

Geología, geocronología y geoquímica del vulcanismo Plio-Cuaternario del Campo Volcánico Apan-Tecocomulco, Faja Volcánica Trans-Mexicana

Gloria P. García-Tovar^{1,*}, Raymundo G. Martínez-Serrano², Jesús Solé³, Juan Carlos Correa-Tello², Elizabeth Y. Núñez-Castillo², Hervé Guillou⁴ y Emir Monroy-Rodríguez²

¹Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Ciudad Universitaria, Circuito Institutos s/n, C.P. 04510, México D.F., México.

²Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Circuito Institutos s/n, C.P. 04510, México D.F., México.

³Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Circuito Institutos s/n, C.P. 04510, México D.F., México.

⁴Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, IPSL, Domaine du CNRS, Bat 12, Av. De la Terrasse, 91198 Gif Sur Yvette, Francia.

* tovar302@yahoo.com.mx

RESUMEN

El Campo Volcánico Apan-Tecocomulco se localiza en el sector oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, ~85 km al norte del frente volcánico actual. Se desarrollaron estudios geológicos, estratigráficos, geocronológicos y geoquímicos de las unidades volcánicas plio-cuaternarias del área. Estas unidades se emplazaron discordantemente sobre rocas volcánicas del Mioceno Medio, después de un *hiatus* magmático de ~7 Ma. El magmatismo reinició hace ~3 Ma con la formación de algunos domos dacíticos, flujos de lavas y conos de escoria de andesita basáltica. Posteriormente, entre 1 y ~0.5 Ma se emplazaron volcanes escudo y conos de escoria asociados. Finalmente, entre ~0.5 y ~0.2 Ma se formaron más conos de escoria y lavas basálticas asociadas. Edades K-Ar sugieren que el magmatismo plio-cuaternario inició en la parte norte de la Faja Volcánica y migró hacia la trinchera Mesoamericana, al actual frente volcánico, para posteriormente extenderse de manera simultánea en el área de estudio y la Sierra Nevada. Las estructuras volcánicas plio-cuaternarias muestran alineaciones NE-SW, similares a las fallas regionales.

Las rocas máficas presentan texturas microlíticas fluidales, con escasos fenocristales de olivino, plagioclasa y piroxeno; mientras que las rocas dacíticas exhiben texturas porfídicas con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, sanidino, anfíbol y piroxeno. Las rocas se clasificaron como andesitas basálticas, basaltos, escasas andesitas y dacitas con afinidad calcoalcalina en el diagrama SiO₂ vs. álcalis. Sin embargo, algunos basaltos, un traquibasalto y las traquiandesitas basálticas tienen una afinidad alcalina. Los patrones de elementos de Tierras Raras REE de las rocas máficas y dacíticas sugieren fuentes magmáticas heterogéneas en el manto, con enriquecimiento de las REE ligeras (La-Sm) respecto de las REE pesadas (Eu-Lu), con patrones sub-horizontales para estas últimas. Los patrones de elementos traza permiten identificar que la mayoría de andesitas basálticas, andesitas y dacitas emplazadas con edades de entre ~3 y ~0.5 Ma presentan patrones relacionados con zonas de subducción (enriquecimiento de Ba, K, Pb y empobrecimiento de Nb y Ta). Sin embargo, basaltos, un traquibasalto y ciertas andesi-

tas basálticas, con edades <0.5 Ma, presentan patrones que permiten asociarlas con magmas transicionales.

Las rocas volcánicas plio-cuaternarias de este campo son probablemente el resultado de procesos tectono-magmáticos relacionados con el retroceso de la placa en subducción y la migración del arco hacia la trinchera, hasta alcanzar su posición actual en el frente volcánico. Estos procesos ocasionaron la fusión parcial de un manto heterogéneo, compuesto por el ascenso de fundidos de un manto astenosférico enriquecido y la adición de componentes de la subducción presentes en la cuña del manto.

Palabras clave: geocronología; magmas transicionales; geoquímica; Sierra de Apan; edades K-Ar; Faja Volcánica Trans-Mexicana; obsidiana.

ABSTRACT

The Apan-Tecocomulco Volcanic field is located ~85 km to the north of the present-day volcanic front, belonging to the eastern part of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Geological, stratigraphic, geochronological and geochemical studies were used to establish the plio-quaternary volcanic sequence. This sequence was emplaced after a magmatic hiatus of ~7 Ma on Middle Miocene andesitic-dacitic rocks. The magmatism restarted ~3 Ma ago with the emplacement of some dacitic domes, lava flows, and several scoria cones, mostly of basaltic andesite composition. Later, some basaltic andesite shield volcanoes and scoria cones formed between 1 and ~0.5 Ma. Finally, several basaltic scoria cones and associated lava flows were emplaced between ~0.5 to ~0.2 Ma. The K-Ar age determinations suggest that the plio-quaternary volcanism started at the northern part of the Trans-Mexican Volcanic Belt and later moved towards the Middle-America trench, to the present-day volcanic front, at which time it spreads throughout the study area and the Sierra Nevada. The plio-quaternary volcanic structures seem to follow NE-SW alignments, in the same way as the regional faults.

The mafic rocks display similar petrographic features, such as fluidal microlitic textures with some olivine, plagioclase and pyroxene phenocrysts, whereas the dacitic rocks show porphyric textures with relatively abundant quartz, plagioclase, sanidine, amphibole and pyroxene phenocrysts. Volcanic rocks were mainly classified as basaltic andesites and basalts, with minor andesites and dacites, most of them following a calc-alkaline trend in the SiO_2 vs. alkalis diagram. However, some basalts, trachy-basalts and basaltic trachy-andesites follow an alkaline trend in the same diagram. The chondrite-normalized REE patterns for mafic and dacitic rocks suggest heterogeneous magmatic sources in the mantle. These patterns display light rare earth elements enrichment (La-Sm) with respect to the heavy rare earth elements (Eu-Lu), which have flat patterns. The trace element patterns for most basaltic andesites, andesites and dacites, that were emplaced between ~3 and ~0.5 Ma, display enrichment in the large-ion lithophile elements (LILE: Ba, K) and Pb relatively to the high-field-strength elements (HFSE: Nb, Ta), that are typical of subduction-related volcanic arcs. However, basalts, trachybasalts and some basaltic andesites, emplaced more recently (<0.5 Ma), display trace element patterns that suggest transitional magma type.

The plio-quadernary volcanic rocks from this field were probably produced by tectono-magmatic processes related to the slab roll-back, and migration of the arc toward the trench at its present position. These tectonic processes produced the partial melting of a heterogeneous mantle source composed of enriched asthenospheric mantle products and subduction related components of the mantle wedge.

Key words: geochronology; transitional magma; geochemistry; Sierra de Apan; K-Ar ages; Faja Volcánica Trans-Mexicana; obsidian.

INTRODUCCIÓN

El vulcanismo actualmente activo y más importante de México se concentra en el borde sur de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), el cual se ha denominado como el Frente Volcánico (Ferrari *et al.*, 2012). Este vulcanismo activo está representado por la construcción de grandes estratovolcanes, extensos campos volcánicos monogenéticos y la formación de domos y algunas calderas. Durante los últimos 25 años se han desarrollado numerosos estudios vulcanológicos, petrogenéticos, geofísicos y algunos tectónicos, sobre diversas regiones de esta provincia volcánica, los cuales han permitido identificar procesos tectono-magmáticos importantes ocurridos desde el Mioceno al Reciente (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2012 y referencias citadas en estos trabajos). No obstante, existen otros campos volcánicos dentro de la FVTM, los cuales se encuentran alejados del frente volcánico actual y que han recibido poca atención en cuanto a estudios geológicos, geoquímicos, petrogenéticos y geocronológicos. Este es el caso del campo volcánico Apan-Tecocomulco (CVAT), Estados de Hidalgo, México, Tlaxcala y Puebla, que se localiza a ~85 km al norte del actual frente volcánico representado por el volcán Popocatepetl y a ~350 km de distancia de la Trinchería Mesoamericana, dentro del sector oriental de la FVTM (Figura 1a). En el CVAT se ha identificado la presencia de diversas estructuras cuyas características vulcanológicas, estructurales y geocronológicas han sido mencionadas de manera regional en los trabajos de Ledezma-Guerrero (1987), De Cserna *et al.* (1988) y García-Palomero *et al.* (2002). Sin embargo, se desconocen las edades y relaciones estratigráficas detalladas de las diversas estructuras volcánicas de este campo, sus relaciones con sistemas de fallas pre-existentes y las características petrográficas y geoquímicas que permitan ubicarlas dentro del contexto tectono-magmático evolutivo del sector oriental de la FVTM.

El presente documento ofrece una descripción geológica, estratigráfica, petrográfica y geoquímica detallada de las unidades de rocas plio-cuaternarias del CVAT. Se presenta un mapa, se aportan 10 nuevas edades de K-Ar obtenidas de matriz afanítica y concentrado de minerales de rocas volcánicas y datos geoquímicos de roca total de 43 muestras, con el fin de comprender la evolución de este campo volcánico y contribuir al entendimiento del funcionamiento más reciente de la FVTM. Cabe mencionar que la actividad ígnea plio-cuaternaria del CVAT se distribuye en una área de 970.65 km² y está representada por la presencia de al menos 27 conos de escoria, cuatro volcanes escudo, algunas coladas de lava provenientes de fisuras y domos dacíticos-riolíticos (Figura 1b).

MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se ubica en el sector oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (Demant, 1978; Pasquaré *et al.*, 1988), detrás del frente volcánico actual y a una distancia promedio de 75 km al noreste de la Ciudad de México. Esta provincia se define como un arco volcánico de ~1000 km de longitud y un ancho variable de entre 80 y 230 km, que cruza México desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México. En el contexto geodinámico, la FVTM se encuentra emplazada sobre la parte sur de la placa de Norteamérica, la cual es subducida por la placa de Cocos y por la microplaca de Rivera a lo largo de la costa pacífica (Pardo y Suárez, 1995) (Figura 1a). De acuerdo con diversos fechamientos isotópicos, el arco volcánico ha estado activo desde el Mioceno hasta el día de hoy (Pasquaré *et al.*, 1991; Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2012) y su evolución se ha relacionado con características particulares de la provincia como son su orientación oblicua con respecto a la trinchería Mesoamericana y su distribución transversal con respecto a las demás provincias geológicas antiguas del centro-sur de México (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Gómez-Tuena *et al.*, 2005) (Figura 1a).

El basamento antiguo bajo el sector oriental de la FVTM se desconoce ya que está cubierto por cientos de metros de rocas mesozoicas y cenozoicas. De acuerdo con estudios geofísicos desarrollados por Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996), experimentos del MASE (*Middle America Subduction Experiment*, Pérez-Campos *et al.*, 2008) y datos compilados por Ferrari *et al.* (2012), bajo el área de estudio debe de existir una corteza continental con un espesor de entre 45 y 50 km. Esta corteza podría estar compuesta, de acuerdo a la distribución de terrenos tectono-estratigráficos propuestos por Sedlock *et al.* (1993) y Ortega-Gutiérrez *et al.* (1994 y 1995), de rocas precámbricas del micro-continente Oaxaquia (terrenos Maya y Oaxaqueño) y de rocas del terreno Mixteco (Complejo Acatlán) de edad Paleozoica (Nance *et al.*, 2006) (Figura 1a). Por lo tanto, es probable que la corteza inferior - media se encuentre compuesta por metapelitas, gneises de diversos tipos e intrusiones de anortositas, charnokitas y gneises máficos del Precámbrico; así como por meta-sedimentos, meta-basitas e intrusiones graníticas del Paleozoico.

Sobre este basamento antiguo se depositaron secuencias sedimentarias del Mesozoico pertenecientes a la Sierra Madre Oriental, los cuales han sido también identificadas en pozos profundos perforados dentro de la cuenca de México (datos de PEMEX, 1987 y SHCP, 1969 reportados por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

También, se indicó de la existencia de intrusivos graníticos de 50±10 Ma en el subsuelo de la cuenca de México (De Cserna *et al.*, 1974) y de la presencia de rocas volcánicas de diversas edades, las cuales fueron muestreadas en pozos profundos (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Arce *et al.*, 2013). De acuerdo con Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), existe una primera secuencia volcánica

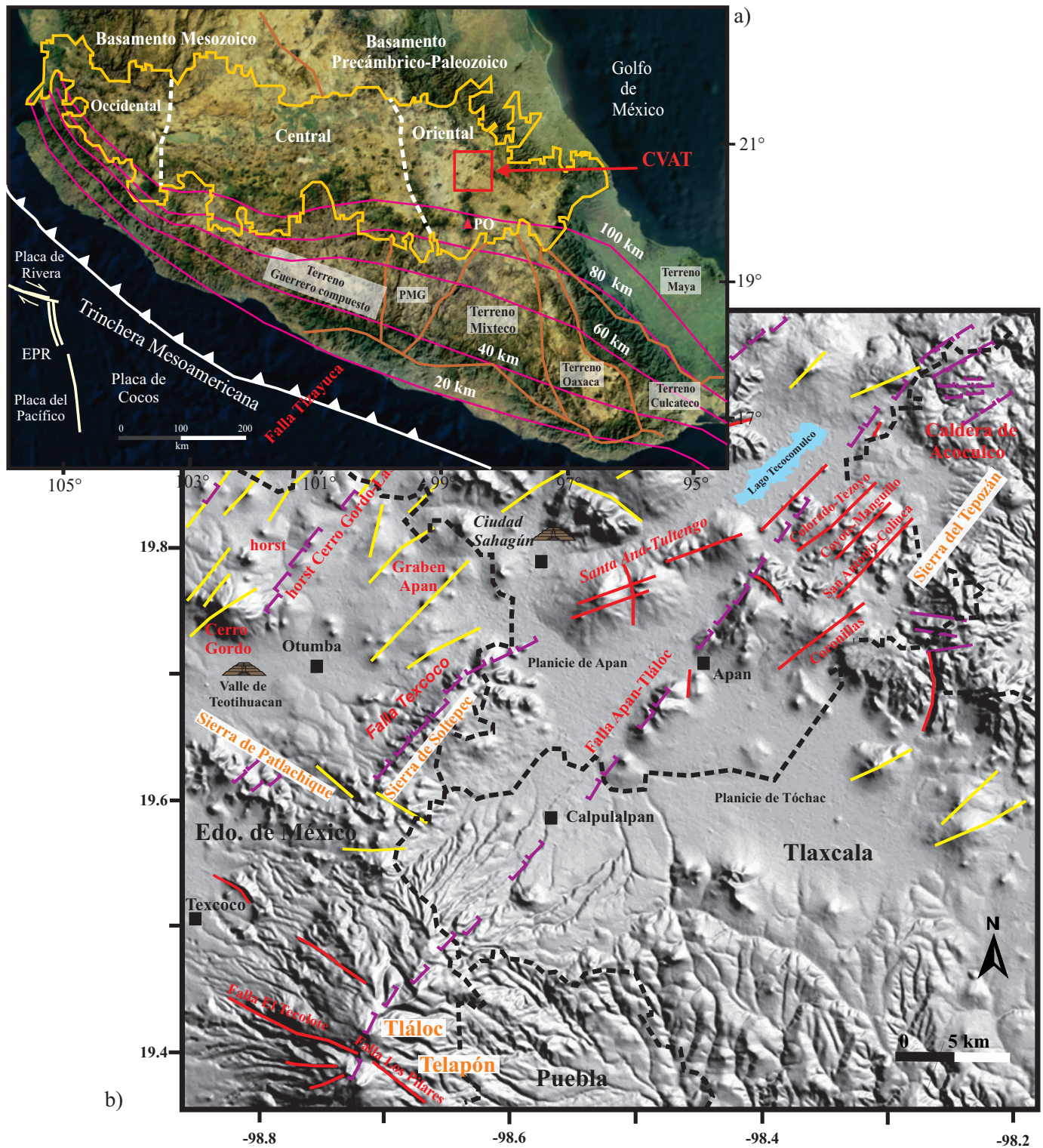


Figura 1. a) Ubicación del Campo Volcánico Apan-Tecocomulco (CVAT) dentro de la Faja Volcánica Trans-Mexicana con su división en tres sectores de acuerdo a Demant (1978) y Pasquaré *et al.* (1991), y el entorno tectónico actual, modificado de Ferrari *et al.* (2012); EPR = East Pacific Rise, Po = Popocatépetl. Distribución de terrenos de acuerdo a Sedlock *et al.*, (1993); PMG = Plataforma Morelos-Guerrero. Las curvas indican la profundidad de la placa subducida de acuerdo a Pardo y Suárez (1995). b) Modelo digital de elevación donde se muestra el Campo volcánico Apan-Tecocomulco. Las líneas amarillas indican la dirección de fallas inferidas por De Cserna *et al.* (1988). García-Palomo *et al.* (2002) propuso otras fallas normales (líneas moradas) así como la existencia de horsts y grabens. Las líneas rojas indican la alineación de volcanes. Líneas punteadas negras marcan los límites de los Estados.

del Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano compuesta por lavas basálticas (edades K-Ar de 21.7 a 31 Ma). Una segunda secuencia está compuesta por derrames basálticos y andesíticos, identificados también en varios pozos profundos de la cuenca de México, cuyas edades K-Ar varían de 8.7 a 15.8 Ma. Más tarde, Ferrari *et al.* (2003) obtuvieron 15 nuevas edades de las mismas unidades muestreadas en dichos pozos profundos (rango de edades Ar-Ar de 19.6 a 16.7 Ma), y Arce *et al.* (2013) encontraron nuevas edades Ar-Ar (entre 13.51 ± 0.28 y 18.37 ± 0.17 Ma) de muestras volcánicas de otro pozo profundo abierto recientemente. Este vulcanismo del Neógeno ha sido también identificado al sur de la cuenca de México, en el Cerro Tepozteco y área de Malinalco por García-Palomo *et al.* (2000) (edad K-Ar: 21.6 ± 1.0 Ma), Ferrari *et al.* (2003) (edades Ar-Ar de 16.3 ± 0.2 y 18.3 ± 1.3 Ma) y Lenhardt *et al.* (2010) (edades K-Ar de 19.4 a 24.1 Ma y edades Ar-Ar: 15.83 ± 1.31 y 21.86 ± 0.20 Ma). También, en rocas de Chalcatzingo, Gómez-Tuena *et al.* (2008) encontraron una edad del inicio de la actividad de la FVTM (21 ± 0.15 Ma; Ar-Ar). En la Sierra de Guadalupe Lozano-Barrera (en Lugo-Hubp y Salinas-Montes, 1996) obtuvieron edades de entre 14-15 Ma por K-Ar. Dentro del área de estudio, García-Palomo *et al.* (2002) fecharon por medio de K-Ar la Andesita Apan y la Andesita El Peñón, las cuales presentaron también edades miocénicas de 13.4 ± 0.6 y 12.7 ± 0.6 Ma, respectivamente. López-Hernández (2009) describió la Ignimbrita Tetlapayac, presente en los alrededores de la Ciudad de Apan, Hidalgo, cuya edad Ar-Ar es de 12.6 ± 0.4 Ma.

