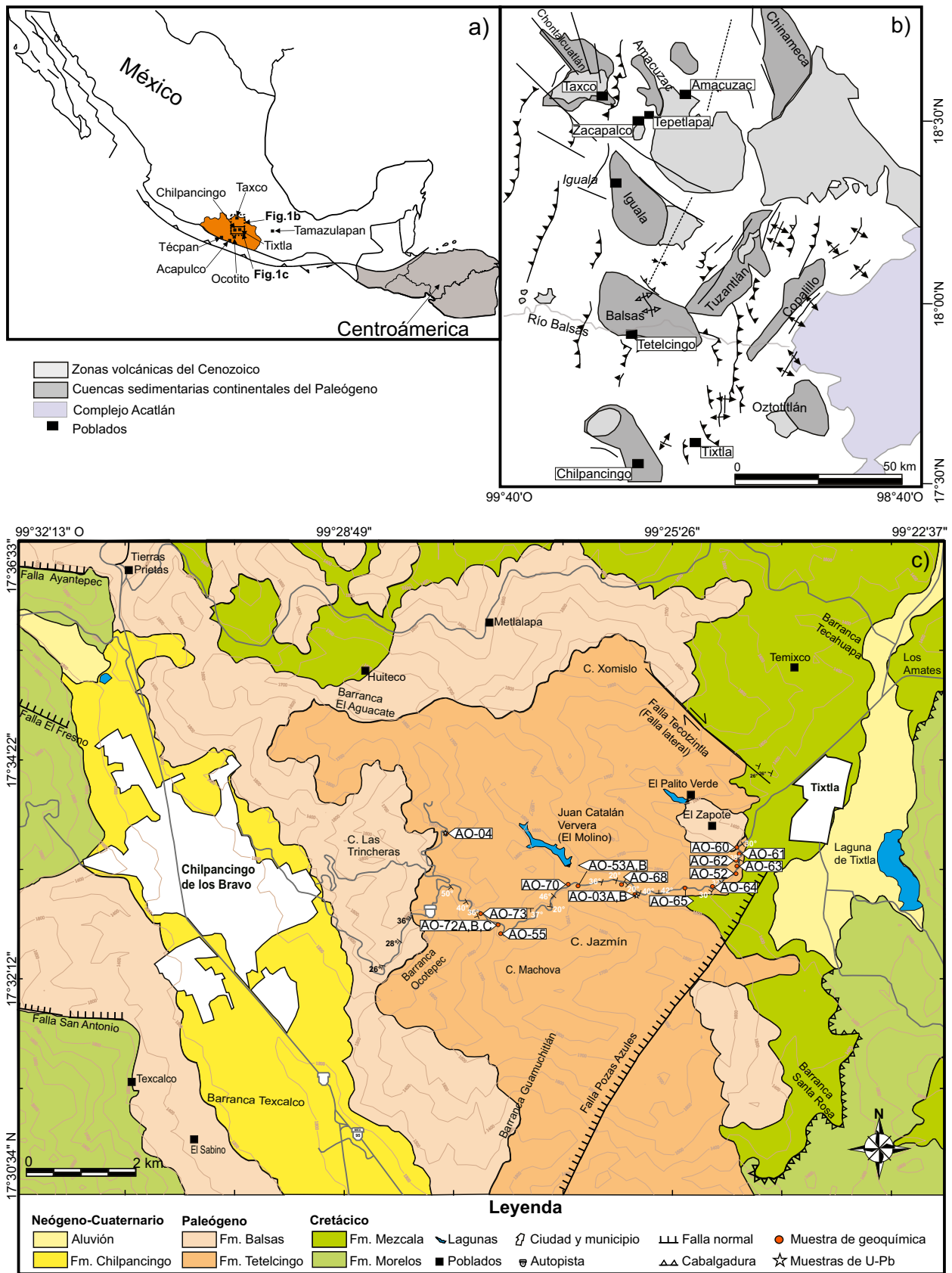


Figura 1. a) Mapa de la república mexicana mostrando la ubicación del área de estudio. b) Mapa regional de la zona norte y centro del estado de Guerrero mostrando la configuración de las principales cuencas (de Cerca, 2004). c) Mapa geológico del área de Chilpancingo-Tixtla, Guerrero, Sur de México, mostrando la localización de las muestras analizadas (modificado de Motolinía-García, 2006).

a la Formación Mezcala. Las edades reportadas para las rocas volcánicas de la Formación Tetelcingo varía en las áreas de Tetelcingo, Oztotitlán y Copalillo varían entre 68.8 ± 2.4 y 66 ± 2.3 Ma K-Ar (Ortega-Gutiérrez, 1980) y entre 64.8 ± 1.3 y 57.6 ± 1.5 Ma Ar-Ar (Cerca et al., 2007). Sus rocas fueron depositadas en ambiente aluvial, fluvial y lacustre (Martínez-Paco, 2012).

La Formación Agua de Obispo (De Cserna, 1965) se caracteriza por intercalaciones de andesita basáltica, derrames piroclásticos andesíticos y latíticos, arenisca, conglomerado de clastos de caliza y volcánicos, limolita y lutita. Esta unidad está mejor expuesta en las inmediaciones de Chilpancingo, Tixtla y El Ocotito (De Cserna, 1965; Meza-García et al., 2010). Las rocas de la Formación Agua de Obispo sobreyacen discordantemente a la Formación Morelos y subyacen en discordancia angular a la Formación Alquitrán y a la Formación Papagayo. La edad de la Formación Agua de Obispo es de 65 Ma, como lo muestran los fechamientos en circón por el método U-Pb (Meza-García et al., 2010). Se considera que estas rocas sedimentarias fueron depositadas por corrientes de agua (Cserna, 1965).

La Formación Papagayo (De Cserna, 1965) está formada por rocas volcánicas que incluyen lavas, rocas piroclásticas de composición dacítica y andesítica, ignimbritas riolíticas y tobáceas. Excelentes afloramientos están expuestos sobre la carretera Federal 95 México-Acapulco. Las rocas de la Formación Papagayo cubren discordantemente a la Formación Agua de Obispo y son cabalgadas por rocas de la Formación Chapolapa. La edad de estas rocas varía de 51 a 49 Ma, como lo determinan las edades U-Pb en circones magmáticos documentados por Meza-García et al. (2010).

La Formación Alquitrán (De Cserna, 1965) está compuesta por ignimbritas de composición riolítica a riolítica, ignimbritas vitroclásticas con líticos calcáreos y cenizas piroconsolidadas (Sabanero-Sosa, 1990; Meza-García et al., 2010). Esta formación aflora en la Sierra de Alquitrán, al sur de Chilpancingo. La Formación Alquitrán sobreyace en discordancia angular a la Formación Agua de Obispo y a la Formación Morelos. Meza-García et al. (2010) determinó una edad de cristalización en circones magmáticos por el método U-Pb de 36 ± 0.20 Ma. Se propuso un ambiente de depósito de tipo volcánico continental (Salazar-Reyes et al., 1999).

La Formación Tepetlapa (Morán-Zenteno et al., 2007) está constituida de tres miembros. El miembro inferior está compuesto por conglomerados mal clasificados y areniscas. El miembro medio, se caracteriza por areniscas mal clasificadas intercaladas con limolitas y escasos horizontes de conglomerados. Por último, el miembro superior está constituido de una sucesión de arenisca lítica intercalada con conglomerado, y escasas lavas basálticas y andesíticas. Esta unidad tiene sus mejores exposiciones en el poblado de Zacapalco y al noroeste del poblado Santa Fe Tepetlapa. Esta unidad subyace a la Andesita Teacalco y sobreyace a las formaciones Morelos y Mezcala en discordancia angular. Una edad de 44.5 ± 0.7 Ma por el método K-Ar en una andesita del miembro inferior fue determinada por Morán-Zenteno et al. (2007). Las facies de esta unidad son indicativas de un ambiente de abanico aluvial distal (Morán-Zenteno et al., 2007).

La Formación Oapan (De Cserna et al., 1980) contiene a la base conglomerados polimícticos con clastos de arenisca, caliza, riolita y dacita. En la parte intermedia está conformada por toba de ceniza y a la cima, por sedimentos areno-lodosos que incluyen anhidritas (Martínez-Paco, 2012). Estas rocas afloran en San Juan Tetelcingo. La edad determinada para la Formación Oapan es del Eoceno, como lo establece el contenido fósil de *Phragmothrites* (Campa-Uranga et al., 2002). Se considera que se depositó en un ambiente fluvial, ambiente volcánico y lacustre (Martínez-Paco, 2012).

Las tobas Teacalco y Piedras Altas (Morán-Zenteno et al., 2007) separan a las formaciones Tepetlapa y Huajintlán. La Toba Teacalco

es una toba masiva soldada y aflora al noreste de Taxco. Esta unidad se encuentra en discordancia angular sobre la Formación Tepetlapa. Esta toba fue fechada en 38.5 ± 0.7 Ma K-Ar por Morán-Zenteno et al. (2007). La Toba Piedras Altas es definida como una ignimbrita poco soldada compuesta por flujos de ceniza. Su localidad tipo es al oeste de Taxco. Esta unidad sobreyace de manera discordante a la Ignimbrita Teacalco y subyace a la Formación Huajintlán. La edad documentada por el método K-Ar por Morán-Zenteno et al. (2007) es de 35.1 ± 0.4 Ma.

La Formación Huajintlán (Morán-Zenteno et al., 2007) se compone de una sucesión de conglomerados poco consolidados compuestos de fragmentos de caliza, arenisca y rocas volcánicas, y lentes de arenisca conglomerática. Las mejores exposiciones de la unidad se encuentran al noreste de Taxco, a lo largo del río Amacuzac y en la autopista 95. La Formación Huajintlán es cubierta discordantemente por rocas volcánicas de la Formación Tilzapotla y sobreyace discordantemente a la Toba Piedras Altas. La edad más probable para esta unidad es entre 35 y 34 Ma. Las características litológicas de esta unidad sugieren depósitos de abanico proximal y sus cambios litológicos sugieren que ocurrió un levantamiento (Morán-Zenteno et al., 2007).

