

El complejo volcánico de Ahualulco: geoquímica y evolución temporal del vulcanismo félsico del Oligoceno, en el oriente de la Mesa Central, San Luis Potosí, México

Carolina Isabel Latorre-Correa¹, Pablo Dávila-Harris^{1,*},
Alfredo Aguillón-Robles², y Margarito Tristán-González²

¹ División de Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT), Camino a la Presa San José 2055, C.P. 78216, San Luis Potosí, México.

² Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Av. Manuel Nava 5, 78240, San Luis Potosí, México.

* pablo.davila@ipicyt.edu.mx

RESUMEN

El complejo volcánico de Ahualulco (CVA), en la región meridional de la Mesa Central de México, consta de un conjunto de rocas volcánicas cenozoicas que incluye andesitas emplazadas en el Eoceno medio, seguidas de lavas dacíticas y riolíticas, al igual que secuencias piroclásticas félsicas emitidas durante el Oligoceno, algunas de las cuales contienen granate. En este trabajo se ha encontrado que, al menos, un segundo evento andesítico (andesita Petronilas) ocurrió en ese lapso, y que estuvo ligado a la génesis de la ignimbrita Cortes (de composición riolítica), conformando así un vulcanismo bimodal “atípico” evidenciado por las relaciones de campo, mineralogía, correlación de los elementos incompatibles Th y Nb y los patrones de las tierras raras. Adicionalmente, se obtuvieron nuevas edades de cristalización de zircón por el método U-Pb para la Riodacita Zapatero (31.7 Ma), la Riolita Los Cuervos (30.8 Ma), la riolita granatífera El Arenal (31.4 Ma) y el pórfido riolítico El Negro (31.1 Ma). Posiblemente, el emplazamiento de la *suite* bimodal, así como el de las rocas encontradas en el norte, es de tipo fisural asociado a las fallas NW-SE originadas en el régimen extensivo que ocurrió entre el Oligoceno y el Mioceno. Sin embargo, en el centro del CVA se requiere de una historia eruptiva similar a la de las calderas de colapso para explicar ciertos hallazgos litológicos y estratigráficos, como la presencia de grandes brechas, con abundantes clastos graníticos y de rocas sedimentarias basales del Cretácico, en las tobas Palos Colorados y Hienera.

Palabras clave: vulcanismo hiperaluminoso; riolitas con granate; vulcanismo explosivo; Oligoceno; Mesa Central; México.

ABSTRACT

The Ahualulco Volcanic Complex (AVC), in the southern region of the Mesa Central of Mexico, consists of a set of Cenozoic volcanic rocks, which includes andesites. The AVC was emplaced in the middle Eocene, followed by dacitic-rhyolitic lavas, as well as felsic pyroclastic sequences emitted during the Oligocene, some of which contain garnet. This work

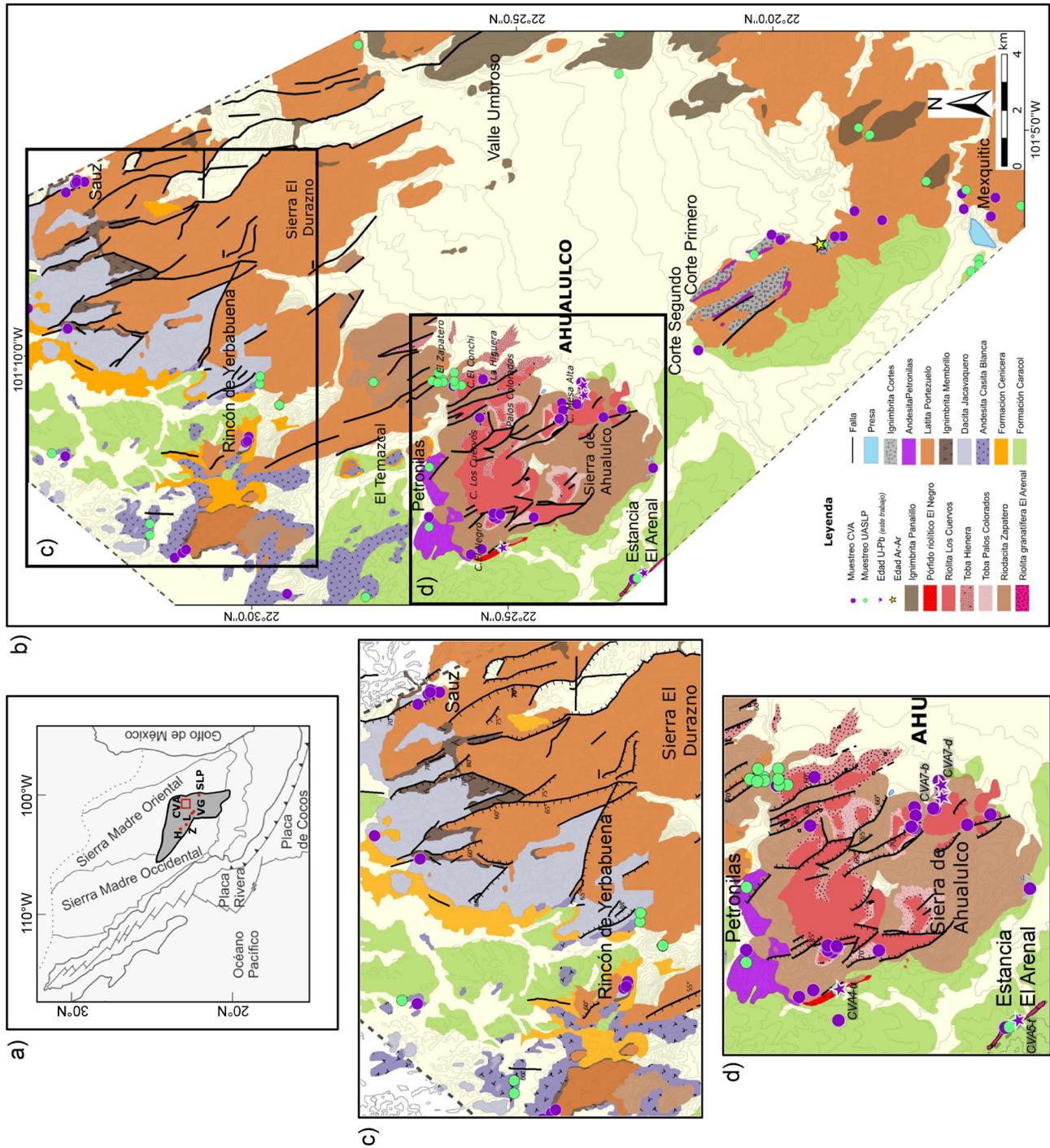
emphasizes, at least, a second Oligocene andesitic event (Petronilas andesite) that was linked to the genesis of the Cortes ignimbrite, thus forming a bimodal vulcanism evidenced by field relations, mineralogy, the correlation of incompatible elements such as Th and Nb and rare earth elements patterns. In addition, new U-Pb crystallization ages were obtained for the Zapatero Rhyodacite (31.7 Ma), the Los Cuervos Rhyolite (30.8 Ma), the garnet-bearing rhyolite El Arenal (31.4 Ma) and the El Negro rhyolitic porphyry (31.1 Ma). Possibly, the emplacement of the bimodal suite, like that of the rocks found to the north, was fissure fed, associated with NW-SE faults originated in the extensional regime between the Oligocene and the Miocene. However, in the central area of the AVC, explosive or caldera-related vulcanism might be required to explain certain lithological and stratigraphic features, such as large lithic breccias with abundant granitic clasts and Mesozoic sedimentary basement lithics, in the Palos Colorados and Hienera tuffs.

Key words: peraluminous vulcanism; garnet-bearing rhyolites; explosive vulcanism; Oligocene, Mesa Central; Mexico.

INTRODUCCIÓN

La investigación de las rocas volcánicas del Cenozoico en México ha estado dominada por los trabajos dedicados a la Sierra Madre Occidental, en el occidente y noroeste del territorio, ya que es una de las provincias con mayor volumen de ignimbritas riolíticas reportadas en la Tierra (Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003; Aguirre-Díaz *et al.*, 2008). No obstante, los volúmenes significativos de rocas volcánicas ácidas de la provincia fisiográfica de la Mesa Central (Figura 1a), que difieren considerablemente de la primera en cuanto al estilo y composición, han cobrado gran importancia en los últimos años. En parte porque esto apunta a procesos petrogenéticos y mecanismos de emplazamiento distintos y poco explorados aún en esa región (Orozco-Esquivel *et al.*, 2002); en parte por el poco consenso con respecto al origen y a las fuentes eruptivas de los grandes volúmenes riolíticos allí encontrados.

A grandes rasgos, en la Mesa Central (MC) el vulcanismo riolítico se manifiesta principalmente como rocas calcoalcalinas potásicas, muy



silíceas (>76 %), emplazadas entre el Eoceno medio y el Oligoceno tardío (Orozco-Esquivel *et al.*, 2002; Aguillón-Robles *et al.*, 2012). Localmente, se presentan como domos topacíferos enriquecidos en flúor y estaño, los cuales provienen de lavas subalcalinas, hiperaluminosas (p.ej., domos El Tepetate, Cerro Silva y El Gato, en el oeste del campo volcánico de San Luis Potosí; Aguillón-Robles *et al.*, 1994; Orozco-Esquivel *et al.*, 2002; Rodríguez-Ríos *et al.*, 2007; Torres-Hernández *et al.*, 2014), o ligadas a flujos de lava basáltico o andesítico, constituyendo un volcanismo bimodal en la región meridional de la Mesa Central. Tal es el caso de algunos complejos del campo volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) y de la Riolita La Herradura, que contiene granate almandino, asociados a un régimen de intraplaca (Sieck *et al.*, 2019). Por su parte, el volcanismo explosivo allí encontrado es, típicamente, alimentado por fisuras y se relaciona con fallas regionales, documentado por ejemplo en las ignimbritas Panalillo, Loreto y Villa García (Figura 1a; Torres-Hernández *et al.*, 2006; Tristán-González *et al.*, 2008; Sieck *et al.*, 2021).

El complejo volcánico de Ahualulco (CVA), localizado en la porción norte del CVSLP (Figura 1a), está constituido por un conjunto de rocas volcánicas cenozoicas cuyo registro geológico inició en el Eoceno medio con el emplazamiento de magmas andesíticos y finalizó en el Oligoceno tardío durante un régimen tectónico extensivo, al que siguió, después de un amplio hiato, un evento de volcanismo intraplaca con la efusión de lavas basaníticas durante el Pleistoceno (Tristán-González *et al.*, 2009a; Aguillón-Robles *et al.*, 2014).

Los estudios pioneros, de carácter local, de geología, estratigrafía y cartografía del CVA están consignados en los trabajos realizados por Aguillón-Robles y Tristán-González (1981), Labarthe-Hernández y Tristán-González (1981), Labarthe-Hernández *et al.* (1982; 1995), Tristán-González *et al.* (2009a) y en el mapa digital del sur de la MC de Del Pilar-Martínez *et al.* (2021), entre otros. Pese a esto, cuenta con escasos datos geoquímicos e información petrogenética y geocronológica disponible; tampoco existen estudios concluyentes acerca de la tectónica local, salvo el trabajo de Tristán-González *et al.* (2009b), en donde se propone la existencia de una cuenca *pull-apart* formada durante el Eoceno, lo que a su vez dificulta el entendimiento de su génesis y evolución geodinámica.

En este documento se presenta una actualización del marco estratigráfico local, volcanológico y geoquímico, apoyado con nuevas dataciones de zircón por el método U-Pb, para así delimitar al CVA y establecer su relación con la evolución geodinámica de la MC. Adicionalmente, se proponen un par de unidades litoestratigráficas nuevas, así como el uso o el abandono de algunos términos para referirse a las unidades del CVA, con el fin de facilitar futuras investigaciones y unificar conceptos.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Mesa Central

La Mesa Central (Figura 1a) es una meseta elevada localizada en el centro-norte de México y circundada por la Sierra Madre Occidental, la Faja Volcánica Transmexicana y la Sierra Madre Oriental (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Las rocas más antiguas de la MC corresponden a secuencias marinas triásicas, aisladas, y a xenolitos precámbricos interpretados como de la base de la corteza, encontrados en basaltos del Cuaternario (Schaaf *et al.*, 1994; Aranda-Gómez *et al.*, 2000; Aguillón-Robles *et al.*, 2009; Mascuñano *et al.*, 2013).

Durante el Jurásico-Cretácico se depositaron las secuencias marinas de la plataforma de Valles-San Luis Potosí (PVSLP) y de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM) y una secuencia de rocas sedimentarias (lutitas, areniscas y calizas) y volcánicas (basaltos

almohadillados, flujos de lava y tobas) con metamorfismo en facies esquistos verde (Carrillo-Bravo, 1971; Freyrier *et al.*, 1997; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). A partir del Cenozoico hubo una transición de ambiente marino al medio continental, en la cual ocurrió el depósito de sedimentos clásticos que formaron capas rojas de conglomerados y areniscas, los cuales están intercalados con tobas y lavas andesíticas del Eoceno (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Aranda-Gómez y McDowell, 1998; Aguillón-Robles *et al.*, 2014). Posteriormente se emplazaron las secuencias potentes de rocas volcánicas del Oligoceno: 1) lavas de composición dacítica, emplazadas a manera de domos entre 32–31 Ma; 2) ignimbritas voluminosas y domos riolíticos emplazados entre 31–28 Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Aguillón-Robles *et al.*, 2014). Sobre éstas, yacen andesitas-basálticas y basaltos alcalinos con edades entre el Mioceno Temprano y el Pleistoceno (Aguirre-Díaz y McDowell, 1993; Aguillón-Robles *et al.*, 2009; Aguillón-Robles *et al.*, 2014). Dichos eventos dieron lugar a diferentes centros volcánicos, entre los cuales se encuentra el CVSLP, localizado en la parte suroriental de la MC.

La MC sufrió varias fases de extensión entre el Eoceno tardío (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007; Tristán-González, 2008; Tristán-González *et al.*, 2009b; Botero-Santa *et al.*, 2020) y el Mioceno (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001; Botero-Santa *et al.*, 2015). No obstante, la deformación más importante tuvo lugar en el Oligoceno, entre 30 y 27 Ma (Tristán-González, 1986; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Tristán-González *et al.*, 2009b), cuando un evento de extensión cortical con orientación E-W condujo a la formación de fosas y pilares tectónicos paralelos (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997).