En el mapa geológico del área de estudio (Figura 2) se muestra la distribución de eventos volcánicos andesíticos-dacíticos y riolíticos del Mioceno distribuidos en afloramientos aislados sobre la Sierra de Apan (cerros Tompeatillo, San José Mirador, Jazmín y Loma Larga) y otras regiones (cerros Las Pailas, Terrerillos y el Balconcillo). Estos afloramientos corresponden a domos, flujos de lava relativamente erosionados y depósitos de ignimbritas de varias decenas de metros de espesor. Sobre estas rocas se emplazaron de manera discordante diversas estructuras volcánicas monogenéticas plio-cuaternarias de composición basáltica y andesita basáltica, cuyas características se detallarán en el presente trabajo. Estas rocas volcánicas monogenéticas se emplazaron después de un *hiatus* de aproximadamente 7 Ma de acuerdo a las edades disponibles (García-Palomo *et al.*, 2002; López-Hernández, 2009 y datos del presente trabajo).

MATERIALES Y MÉTODOS

El mapa geológico detallado del área de estudio se obtuvo a partir de diversas campañas de trabajo de campo, se utilizaron mapas topográficos del INEGI (www.inegi.org.mx) escala 1:50:000 y dispositivos GPS. Las medidas morfológicas de los conos de escoria y el área que cubrieron los flujos de lava se realizaron mediante la utilización de modelos digitales de elevación (DEM), confeccionados a partir de datos vectoriales del INEGI a escala 1:50000 con curvas de nivel a cada 20 m de intervalo. Se utilizaron programas como Global Mapper ©.

Se obtuvieron 10 edades por medio del método de K-Ar de rocas pertenecientes al área de estudio. Seis muestras fueron fechadas en el *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement* (LSCE, Gif-sur-Yvette), Francia y cuatro muestras se fecharon en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Las edades de las seis muestras analizadas en Francia fueron obtenidas a partir del concentrado de matriz (fracciones de 250 a 125 μ m). La fracción de matriz fina se separó de los fenocristales mediante separadores magnéticos, gravimétricos y manualmente bajo un microscopio binocular, y posteriormente se lavaron con ácido acético ($C_2H_4O_2$) en ultrasonido (Guillou *et al.*, 1996). La concentración de potasio se

midió por medio de espectrofotometría de absorción atómica (precisión relativa de 1%). La abundancia y composición isotópica del Ar se determinó mediante la técnica sin trazador descrita por Charbit *et al.* (1998). El argón se extrajo por medio de calentamiento por radiofrecuencia a partir de una muestra de entre 0.2 y 1.0 g el cual se transfirió a una línea de vidrio al alto vacío. Las determinaciones isotópicas se realizaron en un espectrómetro de masas con radio de 6 cm y 180° bajo un potencial de aceleración de 620 V y en modo estático. La composición isotópica atmosférica de los blancos se verificó mediante la repetición de mediciones de muestras con edad de cero. Las calibraciones se basan en determinaciones periódicas de estándares internacionales de edades conocidas de acuerdo con lo propuesto por Charbit *et al.* (1998).

Tres de los cuatro fechamientos por K-Ar, realizados en el LUGIS de la UNAM, se efectuaron sobre concentrados de matriz (tamaño de grano de 250 a 150 μ m) y uno sobre un concentrado de sanidino. La concentración de potasio se determinó por medio de Fluorescencia de rayos X en el LUGIS de la UNAM de acuerdo a la técnica descrita por Solé y Enrique (2001). Las relaciones isotópicas de argón se midieron en un espectrómetro de masas MM1200. El procedimiento para su extracción fue realizado de acuerdo a Solé (2009). Los errores obtenidos en las determinaciones de argón se añaden en forma gaussiana a los de la pesada de la muestra y la medición de K, lo que formará finalmente el error de la edad. Se utilizaron estándares de biotita HD-B1 y LP-6, cuyas edades reconocidas son de 24.0 y 128 Ma, respectivamente para la calibración del método (Odin *et al.*, 1982; Fuhrmann *et al.*, 1987).

Se determinaron las características mineralógicas y texturales de 43 láminas delgadas de rocas volcánicas del área de estudio, bajo un microscopio marca Olympus BX60. Los porcentajes modales de los minerales se determinaron mediante el uso de un contador de puntos manual. El número de puntos por lámina fue mayor a 800.

Se obtuvieron las concentraciones de elementos mayores de 41 muestras de roca por medio de Fluorescencia de Rayos X (FRX) en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología, UNAM. Se utilizó un espectrómetro Siemens SRS-3000 de acuerdo con la metodología descrita por Lozano-Santa Cruz *et al.* (1995). Los errores analíticos en este laboratorio son menores a 1%. Las concentraciones de elementos traza, incluidos los elementos de Tierras Raras, de 31 muestras fueron determinadas en el Laboratorio de Espectrometría de Masas del Centro de Geociencias, UNAM (www.geociencias.unam.mx). Los errores analíticos de los elementos traza y Tierras Raras en este laboratorio son menores a 4% y se utilizan estándares internacionales para la corrección de los datos.

RESULTADOS

Geología del Campo Volcánico Apan-Tecocomulco (CVAT)

Rocas silíceas plio-cuaternarias

Se identificaron algunas estructuras dómicas de composición dacítica a riolítica y algunos flujos de obsidiana emplazados durante el Plio-Pleistoceno. Uno de estos domos (Cerro Yehualica) se localiza al SW del área de estudio, cerca de la Ciudad de Calpulalpan (Figura 2). El domo presenta una morfología semicircular, con un diámetro basal de 1.8 km y una altura sobre el terreno de 170 m, y se ubica sobre la traza de la Falla NE-SW Apan - Tlálóc, descrita por Huizar-Álvarez (1999) y García-Palomo *et al.* (2002). Este se encuentra cubierto parcialmente por gruesos depósitos piroclásticos del estratovolcán Tlálóc, lo que produjo escasos afloramientos de grandes bloques de lava de algunos metros de longitud. El relieve y la forma de esta estructura son similares las *coulée-flow* descritas por Blake (1989) y Francis y Oppenheimer

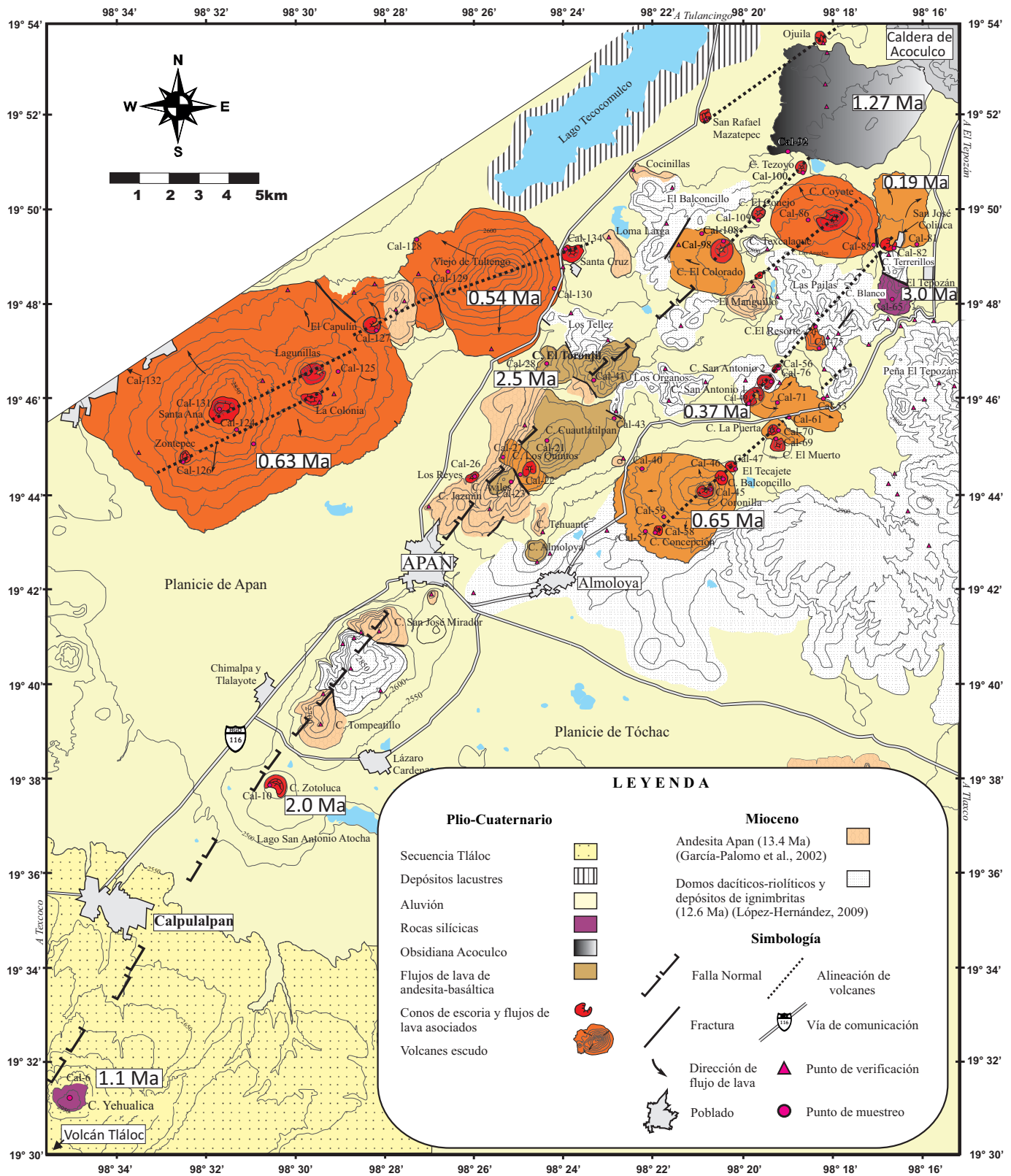


Figura 2. Mapa geológico del Campo Volcánico Apan-Tecocomulco y columna estratigráfica local. Edades obtenidas en el presente trabajo están indicadas en los rectángulos blancos.

(2004). Estas presentan una morfología intermedia entre un domo y un flujo de lava muy espeso con protuberancias en el frente y pendientes pronunciadas. Una muestra sana de estas rocas fue fechado por K-Ar (concentrado de matriz vítrea, Tabla 1) en 1.1 ± 0.4 Ma (muestra Cal-6).

El Cerro Blanco es otra pequeña estructura dómica relativamente erosionada, localizada al NE del área de estudio, cerca de la población de El Tepozán (Figura 2). Este domo presenta un diámetro de ~1.4 km y una altura de 350 m sobre el nivel del entorno. En la cima se presentan afloramientos en forma de peñascos y bloques de lava de entre 4 y 5 m de espesor, de color gris medio en la fractura a rosáceo al intemperismo de composición dacítica. Una muestra de estas rocas se fechó por medio de K-Ar (muestra Cal-65, Tabla 1) en 3.0 ± 0.4 Ma, que corresponde al Plioceno Medio.

Hacia el NE del área de estudio, muy cerca del borde suroeste de la caldera de Acoculco, afloran flujos masivos de obsidiana de color gris oscuro a negro, la cual se denominó en el presente trabajo como Obsidiana Acoculco (Figura 2). Esta unidad cubre una superficie de ~33.28 km² y se pueden apreciar flujos de obsidiana intercalados con lentes de una roca félsica afanítica de color blanco con desvitrificación a esferulitas. De acuerdo a la morfología y a la dirección de los flujos de la obsidiana, se propone que la fuente de erupción se ubica en el borde SW de la caldera de Acoculco. Una muestra de esta obsidiana arrojó una edad de 1.274 ± 0.027 Ma (muestra Cal-92, Tabla 1). López-Hernández (2009) describe una unidad riolítica compuesta por domos que denominó como Riolita Pre-Caldera Acoculco, localizada en el borde SW de la caldera, de la cual obtuvo una edad de 1.7 ± 0.4 Ma por K-Ar. En el presente trabajo se consideró que la Obsidiana Acoculco se emplazó en un evento posterior a la Riolita Pre-Caldera.

Flujos de lava de Andesita basáltica

Se identificaron flujos de lava masivos al NE de la Ciudad de Apan (Figura 2), en los cerros El Toronjil, Cuautlatilpan y Avilés, los cuales se ubican sobre la falla NE-SW Apan – Tlálloc. Estas lavas cubren de manera discordante a andesitas, dacitas y riolitas del Mioceno (García-Palomo *et al.*, 2002, López-Hernández, 2009). El cerro El Toronjil tiene una altura de 350 m sobre el nivel de los llanos y está formado por flujos de lava andesítica basáltica, con una extensión de 2.5 km. La morfología del cerro es redondeada, ligeramente alargada hacia el NW y cortada por barrancas producidas por la erosión. La muestra Cal-41 fue fechada en 2.5 ± 0.7 Ma por medio de K-Ar (Tabla 1), lo cual ubica a estas lavas en el límite del Plioceno-Pleistoceno.

Los cerros Cuautlatilpan y Avilés se encuentran en la parte más alta de la Sierra de Apan y exhiben una morfología alargada formada por flujos de lava de andesita basáltica. Estos flujos se desplazaron hasta una distancia de ~2 km y cubren parcialmente a rocas félsicas miocénicas de La Peña de los Órganos y andesitas de la Sierra de Apan (Figura 2). El Cerro Avilés se considero una prolongación de las lavas del C. Cuautlatilpa hacia el suroeste, ya que ambos presentan características petrográficas similares. Las características morfológicas y estratigráficas que presentan las lavas de estos cerros son análogas a las del cerro Toronjil, por lo que se consideraron contemporáneos.

Conos de escoria y flujos de lava asociados

En el CVAT se identificaron 27 conos de escoria de composición basáltica a andesita basáltica, algunos de los cuales coronan a volcanes escudo, y que de acuerdo con edades disponibles en la literatura y a fechamientos K-Ar obtenidos en el presente trabajo se formaron en un período inferior a 2 Ma (Tabla 1, muestras Cal-82: 0.188 ± 0.006 Ma, Cal-49: 0.367 ± 0.020 Ma, Cal-10: 2.0 ± 0.6 Ma y Cal-40: 0.646 ± 0.015 Ma). En 11 conos de escoria se encontró una asociación directa con flujos de lava que alcanzan hasta ~8 km de longitud. Estos flujos de lava presentan espesores de entre 3 a 5 m

Tabla 1. Edades K-Ar obtenidas de rocas del Campo Volcánico Apan - Tecocomulco.