Las capas Zacango (Fitz-Díaz, 2001) son una sucesión de arenisca gruesa conglomerática interestratificada con arenisca y lutita. Las capas Zacango se distribuyen a lo largo del valle del río Amacuzac. De acuerdo con Molina-Garza y Ortega-Rivera (2006), estas rocas se correlacionan con la Formación Oapan en el área de Tuzantlán-Copalillo. Las capas Zacango se depositaron en sistemas fluviales de arroyos (Molina-Garza y Ortega-Rivera, 2006).

MUESTREO Y MÉTODOS ANALÍTICOS

Se colectaron 25 muestras representativas para estudios de petrografía, geoquímica y geocronología U-Pb de la Formación Tetelcingo sobre la carretera 63 Chilpancingo-Tixtla, Guerrero. El análisis petrográfico se realizó en láminas delgadas de lavas, tobas y brechas volcano-sedimentarias para documentar las características mineralógicas, composicionales y texturales de las muestras. El análisis geoquímico de roca total se realizó en 18 muestras de lavas o lavas brechadas sin evidencias visibles de alteración, en el Laboratorio de ALS Chemex en Vancouver, Canadá. Los elementos mayores y algunos elementos traza fueron analizados por Espectrometría de Emisión Atómica con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-AES), mientras que los elementos de alto potencial iónico (HFSE) y tierras raras (REE), se analizaron con Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS). Las muestras analizadas son representativas de los diferentes niveles estratigráficos. Para los diagramas de multielementos, las concentraciones fueron normalizadas a los valores del manto primitivo de Sun and Mc-Donough (1989), mientras que, para las tierras raras se usaron con los valores de condrita de Evensen et al. (1978). La anomalía de Eu fue determinada usando $Eu/Eu^* = Eu_N / (\sqrt{SmN * GdN})$, donde N indica que los valores fueron normalizados con los valores de Evensen et al. (1978).

Para el análisis geocronológico U-Pb se extrajeron circones (muestras AO-03 y AO-04) y esfenas (muestras AO-03B y AO-04A) de lavas de la base y cima de la Formación Tetelcingo. La separación de los circones y esfenas se hizo por el método tradicional de trituración y molienda, separación por densidades en una mesa Wilfley, líquidos pesados (yoduro de metileno) y separación magnética en un Frantz, siguiendo los procedimientos establecidos por Gehrels et al. (2006, 2008). Los circones y esfenas fueron seleccionados bajo un microscopio petrográfico y montados en un anillo de resina epóxica junto con estándares (Sri Lanka y BLS), y posteriormente fueron pulidos. Se

obtuvieron imágenes representativas de catodoluminiscencia (CL) de alta resolución de los zircones en un equipo Croma Hot-CL II de Gatan montado en un JEOL IT 300 SEM, en el Laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido y Microanálisis de la Escuela Superior de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Guerrero, México. Se analizaron centros y bordes de los zircones y esfenas en el Laboratorio de LaserChron del Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona, USA, empleando un equipo Nu Plasma HRMC-ICPMS utilizando un *laser spot* de 30 μm de diámetro. El fraccionamiento isotópico para los análisis de zircones fue monitoreado con el estándar de Sri Lanka (563.5 ± 3.2 Ma; Gehrels *et al.*, 2008), el cual fue analizado cada cinco análisis de zircones. La estimación de la edad tanto de zircones como de esfenas se hizo usando el promedio ponderado de las edades obtenidas de las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ con el programa *Isoplot* (Ludwig, 2012). Los análisis de esfenas fueron monitoreados con el estándar BLS (1050 Ma; Bonamici y Blum, 2020) y su edad fue calculada a partir de las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

RESULTADOS

Estratigrafía y petrografía

La Formación Tetelcingo aflora en la región de Chilpancingo-Tixtla, Guerrero, en una franja N-S (Figura 1). En esta región, la Formación Tetelcingo consiste de una alternancia de rocas volcánicas y sedimentarias que descansan en discordancia angular sobre limolitas, lutitas y areniscas del Cretácico Superior de la Formación Mezcala y calizas de plataforma del Albiano-Cenomaniano de la Formación Morelos; le sobreyacen discordantemente conglomerados del Plioceno-(?) de la Formación Chilpancingo.

La base de la Formación Tetelcingo está constituida por ~650 m de una intercalación de lavas y brechas volcánicas de composición andesítica y dacítica (Figura 2). Sobre las rocas anteriores, descansan ~800 m de tobas y conglomerados, en menor proporción lavas y brechas de composición dacítica y andesítica, y escasos horizontes delgados de lutitas. Seguido de éste paquete con predominancia sedimentaria, se

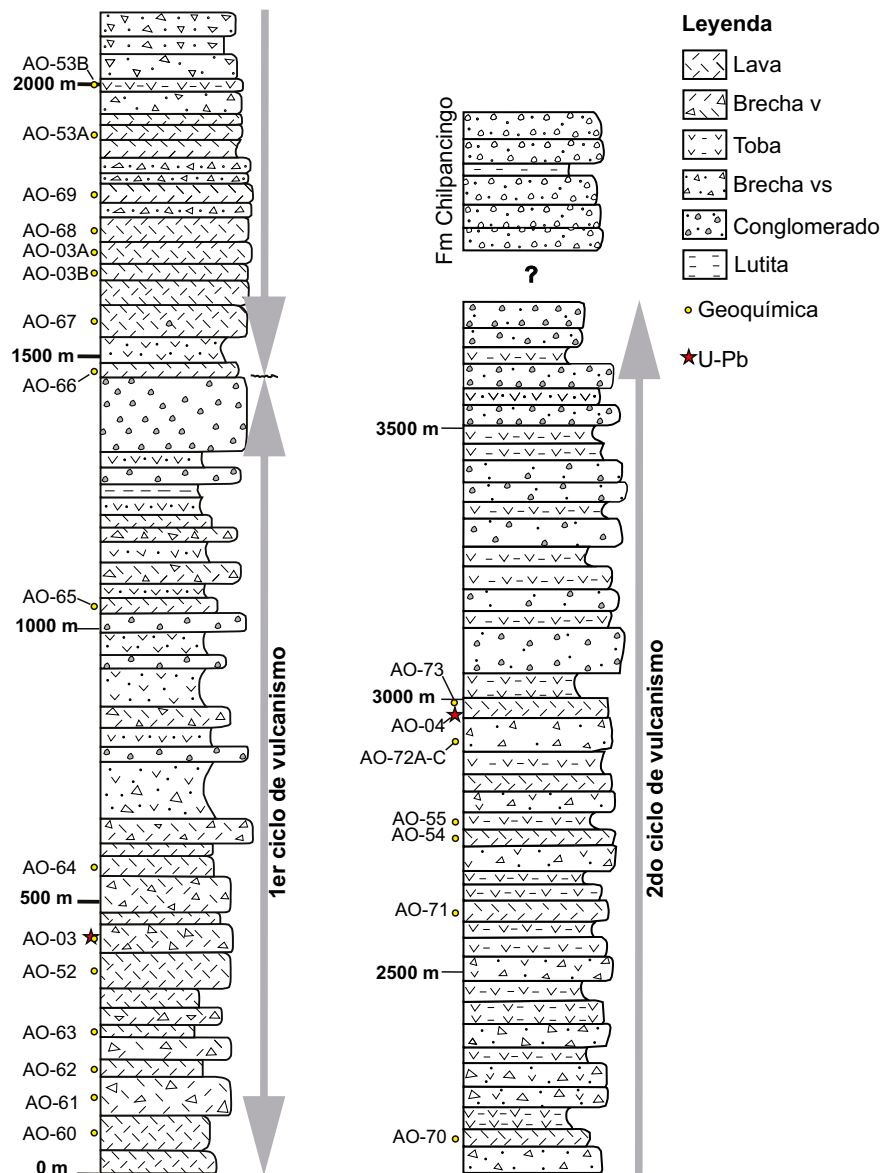


Figura 2. Sección estratigráfica de la Formación Tetelcingo del área de Chilpancingo-Tixtla, Guerrero, sur de México. En la sección se ubican las muestras para las que se obtuvieron análisis de geoquímica y geocronología U-Pb.

depositó un segundo paquete de ~450 m de lavas dacíticas y andesíticas, con escasos horizontes delgados de brechas volcano-sedimentarias. Sobre las lavas, descansan ~1000 m de una intercalación de brechas volcano-sedimentarias intercaladas con abundantes tobas y escasas lavas andesíticas. Finalmente, la secuencia culmina con un paquete de ~680 m de horizontes de conglomerados con clastos de caliza intercalados con toba. En la Figura 3 se muestran las diferentes litologías de la Formación Tetelcingo.

Las lavas de la base y parte intermedia de la secuencia, son hipocrystalinas con textura porfídica definida por fenocristales de plagioclasa subédrico y euédrico con maclado tipo albita y combinado. Las lavas dacíticas presentan fenocristales de cuarzo anédrico con golfos de reabsorción y cristales euédricos de minerales ferromagnesianos (anfíbol y biotita). Los fenocristales se encuentran inmersos en una matriz con abundantes microlitos de plagioclasa semiorientados, favoreciendo una textura traquítica. Las lavas contienen esfena prismática y zircones como minerales accesorios. Algunas muestras también

presentan pequeños fragmentos de líticos volcánicos (Figura 4a-c).

Las brechas volcánicas exhiben fenocristales rotos de plagioclasa y cuarzo, así como escasos fragmentos líticos de rocas volcánicas (autolitos) y calizas (2 mm) (Figura 4d-f y j-k). También contienen cristales de biotita y hornblenda alterados. Los fenocristales y líticos representan entre el 80 y 90 % de la roca y se encuentran inmersos en una matriz vítrea. Además, contienen cristales euédricos de esfena y zircones. La calcita se presenta en parches como mineral secundario.

Las tobas son de grano fino y poco consolidadas. Exhiben una textura piroclástica con fragmentos de cuarzo con golfos de reabsorción, plagioclasa con zoneamiento, hornblenda alterada y escasos fragmentos líticos de rocas volcánicas con textura microgranular. Los fragmentos de minerales y líticos están inmersos en una matriz de ceniza de grano muy fino.