Campo volcánico de San Luis Potosí

El CVSLP está constituido por diversas unidades de lavas riolíticas y depósitos de flujos piroclásticos (ignimbritas), que yacen discordantemente sobre rocas sedimentarias del Mesozoico o sobre sedimentos continentales del Paleoceno-Eoceno (Aranda-Gómez y McDowell, 1998; Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González *et al.*, 2009a). Este campo está formado por los complejos volcánicos Ahualulco, Pinos, Villa Hidalgo, La Repartición, Sierra San Miguelito y Río Santa María, relacionados con episodios magmáticos ocurridos durante el Cenozoico (Tristán-González *et al.*, 2009a).

Los episodios mencionados anteriormente para el CVSLP se resumen a continuación: 1) efusión de lavas predominantemente andesíticas que conforman la Andesita Casita Blanca durante el Eoceno medio (Tristán-González *et al.*, 2009a; Aguillón-Robles *et al.*, 2014); 2) vulcanismo efusivo oligocénico (entre 32 y 28 Ma), representado por lavas de composición andesítica hasta dacítica-riolítica (p.ej., Dacita Jacavaquero, Latita Portezuelo, Riolita San Miguelito) acompañado, en menor proporción, de depósitos de flujos piroclásticos (p.ej., ignimbrita Cantera) (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González *et al.*, 2009a; Aguillón-Robles *et al.*, 2012); 3) etapa de vulcanismo félsico con erupciones piroclásticas entre 28 y 25 Ma (p.ej., ignimbrita Panalillo); 4) episodio de vulcanismo bimodal del Mioceno, caracterizado por la emisión esporádica de basaltos alcalinos (p.ej., basalto Cabras) acompañados de riolitas (p.ej., riolita Cerro Reyna) en áreas restringidas del CVSLP (Tristán-González *et al.*, 2009a; Aguillón-Robles *et al.*, 2012); 5) generación de lavas basaníticas (p.ej., basalto Las Joyas) y rocas piroclásticas durante el Pleistoceno (1.6–0.6 Ma; Tristán-González *et al.*, 2009a; Aguillón-Robles *et al.*, 2014).

MÉTODOS

Para esta investigación se realizó un trabajo de campo exhaustivo en el cual se obtuvieron nuevos datos que permitieron complementar

la cartografía preexistente, se recolectaron muestras de las diferentes unidades volcánicas y se levantaron columnas estratigráficas.

Las muestras para análisis geoquímicos se trituraron con una quijada mecánica y se pulverizaron con un equipo de ágata en laboratorios de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí (UASLP) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT). Por su parte, las rocas para secciones delgadas fueron cortadas y elaboradas en el laboratorio de laminación de la UASLP. La interpretación de 64 secciones delgadas se realizó con un microscopio petrográfico marca Leica DM LP.

Para esta investigación, se utilizaron datos de elementos mayores de 54 muestras (Tabla 1) y de elementos traza de 86 muestras (Tabla S1 del material suplementario). De las primeras, 16 se analizaron con un espectrómetro de fluorescencia de rayos X de dispersión de longitud de onda con fuente de rodio de 4kW en muestras sólidas calcinadas (preparadas como perlas fundidas con boratos de litio) en los laboratorios del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), empleando AGV-1, JR-1, JG-1a y STD-INT como estándares de andesita, riolita, granodiorita y granito, respectivamente. Las muestras restantes pertenecen a datos no publicados del Instituto de Geología de la UASLP, así como a Idier (2003), Martínez-Esparza (2004), Almaguer-Rodríguez (2010), Gaspar-Rete (2014) y Hernández-Ramos (2014). Los datos se trataron y graficaron con los programas *FC-AFC-FCA and mixing modeler* (Ersoy y Helvacı, 2010) y *GCDtoolkit 6.0* (Janoušek *et al.*, 2006).

La digestión y análisis de elementos traza se realizaron en el laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología (UASLP) por el método de espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo ICP-QMS, utilizando estándares internacionales como materiales de referencia (AGV-2, GSP-2, QLO-1a). La metodología seguida se encuentra consignada en Almaguer-Rodríguez (2010).

Cuatro muestras de zircón, CVA-7-d (riolita), CVA-5-t (riolita granatífera), CVA-4-u (riolita porfirítica con granate) y CVA-7-b (base vítrea de riolita), fueron separadas por medio de batea y seleccionadas manualmente con el microscopio binocular, para datar por el método U-Pb (Tabla S2 del material suplementario). Los cristales de zircón se montaron en resina epóxica y se tomaron imágenes de catodoluminiscencia (CL) usando un luminoscopio ELM-3R, para identificar los 35 puntos de cada muestra a analizar. Luego se midieron por ablación láser asociada con un espectrómetro de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo (LA-ICP-MS), en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, UNAM. Las especificaciones y detalles de la metodología se encuentran en Solari *et al.* (2018). Finalmente, los datos fueron escogidos teniendo en cuenta el porcentaje de discordancia, excluyendo aquellos con valores menores que -5 % y mayores que 30 %, para graficar los diagramas de concordia y Th/U vs. edad, utilizando los programas *IsoplotR* (en línea; Vermeesch, 2018) y Excel, respectivamente. Los errores de las edades U-Pb calculadas se reportan como 2σ .

RESULTADOS

Estratigrafía del Complejo Volcánico de Ahualulco

La actividad volcánica en el CVA comienza con la andesita Petronilas y finaliza con la unidad más joven del Grupo Ahualulco (unidad formal propuesta por Tristán-González *et al.*, 2009a). Este último, se conforma, de base a tope, por la Riodacita Zapatero, la toba Palos Colorados, la toba Hienera y la Riolita Los Cuervos. La secuencia del CVA se muestra en la Figura 2 y se describe a continuación, incluyendo las rocas volcánicas sobre las cuales descansa y a la ignimbrita Panalillo.

Andesita Casita Blanca (Ecb)

La Andesita Casita Blanca corresponde a flujos de lava de composición andesítica a basáltica que yacen sobre las rocas sedimentarias de la Formación Caracol (Cretácico Tardío) y la Formación Cenicera (Paleoceno-Eoceno). Estas rocas son cubiertas por la Latita Portezuelo y la Dacita Jacavaquero (Figuras 1b y 2); Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Idier, 2003). Se trata de una lava melanocrática con matriz afanítica constituida por agregados de plagioclasa y biotita. Puede presentar textura porfirítica y eutaxítica y, localmente, vetillas o amígdalas de calcita (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1981). La edad de esta unidad en el CVA fue determinada en trabajos anteriores, utilizando el método K-Ar en roca entera (posiblemente, debido a la escasez de fenocristales ricos en K) y corresponde a 45.5 ± 1.1 y 44.4 ± 1.0 Ma (SLP01-33 y SLP01-31, Tabla 2; Tristán-González *et al.*, 2009a).

Dacita Jacavaquero (Odj)

Es una dacita porfirítica de color gris claro o lila, con hasta 15 % de fenocristales (2-4 mm) de plagioclasa, biotita, sanidina y anfíbol en matriz desvitrificada con magnetita, zircón y apatito como fases accesorias; puede presentar textura fluidal (Labarthe-Hernández *et al.*, 1992; Idier, 2003). Aunque se puede encontrar en otros complejos, en Ahualulco se restringe a la zona norte (Figura 1c), alcanzando una potencia máxima de 190 m, con base vítrea de 1 a 2 m de espesor en algunas localidades (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1981). La edad K-Ar determinada es de 31.6 ± 0.8 Ma (SLP01-21, Tabla 2; Tristán-González *et al.*, 2009a).

Ignimbrita Membrillo (Oim)

Consiste en una secuencia piroclástica riolítica, no soldada, de color blancuzco, con estratificación cruzada (Figura 3a), que contiene pómez y cristales de cuarzo y sanidina, intercaladas con capas gruesas de epiclásticos de color verde oscuro. En la cima de la secuencia se presenta una ignimbrita soldada, porfirítica con 5 a 10 % de fenocristales de 2 a 3 mm en matriz desvitrificada. La Oim se restringe a la zona norte del complejo y en ocasiones se encuentra estrechamente asociada a fallas y siguiendo una trayectoria lineal (Figuras 1b, 1c y 2). Según análisis K-Ar reportados por Tristán-González *et al.* (2009a), su edad es 32.0 ± 0.8 Ma (SLP01-30, Tabla 2).

Latita Portezuelo (Olp)

La Latita Portezuelo son flujos de lava riolítica que pueden exceder los 400 m de espesor, emplazados a través de fisuras, formando domos exógenos (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982) Constituyen una roca porfirítica, de color gris claro a violáceo, holocristalina con 10-30 % de fenocristales de plagioclasa, sanidina, cuarzo y piroxeno en matriz microlítica de plagioclasa con abundante magnetita diseminada, zircón y apatito como accesorios (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Aguillón-Robles *et al.*, 2012); con frecuencia exhibe xenolitos de anfíbolita y caliza. La Olp puede observarse subyaciendo al Grupo Ahualulco en el CVA, pero no se restringe a este (Figura 2). Allí, la edad isotópica K-Ar determinada para esta unidad es de 31.0 ± 0.7 Ma (SLP01-22, Tabla 2; Tristán-González *et al.*, 2009a).

Andesita Petronilas (Oap)

La andesítica que forma pequeñas colinas o diques a los alrededores del poblado Petronilas (Figura 1d), la cual fue identificada por Idier (2003). Esta unidad yace sobre los sedimentos marinos de la Formación Caracol y, localmente, está intercalada con la Formación Cenicera y subyace a la Riodacita Zapatero. En el área sur de la zona de estudio puede encontrarse interdigitada con la ignimbrita Cortes (Figuras 1b y 3b). La andesita Petronilas consiste en una roca

Tabla 1. Análisis de elementos mayores en las rocas del complejo volcánico de Ahualulco.