Unidad	Muestra	Tipo de roca	Latitud (N)	Longitud (W)	Altitud (m s.n.m.)	Fase Analizada	Tamaño (µm)	K (%)	⁴⁰ Ar* (%)	⁴⁰ Ar* (10 ⁻¹³ moles/g)	Edad (Ma)	±2σ (Ma)
Domo Blanco ¹	Cal-65	Dacita	19° 46' 41.4"	98° 24' 27.8"	2,810	Sanidino		5.55	8.6	0.0293	3.0	0.4
Lava Toronjil ¹	Cal-41	Andesita basáltica	19° 46' 18.5"	98° 23' 20.2"	2,907	Matriz	0.25-0.125	0.568	9.8	0.246	2.5	0.7
Cono Zotoluca ¹	Cal-10	Andesita basáltica	19° 37' 48.9"	98° 30' 43.2"	2,610	Matriz	0.25-0.125	0.959	40.2	0.324	2.0	0.6
Obsidiana Acoculco ²	Cal-92	Vidrio	19° 51' 06.3"	98° 18' 59.0"	2,600	Matriz	0.25-0.125	3.976	39.316	8.786	1.27	0.027
Domo Yehualica ¹	Cal-6	Dacita	19° 31' 00.7"	98° 34' 57.2"	2,970	Matriz	0.25-0.125	2.66	5.4	0.513	1.1	0.4
Lava La Coronilla ²	Cal-40	Traqui-andesita basáltica	19° 44' 34.8"	98° 22' 38.8"	2,700	Matriz	0.25-0.125	1.345	4.652	15.059	0.65	0.015
Lava Santa Ana ²	Cal-124	Andesita basáltica	19° 45' 30.3"	98° 30' 47.9"	2,770	Matriz	0.25-0.125	1.909	5.223	2.070	0.63	0.014
Lava Viejo de Tultengo ²	Cal-130	Andesita basáltica	19° 48' 26.2"	98° 24' 4.0"	2,570	Matriz	0.25-0.125	0.946	3.003	0.883	0.54	0.014
Cono San Antonio ^{1,2}	Cal-49	Basalto	19° 45' 49.1"	98° 19' 57.3"	2,810	Matriz	0.25-0.125	1.004	2.003	0.640	0.37	0.020
Cono San José Coliuca ²	Cal-82	Basalto	19° 49' 07.9"	98° 16' 41.5"	2,700	Matriz	0.25-0.125	0.946	2.432	3.091	0.19	0.006

¹ Edades obtenidas en el LUGIS, Instituto de Geología, UNAM; ² Edades obtenidas en el *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement* (LSCE, Gif-sur-Yvette), Francia; * argón radiogénico.

Tabla 2. Parámetros morfológicos de los conos de escoria del Campo Volcánico Apan -Tecomulco.

Nombre del volcán	Latitud (N)	Longitud (W)	Altitud (m s.n.m.)	Edad (Ma)	Hco (m)	Wco (m)	Hco/Wco	Wcr (m)	Volumen (km ³)
El Colorado	19° 49' 05.95"	98° 20' 30.05"	2870		140	800	0.175	120	0.028
San José Coliuca	19° 49' 07.9"	98° 16' 41.5"	2700	0.188	80	520	0.154	226	0.009
El Conejo	19° 49' 56.00"	98° 19' 46.53"	2798		90	600	0.150	260	0.014
El Comal	19° 54' 25.51"	98° 17' 06.12"	2641		50	350	0.143	111	0.002
San Rafael Mazatepec	19° 51' 53.95"	98° 20' 50.95"	2607		70	505	0.139	140	0.006
El Coyote	19° 49' 49.4"	98° 18' 04.25"	2949		180	1300	0.138	178	0.092
El Capulin	19° 47' 30.60"	98° 28' 22.17"	2810		120	890	0.135	147	0.030
San Antonio 1	19° 45' 49.1"	98° 19' 57.3"	2810	0.367	110	900	0.122	247	0.031
El Santa Ana	19° 45' 46.69"	98° 31' 44.31"	3013	0.625	170	1400	0.121	sc	0.087
El Tezoyo	19° 50' 52.14"	98° 18' 44.29"	2670		67	555	0.121	108	0.007
Coronillas	19° 44' 05.6"	98° 20' 49.6"	3060	0.646	150	1250	0.120	246	0.076
El Resorte	19° 46' 53.1"	98° 18' 20.5"	2730		100	870	0.115	262	0.028
El Manguillo	19° 48' 38.06"	98° 19' 43.70"	2740		40	350	0.114	sc	0.001
Los Reyes	19° 44' 21.20"	98° 25' 28.83"	2826		40	350	0.114	75	0.002
Zotoluca	19° 37' 55.15"	98° 30' 28.2"	2697	2	100	960	0.104	304	0.034
La Puerta	19° 45' 22.56"	98° 19' 25.2"	2838		70	900	0.078	110	0.017

Hco: altura del cono, Wco: ancho de la base del cono; Wcr: diámetro del cráter del cono; sc: sin cráter.

y se distribuyen de manera casi radial con respecto al cono o en una sola dirección, siguiendo la topografía de la zona (Figura 2).

Se determinó la densidad de aparatos volcánicos monogenéticos del área de estudio (~970.65 km²), la cual tiene en promedio 1.2 aparatos por 100 km². Esta densidad de volcanes es similar a la obtenida por García-Palomo (2002) para la región de Apan –Tezontepec, la cual es menor a la determinada en la Sierra Chichinautzin, donde existe una densidad de ~10 aparatos volcánicos por 100 km² (Martin del Pozzo, 1982).

La distribución de los conos monogenéticos en el CVAT parece seguir un patrón muy claro relacionado con la presencia de un sistema de fallas NE-SW (Figura 1b; 2), como lo sugirieron varios autores (De Cserna *et al.*, 1988; Huízar-Álvarez *et al.*, 1997; García-Palomo *et al.*, 2002; Alatríste-Vilchis *et al.*, 2005). Estos últimos autores propusieron un modelo estructural a partir de datos geofísicos, en el cual la subcuenca de Tecomulco es considerada como un semigraben orientado NE-SW 30° y donde la falla Apan – Tláloc sería el límite sureste de la estructura.

Se determinaron los parámetros morfométricos como la altura del cono (Hco), ancho de la base del cono (Wco) y diámetro del cráter del cono (Wcr) de acuerdo a la metodología de Porter (1972), Wood (1980) y Hasenaka y Carmichael (1985) (Tabla 2). Del total de conos identificados, solamente se pudo utilizar esta metodología en 12 conos, ya que se encontraron algunos problemas como son fenómenos de intemperismo y erosión, sepultamiento parcial de los conos por material removido o transportado por fenómenos gravitacionales y actividad antropogénica. En la Tabla 2 se puede observar que los conos de escoria con edades entre 2 y 0.37 Ma presentan valores de Hco/

Wco de 0.114 a 0.139, mientras que los conos con edades menores a 0.37 Ma presentan valores de Hco/Wco de 0.143 a 0.175.

Volcanes escudo

En el área de estudio se identificaron cuatro volcanes escudo de composición de andesita basáltica cuyas características se resumen en la Tabla 3. Los volcanes Santa Ana, La Lagunilla y El Viejo de Tultengo se encuentran alineados en una dirección ~NE-SW, dentro del semigraben de Apan (García-Palomo *et al.*, 2002) y juntos forman la sierra de Santa Ana – Tultengo (Figura 2). El volcán El Coyote se ubica de manera aislada hacia la parte norte del área de estudio (Figura 2). Las lavas de los volcanes son radiales y presentan espesores de alrededor de 5m. El emplazamiento de estas estructuras ocurrió en un tiempo relativamente corto ya que se tienen edades de entre 0.625 ± 0.014 Ma. y 0.538 ± 0.014 Ma (Tabla 1, muestras Cal-124 y Cal-130, respectivamente). En el caso de las lavas del volcán El Coyote, se sugiere que éstas tienen una edad relativamente similar a los otros volcanes escudo, ya que se encuentran sobreyacidas discordantemente por las lavas del cono de escoria San José Coliuca cuya edad es de 0.188 Ma (Tabla 1).

Depósitos piroclásticos Tláloc y aluviales

En la porción SW del mapa geológico (Figura 2) se observaron algunos depósitos piroclásticos producidos por el estratovolcán Tláloc. Estos depósitos sepultaron parcial o totalmente a rocas y estructuras del Mioceno, pero también del Pleistoceno. Huddart y González (2004), Hernández-Javier (2007) y Rueda *et al.* (2013) establecen que los depósitos piroclásticos más recientes del estratovolcán Tláloc presentan

Tabla 3. Características morfológicas de los volcanes escudo del Campo Volcánico Apan -Tecomulco.

Nombre del volcán	Composición de la roca	Altura (m)	Diámetro (m)	Pendiente	Longitud de la lava (m)	Altura del cono (m)
Santa Ana	Andesita basáltica	450	11	3°–7°	5.5	170
Lagunilla	Andesita basáltica	250	7.5	7°	4	140
Viejo de Tultengo	Andesita basáltica	440	6	3°–19°	2.5	sin cono
Coyote	Andesita basáltica	170	4.2	7°	2	200

edades de radiocarbono de entre 31000 a 37220 años (A.P.).

Finalmente, las planicies y subcuencas que circundan a las estructuras volcánicas plio-cuaternarias y miocénicas se encuentran rellenas por depósitos piroclásticos, fluviales y lacustres cuyos tamaños de partículas varían de bloques - gravas a arcillas. Sondeos eléctricos verticales realizados por Huizar-Álvarez (1999) permitieron definir la disposición de estos sedimentos en el subsuelo, los cuales llegan a alcanzar espesores de 400 m en promedio.

PETROGRAFÍA

En la Tabla 4 se presenta el análisis modal de 31 láminas delgadas de las lavas y productos piroclásticos representativos de las diferentes unidades del CVAT. Enseguida se describirán sus principales características.

Rocas silíceas (dacitas – riolitas)

Los domos Cerro Blanco y Cerro Yehualica están conformados por rocas con texturas porfídicas que incluyen fenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, anfíbol y escaso piroxeno en una matriz vítrea parcialmente desvitrificada a esferulitas. El cuarzo (8–15% modal) se presenta en fenocristales (de 0.5 a 4 mm) subedrales, distribuidos aleatoriamente en la roca y algunas veces con contornos engolfados (Figura 3a). Se observaron fenocristales grandes (de 1 a 4 mm) de oligoclasa-andesina (entre 13 y 18%), con textura de tamiz (Figura 3b), bordes de reacción y/o redondeados, lo que sugiere procesos de desequilibrio posteriores a su cristalización. También se tiene algunos fenocristales de tamaños menores (de 0.6 a 1.68 mm) de este mineral con maclado polisintético y ligero fracturamiento interno. El sanidino (<1% modal) está en fenocristales (~0.8 mm) subedrales y ligeramente fracturados. Se presenta hornblenda (~1% modal) con tamaños promedio de 0.4 mm y pleocroísmo de pardo a verde, así como minerales opacos de óxidos de Fe y Ti que rodean o sustituyen completamente a los fenocristales del anfíbol, lo que produce pseudomorfos. El domo Cerro Blanco contiene escasos fenocristales (~1%) y microcristales de hiperstena. La matriz (62 a 74 % modal) está compuesta por vidrio de color gris claro, desvitrificado a esferulitas de feldespato potásico y cristobalita, además de microlitos de plagioclasa y escaso piroxeno. La matriz está ligeramente alterada a minerales arcillosos y óxidos de hierro, debido a intemperismo.

La textura de la obsidiana riolítica Acoculco es holohialina (sin cristales), con vidrio de color gris claro a pardo claro, el cual algunas a veces presenta vesículas rellenas de zeolita radial, lo que forma una estructura amigdaloidal.

Rocas máficas (basaltos y andesitas basálticas)

Los conos de escoria y lavas asociadas de las estructuras El Tecajete, San Antonio, El Resorte, San José Coliuca, El Colorado y Los Quintos presentan una composición basáltica, con texturas microlíticas y microlíticas fluidales, vesículas abundantes y escasos (~10 % modal) fenocristales de olivino, plagioclasa y piroxeno, dentro de una matriz de microlitos, minerales opacos y vidrio máfico gris oscuro. La mayoría de los conos, volcanes escudo y flujos de lava del área de estudio presentan una composición de andesita basáltica cuyas texturas son similares a los basaltos descritos anteriormente, pero con menores concentraciones de olivino y una matriz más rica en microlitos de plagioclasa y vidrio gris medio a gris oscuro.

Todas las rocas máficas contienen escasos fenocristales (2 % modal) de andesina - labradorita en dos tamaños (de 1 a 1.2 mm y de 0.1 a 0.3 mm), de forma eudral - subedral, con maclas polisintéticas y zoneamiento. La mayoría de los cristales de andesina-labradorita se

Tabla 4. Análisis modal (% en volumen) de las rocas del Campo Volcánico Apan -Tecocomulco.

Muestra	Tipo de Roca	Ol	Opx	Cpx	Plag	Op	Matriz		
<i>Volcán escudo</i>									
Cal-86	Andesita basáltica	12	tz	1	19	1	66		
Cal-130	Andesita basáltica	3	5	4	13		75		
Cal-124	Andesita basáltica	3	6	3	14		74		
Cal-128	Andesita basáltica	4	2	7	7		80		
Cal-129	Andesita basáltica	6	3	6	4		81		
<i>Flujo de lava</i>									
Cal-21	Andesita basáltica	3	4	3	7	1	82		
Cal-41	Andesita basáltica	2	3	1	2	1	91		
Cal-28	Andesita basáltica	4	6		7		83		
Cal-23	Andesita basáltica	2	1	1	2	tz	94		
<i>Conos de escoria y flujo de lavas asociadas</i>									
Cal-10	Andesita basáltica	0	4		9	tz	87		
Cal-26	Andesita basáltica	4	2		2		92		
Cal-22	Basalto	7	3	4	3		83		
Cal-40	Andesita basáltica	2	2				96		
Cal-45	Andesita basáltica	1		5	8		86		
Cal-46	Andesita basáltica	6	3				91		
Cal-47	Basalto	11	6	1	4		78		
Cal-49	Basalto	9	2		2		87		
Cal-58	Andesita basáltica	4		8	12		76		
Cal-70	Andesita basáltica	6		4	8		82		
Cal-69	Basalto	12	1	10	5	3	69		
Cal-61	Basalto	4	2	2	25	1	66		
Cal-56	Basalto	9	5		2	1	83		
Cal-74	Basalto	8	1	6	7		78		
Cal-54	Basalto	13	3		3		81		
Cal-83	Basalto	17	2	tz	1		80		
Cal-98	Basalto	7	2	1	4		86		
Cal-126	Andesita basáltica	2	5	3	16		74		
Cal-131	Andesita basáltica	4	2	5	10		79		
Muestra	Tipo de roca	Opx	Plag	Hbl	Feld-K	Czo	Op	Sanidino	Matriz
<i>Rocas silíceas</i>									
Cal-06	Riolita	1	13	1	1	8	2	tz	74
Cal-92	Riolita								100
Cal-65	Dacita	1	18	1	1	15	2	tz	62

Olivino (Ol), plagioclasa (Plag), ortopiroxeno (Opx), clinopiroxeno (Cpx), feldespato potásico (Feld-K), hornblenda (Hbl), Cuarzo (Czo), minerales opacos (Op), minerales traza (tz).

presentan en forma de microlitos orientados como parte de la matriz, en asociación con vidrio y minerales opacos. El olivino es relativamente abundante en la mayoría de las rocas máficas (2 a 17 % modal, Tabla 4) y se presenta en fenocristales (0.5 a 2 mm) subedrales (Figura 3c) con escasas inclusiones de magnetita y cromita. En algunos casos los fenocristales de olivino muestran signos de reabsorción a iddingsita. Augita-diópsida (entre 1 y 3 % modal) está presente en fenocristales (de 0.5 a 1.4 mm) subedrales, pero también se identificaron en la matriz. En algunos basaltos y andesitas basálticas existe escasa hiperstena en fenocristales (Tabla 4) subedrales ligeramente fracturados (Figura 3d).

La matriz de las rocas (>66 % modal) está compuesta por microlitos de plagioclasa (andesina-labradorita), escasos microcristales de piroxeno, olivino y óxidos de Fe y Ti contenidos en un vidrio oscuro. La cantidad de vidrio es abundante en rocas (~40 % modal) de los conos San Antonio y El Resorte.

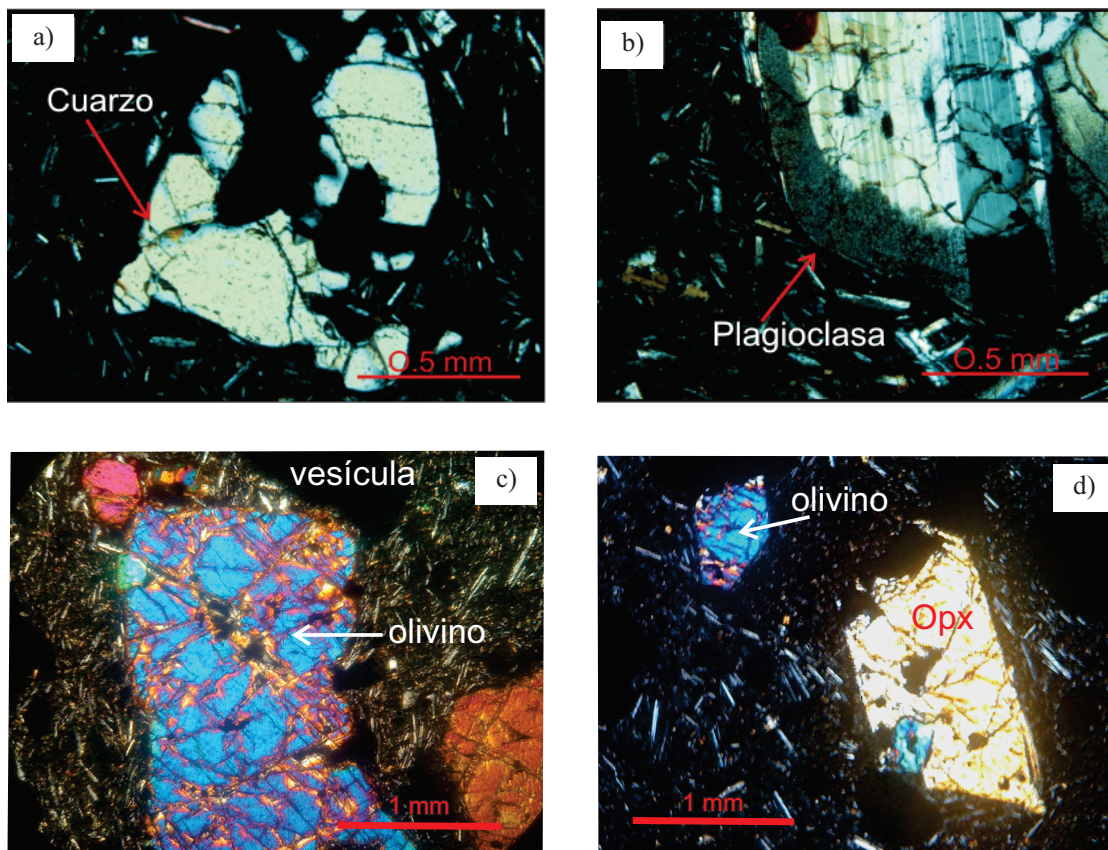


Figura 3. Fotomicrografías. a) cuarzo con contornos engolfados de la dacita Cerro Blanco dentro de una matriz vítrea con escasos microlitos; luz polarizada; b) fenocristal de plagioclasea con textura de tamiz de la dacita Cerro Blanco, dentro de una matriz vítrea; luz polarizada; c) macrofenocristal de olivino anedral dentro de una matriz microlítica fluidal basáltica; luz polarizada; d) fenocristales de ortopiroxeno subedrales dentro de una matriz microlítica vesicular en rocas basálticas; luz polarizada.