Las brechas volcano-sedimentarias están constituidas esencialmente de clastos volcánicos angulosos a sub-angulosos (1–20 cm) con textura porfídica compuestos por dos asociaciones mineralógicas; una

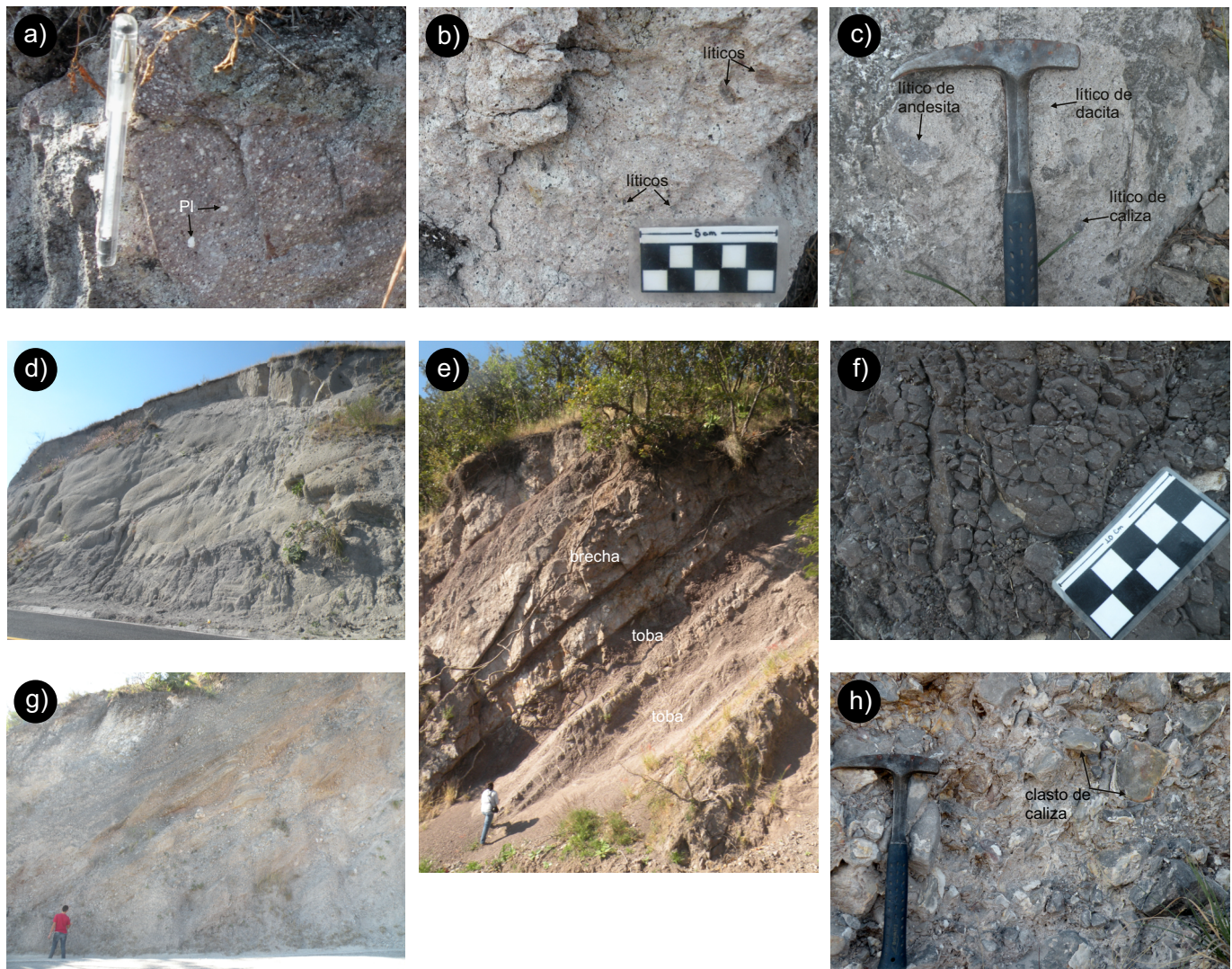


Figura 3. Fotografías de afloramiento de las distintas litologías de la Formación Tetelcingo del área de Chilpancingo-Tixtla, Guerrero, sur de México. a) Lavas andesíticas con textura porfídica (Pl: fenocristales de plagioclasa); b) Lava dacítica con textura porfídica mostrando fenocristales de plagioclasa y fragmentos líticos. c) Brecha volcánica mostrando fragmentos angulosos de andesita, dacita y caliza. d) Tobas poco consolidadas. e) Alternancia de brechas y tobas volcánicas del segundo ciclo de vulcanismo. f) Lava con textura porfídica del segundo ciclo de vulcanismo. g) Toba gris del segundo ciclo de vulcanismo. h) Conglomerado con abundantes fragmentos de caliza.

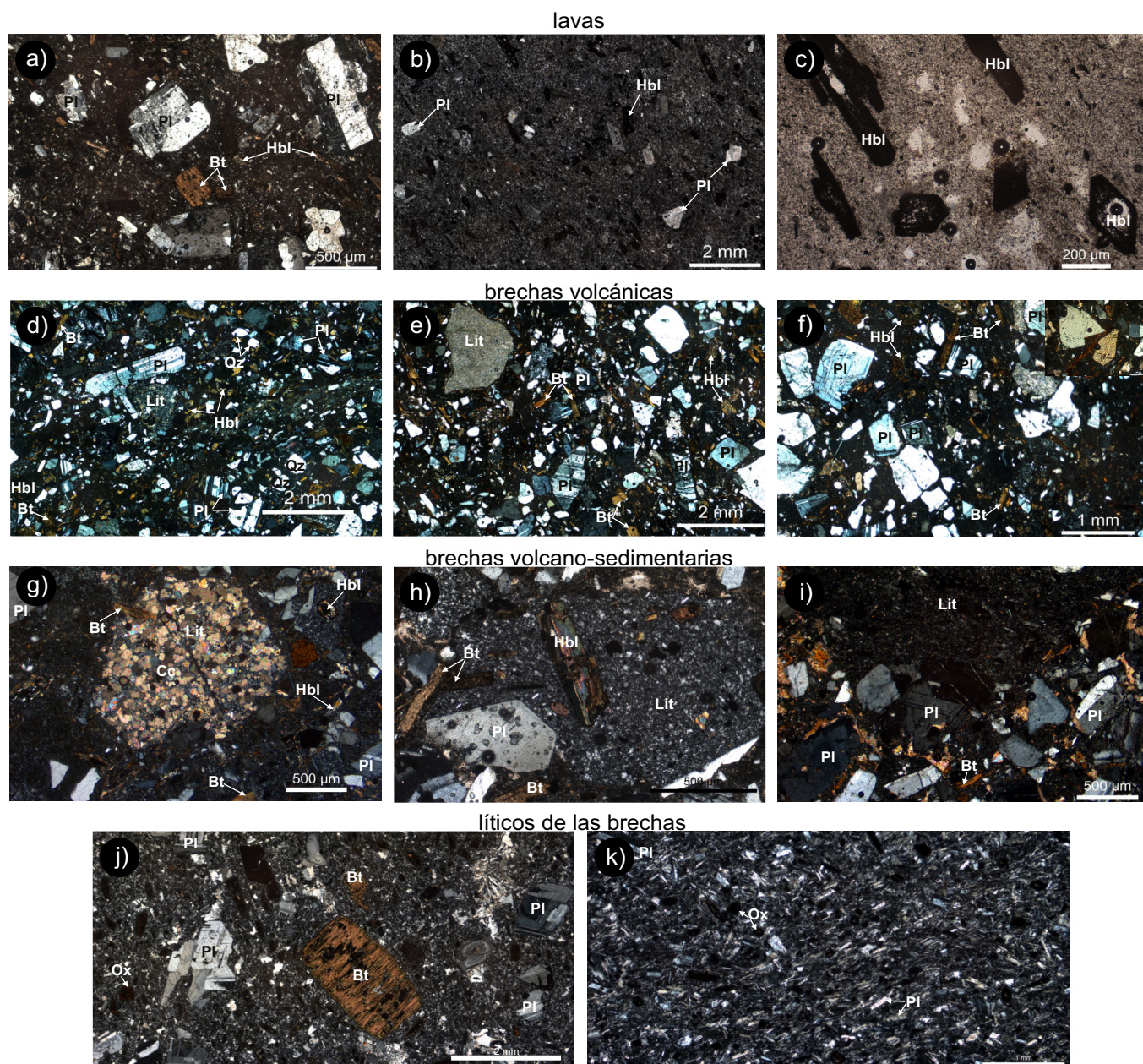


Figura 4. Fotomicrografías mostrando la mineralogía de las rocas volcánicas estudiadas de la Formación Tetelcingo del área Chilpancingo-Tixtla, Guerrero, sur de México. a–c) Lavas hipocristalinas con textura porfídica con fenocristales de biotita (Bt), hornblenda (Hbl) y plagioclasa (Pl). d–f) Lavas brechadas mostrando fragmentos de cuarzo (Qz) y escalas líticas de caliza (Lit). g–i) Brechas volcano-sedimentarias con parches de calcita (Cc). j–k) Líticos de las brechas volcano-sedimentarias.

con fenocristales de plagioclasa, biotita, hornblenda, y; otra con cuarzo, plagioclasa, anfíbol y biotita (Figura 4g–4i). La matriz de los clastos volcánicos contienen microlitos de plagioclasa orientados imprimiéndole una textura traquíutica. Algunos clastos muestran calcedonia radial.

Los conglomerados de la parte intermedia y final de la columna estratigráfica están constituidos esencialmente de clastos angulosos de calizas cementados por arcillas.