Unidad	Muestra	Long. (O)	Lat. (N)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	K ₂ O	MgO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
Ecb	SLP0214	101°10'29.9"	22°29'53.8"	55.2	1.35	16.3	8.02	0.13	2.13	4.65	6.15	3.13	0.36	2.00	99.4
Ecb	SLP0217	101°8'01.4"	22°36'09.5"	59.9	1.22	15.9	6.84	0.11	2.04	3.84	5.06	3.17	0.35	1.48	99.9
Ecb	TG38	101°13'26.9"	22°31'59.9"	56.8	1.35	16.3	7.25	0.30	1.56	4.40	6.25	3.20	0.40	1.82	99.6
Ecb	TG39	101°13'40.9"	22°31'59.7"	54.8	1.40	16.3	8.04	0.12	1.84	5.45	6.88	3.15	0.41	1.93	100.0
Ecb	TG35	101°16'52.0"	22°29'44.4"	59.0	1.29	15.3	6.45	0.10	1.89	4.12	5.78	3.39	0.46	1.38	99.2
Ecb	TG36	101°15'51.6"	22°30'38.9"	58.0	1.27	15.7	7.40	0.13	2.12	3.95	5.65	2.80	0.39	2.02	99.4
Ecb	TG37	101°12'00.4"	22°33'55.8"	61.0	1.13	15.6	6.42	0.10	1.54	3.36	4.72	3.35	0.36	2.12	99.7
Oap	TG32	101°12'10.8"	22°26'33.8"	59.0	1.29	15.3	6.45	0.10	1.62	4.06	5.92	3.29	0.48	2.01	100.0
Oap	SLP0206	101°13'24.5"	22°26'33.2"	58.2	1.21	16.2	5.90	0.04	2.20	3.40	5.54	3.52	0.43	3.01	99.7
Oap	SLP2116	101°7'39.9"	22°20'18.5"	56.6	1.35	17.5	6.95	0.13	2.17	3.46	6.52	3.46	0.39	1.39	99.9
Oap	HPTcb	101°6'15.4"	22°16'11.2"	56.4	1.35	15.2	7.77	0.11	2.28	5.67	6.71	2.71	0.44	1.35	100.0
Oap	TcbRsj03	101°7'56.8"	22°16'4.4"	56.0	1.37	16.2	8.20	0.15	2.10	4.02	6.85	3.24	0.43	1.30	99.9
Oap	CVA4t	101°9'40.2"	22°21'21.7"	55.8	1.35	16.1	7.62	0.08	1.91	4.34	6.63	3.32	0.40	0.94	98.5
Oap	TG33	101°14'54.4"	22°27'45.9"	59.9	1.13	15.9	4.94	0.06	2.14	3.60	5.54	3.39	0.38	2.53	99.5
Oap	TcbLp26	101°7'41.6"	22°15'53.9"	55.5	1.34	15.9	8.04	0.16	2.00	4.77	6.92	3.18	0.42	1.82	100.0
Odj	SLP0215	101°10'20.8"	22°29'54.3"	71.2	0.36	14.3	2.64	0.02	4.19	0.25	1.68	3.03	0.13	2.07	99.8
Odj	CVA6g	101°9'25.1"	22°33'40.8"	68.2	0.31	13.4	2.14	0.02	4.06	0.69	2.05	2.07	0.17	5.17	98.2
Odj	CVA5a	101°11'41.8"	22°30'7.9"	67.9	0.51	15.8	2.78	0.05	4.14	0.73	1.95	3.07	0.21	1.77	99.1
Odj	A1JV	101°10'56.7"	22°29'31.3"	67.2	0.40	14.3	2.41	0.06	3.33	0.74	1.94	3.39	0.13	5.79	93.9
Oim	CVA6b	101°11'41.8"	22°30'7.9"	63.1	0.47	11.5	3.79	0.06	4.28	1.90	5.89	1.12	0.19	6.68	99.8
Olp	SLP0211Ce	101°3'25.0"	22°28'5.1"	69.5	0.48	13.8	3.71	0.02	4.92	0.27	1.60	2.58	0.17	2.14	99.2
Olp	SLP0211Ro	101°3'25.0"	22°28'5.1"	70.0	0.47	13.4	4.10	0.03	4.75	0.26	1.56	2.54	0.16	2.02	99.3
Olp	TLP1	101°10'23.3"	22°26'33.3"	70.4	0.53	13.8	2.59	0.02	4.87	0.44	1.40	2.28	0.15	3.24	99.7
Olp	TLP4	101°6'34.4"	22°15'6.9"	67.9	0.50	13.2	4.82	0.02	4.45	0.55	1.54	2.17	0.15	4.39	99.7
Olp	CVA-4-h	101°6'19.8"	22°16'15.7"	70.8	0.43	13.1	5.24	0.17	4.73	0.26	1.61	2.68	0.17	0.72	99.9
Olp	HPTlp	101°2'50.7"	22°18'50.3"	69.9	0.59	14.3	4.35	0.05	4.52	0.37	1.75	2.61	0.14	1.41	100.0
Olp	A1LP2	101°10'56.2"	22°29'31.3"	73.6	0.24	12.2	2.16	0.02	6.15	0.13	0.62	2.11	0.05	1.61	97.3
Oic	SLP2016	101°7'26.7"	22°18'57.8"	71	0.20	13.8	3.57	0.14	4.89	0.32	1.63	2.87	0.12	1.42	100.0
Oic	SLP2216	101°12'7.8"	22°22'12.9"	72.7	0.35	12.9	3.22	0.08	4.95	0.34	1.26	2.68	0.08	1.47	100.0
Oic	CVA4p	101°7'15.1"	22°18'34.6"	76.1	0.16	12.0	2.46	0.08	4.92	0.11	0.84	2.44	0.04	0.83	100.0
Oic	CVA4k	101°7'27.4"	22°18'58.9"	74.4	0.21	12.5	3.73	0.17	4.82	0.10	1.29	2.71	0.08	0.39	100.0
Oic	CVA4w	101°7'15.6"	22°18'43.9"	73.2	0.19	11.8	3.80	0.08	4.49	0.07	1.38	2.68	0.09	0.50	98.3
Orz	SLP0201	101°10'25.2"	22°26'25.5"	69	0.56	13.9	3.84	0.05	4.80	0.49	1.62	2.78	0.23	2.76	100.0
Orz	SLP0202	101°10'12.8"	22°26'24.8"	69.8	0.21	13.8	3.80	0.03	5.44	0.38	1.05	2.02	0.26	2.76	99.5
Orz	CVA7d	101°10'26.3"	22°23'36.9"	73.7	0.29	13.4	2.96	0.08	4.57	0.30	1.40	2.63	0.19	0.84	100.0
Orz	A2ZP	101°10'24.6"	22°26'19.9"	72.5	0.33	12.9	2.72	0.04	5.48	0.33	1.05	2.35	0.14	1.21	97.9
Otpc	SLP0203	101°10'12.7"	22°26'7.4"	70	0.48	13.6	3.37	0.04	4.85	0.45	1.49	2.58	0.22	2.70	99.8
Otpc	A2TPV	101°10'25.7"	22°27'41.7"	69.3	0.50	13.9	3.42	0.04	4.99	0.48	1.58	2.75	0.23	2.55	97.2
Oth	CVA-9-a-I	101°11'8.5"	22°25'36.7"	69.8	0.07	13.2	1.50	0.05	5.79	0.16	1.24	2.05	0.20	4.58	98.6
Oth	CVA-9-a-II	101°11'8.5"	22°25'36.7"	68.9	0.26	14.4	3.06	0.04	5.52	0.35	1.50	2.68	0.28	2.59	99.6
Orc	SLP0205E	101°10'28.9"	22°26'6.4"	70.6	0.35	13.8	2.65	0.02	5.25	0.32	1.41	2.41	0.15	2.65	99.6
Orc	CVA-7-a	101°10'50.0"	22°23'41.6"	70.8	0.23	14.3	2.99	0.08	4.59	0.30	1.40	3.03	0.23	1.11	99.0
Orc	CVA-7-c	101°10'50.0"	22°23'41.6"	67.1	0.25	15.1	3.05	0.06	4.96	0.53	1.62	2.45	0.29	3.46	98.9
Orc	A2RT	101°10'28.4"	22°25'58.4"	74.2	0.30	12.3	2.43	0.03	4.96	0.30	1.02	2.43	0.13	1.21	98.1
Ora	CVA-5-32	101°14'26.1"	22°22'29.9"	77	0.07	12.3	1.69	0.03	5.35	0.37	0.40	1.72	0.07	1.39	100.0
Ora	SLP0208	101°14'20.6"	22°22'24.4"	74	0.07	12.3	1.27	0.02	5.15	0.55	0.63	1.28	0.07	4.10	99.4
Oprn	SLP0207E	101°13'51.2"	22°25'9.3"	70.2	0.31	14.1	3.58	0.05	5.32	0.50	1.43	2.70	0.22	1.53	99.9
Oprn	CVA4u	101°13'50.6"	22°25'8.3"	64.5	0.59	14.8	5.19	0.08	5.14	0.78	2.44	2.72	0.31	1.96	98.5
Oprn	A5IN			68.6	0.49	13.7	3.69	0.05	4.97	0.54	1.91	2.51	0.23	2.23	96.6
Oip	HPTipa	101°5'9.8"	22°18'5.9"	74	0.35	11.7	1.72	0.03	6.79	0.10	0.68	1.83	0.03	2.75	100.0
Oip	HPTipb	101°5'8.4"	22°18'4.8"	74	0.12	11.8	1.76	0.03	6.78	0.10	0.65	1.62	0.02	3.17	100.0
Oip	HPTipc	101°4'59.7"	22°18'18.1"	77.4	0.19	11.3	1.74	0.01	5.41	0.10	0.46	2.66	0.02	0.68	100.0
Oip	HPTipd	101°6'5.2"	22°16'58.2"	76.9	0.16	11.4	2.16	0.02	5.33	0.10	0.22	2.45	0.04	1.08	99.8
Oip	HP_X*	101°3'5.3"	22°22'58.3"	80.7	0.33	7.26	1.77	0.04	2.18	0.48	1.46	0.51	0.09	5.22	100.0
Oip	HP_XX*	101°3'56.1"	22°22'58.5"	78.3	0.42	8.24	2.57	0.03	3.76	0.84	0.79	0.50	0.08	4.45	100.0
Oip	A4RP			77.2	0.14	11.1	1.75	0.01	4.93	0.09	0.22	2.16	0.03	1.80	97.6

Las muestras marcadas con * no fueron consideradas en los diagramas de geoquímica.

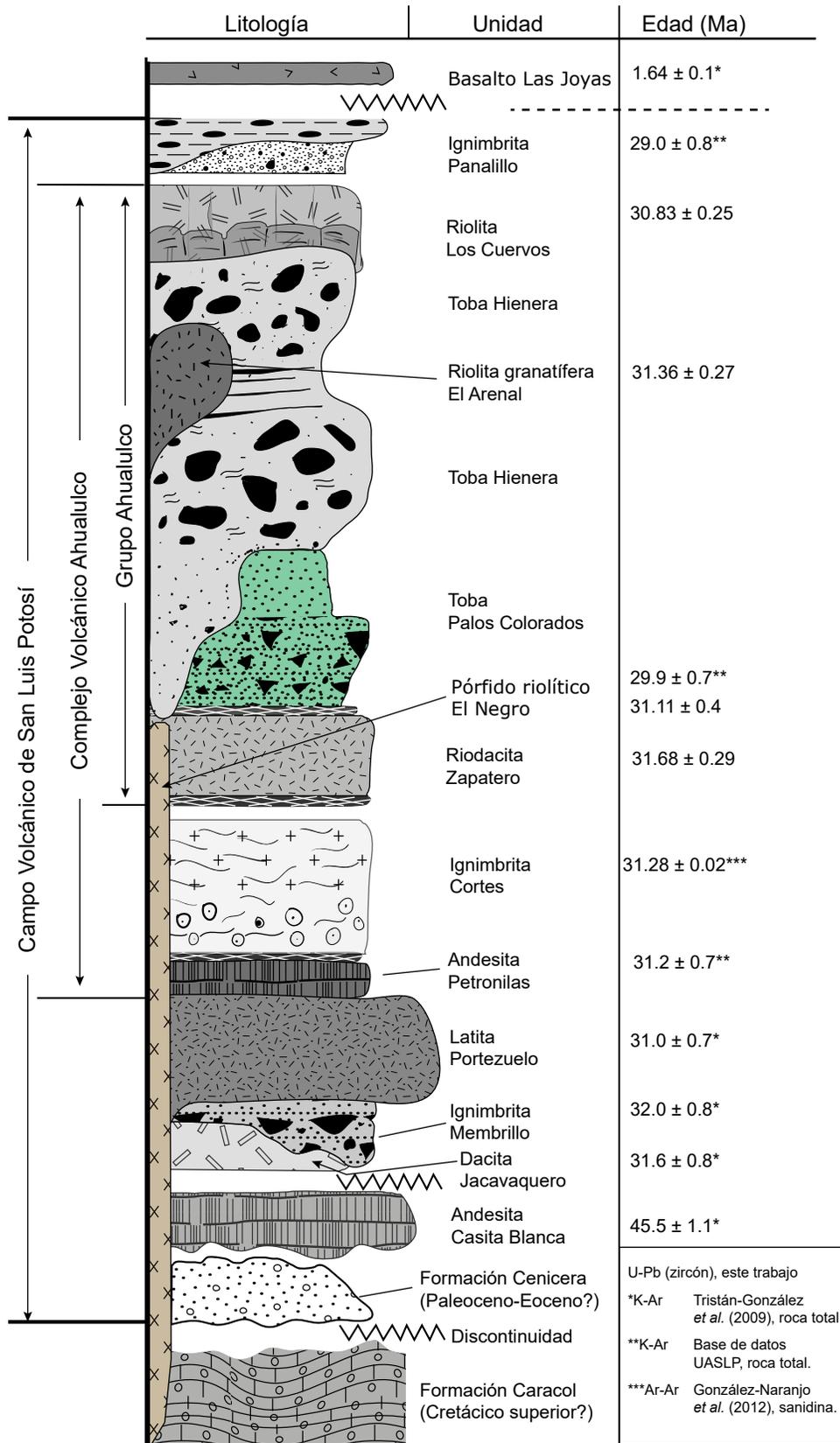


Figura 2. Columna estratigráfica compuesta y simplificada con edades isotópicas del CVA.

Tabla 2. Edades de las rocas del complejo volcánico de Ahualulco.

Muestras	Unidad	Longitud (O)	Latitud (N)	Fuente	Edad ± error (Ma)	Tipo de análisis
SLP 02-14	Ecb	101°10'29.9"	22°29'53.8"	Martínez-Esparza (2004)	43.7 ± 1.0	K/Ar
TG-36	Ecb	101°15'51.6"	22°30'38.9"	Martínez-Esparza (2004)-Tesis	34.5 ± 0.8	K/Ar
SLP 01-33	Ecb	101°13'27.8"	22°31'51.9"	Tristán-González et al., (2009a)	44.4 ± 1.0	K/Ar
SLP 01-31	Ecb	101° 8'27.9"	22°35'27.9"	Tristán-González et al., (2009a)	45.5 ± 1.1	K/Ar
SLP 01-21	Odj	101°10'14.9"	22°30'28.8"	Tristán-González et al., (2009a)	31.6 ± 0.8	K/Ar
SLP 01-30	Oim	101° 8'12.8"	22°32'43.7"	Tristán-González et al., (2009a)	32.0 ± 0.8	K/Ar
SLP 01-22	Olp	101° 7'21.0"	22°31'13.0"	Tristán-González et al., (2009a)	31.0 ± 0.7	K/Ar (m)
SLP 02-06	Oap	101°13'24.5"	22°26'33.2"	Idier (2003)-Tesis	31.2 ± 0.7	K/Ar
SLP20-16	Oic	101°07'26.7"	22°18'57.9"	González-Naranjo et al., (2012)	31.28 ± 0.02	Ar/Ar (f)
SLP 01-29	Orz	101°11'21.8"	22°24'37.8"	Tristán-González et al., (2009a)	31.2 ± 0.7	K/Ar
CVA-7-d	Orz	101°10'26.3"	22°23'36.9"	Este trabajo	31.68 ± 0.29	U-Pb (z)
SLP 02-08	Ora	101°14'20.3"	22°22'23.4"	Idier (2003)-Tesis	30.8 ± 0.9	K/Ar
SLP 02-08	Ora	101°14'20.3"	22°22'23.4"	Idier (2003)-Tesis	30.4 ± 0.9	K/Ar
SLP 01-32	Ora	101°14'25.8"	22°22'28.9"	Tristán-González et al., (2009a)	31.0 ± 0.7	K/Ar
CVA-5-t	Ora	101°14'19.2"	22°37'29.7"	Este trabajo	31.36 ± 0.27	U-Pb (z)
SLP 01-28	Oprn	101°13'49.1"	22°25'0.8"	Tristán-González et al., (2009a)	29.3 ± 0.7	K/Ar (f)
SLP 02-07F	Oprn	101°13'50.9"	22°25'08.3"	Idier (2003)-Tesis	30.9 ± 0.9	K/Ar (f)
CVA-4-u	Oprn	101°13'50.6"	22°25'8.3"	Este trabajo	31.11 ± 0.41	U-Pb (z)
SLP 02-05E	Orc	101°10'28.6"	22°26'05.4"	Idier (2003)-Tesis	29.7 ± 1.4	K/Ar (Bt)
CVA-7-b	Orc	101°10'38.5"	22°23'35.8"	Este trabajo	30.83 ± 0.25	U-Pb (z)
SLP02-13	Oip	101°01'26.9"	22°29'11.2"	Idier (2003)-Tesis	28.7 ± 0.7	K/Ar
SLP 02-13	Oip	101°01'28.8"	22°29'12.2"	Idier (2003)-Tesis	28.2 ± 0.7	K/Ar
SLP 01-24	Oip	101° 5'49.0"	22°28'53.0"	Tristán-González et al., (2009a)	25.4 ± 0.6	K/Ar

Las dataciones K/Ar se realizaron en roca total, salvo que se especifique otra cosa. f: feldespato alcalino, bt: biotita, z: zircón, m: matriz. El error se reporta como 1σ para las edades K/Ar y Ar/Ar y como 2σ para las edades U-Pb.

mesocrática de color gris verdoso, con textura afanítica y foliación de flujo; exhibe fenocristales (5 %) de plagioclasa y piroxeno con tamaños entre 1 y 2 mm. Localmente, puede presentar vetillas de calcita o vesículas abundantes que siguen la orientación del flujo.