GEOQUÍMICA

Los resultados de los análisis químicos de elementos mayores y traza de muestras del CVAT se presentan en la Tabla 5. En el diagrama de álcalis vs. sílice (TAS, Le Bas *et al.*, 1986) de la Figura 4a se puede observar que algunos conos de escoria y lavas asociadas se clasificaron como basaltos (SiO_2 de 49 a 51 % en peso), pero la mayoría de las estructuras monogenéticas presentan composiciones de andesita basáltica (SiO_2 de 52 a 57% en peso). Además, se identificó un traquibasalto (muestra Cal-98), algunas traquiandesitas basálticas (muestras Cal-45 y Cal-57) y andesitas (muestras (Cal-131, Cal-132, Cal-126 y Cal-129). Contrastan las composiciones de las rocas silíceas plio-cuaternarias cuyas concentraciones de sílice son de 69, 76 y 77% en peso (Figura 4a). Todas las rocas volcánicas analizadas caen dentro de la serie subalcalina, de acuerdo al límite propuesto por Irvine y Baragar (1971) (Figura 4a), con la excepción de ciertas muestras de basalto, traquibasalto y traquiandesita basáltica que se pueden considerar como ligeramente alcalinas. En el diagrama AFM de la Figura 4b se puede observar que todas las muestras se encuentran dentro de la serie calcoalcalina.

La Figura 5 presenta algunos diagramas de tipo Harker para las rocas analizadas. La mayoría de las muestras de las estructuras volcánicas se ubican dentro de la serie con potasio intermedio (Figura 5a), con una ligera correlación positiva de K_2O con respecto al SiO_2 , mientras que las muestras más silíceas son altas en potasio (Figura 5a). En otros diagramas bidimensionales se pueden observar correlaciones negativas de SiO_2 con respecto a las concentraciones de MgO , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{t}}$, P_2O_5 , TiO_2 ,

(Figura 5b, 5c, 5d y 5e), CaO y MnO (diagramas no mostrados). Estas tendencias negativas podrían explicarse por procesos de cristalización fraccionada (fraccionamiento de minerales ferromagnesianos, plagioclasea, óxidos de Fe y Ti, y apatito) o una ligera asimilación cortical, ya que las concentraciones de sílice de la mayoría de las rocas analizadas varían de 49 a 58% en peso.

Elementos traza

En la Figura 6 se presentan diagramas de variación de algunos elementos traza con respecto a las concentraciones de MgO y de SiO_2 . Se observan correlaciones positivas del Co y el Cr con respecto al MgO (Figura 6a y 6b), lo que puede resultar de la cristalización fraccionada de olivino, piroxeno y cromita en las rocas máficas. En las rocas silíceas se presentan concentraciones anómalas de Cr relativamente altas, el cual podría estar presente en la matriz vítrea. En cuanto al Nb con respecto al MgO , se puede ver en la Figura 6c que no existe correlación, lo cual es relativamente normal para rocas derivadas de arcos volcánicos. Solamente se observa que la mayoría de los conos de escoria basálticos y de andesita basáltica presentan mayores concentraciones de Nb (15 a 30 ppm) que los volcanes escudo y flujos de lava (4 a 9 ppm). Por otra parte, en la Figura 6d se puede observar una ligera correlación positiva del Rb respecto al SiO_2 pero con una gran dispersión; mientras que las concentraciones de Zr muestran una ligera tendencia negativa respecto al contenido de SiO_2 (diagrama no mostrado aquí). En el caso del Sr, no se observa ninguna correlación con la sílice (Figura 6e).

En la Figura 7 se presentan diagramas de elementos de Tierras Raras (REE) para los basaltos, traquiandesitas basálticas y andesitas

Tabla 5. Concentración de elementos mayores y traza del CVAT.

VOLCANES ESCUDO								
Muestra	Cal-86	Cal-120	Cal-121	Cal-124	Cal-125	Cal-127	Cal-130	Cal-132
Localidad	C. Coyote	Lagunillas	Tultengo	Santa Ana	Lagunillas	Santa Ana	Tultengo	Santa Ana
Tipo de roca	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
Latitud N	19° 49' 43.9"	19° 46' 45.9"	19° 49' 44.4"	19° 45' 31.1"	19° 46' 35.9"	19° 48' 00.5"	19° 48' 26.7"	19° 46' 39.1"
Longitud W	98° 18' 37.6"	98° 28' 05.0"	98° 25' 57.1"	98° 30' 47.4"	98° 29' 03.8"	98° 27' 52.4"	98° 24' 04.5"	98° 34' 23.4"
Altitud*	2800	2800	2600	2770	2720	2750	2570	2470
% en peso								
SiO ₂	52.47	53.87	53.19	55.50	55.53	55.27	53.09	58.10
TiO ₂	1.40	1.05	1.34	1.38	1.10	1.05	1.37	0.99
Al ₂ O ₃	16.94	18.57	18.38	16.58	16.05	17.99	17.62	16.05
Fe ₂ O ₃	8.91	7.87	8.90	8.41	7.28	7.48	8.93	6.55
MnO	0.13	0.12	0.13	0.13	0.11	0.12	0.14	0.10
MgO	5.66	4.35	5.17	5.24	3.60	5.42	5.17	5.24
CaO	8.28	7.48	9.14	6.81	6.85	7.14	9.14	6.81
Na ₂ O	3.92	3.65	3.62	3.70	3.79	3.89	3.62	3.70
K ₂ O	1.15	1.18	0.98	1.69	1.54	0.96	0.98	1.69
P ₂ O ₆	0.43	0.21	0.21	0.35	0.22	0.20	0.21	0.35
PC	0.43	0.36	0.03	0.40	0.23	0.26	0.03	0.40
Total	99.72	99.80	100.30	99.98	99.70	99.77	100.30	99.98
ppm								
Sc	22	22	24	17	18	18	24	
Be	2	2	1	3	2	1	1	
V	158	127	206	121	126	148	206	
Cr	186	203	127	103	236	175	127	
Co	30	28	27	19	25	25	27	
Ni	68	72	36	25	110	65	36	
Cu	34	27	29	19	24	26	29	
Zn	91	81	91	124	82	81	91	
Ga	21	20	21	24	20	21	21	
Rb	14	8	13	45	27	16	13	
Sr	581	659	528	527	637	633	528	
Y	34	22	31	44	28	22	31	
Zr	260	128	161	574	269	141	161	
Nb	16.49	5.57	7.35	32.52	12.74	6.25	7.35	
Mo	1.16	1.17	1.67	3.67	2.20	1.53	1.67	
Cs	0.06	0.16	0.29	0.70	0.52	0.21	0.29	
Ba	465	350	273	645	456	363	273	
La	32.93	13.46	14.80	57.80	30.27	14.00	14.80	
Ce	60.08	30.16	32.98	120.80	64.23	30.38	32.98	
Pr	8.63	4.04	4.50	14.92	8.27	4.06	4.50	
Nd	34.64	18.10	19.06	55.34	31.80	17.18	19.06	
Sm	7.27	4.33	4.76	10.94	6.70	4.02	4.76	
Eu	1.92	1.48	1.49	2.43	1.75	1.31	1.49	
Gd	6.88	4.45	5.26	9.50	5.94	4.05	5.26	
Tb	1.02	0.62	0.85	1.37	0.86	0.61	0.85	
Dy	5.96	3.77	5.42	7.93	5.00	3.73	5.42	
Ho	1.19	0.75	1.11	1.53	0.97	0.76	1.11	
Er	3.26	2.22	3.01	4.16	2.61	2.10	3.01	
Ti	1.41	1.11	1.40	1.42	1.12	1.09	1.40	
Yb	3.01	1.99	2.89	3.92	2.41	2.00	2.89	
Lu	0.45	0.30	0.43	0.58	0.36	0.29	0.43	
Hf	5.58	3.14	3.81	10.47	5.60	3.23	3.81	
Ta	0.86	0.32	0.43	1.69	0.70	0.38	0.43	
Pb	5.56	3.70	3.99	11.37	7.25	4.46	3.99	
Th	3.09	1.63	1.69	5.22	3.55	1.82	1.69	
U	0.73	0.27	0.46	1.64	0.98	0.44	0.46	

* Altitud en m s.n.m.

continúa

Tabla 5 (cont.). Concentración de elementos mayores y traza del CVAT.

FLUJOS DE LAVA					CONOS DE ESCORIA Y LAVAS ASOCIADA			
Muestra	Cal-21	Cal-23	Cal-28	Cal-41	Cal-10	Cal-22	Cal-26	Cal-27
Localidad	Los Quintos	C. Aviles	C. El Toronjil	C. El Toronjil	Cerro Zotoluco	C. Los Quintos	Los Reyes	C. Los Quintos
Tipo de roca	Lava	Lava	Lava	Lava	Escoria	Lava	Escoria	Lava
Latitud N	19° 44' 56.1"	19° 44' 09.3"	19° 46' 41.4"	19° 46' 18.5"	19° 37' 48.9"	19° 44' 23.2"	19° 44' 19.0"	19° 44' 42.7"
Longitud W	98° 24' 25.7"	98° 25' 13.9"	98° 24' 27.8"	98° 23' 20.2"	98° 30' 43.2"	98° 24' 59.6"	98° 26' 06.4"	98° 25' 36.1"
Altitud*	2950	2820	2560		2610	2890	2530	2540
% en peso								
SiO ₂	52.15	55.87	52.16	55.83	55.73	49.89	52.40	51.80
TiO ₂	1.38	0.94	1.44	0.95	1.00	1.59	1.46	1.58
Al ₂ O ₃	17.36	19.69	17.21	17.53	18.21	17.79	17.00	16.96
Fe ₂ O ₃	8.97	6.16	9.15	7.11	6.69	9.81	8.23	9.63
MnO	0.14	0.09	0.14	0.10	0.11	0.15	0.13	0.15
MgO	6.08	3.87	6.02	5.91	4.90	6.12	6.92	5.99
CaO	8.45	7.14	8.75	7.80	7.94	8.74	8.99	8.39
Na ₂ O	3.51	3.80	3.68	3.70	3.78	3.41	3.41	3.70
K ₂ O	0.93	0.89	1.00	0.56	1.19	0.67	0.79	1.05
P ₂ O ₆	0.48	0.25	0.47	0.16	0.18	0.55	0.36	0.62
PC	0.40	1.29	0.05	0.21	0.21	1.17	0.05	0.01
Total	99.85	99.97	100.07	99.86	99.93	99.88	99.73	99.88
ppm								
Sc	21	10		24	18	21	21	21
Be	2	1		1	1	2	1	2
V	156	99		161	138	153	159	157
Cr	277	88		227	252	276	385	266
Co	30	18		24	23	31	32	31
Ni	82	42		36	28	98	88	81
Cu	20	23		18	21	32	36	27
Zn	92	70		65	72	103	80	100
Ga	21	22		20	20	22	21	21
Rb	12	10		6	26	9	8	11
Sr	606	1365		680	517	648	837	594
Y	36	18		18	21	41	23	36
Zr	290	137		93	135	322	170	318
Nb	18.82	9.37		4.51	6.72	24.54	16.48	23.97
Mo	1.52	0.85		0.97	2.14	1.89	1.93	1.62
Cs	0.23	0.18		0.19	0.69	0.15	0.16	0.14
Ba	307	334		161	287	610	214	384
La	25.18	24.74		12.14	13.15	36.72	21.71	31.89
Ce	55.31	45.07		25.98	28.43	70.95	46.99	69.06
Pr	7.29	6.32		3.78	3.85	10.02	6.14	9.08
Nd	29.64	24.26		16.95	16.42	40.07	24.86	36.67
Sm	6.36	4.59		3.96	3.85	8.36	5.21	7.71
Eu	1.80	1.41		1.37	1.25	2.24	1.61	2.09
Gd	6.05	4.07		3.98	3.96	8.02	4.90	7.28
Tb	0.92	0.60		0.55	0.62	1.18	0.74	1.08
Dy	5.40	3.38		3.26	3.77	6.91	4.27	6.36
Ho	1.07	0.67		0.65	0.77	1.38	0.84	1.26
Er	2.92	1.80		1.88	2.11	3.78	2.27	3.50
Ti	1.46	0.80		1.01	0.98	1.62	1.57	1.66
Yb	2.71	1.66		1.61	2.03	3.43	2.05	3.22
Lu	0.40	0.24		0.24	0.30	0.52	0.30	0.48
Hf	5.03	3.34		2.43	3.34	6.46	3.86	6.26
Ta	0.97	0.53		0.24	0.41	1.26	0.81	1.23
Pb	4.56	5.31		1.97	5.94	5.94	3.32	5.52
Th	1.97	2.06		0.91	2.36	2.53	2.05	2.37
U	0.60	0.46		0.20	0.74	0.59	0.54	0.63

* Altitud en m s.n.m.

continúa

Tabla 5 (cont.). Concentración de elementos mayores y traza del CVAT.

CONOS DE ESCORIA Y LAVAS ASOCIADAS								
Muestra	Cal-45	Cal-46	Cal-47	Cal-49	Cal-54	Cal-56	Cal-57	Cal-58
Localidad	C. Coronilla	C. Balconcillo	C. Tecajete	C. San Antonio	C. El Resorte	San Juan Violeta	C. La Coronilla	C. Concepción
Tipo de roca	Escoria	Escoria	Escoria	Escoria	Lava	Escoria	Lava	Escoria
Latitud	19° 44' 05.6"	19° 44' 19.3"	19° 44' 31.2"	19° 45' 49.1"	19° 46' 53.1"	19° 46' 50.6"	19° 43' 11.7"	19° 43' 15.6"
Longitud	98° 20' 49.6"	98° 20' 30.0"	98° 20' 09.3"	98° 19' 57.3"	98° 18' 20.5"	98° 19' 23.9"	98° 22' 13.5"	98° 21' 59.9"
Altitud*	3060	2940	2800	2810	2730	2710	2710	2740
% en peso								
SiO ₂	52.44	54.67	49.97	50.62	50.06	50.75	52.69	55.25
TiO ₂	1.49	1.58	1.68	1.66	1.56	1.61	1.40	1.49
Al ₂ O ₃	16.87	16.71	16.48	15.74	15.69	16.29	15.45	16.63
Fe ₂ O ₃	8.62	8.24	9.42	10.07	9.64	9.99	8.58	7.95
MnO	0.13	0.12	0.15	0.15	0.14	0.15	0.12	0.11
MgO	5.11	4.78	8.29	7.67	7.95	6.90	6.26	5.07
CaO	8.79	7.14	8.86	8.21	8.28	8.44	8.98	7.05
Na ₂ O	3.83	4.20	3.84	3.70	3.71	3.53	3.71	4.00
K ₂ O	1.59	1.47	0.91	1.12	1.02	0.86	1.56	1.56
P ₂ O ₆	0.52	0.51	0.38	0.60	0.55	0.55	0.49	0.45
PC	0.31	0.37	-0.13	0.13	1.30	0.63	0.68	0.45
Total	99.71	99.78	99.83	99.67	99.88	99.70	99.94	100.02
ppm								
Sc	18	19		23	23	24		18
Be	2	2		2	2	2		2
V	147	131		173	170	168		132
Cr	184	191		425	421	450		268
Co	25	25		36	36	37		25
Ni	69	69		152	167	167		68
Cu	78	30		45	47	15		32
Zn	112	85		92	89	85		81
Ga	20	20		19	19	20		20
Rb	25	25		17	13	14		25
Sr	616	546		471	474	471		535
Y	33	32		33	32	33		30
Zr	318	292		281	272	289		279
Nb	20.79	18.31		19.78	18.46	18.96		16.51
Mo	2.19	1.43		2.20	1.73	2.21		2.31
Cs	0.42	0.25		0.31	0.25	0.30		0.37
Ba	569	541		342	339	339		498
La	34.17	30.16		25.49	24.46	24.90		27.76
Ce	72.72	63.90		58.06	55.28	55.74		59.83
Pr	9.21	8.41		7.70	7.34	7.41		7.73
Nd	36.12	33.90		31.83	30.37	30.68		31.11
Sm	7.51	7.17		7.05	6.73	6.82		6.64
Eu	1.98	1.95		2.04	1.96	1.98		1.83
Gd	6.82	6.67		6.72	6.44	6.56		6.15
Tb	1.03	1.00		1.02	0.98	0.99		0.92
Dy	5.97	5.80		6.01	5.78	5.83		5.36
Ho	1.17	1.14		1.19	1.14	1.15		1.05
Er	3.23	3.14		3.25	3.10	3.14		2.90
Ti	1.48	1.57		1.65	1.56	1.59		1.47
Yb	3.00	2.89		3.00	2.87	2.90		2.68
Lu	0.45	0.43		0.44	0.43	0.43		0.40
Hf	6.50	6.21		5.63	5.43	5.45		5.88
Ta	1.12	0.98		1.06	0.98	1.01		0.90
Pb	7.30	6.47		4.51	4.27	4.49		6.33
Th	3.87	3.17		1.87	1.71	1.76		3.21
U	1.05	0.77		0.62	0.56	0.58		0.81

* Altitud en m s.n.m.

continúa

Tabla 5 (cont.). Concentración de elementos mayores y traza del CVAT.