Geoquímica de roca total

Los análisis geoquímicos para las rocas volcánicas de la Formación Tetelcingo se presentan en la Tabla S1 del Material Suplementario. Las rocas analizadas son caracterizadas por contenidos de SiO_2 que varían

entre 58.0 y 67.3 % en peso y contenidos de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ entre 5.3 y 8.6 % en peso indicando una variación composicional de andesita, dacita, traquidacita/traquita (Figura 5a; Le Maitre *et al.*, 1989). Considerando que la clasificación se hizo con base en elementos móviles (K, Na) durante procesos de alteración, se hizo una clasificación alternativa usando elementos inmóviles (Zr, Nb, Y, Ti); en esta clasificación, las muestras caen en los campos de andesitas y dacitas, y las traquitas no figuran (Figura 5b). Las rocas volcánicas presentan un carácter calcalcalino (Figura 5c). Los contenidos de Fe_2O_3 (0.7–3.8 % en peso) y MgO (3.8–5.6 % en peso) produjeron bajos valores del número de Mg# (13.4 y 45.9) indicando que son rocas diferenciadas (Tabla S1). Las concentraciones de CaO son variables de 2.6 a 6.8 % en peso mientras

que los contenidos de TiO_2 (0.6–0.8 % en peso), P_2O_5 (0.1–0.3 % en peso) y Al_2O_3 (15–17 % en peso) son relativamente homogéneos. Una característica muy notable en estas rocas, es su alta concentración de Sr (768–2070 ppm), y las bajas concentraciones de Yb (0.77–1.37 ppm), Y (11–19 ppm), Ni (6–29 ppm) y Cr (20–70 ppm).

El diagrama de multielementos de las lavas andesíticas y dacíticas presenta patrones muy homogéneos, con enriquecimiento en elementos litófilos de radio iónico grande (LILE; e.g., Rb, Ba y Th) con respecto a elementos de alto potencial iónico (HFSE), con relaciones de $(\text{Rb}/\text{Yb})_N$ que varían entre 27 y 83 (Figura 5d). Mientras que el diagrama multielemental de las brechas volcánicas, aunque es más heterogéneo y con mayor variabilidad en los elementos móviles (e.g., Rb, Ba, K), muestra un comportamiento similar al de las lavas, con valores de $(\text{Rb}/\text{Yb})_N$ entre 4 y 105 (Figura 5f). En estos diagramas, es notable el empobrecimiento en tierras raras pesadas. Además, muestran prominentes anomalías negativas en Nb, Ta, P y Ti; y positivas en Ba, Sr y K para las lavas. Las rocas de la Formación Tetelcingo muestran un patrón de enriquecimiento en elementos de tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE) con valores en la relación $(\text{La}/\text{Yb})_N$ entre 14 y 106 (Figura 5e y 5g). La mayoría de las muestras presentan una ligera a inexistente anomalía de Eu/Eu^* (0.70–1.04).

La mayoría de las rocas volcánicas presentan altos valores de Sr/Y (51–144) y La_N/Yb_N (15–112), y bajos valores en Yb_N (1.4–2.8) e Y (11–19 ppm) (Figura 6a–6b). Los valores de Y y las relaciones de Sr/Y de algunas muestras son similares con las rocas formadas en arcos normales (Figura 6a). Sin embargo, las concentraciones de $(\text{Yb})_N$ y las relaciones de $(\text{La}/\text{Yb})_N$ son claramente características de rocas adakiticas (Figura 6b).

Geocronología U-Pb

Los análisis de geocronología U-Pb de los zircones y esfenas de las rocas volcánicas de la Formación Tetelcingo se presentan en la Tabla S2 del Material Suplementario. La muestra AO-03 es una andesita proveniente de la base de la sucesión estratigráfica de la Formación Tetelcingo. Las imágenes de catodoluminiscencia (CL) muestran zircones prismáticos y bipiramidales, con tamaños que van de 100 a 350 μm (Figura 7a). Algunos zircones contienen núcleos heredados de forma irregular, rodeados por un crecimiento con zoneamiento oscilatorio y otros presentan una estructura interna difusa (Figura 7a). Los análisis de zircones produjeron edades de 67.8 ± 2.5 Ma a 63.5 ± 2.4 Ma ($n = 17$). La edad de concordia para esta muestra es de 65.20 ± 0.36 Ma (MSWD = 0.45), mientras que la edad media ponderada es de 65.21 ± 0.97 Ma (MSWD = 0.80; Figura 8a). Por su parte, las esfenas extraídas de la misma muestra (AO-03B) generaron edades que varían de 70.1 ± 22.2 Ma a 59.6 ± 8.5 Ma, con una edad de concordia de 66.6 ± 1.1 Ma (MSWD=4.3). Un grupo coherente de 14 edades de las esfenas produjeron una edad media ponderada de 66.7 ± 2.9 Ma (MSWD = 1.4; Figura 8b).

La muestra AO-04 es una dacita muestreada en la parte intermedia de la sección estratigráfica. De esta muestra se recuperaron escasos zircones y esfenas. Imágenes de CL de los zircones analizados muestran una forma bipiramidal y un tamaño que oscila entre 100 y 400 μm (Figura 7b). Los zircones de la muestra AO-04 muestran un crecimiento oscilatorio y en menor medida, una estructura interna difusa. Las edades obtenidas de los zircones varían entre 67.1 ± 2.0 Ma y 64.5 ± 1.7 Ma ($n = 5$) con una edad de concordia de 65.26 ± 0.78 Ma (MSWD = 0.10) y, una edad media ponderada de 65.27 ± 1.9 Ma (MSWD = 1.2; Figura 8c). Los análisis de esfenas de la muestra AO-04A produjeron una edad de concordia de 64.8 ± 2.1 Ma (MSWD = 0.03) y una edad media ponderada de 64.9 ± 4.4 Ma (MSWD = 0.15; Figura 8d).

DISCUSIÓN

Estratigrafía

De acuerdo con las observaciones de campo, el emplazamiento de las lavas de la Formación Tetelcingo se generó durante dos ciclos de vulcanismo separados por depósitos sedimentarios (Figura 2). En el primer ciclo de vulcanismo a la base de la secuencia, predominan las lavas intercaladas con brechas volcánicas de composición andesítica y dacítica, con una disminución hacia la cima donde predomina un paquete en su mayoría volcano-sedimentario (Figura 2). Encima de este paquete, se depositó el segundo ciclo de vulcanismo, en donde domina una alternancia de lavas dacíticas y andesíticas. Sobre el segundo ciclo de vulcanismo, dominan los depósitos volcano-sedimentarios (Figura 2).

Nuestros datos estratigráficos en conjunto con los previamente documentados (Ortega-Gutiérrez, 1980; Martínez-Paco, 2012; Cerca et al., 2007) indican que la evolución geológica del límite Cretácico-Paleógeno en la región comprendida entre Taxco y Chilpancingo, Guerrero, sur de México, está marcada por un cambio abrupto en la estratigrafía. Este cambio está relacionado con el paso de sistemas carbonatados y clásticos profundos de las formaciones Morelos y Mezcala del Cretácico Tardío a los depósitos continentales volcano-sedimentarios de la Formación Tetelcingo.

El inicio de la acumulación de la sucesión volcano-sedimentaria de la Formación Tetelcingo comenzó con el inicio de un ciclo de vulcanismo andesítico y dacítico, seguido de un periodo de vulcanismo explosivo, erosión y sedimentación, evidenciado por abundantes brechas, tobas y conglomerados. Posteriormente, ocurrió un segundo ciclo de vulcanismo explosivo y sedimentación, que culminó con el depósito de conglomerados de caliza. Las características litológicas indican claramente un ambiente continental. La secuencia volcano-sedimentaria del área de estudio es consistentemente similar a la secuencia estudiada por Ortega-Gutiérrez (1980) y Martínez-Paco (2012) en el área de San Juan Tetelcingo. Por lo tanto, se propone que ambas secuencias son contemporáneas y tienen el mismo origen.

Ambiente tectónico y petrogénesis

Las rocas volcánicas de la Formación Tetelcingo presentan valores de Th, Hf y Nb similares a los documentados por Wood (1980) para arcos continentales (Figura 6d). Los altos contenidos de LILE y bajos en HFSE, altos valores de LREE y HREE, anomalías negativas de Nb y Ta; son características geoquímicas reportadas en rocas volcánicas de arco continental relacionadas a zonas de subducción (Torres et al., 1999; Moran-Zenteno et al., 2018; Valencia-Moreno et al., 2021). Los altos valores de Sr y la escasa a inexistente anomalía en Eu reflejan que la plagioclasa no estuvo involucrada en el proceso de cristalización fraccionada, mientras que las anomalías negativas de P y Ti reflejan cristalización fraccionada del apatito y esfena. Además, las rocas de la Formación Tetelcingo contienen altos valores de Sr/Y y La_N/Yb_N , bajos valores en Yb_N e Y, características típicas de rocas adakiticas que se forman en arcos (Castillo, 2012; Sun et al., 2012). Rocas intrusivas con características adakiticas han sido relacionadas con la generación de mineralización de pórfidos de Cu asociada con cuerpos plutónicos del Paleoceno del Distrito Minero de Mezcala (Meza-Figueroa et al., 2003; González-Partida et al., 2003; Figura 6a-b). Aunque nuestras rocas son contemporáneas con intrusivos del Paleoceno de Manzanillo y Michoacán (Caracciolo, 2009), difieren en sus valores de Yb_N y $(\text{La}/\text{Yb})_N$ así como en sus relaciones de Gd/Yb y Sr/Y (Figura 6b-c).