Originalmente, todos los flujos de lava o diques andesíticos que subyacen al volcanismo félsico en el CVA fueron considerados como parte de la unidad Ecb (Labarthe-Hernández et al., 1982); sin embargo, Idier (2003) determinó, utilizando K-Ar en roca total, que la Oap es más joven (31.2 ± 0.7 Ma; SLP02-06, Tabla 2) por lo que se considera una unidad eruptiva independiente.

Ignimbrita Cortes (Oic)

La ignimbrita Cortes (nuevo nombre, unidad informal), es una toba riolítica, soldada y porfirítica con 15–40 % de fenocristales, *fiammes* y algunos líticos, en matriz desvitrificada. Los afloramientos exhiben coloración roja vinotinto con pátinas ocre amarillento por alteración. En ocasiones se observa cierta “zonación” con litofisas (Figura 3d) y esferulitas en la base, seguidas por un sector con escasos cristales finos y una zona muy cristalina en la cima (Figura 3c). Además, algunos afloramientos muestran vitrófiro negro en la base, el cual puede contener esferulitas (Figura 3f). La ignimbrita Cortes está constituida por cristales, cuyos tamaños pueden variar entre 0.5 y 4 mm, de cuarzo (anédrico), sanidina y plagioclasa (euédricos) con óxidos de hierro como accesorios y líticos de areniscas y lodolitas.

Inicialmente, fue cartografiada como ignimbrita Panalillo. No obstante, González-Naranjo et al. (2012) encontraron que la edad de esta unidad es de 31.28 ± 0.02 (SLP20-16, Tabla 2), con base en análisis Ar-Ar en sanidina, además de mostrar características petrográficas distintas (como mayor contenido de cristales que la ignimbrita Panalillo). Esta unidad sobreyace a la andesita Petronilas (Figuras 2 y 3b) y puede estar cortada por diques volcánicos de granulometría fina y abundantes líticos heterogéneos <1cm (Figura 3e).

Riodacita Zapatero (Orz)

Es la base del Grupo Ahualulco (Figuras 1b, 1c, 2 y 4a) y se presenta como una roca color gris rosáceo a rojo vinotinto, porfirítica, con 25–30 % de fenocristales euédricos a subédricos de sanidina, plagioclasa, cuarzo, biotita oxidada y, localmente, cristales aislados de granate; sus tamaños varían entre 2 y 3 mm. La matriz es vítrea y presenta foliación de flujo que genera pliegues, especialmente en la base de la unidad. Además, con frecuencia los afloramientos exhiben una base vítrea negra de 2–6 m de espesor; sobreyace a la Latita Portezuelo (Labarthe-Hernández et al., 1982; Almaguer-Ramírez, 2014) y, en ocasiones, a la andesita Petronilas y subyace a la toba Palos Colorados, a la toba Hienera o incluso a la Riolita Los Cuervos (Figura 4a). Su edad isotópica K-Ar es de 31.2 ± 0.7 Ma (SLP01-29, Tabla 2; Tristán-González et al., 2009a) y de 31.68 ± 0.29 Ma la de U-Pb en zircón reportada en este trabajo.

Toba Palos Colorados (Otpc)

Toba lítica, riolítica, sin soldar, con estratificación burda, con aproximadamente 15% de fenocristales de sanidina, plagioclasa, cuarzo, biotita y cristales esporádicos de granate de color guinda (<0.5 mm). Su matriz es mesocrática, con coloración verdosa, que la caracteriza en todas sus localidades, y está parcialmente desvitrificada (Labarthe-Hernández et al., 1995; Idier, 2003). Además, contiene pómez sin colapsar y abundantes líticos basales de arenisca fina, porfiríticos de rocas volcánicas y de granito redondeados (Figuras 5a y 5b).

En ocasiones, en la transición con la toba Hienera aparecen láminas rojizas de litoarenita con estratificación cruzada, intercaladas con capas tobáceas verdosas, difusamente estratificadas y ricas en pómez. En otras localidades, el contacto es neto cuando se observa una brecha rojiza, parcialmente silicificada, de 2–3 m, en la toba Palos Colorados (Figura 4c). Esta unidad sobreyace a la Riodacita Zapatero y subyace a la toba Hienera de manera discordante o a la base vítrea de



Figura 3. Afloramientos de unidades volcánicas en el área de Aqualulco, en las zonas norte y sur. a) Ignimbrita Membrillo con acercamiento de la estratificación cruzada; b) contacto entre la andesita Petronilas y la ignimbrita Cortes; c) se observa la cristalinidad de la ignimbrita Cortes; d) litofisas de sílice amorfa en la ignimbrita Cortes; e) dique volcánico cortando la ignimbrita Cortes; f) vitrófiro de la base de la ignimbrita Cortes; g) ignimbrita Panalillo.

la Riolita Los Cuervos (Figuras 4a). Con frecuencia, exhibe un delgado vitrófiro verde y cavidades redondeadas hacia la cima. Su espesor máximo es de 15 m aproximadamente.

Toba Hienera (Oth)

La toba Hienera es una ignimbrita riolítica masiva a estratificada, sin soldar, de color blanco-rosáceo que yace sobre la unidad Otpc (Figura 4a; Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1981; Labarthe-Hernández *et al.*, 1995), y subyace la base vítrea de la Orc o las autobrechas de desintegración (Figura 5f); en ocasiones se halla directamente sobre Orz. Comúnmente, en el campo, muestra espesores entre 50 y 70 m.

Es una roca rica en pómez y líticos sedimentarios y volcánicos en matriz de ceniza. Contiene, además, entre 5–10 % de fenocristales de cuarzo, sanidina, piroxeno, biotita de 2 a 4 mm y, muy ocasionalmente, granate rojo guinda, euédrico-subédrico (<1.5 mm) o como fenoclasto. Muy cerca del contacto con la toba Palos Colorados existe una delgada capa roja, con laminación fina, que contiene lapilli acrecional (Figuras 5d y 5e). Adicionalmente, presenta una capa que se conserva lateralmente, de aproximadamente 9 cm de espesor, en la cual los granos están en contacto clasto-clasto (Figura 5c).

Riolita Los Cuervos (Orc)

Es una roca porfirítica color vinotinto o gris-rosáceo, con bandas blancuzcas de foliación de flujo, que conforma pliegues muy irregulares (Figura 4b). Posee una matriz desvitrificada con 15–20 % de fenocristales de cuarzo beta subédrico, feldespato euédrico, biotita y localmente, granate color guinda (<1.5 mm en base vítrea). Suele presentar una base vítrea cristalina, negra o verde por alteración, o una brecha de fragmentos angulosos, clasto-soportados o en matriz de ceniza. Además, muestra estructuras columnares verticales, bien definidas, en la mayoría de sus afloramientos.

La Riolita Los Cuervos yace discordantemente sobre las tobas Hienera (Figura 4a) y Palos Colorados o la Riolita Zapatero. Con la primera, a menudo se encuentra en contacto fallado, a veces gradual o incluso concordante. Idier (2003) determinó una edad isotópica de 29.7 ± 1.4 Ma (SLP02-05E, Tabla 2), por el método K-Ar en biotita para esta unidad, mientras que aquí se presenta una edad U-Pb en zircón de 30.38 ± 0.25 Ma.

Riolita granatífera El Arenal (Ora)

Es una roca leucocrática de composición riolítica con estructura fluidal y contenido de granate (Figura 4d), que constituye tres diques paralelos con orientación NW-SE (Figuras 1b y 1d). En general, se encuentra muy alterada presentando coloraciones rosas y amarillentas; en las muestras más frescas la coloración es gris claro. Está constituida por ~30 % de fenocristales en matriz microcristalina y la asociación mineral es la siguiente: cuarzo bipiramidal, subédrico, fracturado y sanidina, como minerales esenciales; biotita, granate almandino (euédrico, < 1 mm), óxidos de hierro, apatito y zircón y, localmente hornblenda como accesorios. En donde la textura es más gruesa, el contenido de hornblenda es mayor y hay formación activa de pirolusita. En ciertos afloramientos, es posible observar una base vítrea de color negro con abundantes cristales, la cual es seguida por una zona con bandeamiento.

Las edades K-Ar determinadas para la riolita son 31.0 ± 0.7 Ma (SLP01-32, Tabla 2; Tristán-González *et al.*, 2009a) y 30.8 ± 0.9 Ma (SLP02-08, Tabla 2; Idier, 2003), en roca total. Por otro lado, la edad U-Pb obtenida en este trabajo en cristales de zircón corresponde a 31.36 ± 0.27 Ma (Tabla 2).

Estas rocas son conocidas como “domos riolíticos” (Tristán-González, 2008), sin embargo, en este trabajo se propone el uso informal de riolita granatífera El Arenal debido a: 1) sus rasgos geomorfológicos no son tan obvios para caracterizar un domo, por

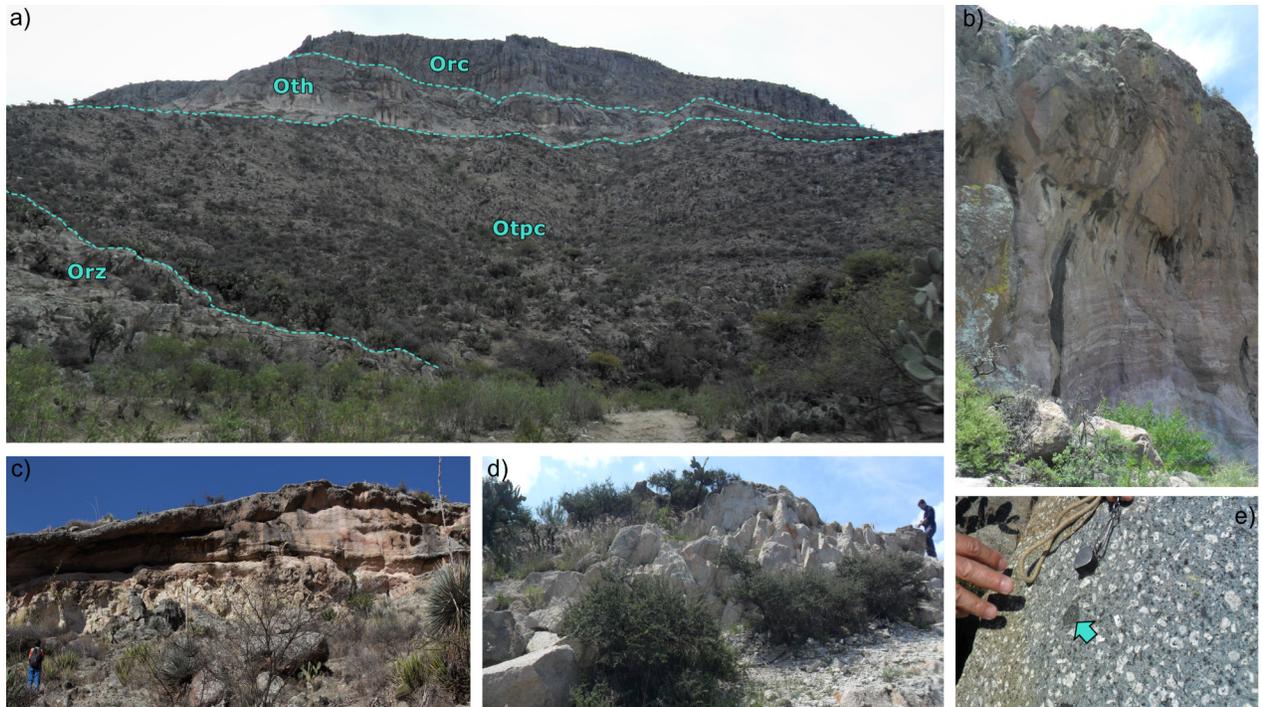


Figura 4. Afloramientos de unidades volcánicas en el área de Aqualulco, en la zona centro: a) secuencia completa del Grupo Aqualulco mostrando, de abajo hacia arriba, la Riodacita Zapatero (Orz), la toba Palos Colorados (Otpc), la toba Hienera (Oth) y la Riolita Los Cuervos (Orc); b) foliación de flujo en la Riolita Los Cuervos; c) contacto entre facies de brecha y toba masiva a estratificada de la toba Hienera; d) riolita granatífera El Arenal; e) pórfido riolítico El Negro (la flecha señala uno de los xenolitos).