CONOS DE ESCORIA Y LAVAS ASOCIADA								
Muestra	Cal-59	Cal-61	Cal-69	Cal-70	Cal-71	Cal-74	Cal-81	Cal-82
Localidad	C. La Coronilla	C. La Puerta	C. El Muerto	Ladera E La Puerta	E C. San Antonio	C. San Antonio	C. San José Coliuca	San José Coliuca
Tipo de roca	Lava	Lava	Escoria	Lava	Lava	Lava	Lava	Escoria
Latitud	19° 43' 21.6"	19° 45' 35.0"	19° 45' 07.6"	19° 45' 17.0"	19° 45' 49.3"	19° 46' 17.9"	19° 49' 06.8"	19° 49' 07.9"
Longitud	98° 21' 45.0"	98° 19' 07.2"	98° 19' 21.8"	98° 19' 19.1"	98° 19' 21.9"	98° 19' 20.9"	98° 16' 17.4"	98° 16' 41.5"
Altitud*	2760	2750	2870	2800	2770	2790	2660	2700
% en peso								
SiO ₂	52.69	50.49	50.55	54.92	51.30	50.87	50.21	51.26
TiO ₂	1.43	1.61	1.57	1.42	1.67	1.61	1.61	1.64
Al ₂ O ₃	15.82	17.09	17.49	16.84	16.27	15.89	16.22	15.40
Fe ₂ O ₃	8.71	9.05	8.98	7.87	10.03	9.85	10.02	10.02
MnO	0.13	0.13	0.16	0.14	0.17	0.15	0.17	0.14
MgO	6.56	6.07	6.26	4.96	7.59	7.42	7.92	7.95
CaO	8.96	9.08	8.94	6.91	7.87	8.19	8.34	8.24
Na ₂ O	3.57	3.56	3.65	3.73	3.59	3.48	3.58	3.50
K ₂ O	1.48	0.95	0.79	1.62	1.21	1.14	0.86	1.10
P ₂ O ₆	0.49	0.37	0.36	0.53	0.69	0.60	0.56	0.60
PC	0.10	1.55	1.53	0.77	-0.33	0.47	0.34	-0.09
Total	99.95	99.95	100.28	99.69	100.06	99.67	99.82	99.76
ppm								
Sc	20		24		23	23		23
Be	2		1		2	2		2
V	143		172		168	173		168
Cr	324		216		353	373		423
Co	30		32		35	35		36
Ni	125		53		160	142		169
Cu	32		28		42	36		43
Zn	86		79		100	93		93
Ga	19		20		20	20		19
Rb	23		9		17	16		16
Sr	580		565		492	479		475
Y	32		28		36	34		33
Zr	298		217		337	300		288
Nb	19.65		15.74		23.50	20.24		20.18
Mo	2.38		1.27		1.77	2.01		1.98
Cs	0.34		0.06		0.32	0.31		0.31
Ba	656		283		399	383		355
La	33.21		19.93		31.32	27.46		26.62
Ce	68.23		45.44		70.72	61.81		60.52
Pr	8.83		5.98		9.17	8.17		7.92
Nd	34.96		25.09		37.45	33.60		32.61
Sm	7.22		5.69		8.04	7.38		7.13
Eu	1.93		1.71		2.27	2.13		2.06
Gd	6.61		5.61		7.57	7.07		6.84
Tb	0.98		0.86		1.14	1.06		1.03
Dy	5.71		5.11		6.61	6.22		6.02
Ho	1.13		1.02		1.30	1.23		1.19
Er	3.12		2.77		3.57	3.35		3.27
Ti	1.39		1.62		1.67	1.62		1.60
Yb	2.88		2.56		3.28	3.10		3.01
Lu	0.43		0.38		0.49	0.46		0.44
Hf	6.05		4.62		6.52	5.85		5.77
Ta	1.06		0.87		1.23	1.07		1.07
Pb	6.62		3.23		5.15	4.74		4.70
Th	3.53		1.72		2.04	1.88		1.81
U	0.94		0.43		0.69	0.63		0.60

* Altitud en m s.n.m.

continúa

Tabla 5 (cont.). Concentración de elementos mayores y traza del CVAT.

CONOS DE ESCORIA Y LAVAS ASOCIADAS						
Muestra	Cal-95	Cal-98	Cal-126	Cal-128	Cal-129	Cal-131
Localidad	Tultengo	NW del C. Colorado	C.Zontepec	Tultengo	C. Santa Cruz	Cono Santa Ana
Tipo de roca	Lava	Lava	Escoria	Lava	Escoria	Escoria
Latitud	19° 49' 06.0"	19° 49' 25.5"	19° 44' 43.4"	19° 49' 21.5"	19° 48' 37.1"	19° 45' 46.1"
Longitud	98° 24' 01.7"	98° 21' 04.4"	98° 32' 35.5"	98° 27' 21.6"	98° 26' 38.4"	98° 31' 40.1"
Altitud*	2570	2680	2150	2540	2640	3020
% en peso						
SiO ₂	56.49	51.25	56.10	55.84	55.94	57.22
TiO ₂	1.07	1.76	1.14	1.09	1.09	1.13
Al ₂ O ₃	18.80	17.41	17.71	18.48	18.56	16.15
Fe ₂ O ₃	6.88	9.68	7.30	6.98	6.89	7.28
MnO	0.11	0.14	0.12	0.11	0.11	0.12
MgO	4.05	5.78	4.33	4.37	4.35	4.94
CaO	7.22	7.98	5.73	7.39	7.48	6.61
Na ₂ O	3.87	3.90	3.68	3.90	3.65	3.57
K ₂ O	1.15	1.19	0.94	1.41	1.18	1.73
P ₂ O ₆	0.23	0.56	0.28	0.24	0.21	0.49
PC	0.30	0.31	2.59	0.09	0.36	0.81
Total	100.16	99.97	99.91	99.89	99.80	100.04
ppm						
Sc		22	20	17		
Be		2	2	1		
V		162	80	147		
Cr		276	154	119		
Co		34	24	21		
Ni		110	85	35		
Cu		37	26	28		
Zn		94	86	80		
Ga		20	22	21		
Rb		17	10	16		
Sr		641	559	623		
Y		37	30	23		
Zr		299	310	158		
Nb		18.53	15.78	8.05		
Mo		2.06	0.96	1.66		
Cs		0.28	0.17	0.33		
Ba		563	708	350		
La		33.10	33.59	17.39		
Ce		74.64	72.33	35.00		
Pr		9.07	9.68	4.92		
Nd		37.63	37.66	20.25		
Sm		8.20	8.09	4.62		
Eu		2.29	2.08	1.44		
Gd		7.67	6.87	4.55		
Tb		1.09	1.01	0.68		
Dy		6.15	5.76	4.14		
Ho		1.17	1.07	0.83		
Er		3.34	2.77	2.25		
Ti		1.82	1.15	1.15		
Yb		3.00	2.56	2.11		
Lu		0.45	0.36	0.32		
Hf		6.17	5.95	3.66		
Ta		1.07	0.86	0.46		
Pb		6.51	8.23	5.22		
Th		3.75	3.94	2.04		
U		0.92	1.09	0.58		

* Altitud en m s.n.m.

continúa

Tabla 5 (cont.). Concentración de elementos mayores y trazados CVAT.

ROCAS SILÍCIAS			
Muestra	Cal-06	Cal-65	Cal-92
Localidad	C. Yehualica	C. Blanco	Obsidiana N. Tezoyo
Tipo de roca	Lava	Lava	Lava
Latitud	19° 31' 00.7"	19° 47' 56.9"	19° 51' 06.3"
Longitud	98° 34' 57.2"	98° 16' 42.4"	98° 18' 59.0"
Altitud*	2970	2810	2600
% en peso			
SiO ₂	75.14	68.72	76.67
TiO ₂	0.11	0.44	0.14
Al ₂ O ₃	13.02	15.13	12.22
Fe ² O ₃	1.06	3.21	1.54
MnO	0.05	0.06	0.05
MgO	0.00	1.11	0.00
CaO	0.88	3.32	0.43
Na ₂ O	3.43	4.20	3.88
K ₂ O	4.51	2.93	4.88
P ₂ O ₆	0.03	0.10	0.01
PC	1.91	0.70	0.27
Total	100.14	99.92	100.09
ppm			
Sc	4	7	2
Be	2	2	6
V	10	42	5
Cr	63	134	196
Co	1	8	1
Ni	2	15	2
Cu	2	19	3
Zn	26	31	50
Ga	16	17	21
Rb	119	82	162
Sr	75	577	8
Y	15	15	51
Zr	59	60	202
Nb	8.75	10.47	43.80
Mo	2.88	1.66	8.62
Cs	6.12	1.35	5.65
Ba	577	386	66
La	16.87	22.46	53.91
Ce	33.33	43.28	113.85
Pr	3.90	4.90	11.84
Nd	13.75	17.17	41.41
Sm	2.77	3.07	7.96
Eu	0.45	0.73	0.29
Gd	2.32	2.69	7.23
Tb	0.38	0.42	1.21
Dy	2.24	2.45	7.55
Ho	0.47	0.51	1.50
Er	1.48	1.46	4.57
Ti	0.12	0.40	0.14
Yb	1.52	1.64	5.39
Lu	0.24	0.25	0.81
Hf	2.48	1.93	6.61
Ta	1.22	0.97	3.32
Pb	21.75	4.51	18.46
Th	8.97	10.88	17.30
U	5.34	2.86	5.60

* Altitud en m s.n.m.

(Fig. 7a), y para las andesitas basálticas, dacitas y riolitas (Figura 7b). Las rocas basálticas son las más enriquecidas en estos elementos (ΣREE : 122–194 ppm). Presentan patrones muy similares y poco variables, con enriquecimiento de las Tierras Raras ligeras respecto de las pesadas ((La/Yb)_N: 5.2–7.1) y patrones casi planos para estas últimas ((Gd/Yb)_N: 1.7–1.9) (Figura 7a). Estas rocas presentan también pequeñas anomalías negativas de Eu ((Eu/Eu^{*}: 0.84–0.91) y de Ce, lo cual sugiere, para el primer caso, el fraccionamiento de plagioclasa y clinopiroxeno, mientras que en el segundo indicarían la influencia de los sedimentos y fluidos acuosos de la placa en subducción. La correlación positiva entre La y Ce para todas las muestras del área de estudio descarta la posibilidad de que la anomalía negativa del Ce esté relacionada con intemperismo. Además, dado que los patrones de REE para los basaltos y el traquibasalto son similares y poco variables, se puede proponer una fuente magmática similar y homogénea dentro del manto para estas rocas.

Las andesitas basálticas muestran patrones de REE relativamente similares a los basaltos, pero con una mayor dispersión en sus concentraciones totales (ΣREE : 76–175 ppm) (Figura 7b). Presentan relaciones de (La/Yb)_N: 3.4–9.9 y de (Gd/Yb)_N: 1.6–2.0. Estos datos sugieren que las fuentes magmáticas de las rocas serían heterogéneas dentro del manto.

Las andesitas, dacitas y riolitas presentan patrones de REE contrastantes con respecto a las rocas máficas, con menores concentraciones de estos elementos (ΣREE : 80–101 ppm) y fuertes anomalías negativas de Eu (Figura 7b). Sin embargo, se observan patrones relacionados con la subducción ((La/Yb)_N: 6.7–7.4). En el caso de la Obsidiana Acoculco se puede determinar una mayor concentración de Tierras Raras (258 ppm) y una anomalía negativa de Eu mas acentuada (Figura 7b).

La Figura 8a presenta el diagrama multielemental para las muestras de basalto, andesitas y traquiandesitas basálticas, mientras que la Figura 8b presenta el diagrama multielemental para las andesitas basálticas y rocas silíceas. Los basaltos presentan un patrón compacto y poco variable (Figura 8a), con anomalías positivas poco pronunciadas de Ba, K, La y Pb, así como muy pequeñas anomalías negativas de Ti, pero no se observan anomalías negativas de Nb y Ta respecto de los elementos de radio iónico grande (LILE), que son típicas de ambientes de subducción. La mayoría de las andesitas basálticas y rocas silíceas presentan patrones diferentes con concentraciones variables de estos elementos traza en comparación con los basaltos (Figura 8b). En esta figura se puede ver enriquecimiento relativo de algunos elementos LILE (anomalías positivas de Ba y K), así como del Pb y Sr, respecto de elementos HFSE (anomalías negativas de Nb y Ta), del Ti y P. Estos patrones se han considerados como típicos del magmatismo asociado con zonas de subducción (Pearce, 1983; Hawkesworth *et al.*, 1993). No obstante, ciertas muestras de andesita basáltica (Cal-21, Cal-23, Cal-58 y Cal-86) presentan un comportamiento similar a los basaltos. Finalmente, se puede considerar que los basaltos, un traquibasalto y ciertas andesitas basálticas no presentan los patrones típicos de magmas relacionados con zonas de subducción.

DISCUSIÓN

Evolución geocronológica del vulcanismo

Con base en datos geocronológicos y estratigráficos presentados aquí, así como resultados publicados por diferentes autores se puede proponer la siguiente sucesión de eventos volcánicos para esta porción del sector oriental, la cual se ha representado de manera esquemática en un perfil casi norte-sur que abarca desde el frente volcánico actual (volcán Popocatepetl) hasta el norte de la Caldera de Acoculco, límite de la FVTM con la Sierra Madre Oriental (Figura 9). Dentro de este

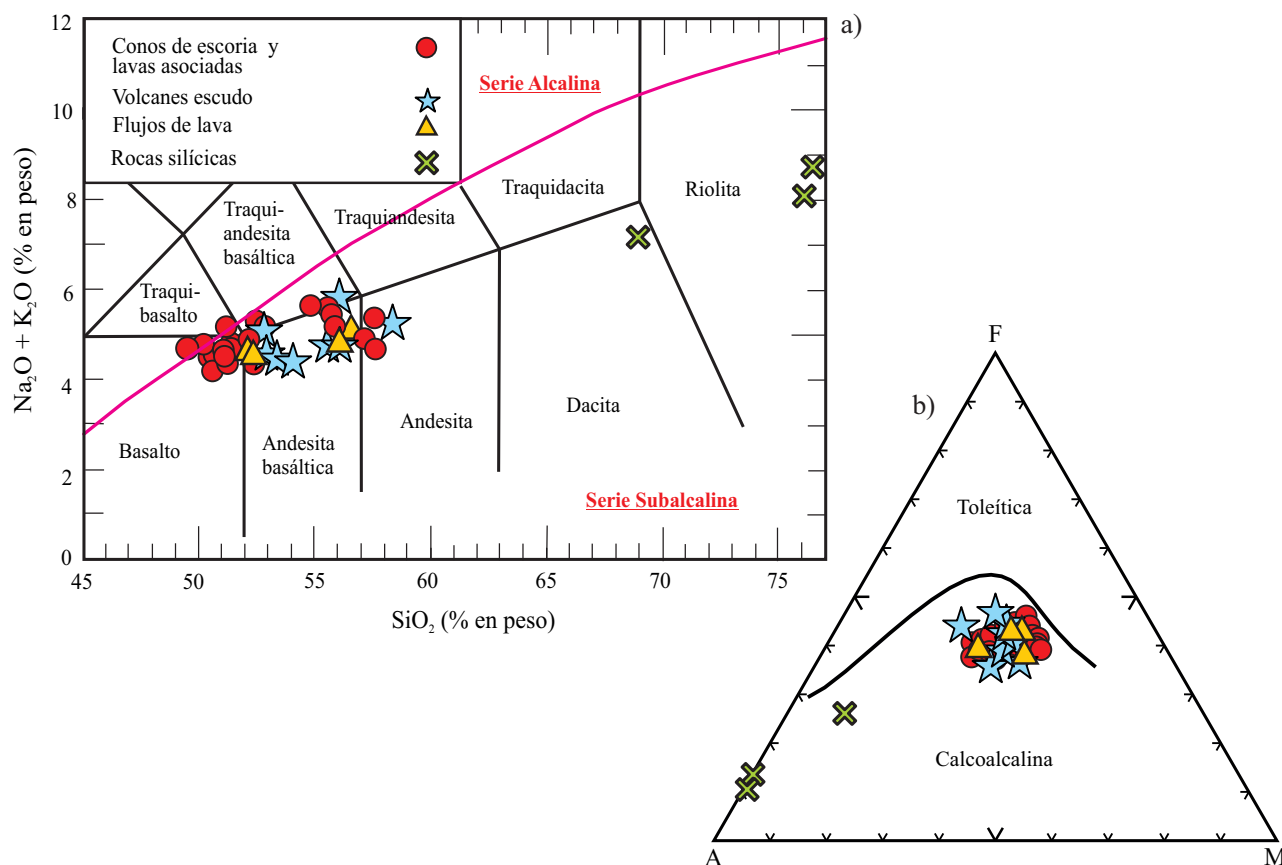


Figura 4. a) Diagrama de clasificación de TAS (Le Bas *et al.*, 1986) para las rocas del CVAT. División entre las series alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971). b) Diagrama AFM (A: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, F: $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$ y M: MgO) (Irvine y Baragar, 1971), donde se aprecia que todas las rocas subalcalinas de este campo volcánico caen dentro de la serie calcoalcalina.