Edad del vulcanismo y correlaciones

Los resultados de geocronología U-Pb obtenidos junto con la estratigrafía confirman que las rocas volcánicas de la Formación

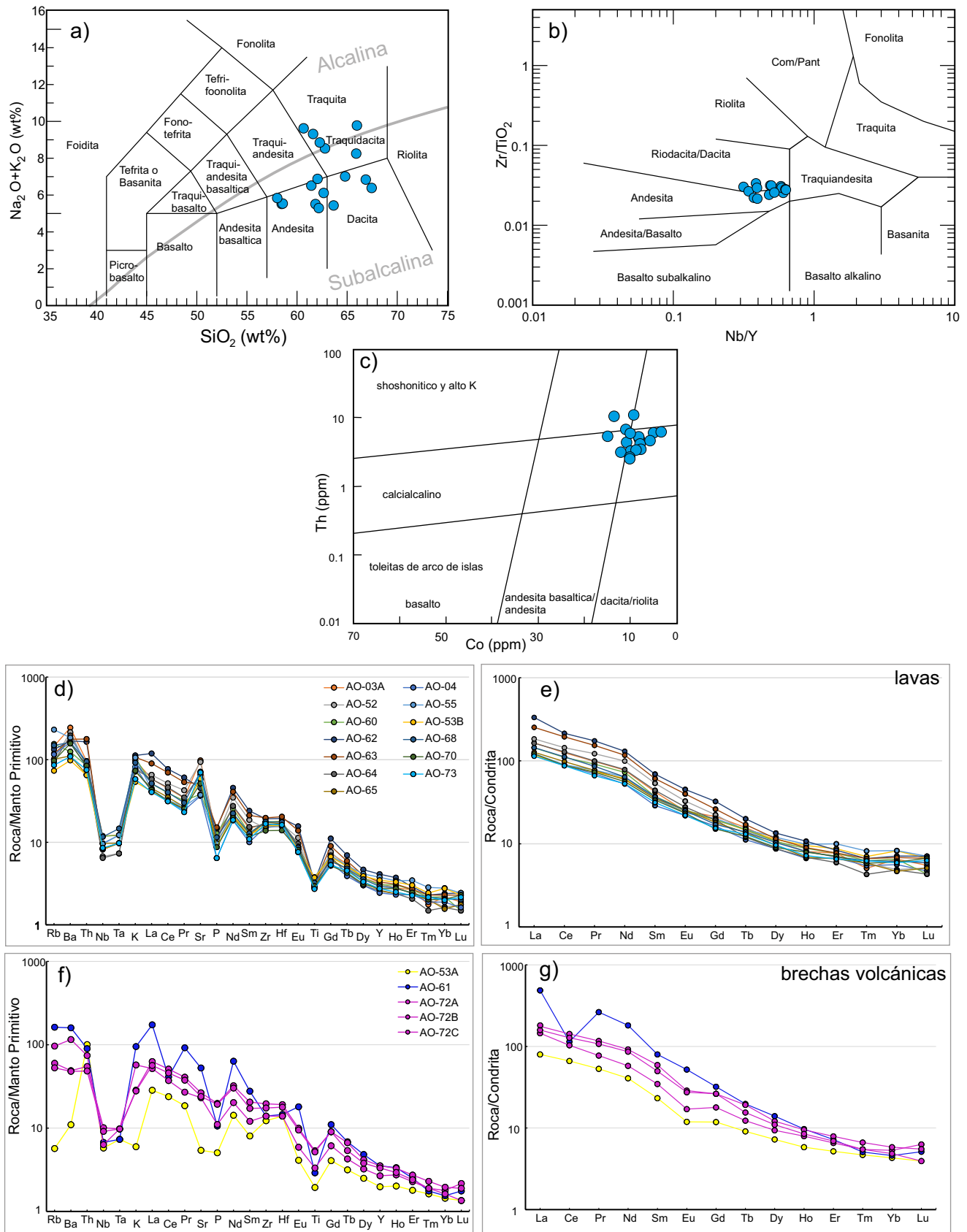


Figura 5. Diagramas de clasificación de las rocas volcánicas de la Formación Tetelcingo. a) Total Álcalis vs Sílice (TAS; Le Bas *et al.*, 1986). b) Diagrama de Nb/Y vs. Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd, 1977). c) Diagrama de clasificación de Co vs. Th (Hastie *et al.*, 2007). d-f) Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo de Sun y McDonough (1989). e, g) Patrón de elementos de tierras raras (REE) normalizado a condrita de Evensen *et al.* (1978).

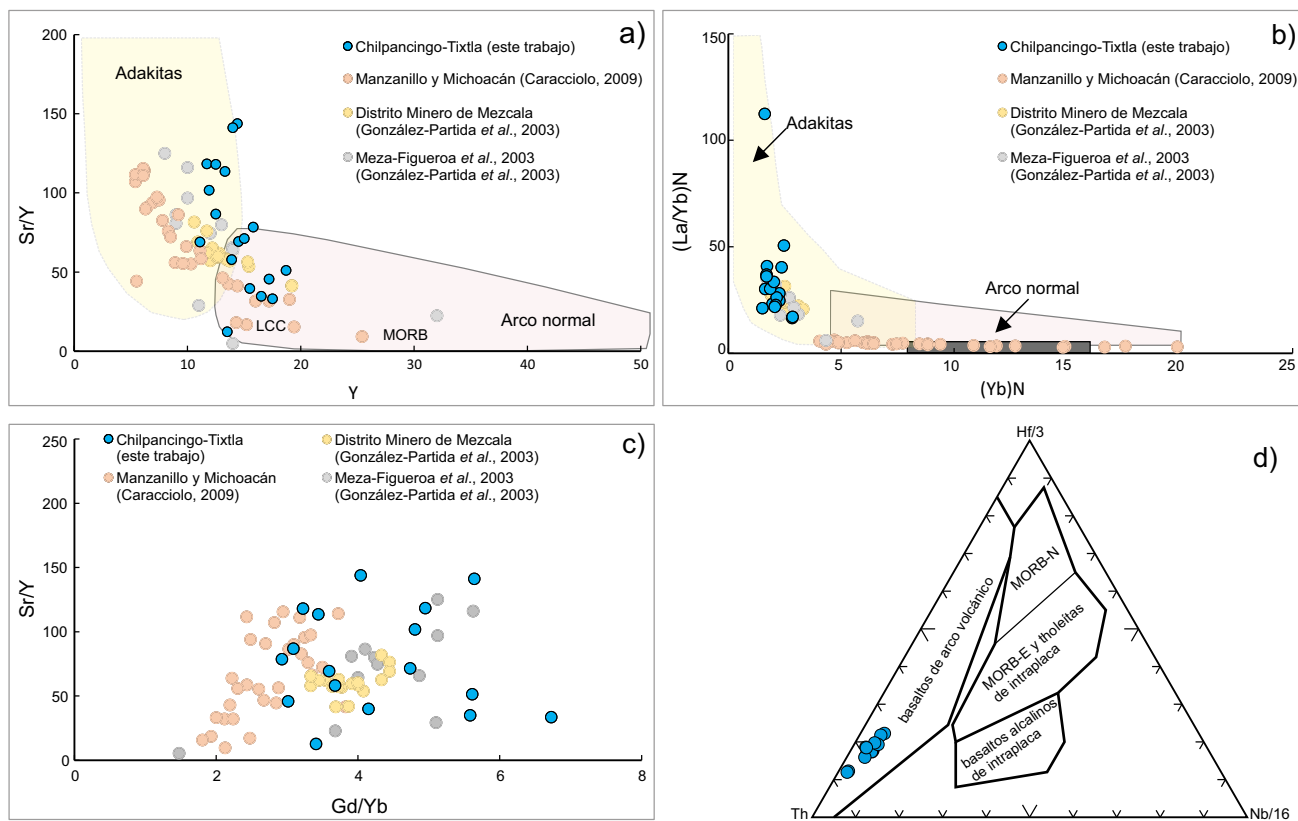


Figura 6. Diagramas de discriminación. a) Diagrama de Sr/Y vs. Y. b) (Yb)_N vs. (La/Yb)_N. c) Diagrama de Gd/Yb vs. Sr/Y. d) Th-Nb-16-Hf/3 (Wood, 1980); N: datos normalizados a valores del manto primitivo de Sun y McDonough (1989). En los diagrama a, b y c se hace una comparación de nuestros datos geoquímicos con los reportados por la literatura para rocas del Paleoceno.

Tetelcingo se emplazaron durante dos ciclos de vulcanismo muy cercanos en el tiempo. El primer ciclo de vulcanismo, representado en la base de la secuencia, inició durante 66.7 ± 2.9 Ma (esfena) y 65.21 ± 0.97 Ma (zircón); la edad del segundo ciclo queda definida por las edades de 65.27 ± 1.9 Ma (zircón) y 64.9 ± 4.4 Ma (esfena) determinadas para una muestra en la parte intermedia de la sucesión estratigráfica (Figuras 2 y 8). Nuestras edades son consistentes, dentro del error, con las edades de 68.8 ± 2.4 Ma (roca total) y 66 ± 2.3 Ma K-Ar (biotita) obtenidas por Ortega-Gutiérrez (1980); y de 64.8 ± 1.3 y

60.8 ± 6.3 Ma Ar-Ar reportadas por Cerca et al. (2007) para rocas volcánicas del área de San Juan Tetelcingo. Nuestras edades y las citadas previamente, se correlacionan con rocas volcánicas de 64.8 ± 1.3 Ma U-Pb de la Formación de Agua de Obispo al sur de Chilpancingo en el poblado de Palo Blanco (Meza-García et al., 2010). Por otro lado, el vulcanismo reportado en el área de estudio es contemporáneo con rocas plutónicas de 68.0 ± 1.0 - 64.0 ± 0.8 Ma Ar-Ar reportadas en el Distrito Minero de Mezcala (Meza-Figueroa et al., 2003); con magmatismo peraluminoso de 65 Ma (Granito El Salitre) registrado

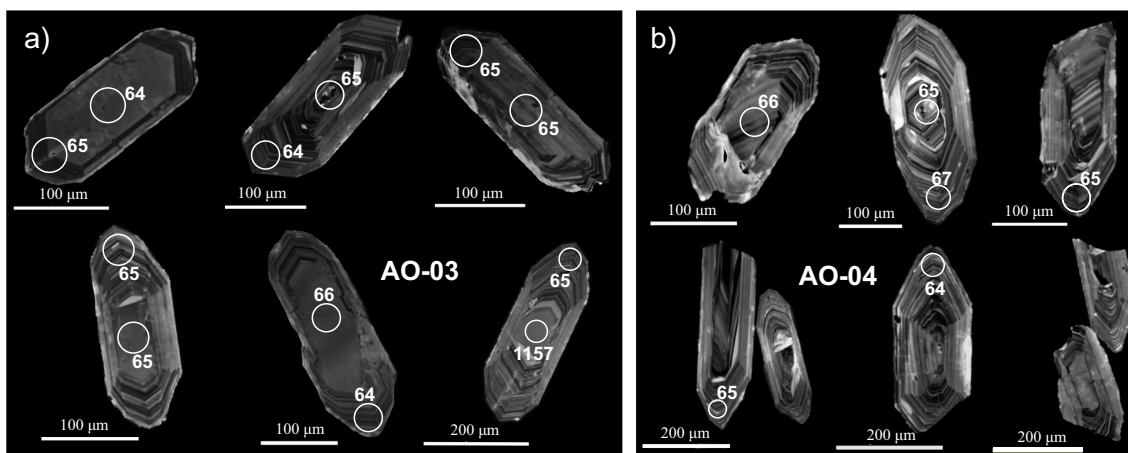


Figura 7. Imágenes de catodoluminiscencia mostrando los zircones fechados de las rocas volcánicas de la Formación Tetelcingo del área Chilpancingo-Tixtla, Guerrero, sur de México. Los círculos blancos indican el punto donde se hizo el análisis.