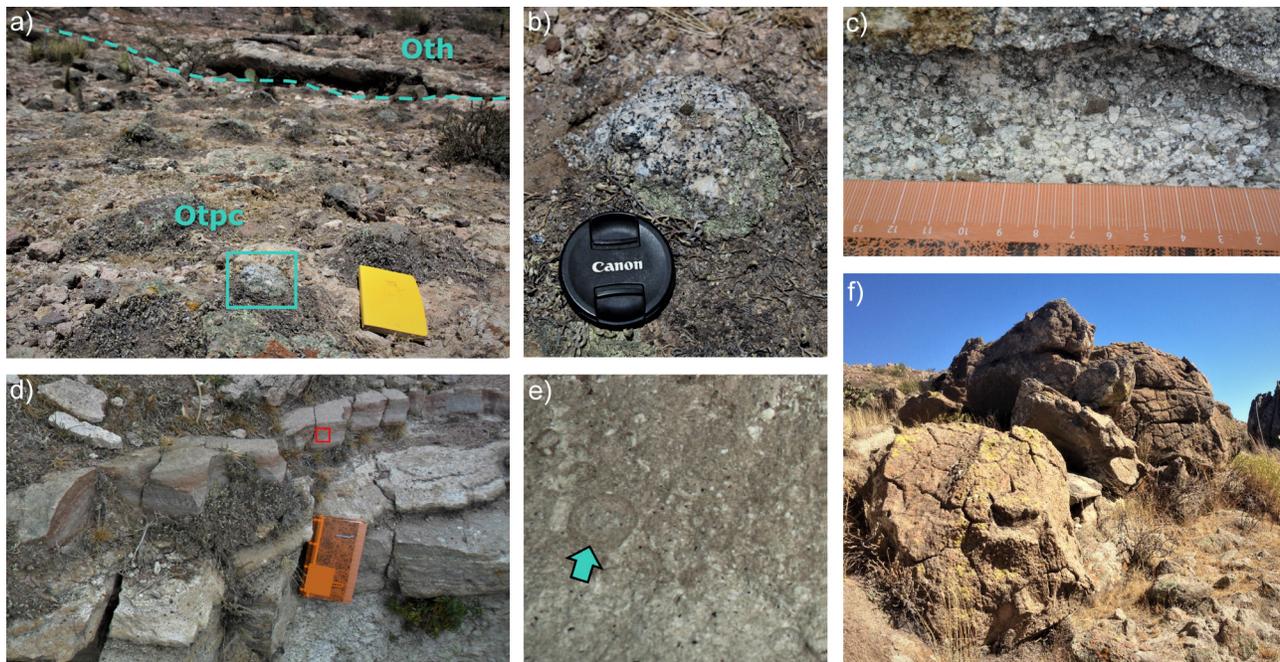


Figura 5. Afloramientos de unidades volcánicas del Grupo Aqualulco. a) Contacto entre brecha lítica de Palos Colorados (Otpc) y la toba Hienera (Oth). En la brecha se observa un clasto de granito señalado con el recuadro verde; b) acercamiento al clasto de granito de a); c) depósito de caída en toba Hienera; d) capas de la toba Hienera con lapilli acrecional; e) acercamiento al recuadro rojo en d), en el que se observa con más detalle el lapilli acrecional (p.ej. el señalado por la flecha); f) caparazón de domo de la Riolita Los Cuervos en la localidad de Palos Colorados.

lo cual causa confusión el término; 2) también constituyen diques; 3) su localidad tipo se encuentra a los alrededores de la estación del ferrocarril El Arenal (al W); y, finalmente, 4) término informal porque su distribución es muy local y sus afloramientos son difícilmente cartografiables.

Pórfido riolítico El Negro (Oprn)

Al sur de Petronilas se presenta un cuerpo orientado NW-SE, referido aquí como pórfido riolítico El Negro, que fue introducido por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1981) con el nombre de “intrusivo El Negro” (Figura 4e).

Se trata de un dique subvolcánico, de color gris verdoso, con textura porfírica, que puede tener hasta un 70 % de fenocristales en matriz microcristalina desvitrificada, de composición riolítica. Las fases contenidas son: plagioclasa, feldespato alcalino y cuarzo bipiramidal, como minerales esenciales; hornblenda, biotita, granate, titanita y monacita como accesorios; sericita, epidota y clorita como secundarios de alteración. Se caracteriza por presentar cristales euétricos de feldespato, que pueden medir hasta 20 mm y en los cuales es posible identificar, a simple vista, la macla polisintética o la zonación. Además tiene abundantes xenolitos de granulita (con granate) y anfibolita. Contiene también granates ocasionales, principalmente fragmentos o como inclusiones en plagioclasa, color rojo, ligeramente naranja, de tamaños inferiores a 1mm. Localmente exhibe textura fanerítica con fases subédricas-euétricas y tamaños similares entre sí, en dónde se puede apreciar fluorita aislada de color azul celeste.

La edad isotópica, determinada por el método K-Ar es de 29.3 ± 0.7 , en roca total (SLP01-28, Tabla 2; Tristán-González *et al.*, 2009a) y 30.9 ± 0.9 Ma medida en feldespato (SLP02-07F, Tabla 2; Idier, 2003). En este trabajo se obtuvo una edad de U-Pb en zircón de 31.11 ± 0.41 Ma.

Ignimbrita Panalillo (Oip)

Esta unidad se localiza principalmente al oriente-suroriente del CVA (Figura 1b) formando mesetas muy características, descansando sobre la Latita Portezuelo (Olp). Comúnmente la ignimbrita Panalillo está formada por dos miembros: 1) el inferior, consiste en una serie de depósitos piroclásticos sin soldar y 2) el superior es una ignimbrita riolítica bien soldada, de alto grado (Tristán-González *et al.*, 2009a) que presenta una estructura columnar típica y abundantes esferulitas hacia el tope (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Se trata de una ignimbrita color violeta con matriz desvitrificada (Figura 3g) y fenocristales (5–10%) de cuarzo, sanidina, pómez colapsada y líticos (Idier, 2003; Tristán-González *et al.*, 2009a). Para esta ignimbrita en el CVA se tienen múltiples edades K-Ar (Tabla 2): una de 28.7 ± 0.7 y 28.2 ± 0.7 Ma (SLP02-13) determinada por Idier (2003), de 26.8 ± 1.3 Ma por Labarthe-Hernández *et al.* (1982) y otra de 25.4 ± 0.6 Ma (Tristán-González *et al.* 2009a).

Petrografía del CVA

Las andesitas

Las rocas andesíticas presentan matriz marrón-grisácea, con textura microlítica y algunas veces con orientación preferencial. Están constituidas por plagioclasa y piroxeno, con opacos diseminados y vidrio en menor proporción. Como minerales secundarios se observa clorita, palagonita y calcita. Además de plagioclasa con microtexturas de disolución (Figura 6a), como fenocristales exhiben ortopiroxeno y clinopiroxeno. En la andesita Petronilas los clinopiroxenos pueden tener zonación tipo reloj de arena y, a diferencia de la Andesita Casita Blanca, contiene olivino o su pseudomorfo por remplazamiento de iddingsita (Figura 6b).

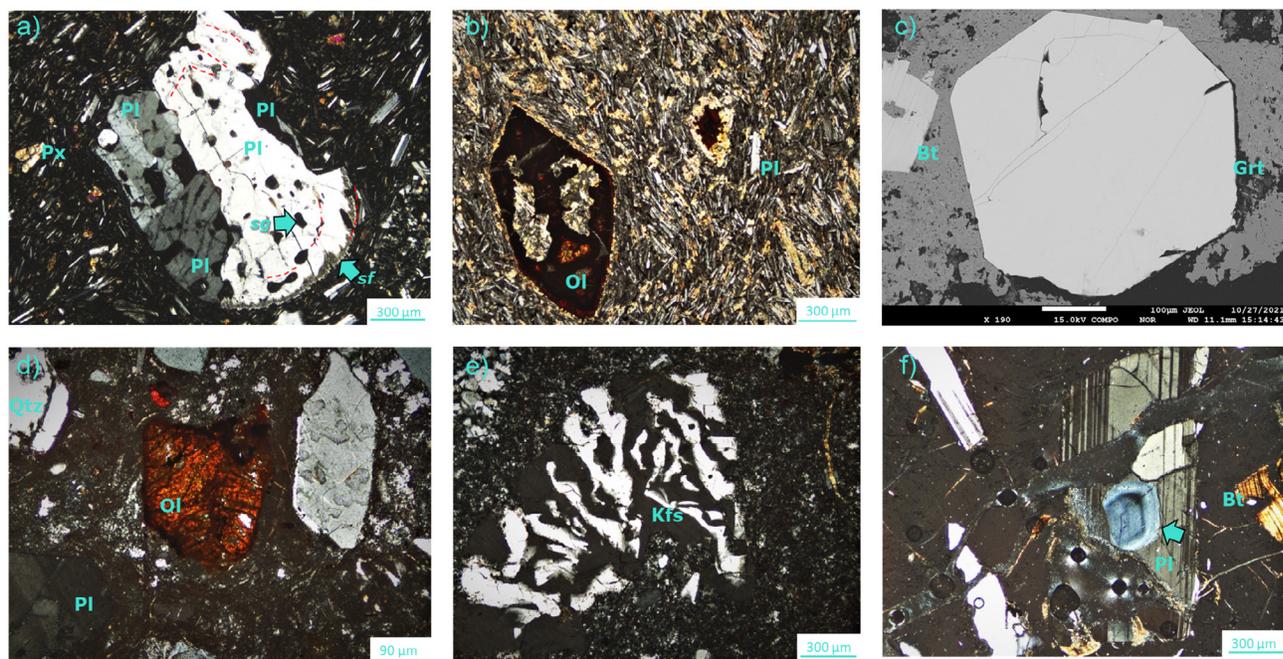


Figura 6. Microfotografías de las unidades del complejo volcánico de Ahualulco. a-b) orientación preferencial de plagioclasa y piroxeno (Px) y texturas de desequilibrio en andesita Petronilas (XPL, 5x): a) synneusis en plagioclasa (Pl; por las diferencias de extinción y grosor de las maclas parecen ser cuatro cristales diferentes) con inclusiones de vidrio siguiendo una zonación antigua (líneas rojas) o formando textura de tamiz (sieve), fina en el borde (sf) y gruesa (sg) paralela a las franjas de las maclas polisintéticas; b) iddingsita reemplazando olivino (Ol) esquelético con bordes internos y externos aserrados. c) granate euétrico de la riolita granatífera El Arenal (imagen SEM); d) olivino (Ol) reemplazado por iddingsita en la ignimbrita Cortes (XPL, 10x); e) textura gráfica en ignimbrita Cortes (XPL, 5x); f) fenoclasto de plagioclasa con núcleo zonado y separado por un borde redondeado (flecha) y biotita plegada (Bt) en vidrio juvenil de la toba Hienera (XPL, 5x).

Las dacitas y riolitas

En general, las lavas son inequigranulares, con matriz vítrea o microcristalina, y a menudo ostentan foliación de flujo. La Dacita Jacavaquero es rica en biotita marrón-rojiza y hornblenda, verde y marrón, con pleocroísmo fuerte y en ocasiones presenta plagioclasa con zonación oscilatoria. En la Latita Portezuelo se encuentra magnetita cúbica en abundancia y algunos fenocristales de feldespatos alcalinos muestran macla de enrejado y, localmente, antipertita. La riolita El Arenal puede presentar fenocristales subédricos de sanidina y granate almandino, con su hábito de dodecaedro de apariencia hexagonal (Figura 6c), o completamente amorfo y con abundantes inclusiones de biotita, apatito y monacita. Por otro lado, los fenocristales de la Riolita Los Cuervos y la Riodacita Zapatero son angulosos y les confieren una apariencia brechosa. Esta última puede exhibir, esporádicamente, ortopiroxeno con macla de baveno y zonación.

Las ignimbritas

La ignimbrita Membrillo presenta textura fluidal con pertita incipiente ocasional, plagioclasa zonada y esquirlas de vidrio, al igual que la ignimbrita Cortes. Esta última es hipocristalina con matriz eutaxítica y textura micrográfica (Figura 6d) y de fase de vapor. Presenta, fenocristales de piroxeno anédrico y alterado, localmente, con macla sencilla y olivino iddingsitizado (Figura 6e). Por su parte, la toba Palos Colorados presenta cuarzo fracturado, hornblenda cloritizada y biotita marrón pleocroica. En su vitrófiro perlítico hay piroxeno, textura granofírica incipiente y esferulitas aciculares o plumosas. Mientras que en el vidrio juvenil de la toba Hienera la textura perlítica es sutil, con cuarzo reabsorbido, sanidina euétrica y abundantes fenoclastos de plagioclasa, algunos con núcleo redondeado y zonado (Figura 6f). Finalmente, la ignimbrita Panalillo es principalmente hialina y muestra textura esferulítica y numerosas vesículas orientadas y aplanadas.

Geoquímica de las unidades volcánicas del CVA

En general, las unidades del CVA son subalcalinas (Figura 7a), ricas en potasio y se clasifican dentro de la serie calcoalcalina - calcoalcalina potásica, en el caso de las andesitas, y las demás como calcoalcalina potásica-shoshonítica (Figura 7b). Las andesitas son metaluminosas, mientras que todas las demás unidades del complejo (lavas e ignimbritas) caen dentro de las hiperaluminosas.

La Andesita Casita Blanca presenta un rango amplio de SiO_2 , entre 54.8 % y 61.0 %, mientras que en la Andesita Petronilas este contenido varía entre 55.5 % y 59.9 %, clasificándola más como una andesita

basáltica (Figuras 7a y 8). Por su parte, las rocas ácidas, desde la Dacita Jacavaquero hasta la ignimbrita Panalillo varían composicionalmente entre dacitas y riolitas (Figura 7b). En las unidades del área norte, los valores de SiO_2 varían entre 63.1 % y 73.5 % y en el sur, la ignimbrita Cortes tiene un rango de 71–76 %, en tanto que, en la zona centro, las cantidades están entre 67.1 % y 74.2 % en el Grupo Ahualulco (las más bajas pertenecen a una muestra de la base vítrea de la Riolita Los Cuervos y a un vidrio juvenil de la toba Hienera). A su vez, para el pórfido riolítico El Negro se determinaron porcentajes de sílice de 64.4 a 70.2 %, considerablemente menores a los de la riolita granatífera El Arenal (74–77 %), que se encuentra muy diferenciada con respecto a las demás riolitas (Figuras 7a y 8); sin embargo, la de mayor contenido de SiO_2 es la ignimbrita Panalillo con valores entre 74 y 77.4 % (Figuras 7a y 8), alcanzando incluso 80.7 % en unos diques localizados al sur de Valle Umbroso (Tabla 1; Figura 1b). Así, según el diagrama TAS (Figura 7a) la mayoría de las rocas ácidas corresponden a riolitas, independientemente del nombre de la unidad (p.ej. Dacita Jacavaquero o Latita Portezuelo).

Usualmente, en los diagramas tipo Harker del CVA se observa una tendencia bien definida, con pendientes negativas desde las andesitas hasta las riolitas, para la mayoría de los elementos mayores (Figura 8). En las rocas félsicas aumenta de forma progresiva, más no regular, el índice de diferenciación magmática al ascender estratigráficamente (Figuras 8a, 8c, 8d y 8g). Así, las muestras de la Dacita Jacavaquero exhiben menor diferenciación y valores mayores de MgO , CaO y TiO_2 , mientras que la ignimbrita Panalillo (la más joven) es la más diferenciada y está empobrecida en dichos óxidos con respecto a las demás (Figuras 8c, 8d y 8g). En cuanto al Fe_2O_3 (Figura 8b), el contenido es mayor en la Latita Portezuelo, quizás a causa de su abundancia en magnetita, consistente con la evidencia de campo. Debido a que son rocas ácidas, con el K_2O se ilustra una trayectoria casi lineal con pendiente positiva, sin embargo, en las rocas intermedias estos valores permanecen, más o menos, constantes, al igual que los de Na_2O y Al_2O_3 (Figuras 9a, 9e y 9f). Por otro lado, las andesitas ostentan una disminución regular de Fe_2O_3 , MgO , CaO y TiO_2 , conforme aumenta el fraccionamiento, aunque esto no se cumple para el MgO en la andesita Petronilas (Figura 8 b, c, d y g). En el caso de los diagramas de Na_2O vs. SiO_2 (Figura 9e) y P_2O_5 vs. SiO_2 (Figura 8h), el cambio de pendiente entre andesitas y unidades félsicas podría marcar el inicio de la cristalización de plagioclasa sódica y el apatito, respectivamente.