perfil, sobre secuencias sedimentarias marinas mesozoicas se emplazaron de manera discordante rocas andesíticas y silíceas durante un período que va de ~19 a ~12 Ma (Mioceno Temprano-Medio), aunque existe una edad de ~5 Ma de U-Pb de zircons pertenecientes a una ignimbrita (Arce *et al.*, 2013). Posteriormente, de acuerdo con datos geocronológicos disponibles hasta el día de hoy, se produjo un *hiatus* volcánico de aproximadamente 7 Ma en la región de Apan – cuenca de México. La ausencia de magmatismo durante este período ha sido asociada con cambios tectónicos importantes ocurridos durante la evolución de la FVTM (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2012). De acuerdo con estos autores, la placa oceánica subducía de manera sub-horizontal a lo largo de la trinchera Mesoamericana durante el Mioceno Temprano y Tardío. Esto produjo el emplazamiento de magmas con características geoquímicas indicativas de la fusión de la placa en subducción a distancia de hasta ~485 km de la trinchera (Gómez-Tuena *et al.*, 2003; Mori *et al.*, 2007). Un reacomodo de las características tectónicas para el sur de México produjo probablemente el avance del arco volcánico hacia el norte de la FVTM durante el Mioceno Tardío – Plioceno Temprano (García-Palomo *et al.*, 2002; Ferrari *et al.*, 2012). Esto debido a que se mantenía una subducción sub-horizontal de la placa oceánica. Así, no se registró vulcanismo en el CVAT durante este período ya que éste apareció hacia la parte norte de los estados de Querétaro e Hidalgo.

A finales del Plioceno Temprano se reanudó la actividad volcánica de manera importante en esta porción de la Faja Volcánica, por lo que se emplazaron algunos domos dacíticos, depósitos de ignimbritas y algunos conos de escoria en las regiones de Apan y de Acapulco,

cuyas edades varían entre 3 y 2 Ma (López-Hernández, 2009; presente trabajo). Después, entre 2 y 1 Ma se produjo abundante vulcanismo silíceo y andesítico en la Caldera de Acapulco (López-Hernández, 2009) y continuaron formándose algunos conos de escoria en la región de Apan – Tecocomulco. Durante este mismo período se emplazaron los primeros eventos volcánicos bajo la parte norte y central de la Sierra Nevada (Tlálac-Telapón e Iztaccíhuatl) (Nixon, 1989; García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011; Cadoux *et al.*, 2011). Entre 1 y 0.5 Ma se produjo una menor cantidad de eventos volcánicos en la Caldera de Acapulco (López-Hernández, 2009), en la región de Apan-Cd. Sahagún se emplazaron los principales volcanes escudo y conos de escoria (Valadez-Cabrera, 2012; presente trabajo), mientras que en el Tlálac, Telapón e Iztaccíhuatl se construyeron diversos domos y flujos de lava de andesita y dacita que formaron la base de las estructuras (Nixon, 1989; García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011; Cadoux *et al.*, 2011; Macías *et al.*, 2012) (Figura 9). Posteriormente, entre 0.5 y 0.1 Ma se formaron diversos conos de escoria en la región de Apan – Tecocomulco - Cd. Sahagún, así como algunos domos dacíticos (Carrasco-Núñez *et al.*, 1997; Valadez-Cabrera, 2012; presente trabajo). En la Caldera de Acapulco la actividad magmática disminuyó considerablemente y se volvió de composición basáltica (López-Hernández, 2009), mientras que en la Sierra Nevada se registró el emplazamiento de domos y flujos de lava de andesita y dacita que formarían las cumbres de estas estructuras (Nixon, 1989; García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011; Cadoux *et al.*, 2011; Macías *et al.*, 2012). Casi de manera contemporánea, en el Popocatepetl se emplazaron importantes flujos de lava que construyeron la estructura Nexpayantla,

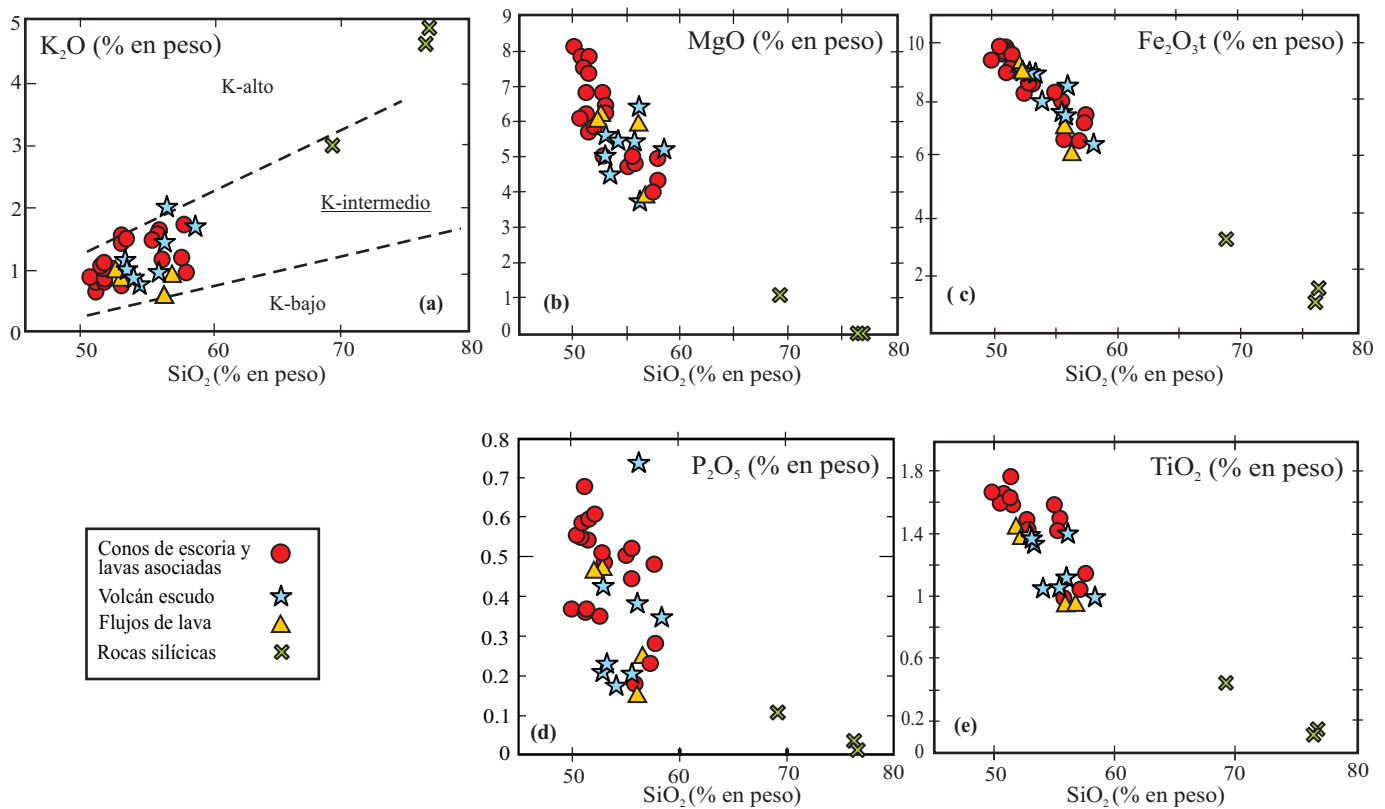


Figura 5. Diagramas de Harker que muestran la variación de los contenidos de elementos mayores con respecto al contenido de sílice (% en peso) de muestras del CVAT. a) variación del K_2O , los campos de clasificación con respecto al contenido de K_2O fueron tomados de Le Maitre *et al.* (1989); b) variación del MgO ; c) variación del Fe_2O_{3t} ; d) variación del P_2O_5 ; e) variación del TiO_2 .

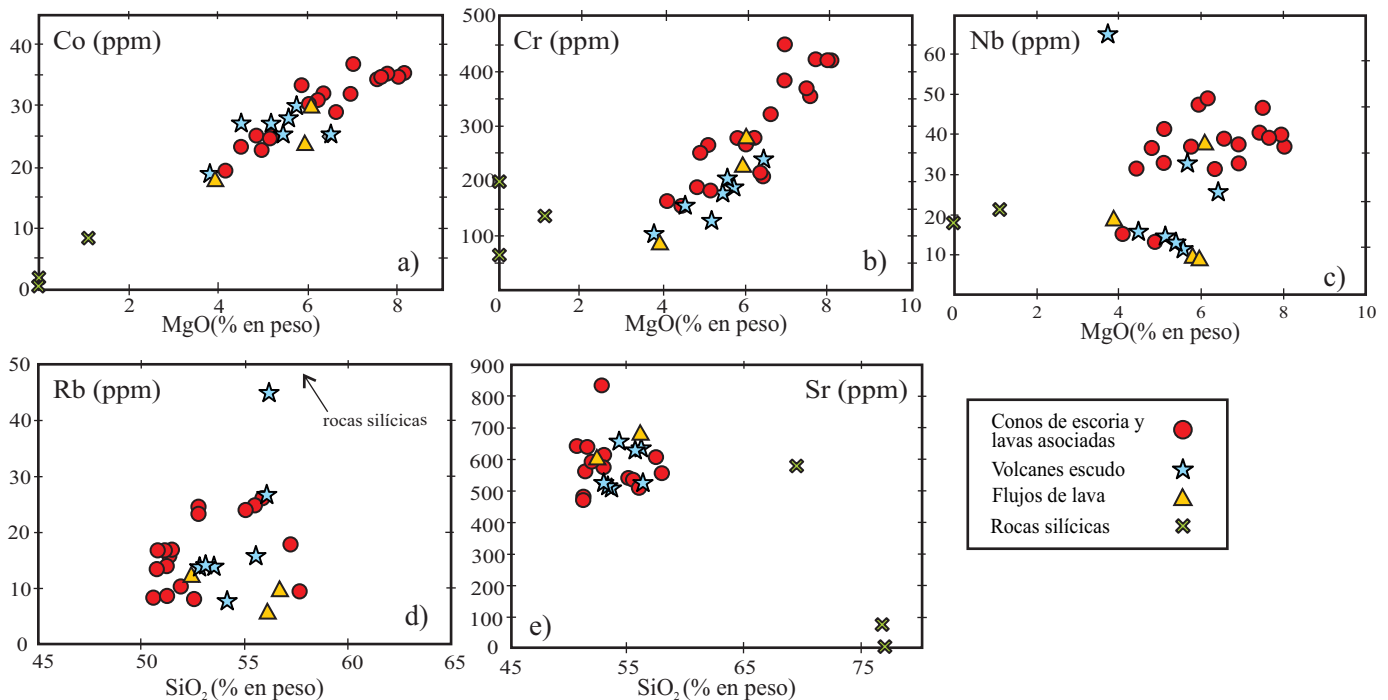


Figura 6. Diagramas tipo Harker que muestran la variación de algunos elementos traza (en ppm) con respecto al contenido del MgO (% en peso) en muestras del CVAT. a) variación del Co ; b) variación del Cr y c) variación del Nb . Variación de algunos elementos traza (en ppm) con respecto al contenido de SiO_2 (% en peso); d) variación del Rb y e) variación del Sr .

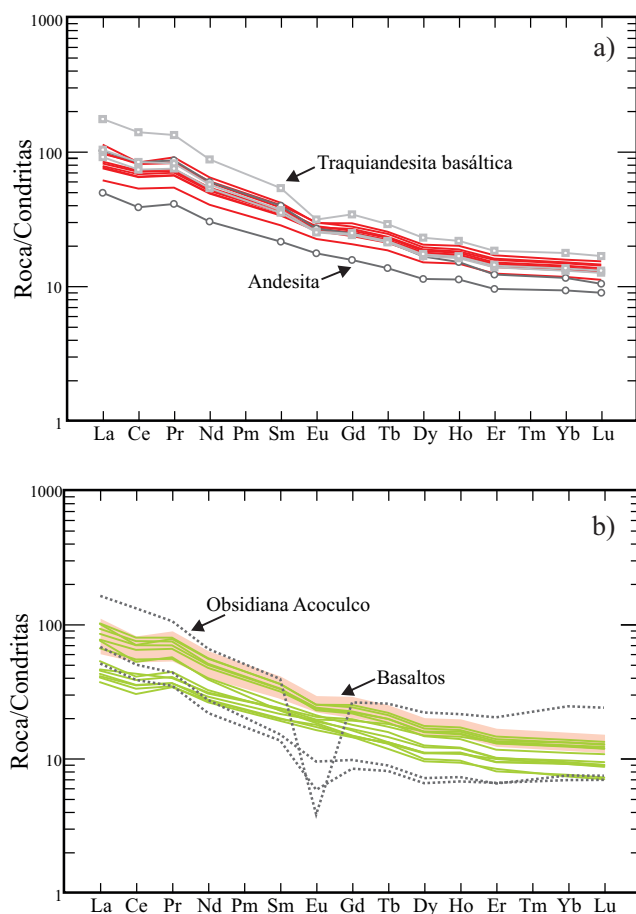


Figura 7. Diagrama de variación de elementos de Tierras Raras a) basaltos (líneas rojas), traquiandesita basáltica y andesitas y b) andesitas basálticas (líneas verdes) y rocas silíceas (líneas discontinuas). Se presenta en sombreado rosa los patrones de las rocas basálticas para comparación. Concentraciones normalizadas con respecto a los valores de condrita de Nakamura (1974) y a valores de Haskin *et al.*, (1968) para el Pr, Tb y Ho.

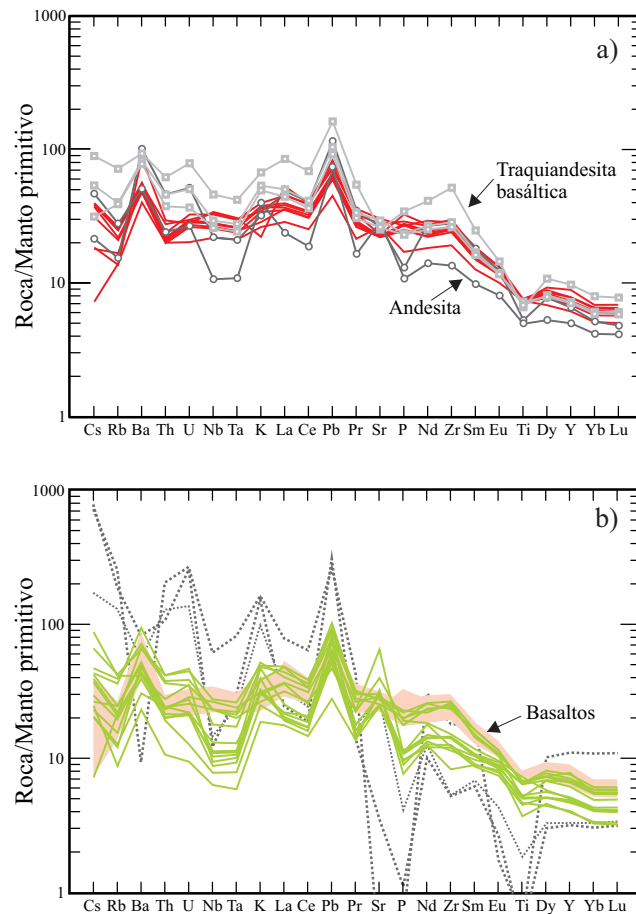


Figura 8. Diagrama de variación multielemental para a) basaltos (líneas rojas), andesitas y traquiandesita basáltica y b) andesitas basálticas (líneas verdes) y rocas silíceas (líneas discontinuas) del CVAT. Se presenta en sombreado rosa los patrones de las rocas basálticas para comparación. Concentraciones normalizadas con respecto al manto primitivo de Sun y McDonough (1989). Nótese que no se presentan anomalías negativas de Nb y Ta con respecto a los elementos LIL para los basaltos y algunas andesitas basálticas.

predecesora del cono actual (Siebe y Macías, 2006). Finalmente, de 0.1 Ma al Reciente, se registró actividad volcánica principalmente en el Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Tláloc y Telapón y en algunos conos de escoria situados al norte de esta sierra (Nixon, 1989; Huddart y González, 2004; Siebe y Macías, 2006; Hernández-Javier, 2007; Macías *et al.*, 2012; Rueda *et al.*, 2013) (Figura 9).