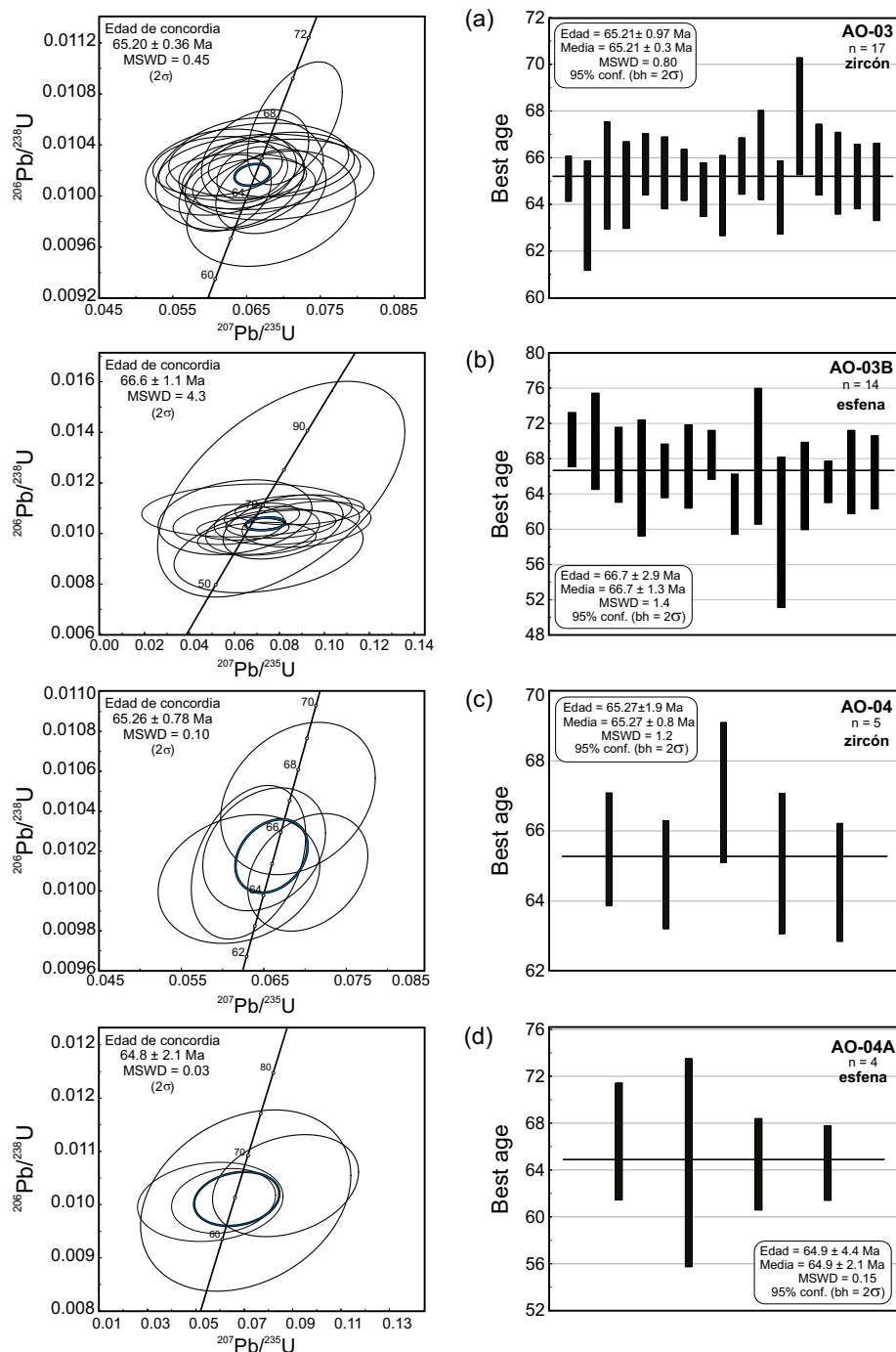


Figura 8. Diagramas de concordia U-Pb y gráficas de edad media ponderada de las rocas volcánicas de la Formación Tetelcingo.

en el Complejo Xolapa (Sarmiento-Villagrana *et al.*, 2022) y con los intrusivos de Tecpan, Guerrero (Ferrari *et al.*, 2014), Manzanillo y Michoacán (Caracciolo, 2009). Todas estas edades sugieren que durante el límite Cretácico-Paleógeno (65 Ma) en el sur de México comenzó una evolución geológica continental autóctona con la acumulación de depósitos continentales de la Formación Tetelcingo pertenecientes al Grupo Balsas.

Contexto tectónico regional

La mayoría de los modelos tectónicos para el límite Cretácico-Paleógeno del sur de México coinciden en que su complejidad tectónica

se debe a una restructuración de la dinámica de placas que dio origen a la formación del Caribe (Rogers *et al.*, 2007; Boschman *et al.*, 2014). De acuerdo con nuestros datos de geocronología U-Pb, el inicio de la acumulación de la Formación Tetelcingo asignada al GB en el área de Chilpancingo-Tixtla, Guerrero, ocurrió en ~65 Ma y se traslapa en el tiempo con procesos de anatexis, detachment, extensión y magmatismo que ocurrieron al sur del área estudiada (Figura 9). En este sentido, se propone que la subducción de la placa de Farallón dio origen al vulcanismo en la parte superior de la corteza (Formación Tetelcingo) (Ortega-Gutiérrez, 1980; Cerca *et al.*, 2007; Valencia-Moreno *et al.*, 2021) y al emplazamiento de cuerpos plutónicos mineralizados en

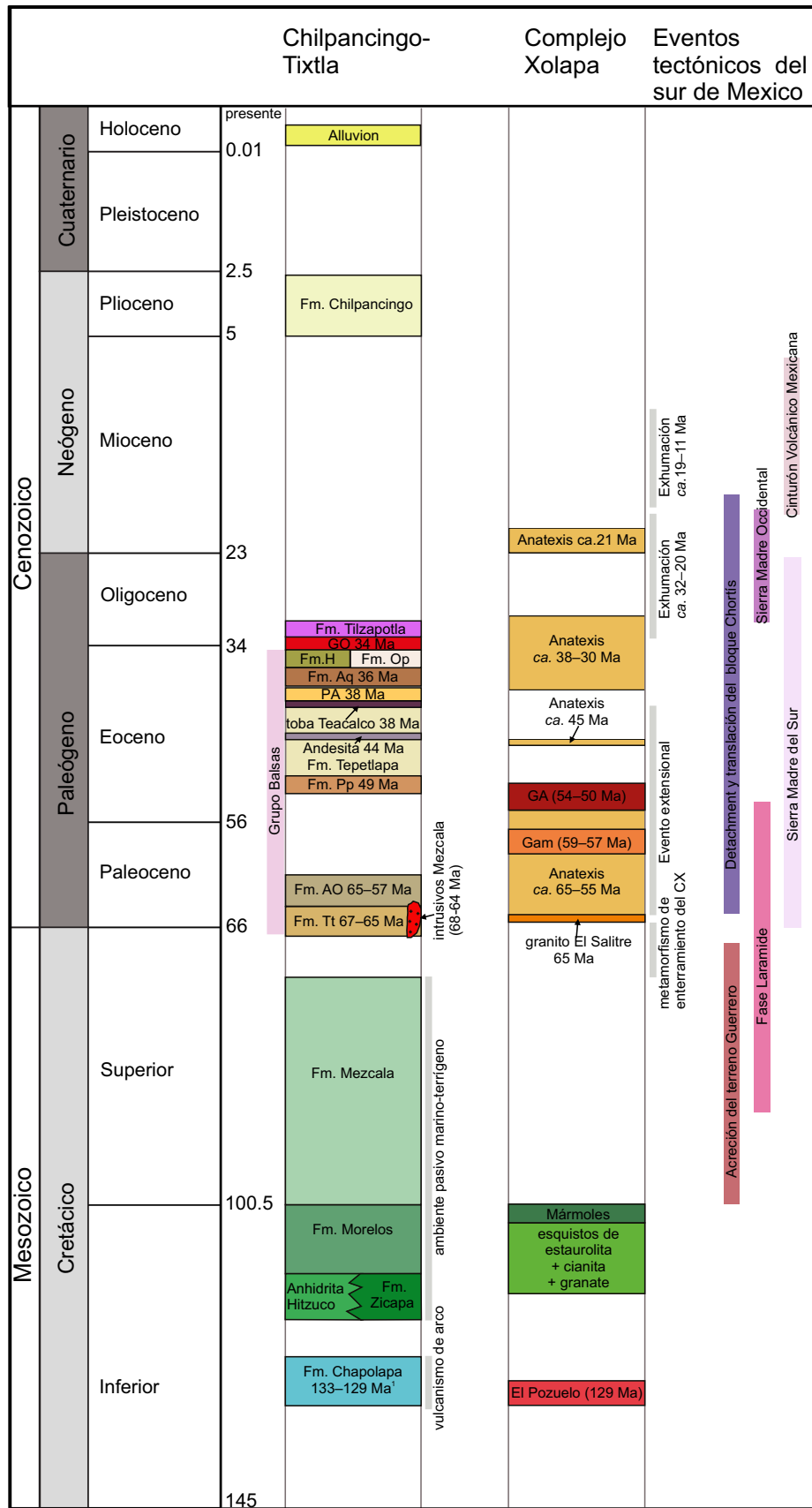


Figura 9. Diagrama de correlación de eventos tectónicos del sur de México. Fm=Formación, OA=Agua de Obispo, Tt=Teetelcingo, Pp=Papagayo, PA=Piedras Altas, Aq=Alquitrán, H=Huajintlán, Op=Oapan, GO=Granito El Ocotito, GA=Granito Acapulco, GAM= Granito Amatlán.