En cuanto a los elementos traza, las rocas del Grupo Ahualulco, al igual que el pórfido riolítico El Negro y la riolita granatífera El

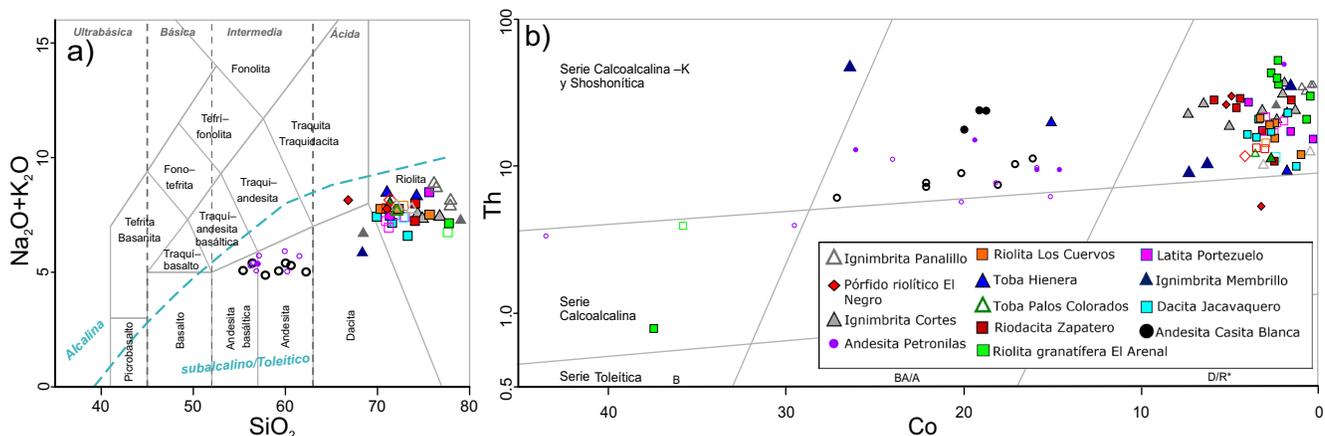


Figura 7. Diagramas de clasificación geoquímica mostrando las diferentes unidades del complejo volcánico de Ahualulco. Los símbolos con relleno representan las muestras analizadas en este trabajo y las figuras sin relleno son las de la base de datos preexistente. a) SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Le Bas et al., 1986); b) Co - Th (Hastie et al., 2007).

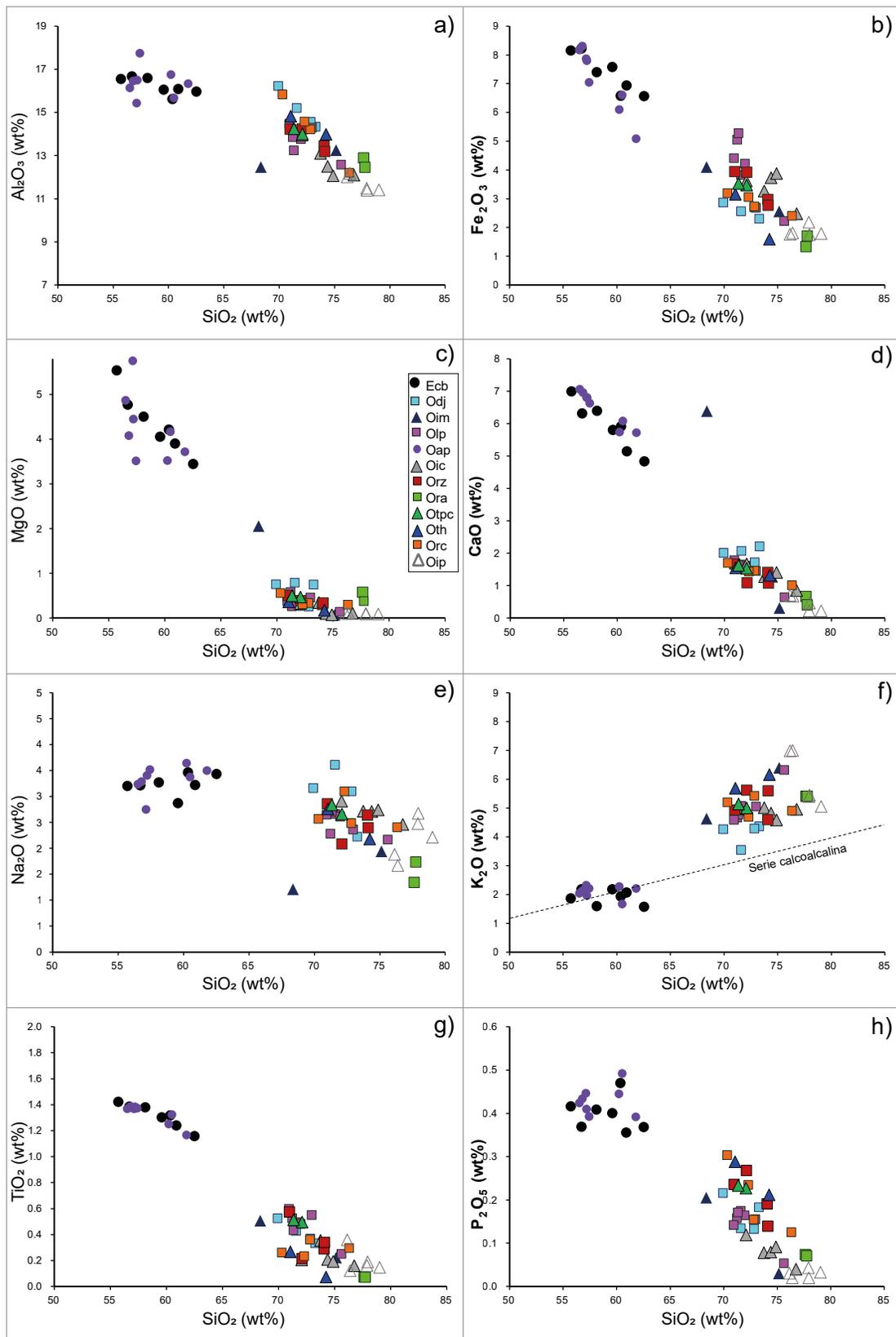


Figura 8. Diagramas tipo Harker de las rocas del complejo volcánico de Ahaululco con los contenidos de óxidos de elementos mayores graficados en base anhidra. Los códigos de colores se detallan en c) y están ordenados descendientemente, siguiendo la estratigrafía: Andesita Casita Blanca (Ecb), Dacita Jacavaquero (Odj), ignimbrita Membrillo (Oim), Latita Portezuelo (Olp), andesita Petronilas (Oap), ignimbrita Cortes (Oic), riolacita Zapatero (Orz), riolita granatífera El Arenal (Ora), toba Palos Colorados (Otpc), toba Hienera (Oth), riolita Los Cuervos (Orc) e ignimbrita Panalillo (Oip). La línea punteada en f) separa la serie calcoalcalina de la calcoalcalina potásica según Peccerillo y Taylor (1976).

Arenal, exhiben fuertes tendencias negativas en zirconio y titanio para los HSFE y en estroncio para los LILE, y menores en niobio y bario, respectivamente (Figura 9a). A su vez, las rocas del área norte presentan empobrecimiento relativo en los HSFE con relación a los LILE, especialmente marcado en titanio, que se podría interpretar como resultado del fraccionamiento de ilmenita. Asimismo, resalta el contenido muy bajo de estroncio entre los incompatibles, salvo en la Dacita Jacavaquero (Figura 9b).

Por otro lado, los elementos de las tierras raras en las ignimbritas guardan un patrón similar, en el que hay cierto enriquecimiento relativo de LREE y una tendencia ligeramente más plana en HREE, a partir del erbio (Figura 9c). Además, exhiben una anomalía negativa en europio, la cual es significativamente mayor en la ignimbrita Panalillo (Figura 9c). En la andesita Petronilas, las tierras raras ligeras muestran una estrecha relación con las de la ignimbrita Cortes, con una tendencia decreciente, muy regular, hasta el samario y una sutil anomalía de europio, en contraste con las ignimbritas (Figura 9d).

Geocronología U-Pb

La muestra CVA-7-d es una riolita con biotita de la Riodacita Zapatero (Figura 1d). De los 30 cristales de zircón seleccionados, la mayoría (27) presentan edades del Oligoceno (29.8 Ma–33.4 Ma) con esporádicas intervenciones de edades del Eoceno (36.2 y 43.4 Ma; Figura 10a). La edad media ponderada es de 31.68 ± 0.29 Ma con un

MSWD (Mean Squared Weighted Deviation) de 0.54 (Figura 10i). Los cristales analizados exhiben formas prismáticas euédricas y, en menor proporción, subédricas alargadas (Figura 11a); en ocasiones se observa zonación oscilatoria hacia el centro y las inclusiones son muy comunes. Las edades más antiguas pertenecen a los núcleos de los especímenes zonados. La mayoría de estos zircones muestran relaciones $Th/U < 0.5$, entre los que se destacan los del Eoceno, siendo 0.08 el valor más bajo y correspondiente al zircón más antiguo de la muestra (Figura 10b).

Por otro lado, la riolita CVA-7-b corresponde a una muestra de la Riolita Los Cuervos (Tabla 2). Los zircones encontrados presentan mayor dispersión de edades comparados con la Riodacita Zapatero, no obstante, los 32 granos seleccionados pertenecen al Oligoceno, entre 29.5 y 33.1 Ma (Figura 10c), con edad media ponderada de 30.83 ± 0.25 Ma y $MSWD = 0.47$ (Figura 10j). Se caracteriza por presentar cristales euédricos prismáticos y principalmente alargados, pero algunos son cortos o subédricos (Figura 11b); existen también unos con zonación moderada. Casi la mitad de los zircones tienen proporciones $Th/U > 0.5$, pero el zircón más joven exhibe la menor relación, es decir 0.05 (Figura 10d).

De la muestra CVA-4-u (Tabla 2), perteneciente a la riolita porfírica El Negro, se analizaron 35 puntos, entre núcleos y bordes, de los cuales fueron seleccionados 20 para el cálculo de la edad. Los cristales son principalmente alargados subédricos y euédricos, y prismáticos cortos. Además, con frecuencia presentan zonación

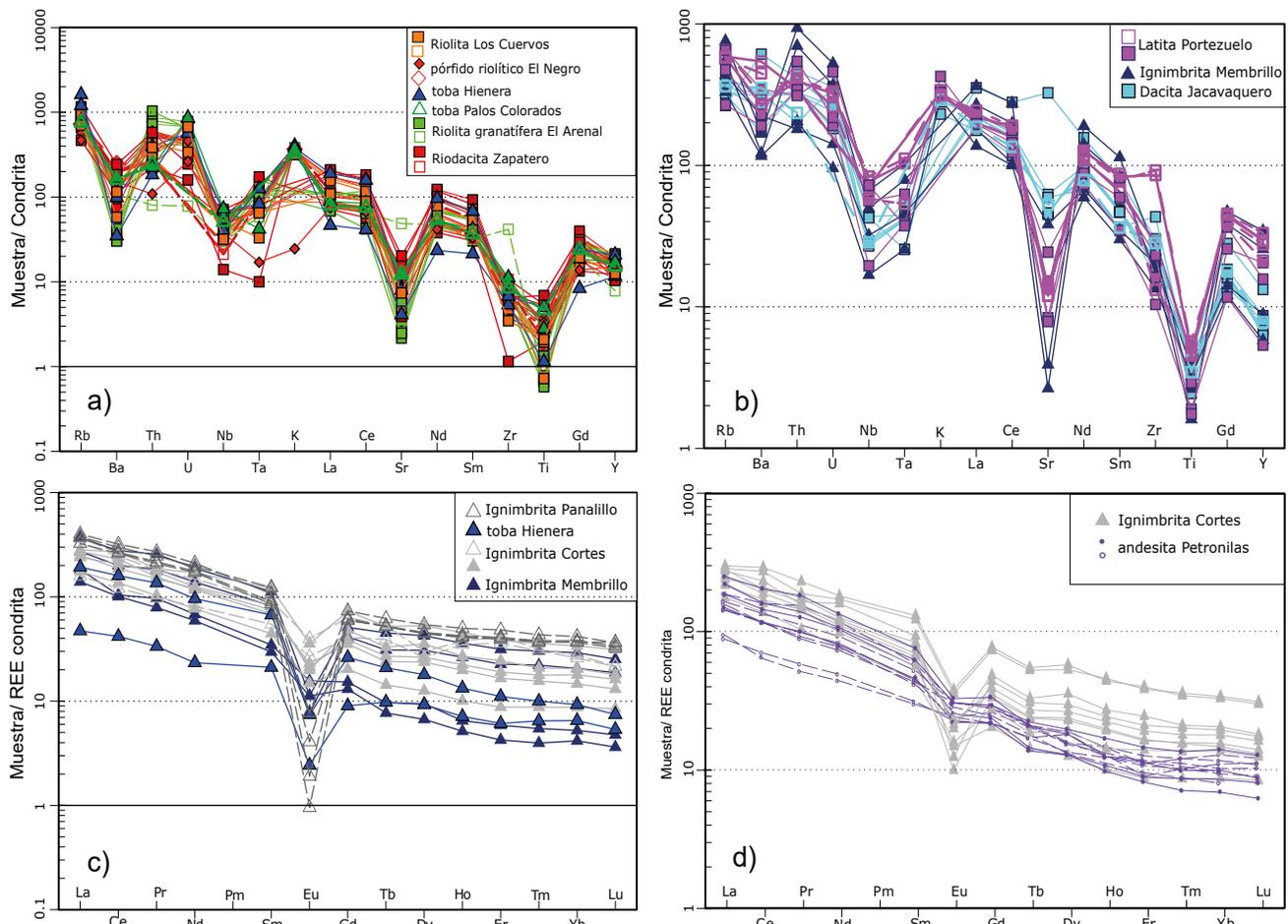


Figura 9. Comportamiento de los elementos traza en el complejo volcánico de Ahualulco (CVA). a-b) Diagramas multielementales normalizados a condrita de McDonough y Sun (1995): a) Grupo Ahualulco y b) zona norte. c-d) Diagramas de elementos de tierras raras normalizados a condrita según (Boynton, 1984): c) representando las ignimbritas del CVA (exceptuando a Otpc); d) ignimbrita Cortes vs. andesita Petronilas.