Como se puede ver, el magmatismo inició en la parte norte del CVAT, Caldera de Acoculco, y ciertas partes de Apan - Tecocomulco desde el Plioceno Temprano, para ir progresivamente avanzando hacia el sur donde se ubica el actual frente volcánico. Si las edades hasta ahora encontradas son representativas del reinicio esta actividad ígnea, se podría proponer que la velocidad de aparición del vulcanismo plio-cuatrnario, desde la región norte hacia el sur fue de ~40 km por ~1 Ma. Esta hipótesis se puede proponer con base en la distancia promedio que existe entre la caldera de Acoculco y la posición del volcán Popocatepetl que es de ~110 km, junto con las edades encontradas en las referencias y el presente trabajo. Posteriormente, la actividad volcánica se extendió de manera contemporánea durante el último millón de años, desde la caldera de Acoculco hasta el Popocatepetl. Márquez *et al.* (2001) propusieron la existencia de una migración del magmatismo de norte a sur, con una velocidad promedio de 27 km por 1 Ma, la cual es menor a la que se sugiere en el presente trabajo.

Además, estos autores consideraron que el vulcanismo se extinguió en el tras-arco, a medida que éste avanzaba hacia el sur, lo cual no es consistente con la distribución de edades mostrada en la Figura 9 y que indica que la actividad eruptiva se ha mantenido casi continua desde hace ~1 Ma en esta parte del sector oriental de la FVTM.

Evolución geoquímica de los magmas

Las rocas plio-cuatrnarias máficas del CVAT exhiben texturas microlíticas con escasos fenocristales de olivino y plagioclasa sin presentar importantes signos de inestabilidad química con respecto a la matriz vítrea o de microlitos. Estas características petrográficas sugieren que los magmas ascendieron de manera relativamente rápida hasta la superficie. Por otra parte, las rocas silíceas de los domos Yehualica y Cerro Blanco presentan edades, características petrográficas y geoquímicas (Figuras 7 y 8) que no muestran relaciones genéticas con los magmas máficos, por lo que se descarta que estas rocas silíceas fueron producidas por fenómenos de cristalización fraccionada a partir de los magmas basálticos.

En cuanto al comportamiento de elementos mayores de todos los basaltos, un traquibasilto, andesitas basálticas y andesitas, se podría considerar la existencia de ligeros procesos de cristalización fraccio-

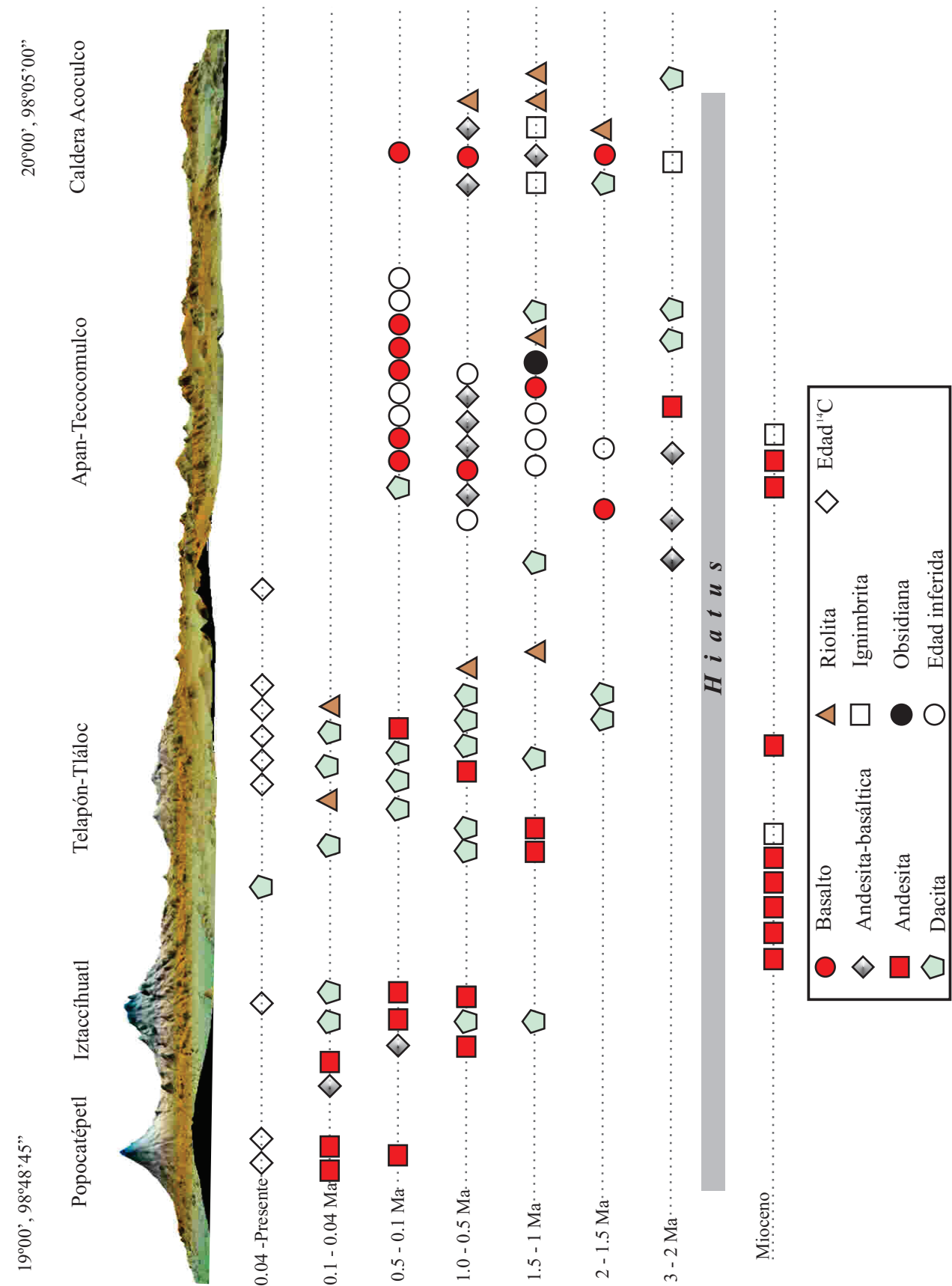


Figura 9. Perfil ~N-S transversal a la Faja Volcánica Trans-Mexicana, que va desde el frente volcánico actual (V. Popocatepetl) hasta el norte de la caldera de Acoculco. Se representa de manera esquemática las edades K-Ar y radiométricas encontradas a lo largo de este transecto y que se agruparon en diferentes intervalos, desde el Mioceno hasta el Presente. En el perfil se consideró únicamente la edad del evento volcánico y la posición de la estructura que lo produjo.

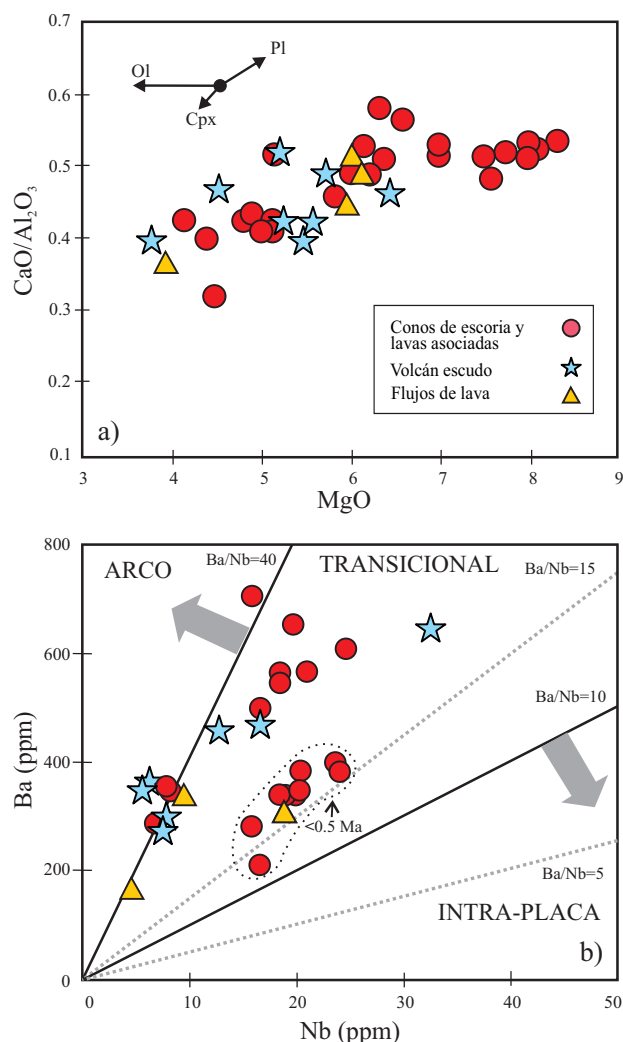


Figura 10 a) Relación de MgO vs. $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ para todas las muestras del CVAT. Se observan procesos de cristalización fraccionada de olivino para los basaltos, el traquibasalto y las traquiandesita basálticas, mientras que para las andesitas basálticas se observa cristalización fraccionada de clinopiroxeno. Modificado de Morra *et al.* (1997); b) concentraciones de Nb y Ba para las muestras del área de estudio. La mayoría de las rocas máficas caen en el campo transicional definido por D'Orazio *et al.* (2004).

nada entre ellos, a partir de un magma máfico primitivo. La relación MgO vs. $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Figura 10a) para las muestras analizadas sugiere la existencia de posibles procesos de cristalización fraccionada de olivino y clinopiroxeno para estas rocas máficas. Además, las anomalías negativas de Eu que presentan algunas rocas máficas (Figura 7) se pueden asociar con la existencia de condiciones de baja fugacidad de oxígeno y cristalización fraccionada de plagioclasa y clinopiroxeno en la fuente, los cuales van a ser retenidos aquí.

Las concentraciones de Cr, Ni, Co y Mg# ($\text{Mg\#} = 100[\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})]$) muestran valores relativamente altos (de 51 a 67 para este último parámetro), lo cual sugiere que las rocas máficas del área de estudio fueron producidas a partir de la fusión parcial del manto. Sin embargo, este manto parece mostrar heterogeneidades, ya que se observa una fuerte dispersión de datos en los patrones de elementos traza de las Figuras 7 y 8 para estas rocas máficas. Adicionalmente, se puede ver que los basaltos, un traquibasalto y algunas andesitas basálticas no muestran los clásicos patrones de elementos traza asociados con la subducción

(Figura 8), es decir no se observa enriquecimiento de elementos tipo LILE con respecto a los HFSE. Estos patrones son similares a los valores promedio que presentan los basaltos de islas oceánicas (OIB, datos de Sun y McDonough, 1989), aunque con la presencia de anomalías positivas de Ba y Pb. En el diagrama de la Figura 10b que relaciona las concentraciones de Nb y Ba, se puede apreciar que todas las muestras de basaltos y un traquibasalto, así como algunas andesitas basálticas, caen dentro del campo de los magmas transicionales. Esto sugiere que los magmas que generaron la mayoría de las rocas máficas del CVAT fueron generados por un manto o una fuente que muestra características intermedias entre un manto empobrecido influenciado por procesos de subducción y un manto enriquecido de ambiente intra-placa. En la Figura 10b se puede observar que los conos de escoria basáltica con edades menores a 0.5 Ma se ubican más próximos al campo de intraplaca. En comparación, las rocas de volcanes escudo y flujos de lava, con edades de ~1 Ma, presentan características geoquímicas de magmas calcoalcalinos asociados con zonas de subducción. Esto sugiere ciertos cambios ocurridos en la fuente del manto a través del tiempo.

Según el modelo más aceptado (Ferrari *et al.*, 2012 y referencias incluidas), el magmatismo de la FVTM se puede asociar con procesos de subducción en los cuales la placa subducida puede deshidratarse, fundirse y producir diferentes grados de metasomatismo en la cuña del manto litosférico (Tatsumi and Hanyu, 2003). Las relaciones de elementos traza incompatibles móviles e inmóviles pueden aportar información sobre los posibles componentes que intervinieron en los procesos de fusión y formación del fundido magmático en este ambiente. Este es el caso de las relaciones Ba/Th vs. Th/Nb de la Figura 11a, donde se aprecia que existe una aportación de fluidos derivados del *slab* o placa en subducción hacia la cuña del manto para la mayoría de las andesitas basálticas y algunos basaltos del área de estudio, cuyos valores de Ba/Th se encuentran entre 100 y 200. También, los valores de Th/Nb que exhiben algunos conos de escoria en dicha figura sugieren un aporte de la fusión de sedimentos hacia el manto. Es necesario mencionar que aunque la mayoría de los basaltos más recientes del CVAT presentan valores altos de la relación Ba/Th, éstos también presentan relaciones de La/Sm_N y Th/Nb muy similares a los magmas OIB promedio a nivel mundial, por lo que es innegable que el vulcanismo más reciente está relacionado con un manto enriquecido pero a la vez modificado por componentes de la subducción.

Por otra parte, con el fin de identificar la posible influencia de la corteza continental sobre la composición de los magmas plio-pleistocénicos del área de estudio, se graficaron las relaciones Rb/Y vs. Nb/Y en la Figura 11b. Se pueden observar que la mayoría de las rocas máficas presentan valores relativamente pequeños y variables de la relación Rb/Y lo que sugiere poca contaminación cortical. Lo anterior se comparó con respecto a la posición que guardan xenolitos corticales analizados por Schaaf *et al.* (2005) y representados en la misma figura.

Relaciones tectono-magmáticas

De acuerdo con resultados geofísicos (MASE) y modelos numéricos (Pérez-Campos *et al.*, 2008; Ferrari *et al.*, 2012), la configuración tectónica actual de la placa en subducción indica que ésta subduce de manera sub-horizontal a la placa continental hasta donde se ubica el actual frente volcánico, representado por la Sierra Nevada y Sierra Chichinautzin. Aquí la placa subducida se encontraría a una profundidad de ~100 km. Posteriormente, la placa se hunde con un fuerte ángulo (~65°), por lo que el *slab* bajo el CVAT se encontraría a ~300 km de profundidad. Para entender la generación del magmatismo transicional producido en los últimos 2 Ma en el área de estudio es necesario identificar la evolución tectónica que ha tenido la FVTM en su sector oriental desde el Mioceno al Reciente. De acuerdo con algunos autores (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Mori *et al.*, 2007; Ferrari

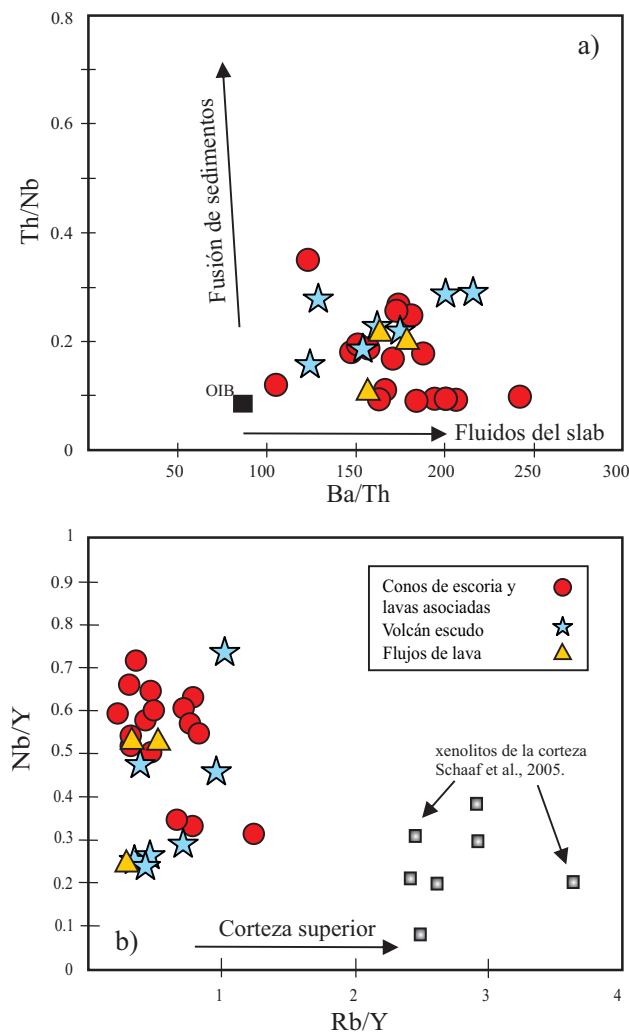


Figura 11 a) diagrama Ba/Th vs Th/Nb modificado de Orozco-Esquivel *et al.* (2007) para rocas máficas del CVAT. Datos OIB de Sun y McDonough (1989); b) Relación Rb/Y vs. Nb/Y para las rocas del área de estudio. Se incluyen los valores de xenolitos de la corteza continental. Modificado de Cox y Hawkesworth (1985).

et al., 2012) durante el Mioceno Medio – Tardío se produjo magmatismo calcoalcalino con firmas adakíticas, a ~400 km de la trinchera, el cual se ha asociado con la existencia de un proceso de subducción sub-horizontal. Este episodio magmático se ha identificado en rocas volcánicas de esta edad dentro del CVAT (García-Palomo *et al.*, 2002 y Valadez-Cabrera, 2012). Al mantenerse este escenario de subducción durante el Mioceno Tardío - Plioceno Temprano, el magmatismo migró hacia el norte de la FVTM, mientras que en el área de estudio ocurrió un *hiatus* volcánico de ~7 Ma. De acuerdo con Ferrari (2004), Ferrari *et al.* (2005) y Orozco-Esquivel *et al.* (2007) el magmatismo de esta edad presenta características similares a los basaltos de islas oceánicas, el cual se ha relacionado con el ascenso de manto astenosférico a través de la posible ruptura o *detachment* de la placa sub-horizontal en subducción. La intensa inyección de magmas astenosféricos en la base de la corteza, produjo la fusión parcial de ésta y la formación de magmatismo silíceo emplazado a través de algunas calderas (Ferrari *et al.*, 2012). En el presente trabajo se propone que los domos silíceos Yehualica y Cerro Blanco, con edades del Plioceno, se formaron de manera relativamente similar a dichas calderas, ya que no guardan

relaciones genéticas con el magmatismo máfico cuaternario del área de estudio. Por lo tanto, es probable que los magmas silíceos que formaron estos domos se hayan producido por la fusión parcial de la corteza inferior, afectada por la inyección de magmas máficos en esta estructura. Las pruebas de esta hipótesis son escasas, pero modelos geoquímicos y numéricos recientes sugieren que este tipo de fenómenos se han producido en otros ambientes donde el ascenso de manto astenosférico sometido a descompresión aporta importantes cantidades de magmas y fluidos hacia la corteza inferior, lo que produce su fusión parcial (Annen *et al.*, 2006).