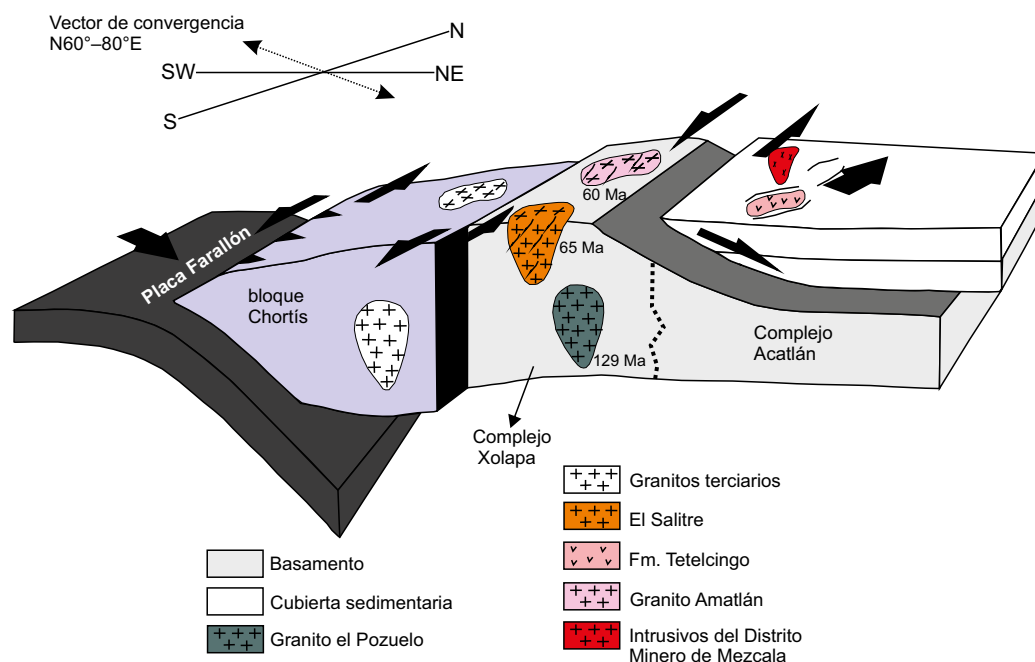


Figura 10. Modelo tectónico que ilustra el contexto tectónico que estaba actuando durante el depósito de la Formación Tetelcingo en donde estaba ocurriendo subducción de la placa Farallón, magmatismo, *detachment* del bloque Chortís y deslizamiento lateral (modelo modificado de Riller *et al.*, 1992).

la parte intermedia de la corteza (intrusivos del Distrito Minero de Mezcala y Tecpan; Meza-Figueroa *et al.*, 2003; Ferrari *et al.*, 2014). Así mismo, en la región de Tierra Colorada, dentro del Complejo Xolapa se generó el emplazamiento del granito El Salitre (Sarmiento-Villagrana *et al.*, 2022). Subsecuentemente, en la misma región ocurrió un proceso de extensión que generó magmatismo máfico y el *detachment* del bloque Chortís (García-Díaz, 2004; Talavera-Mendoza *et al.*, 2018), proceso que generó metamorfismo/migmatización y el principal evento de exhumación de la parte norte del Complejo Xolapa (65-55Ma) (Talavera-Mendoza *et al.*, 2013, 2018; Sarmiento-Villagrana *et al.*, 2022). La exhumación del Complejo Xolapa favoreció la erosión de la parte superior de la corteza (cubierta del terreno Mixteca), dando origen al depósito de los conglomerados con clastos de calizas y lutitas intercaladas con las rocas volcánicas de la Formación Tetelcingo, depositadas en cuencas extensionales asociadas a fallas de deslizamiento lateral que se desarrollaron durante la traslación del bloque Chortís hacia el este (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Cerca, 2004). Nosotros consideramos que el emplazamiento y depósito de las rocas de la Formación Tetelcingo en el área de estudio y rocas similares más jóvenes asignadas al GB que yacen a lo largo del límite norte del Complejo Xolapa (Conglomerado Tamazulapan; Cerca *et al.*, 2007) ocurrieron en respuesta a la subducción de la Placa Farallón, seguido de extensión relacionada al desprendimiento y migración hacia el este del bloque Chortís y subsecuente exhumación (Figura 10). Estos procesos que ocurrieron en la parte norte, en la región de estudio, fueron trasladados hacia la parte sur, donde se depositó el Conglomerado Tamazulapan conforme se fue desplazando el bloque Chortís.

CONCLUSIONES

De acuerdo con nuestros resultados, el emplazamiento de las rocas volcánicas de la Formación Tetelcingo marcó el inicio del depósito de las rocas del Grupo Balsas en el área de estudio. La geoquímica indica que el vulcanismo ocurrió en un ambiente de arco volcánico continental

y le imprimió firmas adakíticas a las rocas volcánicas de la Formación Tetelcingo. Su depósito ocurrió durante dos ciclos de vulcanismo de composición dacítica y andesítica muy cercanos en tiempo. El primer ciclo inició entre 65.21 ± 0.97 Ma (zircón) y 66.7 ± 2.9 Ma (esfena) U-Pb. El segundo ciclo entre 65.27 ± 1.9 Ma (zircón) y 64.9 ± 4.4 Ma (esfena). El inicio de la acumulación de la Formación Tetelcingo durante el límite Cretácico-Paleógeno ocurrió en un contexto tectónico complejo donde estaba actuando subducción de la placa Farallón, subsecuentemente extensión y exhumación del margen continental del sur de México durante el *detachment* y desplazamiento del bloque Chortís hacia Centroamérica.

AGRADECIMIENTOS

Los datos de esta contribución formaron parte de la Tesis de Licenciatura de Ortiz-Degante. Gracias a Jazmín A. López-Díaz técnico del Laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido y Microanálisis de Escuela Superior de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero por la obtención de las imágenes de CL. Gracias a la Dra. Teresa Orozco y a un revisor anónimo por sus comentarios y revisiones a este manuscrito. También quiero agradecer a la editora en jefe la Dra. Natalia Pardo y al editor técnico J Jesús Silva Corona por dar un excelente seguimiento a este manuscrito.

MATERIAL SUPLEMENTARIO

Las Tablas S1 y S2 pueden descargarse en www.rmccg.unam.mx, dentro de la vista previa del resumen de este artículo.

REFERENCIAS

Aguilera-Franco, N., Hernández Romano, U., 2004, Cenomanian-Turonian facies succession in the Guerrero-Morelos Basin, Southern Mexico:

- Sedimentary Geology, 170, 135-162, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.06.005>
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L., 2002, Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 118, 1-14, [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00247-0](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00247-0)
- Benammi, M., Centeno-García, E., Martínez-Hernández, E., Morales-Gómez, M., Tolson, G., Urrutia-Fucugauchi, J., 2005, Presence of dinosaurs in the Barranca Los Bonetes, southern Mexico (Tiquicheo Region, Michoacán State), and its chronostratigraphic implications: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22, 429-435.
- Bonamici, C.E., Blum, T.B., 2020, Reconsidering initial Pb in titanite in the context of in situ dating. American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials, 105, 1672-1685, <https://doi.org/10.2138/am-2020-7274>
- Boschman, L.M., van Hinsbergen, D.J.J., Torsvik, T.H., Spakman, W., and Pindell, J.L., 2014, Kinematic reconstruction of the Caribbean region since the Early Jurassic: Earth-Science Reviews, 138, 10-136, [10.1016/j.earscirev.2014.08.007](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.007)
- Campa, M.F., Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1040-1051, <https://doi.org/10.1139/e83-094>
- Campa-Uranga, M.F., Fitz-Díaz, E., Martínez, E., 2002, Revisión de la edad de la Formación Oapan y su significado en el graben de San Agustín Oapan y el Sinclinorio de Zacango, Estado de Guerrero, en III Reunión Anual de Ciencias de la Tierra: Puerto Vallarta, Jal., México, Unión Geofísica Mexicana, Libro de Resúmenes, Geos, 22, 165.
- Campa-Uranga, M.F., Torres de León, R., Iriondo, A., Premo, W.R., 2012, Caracterización geológica de los ensambles metamórficos de Taxco y Taxco el Viejo, Guerrero, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 64, 369-385.
- Campa-Uranga, M.F., Hernández, C.U.G., Buitrón-Sánchez, B., de León, R. T., 2017, Formación Chapolapa: El Triásico que no era: Paleontología Mexicana, 6, 35-42.
- Caracciolo, C., 2009, Il Magmatismo Adakitico della Costa Pacifica Messicana: Milan, Italia, Università degli Studi di Milano-Bicocca, Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali, Tesi di Laurea Specialistica, 184 pp + Apéndices.
- Castillo, P.R., 2012, Adakite petrogenesis: Lithos, 134, 304-316, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.09.013>
- Cerca, M., 2004, Deformación y magmatismo cretácico tardío - Terciario temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos: Juriquilla, Qro. México, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis doctoral, 175 pp.
- Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., Iriondo, A., 2007, Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean-North American plate interaction: Tectonics, 26, 1-34, <https://doi.org/10.1029/2006TC001981>
- De Cserna, Z., 1965, Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco: Universidad Nacional Autónoma de México, Boletín del Instituto de Geología, 62, 76 pp.
- De Cserna, Z., 1983, Hoja Tejupilco 14 Q-g (9) con resumen de la geología de la hoja Tejupilco: Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas de México serie de 1: 100,000, núm. 18, 1 mapa con texto, 28 pp.
- De Cserna, Z.D., Ortega-Gutiérrez, F., Palacios-Nieto, M., 1980, Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla. V Convención Geológica Nacional, Libro-guía de la Excursión Geológica a la Parte Central de la Cuenca del Alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla: México, D.F., México, Sociedad Geológica Mexicana, 1-33.
- Dávalos-Álvarez, O.G., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Martínez-Hernández, E., Ramírez-Arriaga, E., 2007, Estratigrafía cenozoica de la región de Tehuacán y su relación con el sector norte de la falla de Oaxaca: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24, 197-215.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O'nions, R.K., 1978, Rare-earth abundances in chondritic meteorites: Geochimica et Cosmochimica Acta, 42, 1199-1212, [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90114-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90114-X)
- Ferrari, L., Bergomi, M., Martini, M., Tunesi, A., Orozco-Esquivel, T., López-Martínez, M., 2014, Late Cretaceous-Oligocene magmatic record in southern Mexico: The case for a temporal slab window along the evolving Caribbean-North America-Farallon triple boundary: Tectonics, 33, 1738-1765, <https://doi.org/10.1002/2014TC003525>
- Fitz-Díaz, E., 2001, Evolución estructural del sinclinorio de Zacango en el límite oriental de la Plataforma Guerrero Morelos: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis de Licenciatura, 103 pp.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2018, The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics: Earth-Science Reviews, 183, 56-84, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>
- Fries, C., Jr., 1960, Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México, Universidad Nacional Autónoma de México, Boletín del Instituto de Geología, 60, 236 pp.
- García-Díaz, J.L., 2004, Etude Geologique de la Sierra Madre del Sur Aux Environs de Chilpancingo Et D'olinala, Gro.: Une contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique de la marge pacifique du Mexique depuis le Jurassique: Chambéry, Francia, Université de Savoie, tesis Doctoral, Inédita, 147 pp.
- Gehrels, G., Valencia, V., Pullen, A., 2006, Detrital zircon geochronology by laser-ablation multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center: The Paleontological Society Papers, 12, 67-76, <https://doi.org/10.1017/S1089332600001352>
- Gehrels, G.E., Valencia, V.A., Ruiz, J., 2008, Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9, 1-13 <https://doi.org/10.1029/2007GC001805>
- González-Partida, E., Levresse, G., Carrillo-Chávez, A., Cheilletz, A., Gasquet, D., Jones, D., 2003, Paleocene adakite Au-Fe bearing rocks, Mezcala, Mexico: evidence from geochemical characteristics: Journal of Geochemical Exploration, 80, 25-40, [https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(03\)00180-8](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(03)00180-8)
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., Mitchell, S.F., 2007, Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. Journal of petrology, 48, 2341-2357, [https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(03\)00180-8](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(03)00180-8)
- Hernández-Romano, U., Aguilera-Franco, N., Martínez-Medrano, M., Barceló-Duarte, J., 1997, Guerrero-Morelos Platform drowning at the Cenomanian-Turonian boundary, Huitziltepec area, Guerrero State, southern Mexico: Cretaceous Research, 18, 661-686, <https://doi.org/10.1006/cres.1997.0078>
- Keppie, J.D., 2004, Terranes of Mexico revisited: A 1.3 billion year odyssey: International Geology Review, 46, 765-794, <https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.9.765>
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology, 27, 745-750, <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms: Londres, Blackwell Scientific Publications, , 193 pp.
- Ludwig, K.R., 2012, User's manual for Isoplot 3.75: Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 5, 1-75.
- Martínez-Paco, M., 2012, Litoestratigrafía de La Formación Tetelcingo, Estado de Guerrero: México, Editorial Académica Española, 100 pp.
- Meza-Figueroa, D., Valencia-Moreno, M., Valencia, V. A., Ochoa-Landín, L., Pérez-Segura, E., Díaz-Salgado, C., 2003, Major and trace element geochemistry and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of Laramide plutonic rocks associated with gold-bearing Fe skarn deposits in Guerrero state, southern Mexico: Journal of South American Earth Sciences, 16, 205-217, [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00068-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00068-3)
- Meza-García, V.B., Hernández-Treviño, T., Pichardo, G., Schaaf, P., Pérez-Arvizu, O., Solari, L., 2010, Edades de U-Pb de eventos volcánicos que

- ocurrieron en la región de Chilpancingo-Tierra Colorada, estado de Guerrero, *en* Reunión Anual Unión Geofísica Mexicana, 2010: Puerto Vallarta, Jal., México, Libro de Resúmenes, Geos, vol. 30, No. 1, p. 61.
- Molina-Garza, R.S., Ortega-Rivera, A., 2006, Chronostratigraphy and paleomagnetism of the Balsas Group in the Tuzantlán-Copalillo basin, northern Guerrero state, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23, 215-232.
- Morán-Zenteno, D.J., Monter-Ramírez, A., Centeno-García, E., Alba-Aldave, L.A., Solé, J., 2007, Stratigraphy of the Balsas Group in the Amacuzac area, southern Mexico: relationship with Eocene volcanism and deformation of the Tilzapotla-Taxco sector: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24, 68-80.
- Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M., Solari, L., Mori, L., Luna-González, L., González-Torres, E.A., 2018, Cenozoic magmatism of the Sierra Madre del Sur and tectonic truncation of the Pacific margin of southern Mexico: *Earth-Science Reviews*, 183, 85-114, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.01.010>
- Motolinía-García, O., 2006, Carta geológico-minera Chilpancingo E14-C28: Pachuca, Hgo. México, Secretaría de Economía, Servicio, Geológico Mexicano, escala 1:50, 000, 1 mapa.
- Nájera-Garza, J., 1965, Estudio geológico del área de San Agustín Oapan, Estado de Guerrero, México: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis de Licenciatura, 47 pp.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M.H., Mendoza-Rosales, C.C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures: *Geological Society of America Bulletin*, 118, 238-252, <https://doi.org/10.1130/B25730.1>
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Guerrero-Suastegui, M., 2018, Abanicos arenosos de aguas profundas estructuralmente confinados: Formación Mezcala del Cretácico Superior, cuenca Taxco-Atlixac, norte del Estado de Guerrero, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 35, 54-78.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1980, Rocas volcánicas del Maestrichtiano en el área de San Juan Tetelcingo, Estado de Guerrero, *en* V Convención Geológica Nacional: México D.F., Sociedad Geológica Mexicana, Libro Guía de la Excursión Geológica a la Parte Central de la Cuenca del Alto Rio Balsas, 34-38.
- Peña-Alonso, T.A., Estrada-Carmona, J., Molina-Garza, R.S., Solari, L., Levresse, G., Latorre, C., 2017, Lateral spreading of the middle to lower crust inferred from Paleocene migmatites in the Xolapa Complex (Puerto Escondido, Mexico): Gravitational collapse of a Laramide orogen?. *Tectonophysics*, 706, 143-163. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.04.010>
- Puy-Alquiza, M.J., Miranda-Avilés, R., García-Barragán, J.C., Loza-Aguirre, I., Li, Y., Zanor, G.A., 2017, Facies analysis, stratigraphic architecture and depositional environments of the Guanajuato conglomerate in the Sierra de Guanajuato, Mexico: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69, 385-408.
- Ratschbacher, L., Franz, L., Min, M., Bachmann, R., Martens, U., Stanek, K., Bock, P., 2009, The North American-Caribbean plate boundary in Mexico-Guatemala-Honduras: Geological Society, London, Special Publications, 328, 219-293, <https://doi.org/10.1144/SP328.1>
- Riller, U., Ratschbacher, L., Frisch, W., 1992, Left-lateral transtension along the Tierra Colorada deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic arc of southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 237-249.
- Rogers, R.D., Mann, P., Emmet, P.A., 2007, Tectonic terranes of the Chortis block based on integration of regional aeromagnetic and geologic data: *Special Papers-Geological Society of America*, 428, 65.
- Sabanero-Sosa, H., 1990, La ruptura del extremo austral de la plataforma Guerrero-Morelos determinada por la acreción constructiva-transformante del Terreno Xolapa: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Tesis de Licenciatura, 126 pp.
- Salazar-Reyes, J., Estrada-Rodarte, G., Bastida-Jiménez, R., Rosaless-Franco, E., 1999, Carta geológico-minera Chilpancingo 14Q(1), escala 1:100,000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 42 pp.
- Sarmiento-Villagrana, A., Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Salgado-Souto, S.A., 2022, Paleocene to Miocene migmatization and kinematics of the deformation at the northern boundary of the Xolapa Complex: implications for the Chortis Block-southern Mexico connection. *International Geology Review*, 1-21, <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1870248>
- Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C.C., Campos-Madrigal, E., Hernández-Marmolejo, Y.B., de la Rosa-Mora, O.A., de la Torre-González, A.I., Nápoles-Valenzuela, J.I., 2018, Timing of the Cenozoic basins of Southern Mexico and its relationship with the Pacific truncation process: Subduction erosion or detachment of the Chortis block: *Journal of South American Earth Sciences*, 83, 178-194, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.01.007>
- 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, 313-345.
- Sun, W.D., Ling, M.X., Chung, S.L., Ding, X., Yang, X.Y., Liang, H.Y., Yin, Q.Z., 2012, Geochemical constraints on adakites of different origins and copper mineralization: *The Journal of Geology*, 120, 105-120, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Corona-Chavez, P., Gehrels, G.E., Sarmiento-Villagrana, A., García-Díaz, J.L., Salgado-Souto, S.A., 2013, Origin and provenance of basement metasedimentary rocks from the Xolapa Complex: New constraints on the Chortis-southern Mexico connection: *Earth and Planetary Science Letters*, 369, 188-199, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.03.021>
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Díaz Duque, L.R., Salgado Souto, S.A., Hernández, A.T., García Díaz, J.L., Villagrana, A.S., 2018, Early Tertiary extensional magmatism in southern Mexico and its relationship to exhumation of the Xolapa complex and detachment of the Chortis block: *Geological Society of America Bulletin*, 130, 796-810, <https://doi.org/10.1130/B31698.1>
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., Grajales, J.M., Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F., 1999, A Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America: *Geological Society of America Special Paper*, 191-196.
- Valencia-Moreno, M., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., Calmus, T., Noury, M., Mendivil-Quijada, H., 2021, The Cretaceous-Eocene Mexican Magmatic Arc: Conceptual framework from geochemical and geochronological data of plutonic rocks: *Earth-Science Reviews*, 220, 1-18, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103721>
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chemical Geology*, 20, 325-343, [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Wood, D.A., 1980, The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province: *Earth and planetary science letters*, 50, 11-30, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8)

Manuscrito recibido: noviembre 1, 2022

Manuscrito corregido recibido: abril 24, 2023

Manuscrito aceptado: abril 25, 2023