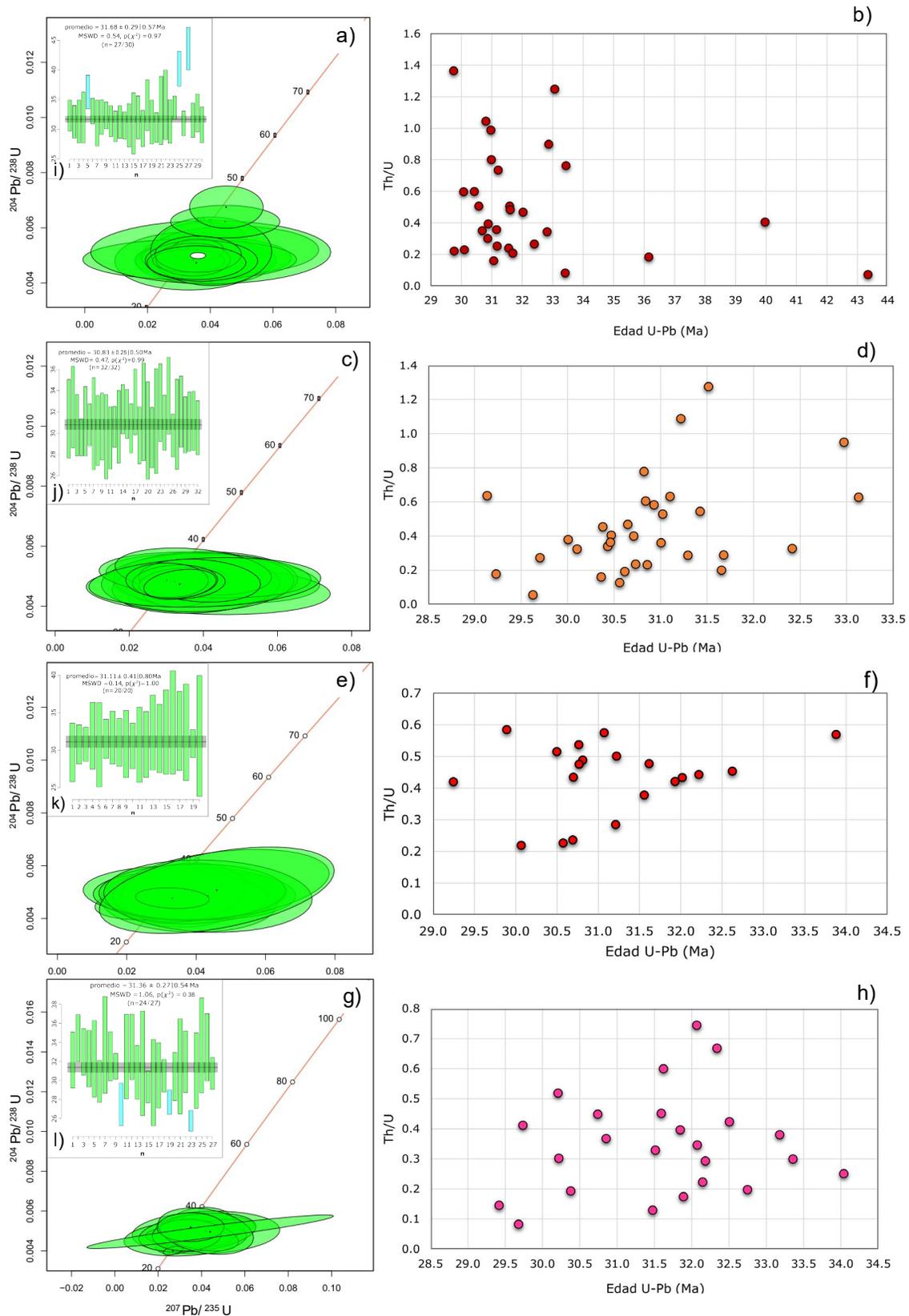


Figura 10. Diagramas de concordia Wetherill con edades concordantes y relaciones Th/U vs. edad en zircons del complejo volcánico de Ahuualulco. a-b) Muestra CVA-7-d de la Riodacita Zapatero; c-d); muestra CVA-7-b de la Riolita Los Cuervos; e-f) muestra CVA-4-u del pórfido riolítico El Negro; g-h) muestra CVA-5-t de la riolita granatífera El Arenal. Las imágenes insertadas dentro de los diagramas de concordia (i-l) corresponden a las edades medias ponderadas (con errores 1σ y 2σ , respectivamente, con intervalos de confianza del 95 %) de los zircons medidos, incluyendo valores de MSWD. Las barras color azul celeste representan datos cuya dispersión se sale del intervalo de confianza.

oscilatoria o sectorial subordinada y algunas inclusiones (Figura 11c). La mayoría de estos análisis (10) muestran relaciones Th/U entre 0.4 y 0.5, en otros cinco son >0.5 y los cinco restantes, varían entre 0.2–0.4 (Figura 10f). El zircón más joven, de 29.2 Ma, pertenece al primer grupo, mientras el más antiguo, de 33.9 Ma, corresponde al segundo grupo (Figura 10e). La edad media ponderada es de 31.11 ± 0.41 Ma con MSWD de 0.14 (Figura 10k).

La muestra restante, denominada CVA-5-t es de la riolita granatífera El Arenal (Figura 1d). Está conformada por cristales prismáticos alargados, normales y cortos, la mayoría euédricos y escasos anédricos subredondeados. Gran parte de ellos exhiben zonación magmática (Figura 11d). El análisis de los 27 zircons seleccionados reporta edades del Oligoceno, entre 29.4 y 34 Ma (Figura 10e), con edad media ponderada de 31.36 ± 0.27 Ma (MSWD=1.06; Figura 10l) y relaciones Th/U <0.5 , a excepción de cuatro que exceden este valor (Figura 10f).

DISCUSIÓN

Algunos aspectos sobre los resultados de campo

En primer lugar, la etapa de campo realizada para este trabajo refleja algunos cambios notables en la cartografía preexistente: 1) existe más de una unidad de andesita; 2) algunos de los afloramientos mapeados como ignimbrita Panalillo, corresponden en realidad a la ignimbrita Cortes (propuesta informalmente aquí). Por lo demás, las cartas realizadas y actualizadas en los trabajos de Labarthe-Hernández *et al.* (1995) y Quirino-Sánchez (2016), principalmente, son muy fieles a la evidencia de campo. Aun así, cabe resaltar que existe una distribución en la que las rocas félsicas más antiguas se concentran en el área norte del CVA (Figura 1c), mientras que una secuencia más compleja, en donde aflora el Grupo Ahualulco, se restringe a la zona centro (Figura 1d). Asociadas a este conjunto de rocas se encuentran el pórfido riolítico El Negro y la riolita granatífera El Arenal, con las cuales comparte el contenido de granate. Finalmente, en la zona sur las

rocas volcánicas son principalmente de Latita Portezuelo con menores afloramientos de la ignimbrita Cortes y la andesita Petronilas (Figura 1b). Además, se observa un notorio hiato entre el emplazamiento de la ignimbrita Cortes y la ignimbrita Panalillo (Figura 2). Las relaciones estratigráficas junto con las edades isotópicas (Tristán-González *et al.*, 2009a; González-Naranjo *et al.*, 2012; Tabla 2), soportan este enunciado.

Las ignimbritas Cortes y Panalillo en el CVA

Los afloramientos de la ignimbrita Panalillo se encuentran como mesetas distribuidas en diferentes localidades del CVSLP, como en los grábenes de Bledos, Villa de Reyes y Santo Domingo (Tristán-González *et al.*, 2008, fig.1; Tristán-González *et al.*, 2009a; González-Naranjo *et al.*, 2012; Del Pilar-Martínez *et al.*, 2020; Del Pilar-Martínez *et al.*, 2021), en algunas de las cuales están asociadas a diques piroclásticos (Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003; Torres-Hernández *et al.*, 2006; Aguirre-Díaz *et al.*, 2008). En el caso del CVA, dichas mesetas se concentran en el oriente y en el sur (Figura 1b), donde inicialmente todas ellas eran interpretadas como una misma unidad. Sin embargo, existen criterios fuertes para considerar a las que afloran al SW como una unidad distinta a la ignimbrita Panalillo (Oip), definida aquí como ignimbrita Cortes (Oic) y que difiere de aquella con base en estos criterios: 1) la cantidad de cristales es significativamente mayor en Oic (15–40 %); 2) contiene olivino (o su pseudomorfo); 3) en sección delgada exhibe textura micrográfica, ausente en Oip (Figura 6c); 4) Oip es más silícica y, por lo tanto, más evolucionada que Oic (Figura 7). En general, hay variación composicional de elementos mayores entre ambas (Figuras 7 y 8); 5) La anomalía negativa de europio es mucho más pronunciada en Oip (Figura 9c); 6) tienen una afinidad geoquímica diferente dado que están en campos opuestos en el diagrama de Rb/Sr vs. Th/Nb. Mientras que Oic presenta valores muy bajos de Rb/Sr (≤ 2), indicando menor cristalización fraccionada, y correlación positiva de los elementos incompatibles Nb y Th (alcanzando valores de Th/Nb cercanos a 3), Oip muestra altos grados de diferenciación (Rb/Sr >5) por el fraccionamiento intenso de plagioclasa y bajas relaciones Th/Nb (<1 ; Figura 12a); 7) la edad isotópica reportada para Oic es 31.28

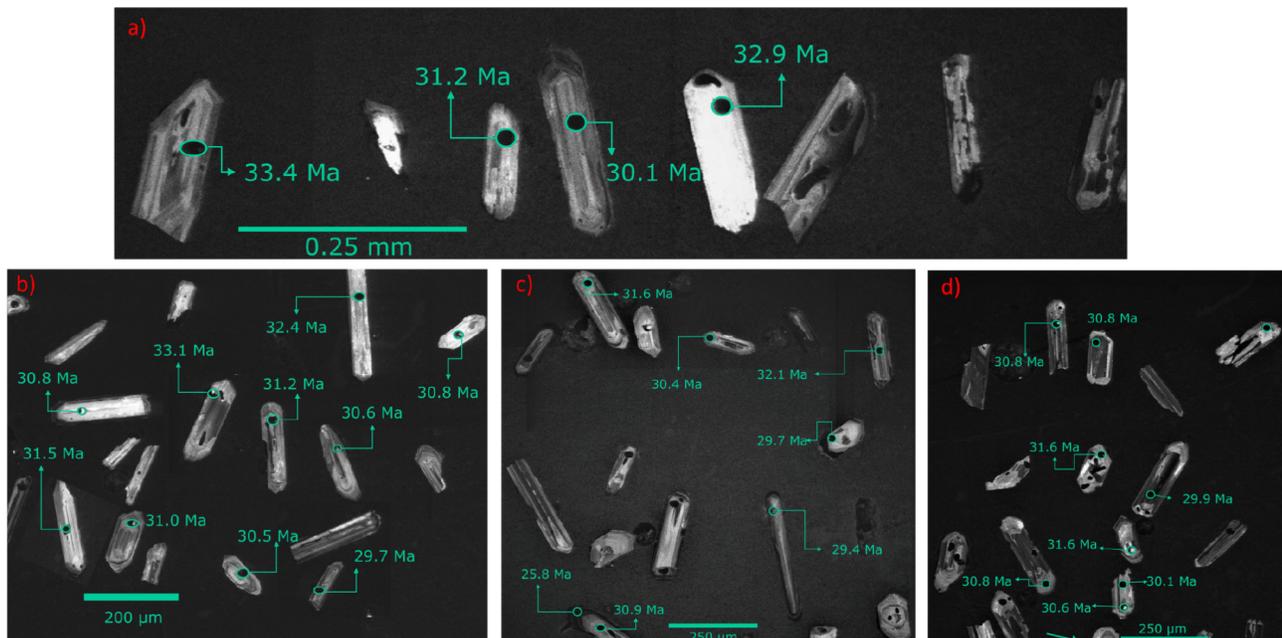


Figura 11. Imágenes de catodoluminiscencia mostrando las características morfológicas de los cristales de zircón, el punto de muestreo por el láser y sus edades: a) CVA-7-d (Riodacita Zapatero); b) CVA-7-b (Riolita Los Cuervos); c) CVA-4-u (pórfido riolítico El Negro); d) CVA-5-t (riolita granatífera El Arenal).

± 0.2 Ma (González-Naranjo *et al.*, 2012), mientras que para Oip, en el CVA, oscilan entre 25.4 y 27 Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Idier, 2003; Tristán-González *et al.*, 2009a). A propósito del último criterio, para la datación Ar-Ar de 31.28 ± 0.02 Ma, González-Naranjo *et al.* (2012) realizaron el muestreo y los análisis bajo el supuesto de que se trataba de la ignimbrita Panalillo, lo que también ocurrió en algunas localidades (en donde los afloramientos exhiben casi exclusivamente la "facies" esferulítica), durante las fases iniciales del presente trabajo. Dado lo anterior y la extensión de la ignimbrita Panalillo, queda abierta la posibilidad de que exista más de un caso similar al del CVA, en el cual se confundía a Oip con otra unidad más antigua, en otros complejos del CVSLP.