Se puede considerar que el mejor modelo tectono-magmático que explica los datos estratigráficos y geoquímicos encontrados en las rocas máficas ≤2 Ma del CVAT, es el que sugiere el retroceso o *Roll-back* de la placa sub-horizontal en subducción (Mori *et al.*, 2007; Ferrari *et al.*, 2012). Este retroceso se produce por el hundimiento de la placa al enfriarse y aumentar su densidad progresivamente, lo cual causó la migración del arco hacia la trinchera y un incremento en la contribución de los componentes del *slab* hacia los fundidos. Es probable que durante el Plioceno – Pleistoceno el retroceso de la placa produjo el ascenso de manto astenosférico enriquecido, el cual deshidrató y fundió parte del *slab* subducido, lo que explicaría la composición de los magmas transicionales encontrados en el área de estudio y la fuente heterogénea de la cuña del manto. Los magmas generados fueron inyectados en la base de la corteza y algunos de ellos ascendieron a través de las posibles trazas de las fallas NE-SW que existen en el área.

CONCLUSIONES

El vulcanismo plio-cuaternario del CVAT está representado por la formación de domos dacíticos – riolíticos, flujos de lava y algunos conos de escoria de andesita basáltica. Estos se emplazaron durante un período de entre 3.0 a 1.0 Ma. Posteriormente, entre 1.0 y 0.5 Ma se formaron volcanes escudo y conos de escoria con una composición dominante de andesita basáltica. La mayoría de estas rocas presenta características de magmas asociados con zonas de subducción pero otras muestran características de magmas transicionales. Finalmente, entre 0.5 y 0.118 Ma se emplazaron abundantes conos de escoria basáltica y lavas asociadas que exhiben características de magmas transicionales pero con una mayor influencia de un manto enriquecido. Las características petrográficas y geoquímicas que presentan las rocas de este campo sugieren que son el resultado de la fusión parcial de una fuente heterogénea compuesta por una cuña del manto afectada por componentes de la subducción y fundidos derivados de un manto astenosférico enriquecido. Los fenómenos magmáticos observados en el CVAT y en otras regiones del sector oriental de la FVTM pueden ser asociados con procesos tectono-magmáticos producidos por el retroceso de la placa en subducción hacia la trinchera desde el Plioceno Temprano hasta el Cuaternario.

AGRADECIMIENTOS

El financiamiento de este trabajo fue aportado por el proyecto PAPIIT-DGAPA IN103412-3 y por financiamiento otorgado por el Posgrado en Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). El primer autor agradece al programa de becas del CONACYT por su apoyo en la realización de los estudios de Doctorado. Agradecemos a los Doctores Marie-Noëlle Guilbaud y José Luis Arce Saldaña por la profunda revisión realizada al presente manuscrito, así como al Doctor Peter Schaaf por sus observaciones. También agradecemos a la Quím. Patricia Girón del Laboratorio de

Fluorescencia de Rayos X (LUGIS del Instituto de Geología, UNAM) por su participación en la determinación de las concentraciones de los elementos mayores y algunos elementos traza. A la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu del Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI del Centro de Geociencias, UNAM, Juriquilla, Querétaro) por la determinación de elementos de Tierras Raras y otros elementos traza. Al Ing. Teodoro Hernández del Laboratorio de Molienda y Separación de Minerales (LUGIS del Instituto de Geofísica, UNAM), por su ayuda en la preparación mecánica de rocas y obtención de concentrados de matriz de rocas volcánicas para fechamiento por K-Ar. Finalmente a la M. en G. Irma Fabiola Mendiola López (Laboratorios A y B de Sedimentología Volcánica).

REFERENCIAS

- Alatraste-Vilchis, D., Campos-Enríquez, O., Huízar-Álvarez, R., Marines-Campos, R., 2005, La estructura sub-superficial de la subcuenca de Tecocomulco. La Laguna de Tecocomulco Geo-Ecología de un desastre: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación especial (3), 33-48.
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J., 2006, The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones: *Journal of Petrology*, 47, 505-539.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Morales-Casique, E., Benowitz, J.A., Rangel, E., Escolero, O., 2013, New constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: the San Lorenzo Tezonco deep well, on the basis of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and whole-rock chemistry: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 266, 34-49.
- Blake, S., 1989, Viscoplastic models of lava domes: IAVCEI Proceedings in Volcanology (2) Lava flow and domes, Springer Verlag, Heidelberg, 88-126.
- Cadoux, A., Missenard, Y., Martínez-Serrano, R.G., Guillou, H., 2011, Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of the Sierra Nevada Range: *Geological Magazine*, 148, 492-506.
- Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., Lozano, V.L., 1997, Geologic Map of Cerro Grande volcano and Surrounding Area, Central Mexico. Geological Society of America. Map and Chart Series MCH081. Geological Society of America, (Boulder, CO). 1 sheet, p 1-10.
- Charbit, S., Guillou, H., Turpin, L., 1998, Cross calibration of K-Ar standard minerals using an unspiked Ar measurement technique: *Chemical Geology*, 150, 147-159.
- Cox, K.G., Hawkesworth, C.J., 1985, Geochemical stratigraphy of the Deccan Traps at Mahabaleshwar, Western Ghats, India, with Implications for Open System Magmatic Processes: *Journal of Petrology*, 26 (2), 355-377.
- De Cserna, Z., Fries, C. Jr., Rincón-Orta, C., Silver, L., Westley, H., Solorio-Munguía, L., Schmitter-Villada, E., 1974, Datos geocronométricos terciarios de los Estados de México, Morelos y Guerrero: *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 26, 263-273.
- De Cserna, Z., de la Fuente, M., Palacios, M., Triay, I., Mitre, M., Mota, R., 1988, Estructura, geología, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, 104, 71.
- Demant, A., 1978, Características del eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. 2 (2), 172-187.
- D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M.J., 2004, Cenozoic back-arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia ($44^{\circ} 30' - 52^{\circ} \text{ S}$): A review of geochemical data and geodynamic interpretations: *Revista Asociación Geológica Argentina*, 59, 525-538.
- Francis, P., Oppenheimer, C., 2004, *Volcanoes*: Oxford and University Press (Gran Bretaña), Second Edition, 156-163.
- Ferrari, L., 2004, Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico: *Geology* 32 (1), 77-80.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J., Hernández-Bernal, M.S., 2003, Volcanic record and age of formation of the Mexico City Basin: *GEOS*, 23, (2), Unión Geofísica Mexicana, Resúmenes y programas, 120.
- Ferrari, L., Tagami T., Eguchi M., Orozco-Esquivel M.T., Petrone C.M., Jacobo-Albarrán J., López-Martínez M., 2005, Geology, geochronology and tectonic setting of late cenozoic volcanism along the Southwestern Gulf of Mexico: The eastern alkaline province revisited: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146, 284-306.
- 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*, 522-523, 122-149.
- Fuhrmann, U., Lippolt, H.J., Hess, J.C., 1987, Examination of some proposed K-Ar standards: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses and conventional K-Ar data: *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 66, 41-51.
- García-Palomo, A., 2002, Vulcanismo y geología estructural de la región de Apan, Edos. De Hidalgo, Tlaxcala, Puebla y México. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de doctorado, 181pp.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño, V.H., 2000, Miocene to Recent structural evolution of Nevado de Toluca volcano region, Central México. *Tectonophysics* 318, 218-302.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Valdez, G., Mora, J.C., 2002, Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, 41, 133-150.
- García-Tovar, G.P., Martínez-Serrano, R.G., 2011, Geología y Geoquímica de las lavas pleistocénicas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28 (2), 301-322.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta A., Langmuir C., Goldstein S., Ortega-Gutiérrez F., Carrasco-Núñez G., 2003, Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions and crustal contamination: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(8), 8912.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del centenario, LVII (3), 227-283.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Rincon-Herrera, N.E., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., Iriando, A., 2008, The origin of a primitive trondhjemite from the Trans-Mexican Volcanic Belt and its implications for the construction of a modern continental arc: *Geology*, 36, 471-474.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Torrado, F.P., Badiola, E.R., 1996, K-Ar age and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73, 141-155.
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985, The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: Their age, volume and distribution and magma discharge rate: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25, 105-124.
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A., Wildman, T.R., 1968, Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. *in* Ahrens, L. H., (eds.): *Origin and distribution of elements*, 1, Oxford, Pergamon, 889-911.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M., McDermott, F., 1993, Mantle and slab contributions in arc magmas: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21, 175-204.
- Hernández-Javier, I., 2007, Geología y geomorfología volcánica de la región de los yacimientos de obsidiana de Otumba en el sector norte de la Sierra Nevada de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Filosofía y Letras, Tesis de Licenciatura en Geografía, 115 pp.
- Huddart, D., González, S., 2004, Pyroclastic flows and associated sediments, Tlálac-Telapón, piedmont fringe of the eastern basin of Mexico, *en* Aguirre-Díaz, G., Macías, J.L., Siebe, C. (eds.), *Neogene-Quaternary continental margin volcanism-proceedings of the GSA Penrose Conference at Metepec, Puebla, México*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial No. 2, 35.
- Huízar-Álvarez, R., 1999, Hidrogeología de la subcuenca de Apan-Tóchac, estados de Hidalgo y Tlaxcala, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 16, No. 16 (2), 217-229.
- Huízar-Álvarez, R., Campos-Henríquez, J.O., Lermo-Samaniego, O., Delgado-Rodríguez, O., González, H., 1997, Geophysical and hydrogeological characterization of the sub-basin of Apan an Tochac (Mexico Basin): *Geofísica Internacional*, 36, 217-233.
- 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.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology, 27 (3), 745-750.
- Ledezma-Guerrero, O., 1987, Hoja Calpulalpan 14Qh(3), con resumen de la geología de la hoja Calpulalpan, Estados de México, Puebla, Tlaxcala e Hidalgo: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre 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: Blackwell, Oxford, 193 pp.
- Lenhardt, N., Böhnell, H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I.S., Hornung, J., Hinderer, M., 2010, Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico). Bulletin of Volcanology, 72, 817-832.
- López-Hernández, A., 2009, Evolución volcánica del Complejo Tulancingo-Acoulco y su sistema hidrotermal, Estados de Hidalgo y Puebla, México. Juriquilla, Querétaro, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de doctorado, 170 pp.
- Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S.P., Girón, P., Velasco, F., Morán-Zenteno, D., Viera, F., Chávez, G., 1995, Calibración preliminar de fluorescencia de rayos-X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas: Actas INAGEQ (1), 203-208.
- Lugo-Hubp, J., Salinas-Montes, A., 1996, Geomorfología de la Sierra de Guadalupe (al norte de la Ciudad de México) y su relación con peligros naturales: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 13 (2), 240-251.
- Macías, J.L., Arce, J.L., García-Tenorio, F., Layer, P., Rueda, H., Reyes-Agustín, G., López-Pizaña, F., Avellán, D., 2012, Geology and Geochronology of Tlaloc, Telapón, Iztaccihuatl and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, Central Mexico, *en* Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., Molina-Garza, R. S., (eds.), The Southern Cordilleran and Beyond: The Geological Society of America, Field Guide 25, 163-192.
- Martin del Pozzo, A.L., 1982, Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico: Bulletin of Volcanology, 45(1), 9-24.
- Márquez, A., Oyarzun, R., de Ignancio, C., Doblas, M., 2001, Southward migration of volcanic activity in the central Mexican Volcanic Belt: asymmetric extension within a two-layer crustal stretching model: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 112, 175-187.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Kay, Y., Goldstein, S.L., 2007, Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt: Chemical Geology, 244, 452-473.
- Morra, V., Secchi, F.A.G., Melluso, L., Franciosi, L., 1997, High/Mg subduction/related Tertiary basalts in Sardinia, Italy: Lithos, 40, 69-91.
- Nakamura, N., 1974, Determinations of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: Geochimica et Cosmochimica Acta, 38, 757-775.
- Nance, R.D., Miller, B.V., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Dostal, J., 2006, Acatlán Complex, southern Mexico: record spanning the assembly and breakup of Pangea: Geology 34, 857-860.
- Nixon, G. T., 1989, The geology of Iztaccihuatl Volcano and adjacent areas of The Sierra Nevada and Valley of Mexico: Geological Society of America, Special Paper, 219, 58 pp, 1 mapa.
- Odin, G.S. y 35 coautores, 1982, Interlaboratory standards for dating purposes, *en* Odin, G.S. (ed.) Numerical Dating in Stratigraphy: Chichester, Wiley, 123-150.
- Orozco-Esquivel, T., Petrone, C.M., Ferrari, L., Tagami, T., Manetti, P., 2007, Geochemical and isotopic variability in lavas from the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Slab detachment in a subduction zone with varying dip: Lithos, 93, 149-174.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R.L., Speed, R.C., 1994, Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, *in* Speed, R.C (eds.), Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transition: Geological Society of America (Boulder, CO), DNAG Continent-Ocean Transect Series, 265-306.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: Geology 23, 1127-1130.
- Pardo, M., Suárez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: Seismic and tectonic implications: Journal of Geophysical Research, 100, 12,357-12,373.
- Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A., Ferrari, L., 1988, Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: Tectonophysics, 146, 353-364.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991, Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacán: Geological Society of America Maps and Charts Series MCH072, scale 1:300 000, 1 sheet, 22 pp. text.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Manea, V.C., Gurnis, M., 2008, Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico: Geophysical Research Letters, 35, L18303. doi: 10.1029/2008GL035127.
- Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *in*: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths: Shiva, Nantwich, 230-249.
- Porter, S.C., 1972, Distribution, morphology, and size frequency of cinder cones on Mauna Kea Volcano, Hawaii: Geological Society of American Bulletin, 83, 3607-3612.
- Rueda, H., Macías, J.L., Arce, J.L., Gardner, L.E., Layer, P.W., 2013, The ~31 ka rhyolitic Plinian to sub-Plinian eruption of Tlaloc volcano, Sierra Nevada, central Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 252, 73-91.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J., 2005, Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico: Journal of Petrology, 46 (6), 1243-1282.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R., 1993, Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America Special Paper 278, 153.
- Siebe, C., Macías, J.L., 2006, Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlan stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin volcanic field. *in* Neogene-Quaternary continental margin volcanism: a perspective from Mexico (eds C. Siebe, J. L. Macías and G. J. Aguirre-Díaz): Geological Society of America Special Paper 402, 253-329.
- Solé, J., 2009, Determination of K/Ar ages in milligram samples using an infrared laser for argon extraction: Rapid Communications in Mass Spectrometry, 23, 3579-3590.
- Solé, J., Enrique, P., 2001, X-ray fluorescence analysis for the determination of potassium in small quantities of silicate minerals for K-Ar dating: Analytica Chimica Acta, 440 (2), 199-205.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. *in* Saunders, A.D., Norry, M.J., (eds.), Magmatism in the ocean basins: Geological Society, (London) Special Publication Classics, 42, 313-345.
- Tatsumi, Y., Hanyu, T., 2003, Geochemical modeling of dehydration and partial melting of subducting lithosphere: toward a comprehensive understanding of high-Mg andesite formation in the Setouchi volcanic belt, SW Japan: Geochemistry, Geophysics, Geosystems 4 (9), doi: 10.1029/2003GC000530.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J., 1996, Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico: International Geology Review, 38, 176-194.
- Valadez-Cabrera, S. 2012, Caracterización petrológica del Campo volcánico Xihuingo-La Paila, Estado de Hidalgo: Evidencias Geoquímicas e Isotópicas de Sr, Nd y Pb. Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de Maestría, 139 pp.
- Vázquez-Sánchez, E., Jaimes-Palomera, R., 1989, Geología de la cuenca de México: Geofísica Internacional, 28, 133-190.
- Wood, C.A., 1980, Morphometric evolution of cinder cones: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 7, 387-413.

Manuscrito recibido: Junio 30, 2014

Manuscrito corregido recibido: Septiembre 13, 2014

Manuscrito aceptado: Septiembre 30, 2014