Petrogénesis del CVA

Las rocas volcánicas de Ahualulco, según su geoquímica, se clasifican dentro de las series de alto potasio, entre calcoalcalinas y shoshoníticas. Los diagramas tipo Harker muestran una separación clara entre andesitas y riolitas, sin embargo, las tendencias casi lineales de los elementos mayores (más evidentes en las unidades félsicas), denotan una evolución progresiva desde la Andesita Casita Blanca hasta la ignimbrita Panalillo (Figura 8). Posiblemente, estas trayectorias tan definidas y sin desviaciones indiquen una evolución magmática ligada a procesos de cristalización fraccionada sin contaminación cortical significativa.

Las muestras de las unidades más antiguas, concentradas en la zona norte, exhiben una tendencia muy diferente a las demás rocas en el diagrama La vs. La/Yb, sugiriendo que la fusión parcial desempeñó un papel importante en su origen (Figura 12b). No obstante, estas firmas con alto contenido de La con respecto al Yb se interpretan como fraccionamiento de granate residual (ausente en estas rocas) a partir de fundido derivado del manto en condiciones de alta presión (Mori *et al.*, 2012). Además, las rocas de la Dacita Jacavaquero presentan altos valores de Sr (>400 ppm) y bajos de Y (18 ppm) e Yb (1.9 ppm), características atribuidas por algunos autores a fusión parcial de rocas de la base de la corteza continental o el manto litosférico, donde es estable el granate (p.ej., Martin, 1999; Wyllie *et al.*, 1989; Richards y Kerrich, 2007).

A su vez, para las rocas del centro se observa mayor enriquecimiento en K (Figuras 7a y 8f) y alto contraste en el grado de diferenciación de las rocas del Grupo Ahualulco y la riolítica granatífera El Arenal. Mientras el diagrama de Th/Nb vs. Rb/Sr describe una correlación positiva con valores muy cercanos entre la Riodacita Zapatero y la Riolita Los Cuervos, ya que tienen un grado de diferenciación similar, la riolita granatífera El Arenal exhibe valores altos de Th/Nb y Rb/Sr (Figura 12a). Esto último, indica que las rocas de Ora tienen alto fraccionamiento de plagioclasa y están más diferenciadas que las lavas del Grupo Ahualulco. Si bien, este comportamiento se evidencia también en la mineralogía y los diagramas tipo Harker y multielemental (Figuras 8 y 9a), no se puede establecer una relación coherente entre la evolución y la estratigrafía, ya que Orc es más joven que Ora. Por otro lado, en el diagrama La vs. La/Yb las muestras del Grupo Ahualulco, la riolita granatífera El Arenal y el pórfido riolítico El Negro, registran fusión parcial como proceso principal con cristalización fraccionada subordinada; aunque el incremento en la relación La/Yb se puede atribuir también al fraccionamiento de granate (presente en todo el conjunto), por la compatibilidad de HREE en esta fase (Castillo *et al.*, 1999; Mori *et al.*, 2012). En contraste, en el diagrama de discriminación de Pearce (1983) predomina la cristalización fraccionada (Figuras 12b y 12c). Además, en ambos diagramas las rocas de Ora y Oprn ilustran tendencias aproximadamente paralelas, lo que podría sugerir un fraccionamiento inicial de plagioclasa (fenocristales <20 mm en Oprn), seguido de cristalización de Ora y finalizando con el pórfido. Esto explicaría la alta diferenciación en Ora, sus anomalías negativas

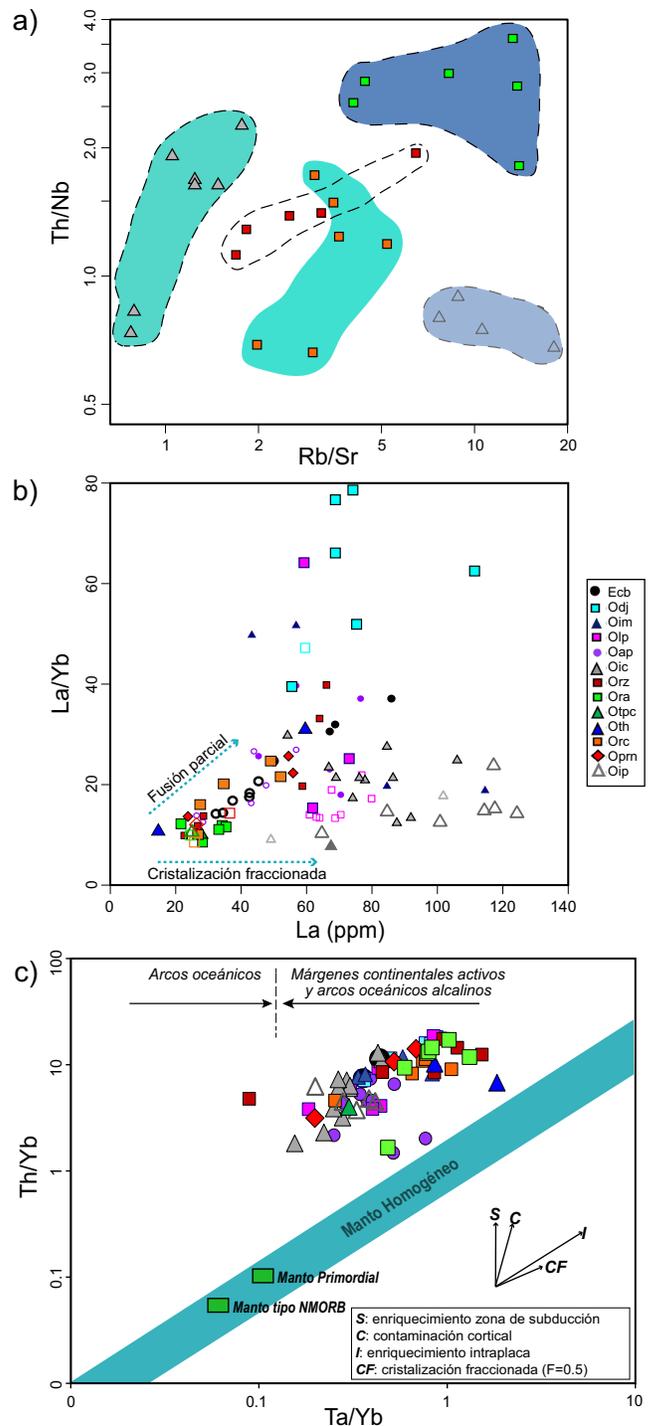


Figura 12. a) Relaciones Rb/Sr vs. Th/Nb en las ignimbritas y riolitas del complejo volcánico de Ahualulco. b) Diagrama La vs. La/Yb mostrando los efectos de la cristalización fraccionada y la fusión parcial. c) Diagrama de discriminación tectónica Th/Yb Vs. Ta/Yb (modificado de Pearce, 1983). Los círculos representan las andesitas, los cuadrados las riolitas y los triángulos las ignimbritas.

marcadas en Sr, su firma de cristalización fraccionada más intensa que la de Oprn y el carácter menos evolucionado de ésta última (Figuras 7, 9a, 12), pero se requiere investigación más profunda para confirmarlo. Con respecto a la zona sur, la coexistencia de andesitas basálticas e ignimbritas riolíticas contemporáneas plantea una de las

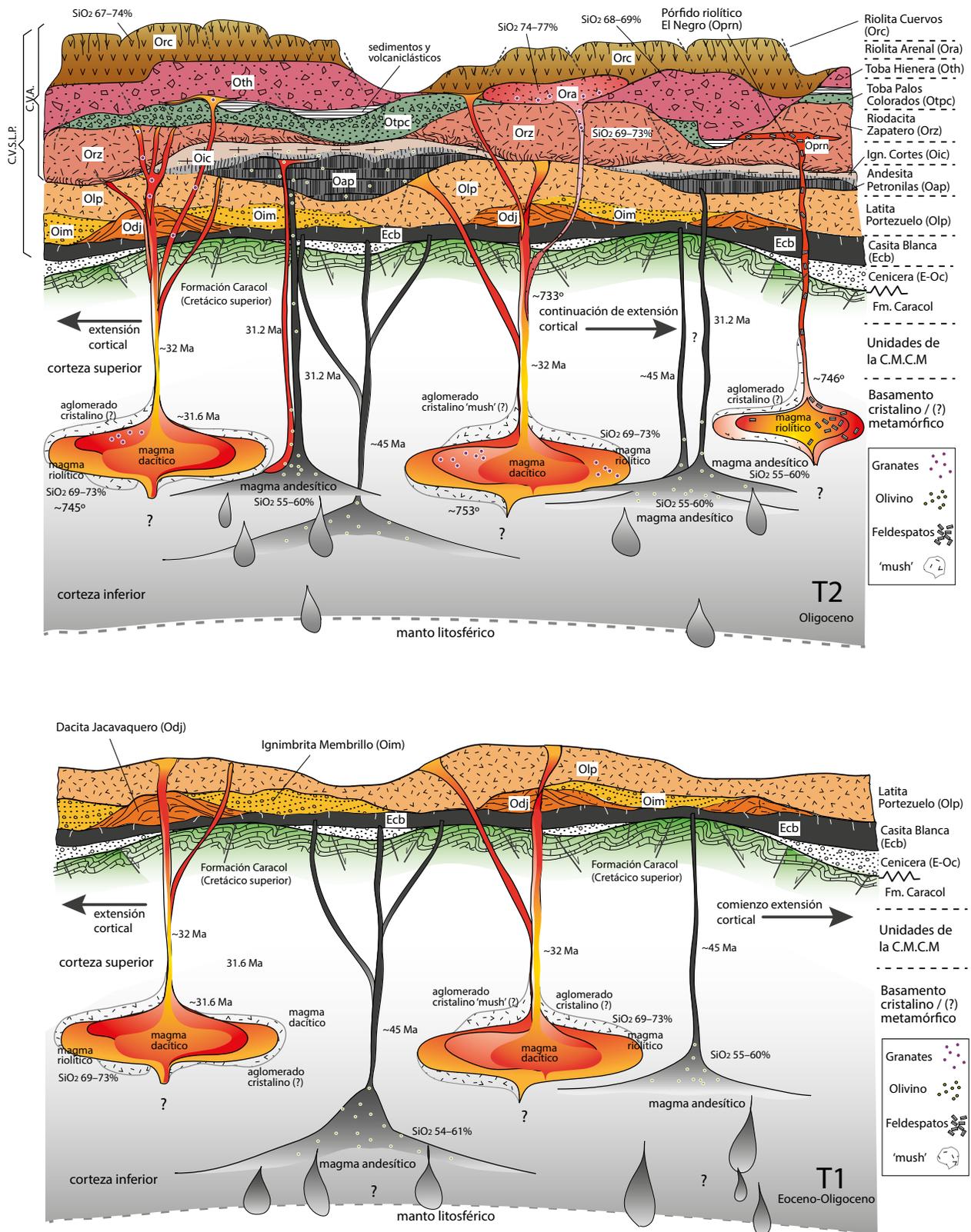


Figura 13. Modelo magmático y vulcanológico esquemático de la evolución del complejo volcánico de Ahualulco (CVA). T1: cubre una etapa de transición entre un ambiente tipo arco, con magmatismo andesítico calcoalcalino, progresivamente enriquecido en potasio, hasta comienzos del magmatismo shoshonítico de ambiente intraplaca (45–32 Ma). T2: Emplazamiento de vulcanismo andesítico, dacítico y riolítico del CVA a partir de magmatismo, predominantemente hiperaluminoso, formado por procesos de AFC en la corteza. En el área de Ahualulco, el vulcanismo fue principalmente efusivo en las etapas iniciales, sin embargo, durante la formación del CVA el vulcanismo explosivo adquirió protagonismo, constituyendo así, casi el 50 % del material expulsado en la región. Una explicación más detallada está descrita en la sección de emplazamiento del complejo volcánico de Ahualulco.

incógnitas petrogenéticas del CVA. Como ya se mencionó, las rocas de la ignimbrita Cortes, de 31.28 ± 0.02 Ma, yacen sobre la andesita Petronilas de 31.2 ± 0.7 (Figuras 2, 3b; Tabla 2) dejando una laguna composicional bastante notoria entre ellas, que para el SiO_2 está entre 56.57 % (si se consideran solo las muestras del sur; Tabla 1) y 71.01 % (Figuras 7a y 8). No obstante, tanto la andesita Petronilas, como la ignimbrita Cortes comparten texturas de desequilibrio y olivino iddingsitizado (Figuras 6b y 6e), las relaciones Nb/Th cercanas a 1, al igual que muestran comportamientos similares de REE, con sutil enriquecimiento de LREE (Figura 9d), pero el fraccionamiento de plagioclasa es mayor en la ignimbrita. A pesar de que estas últimas características podrían sugerir una fuente común, parece improbable que la unidad félsica se haya originado por cristalización fraccionada de la andesita Petronilas en un tiempo tan restringido, por lo que no se excluye la posibilidad de que representen un magmatismo bimodal “atípico”, ya que no son miembros composicionales extremos como riolita-basalto (Rapela *et al.*, 1988; Ngounouno *et al.*, 2000) o granitogabro (p.ej., Meade *et al.*, 2014; Zeng *et al.*, 2018). El magmatismo bimodal, también llamado Daly-Bunsen *gap*, se ha encontrado en diferentes ambientes tectónicos y con rangos de hiatos composicionales muy variados (p.ej., Mazhari *et al.*, 2009; Dufek y Bachmann, 2010; Liu *et al.*, 2014; Meade *et al.*, 2014). Casos como el del CVA, de rocas intermedias y félsicas se ha reportado en otros trabajos a nivel mundial (p.ej., Richards y Kerrich, 2007; Liu *et al.*, 2020) y en la MC (p.ej., Sieck *et al.*, 2019), incluyendo uno del CVSLP: el representado por la ignimbrita Panalillo (26.8 Ma) y las andesitas del basalto La Placa (27.2 Ma; Rodríguez-Ríos y Torres-Aguilera, 2009). Otros eventos de vulcanismo bimodal se han estudiado en el CVSLP, como el caso del basalto Cabras y la riolita Cerro Reyna en el complejo volcánico Sierra San Miguelito (Tristán-González *et al.*, 2009a). En dichos casos, se han propuesto como procesos petrogenéticos la fusión parcial de manto superior y corteza inferior y la cristalización fraccionada, con algo de mezcla de magmas (Rodríguez-Ríos y Torres-Aguilera, 2009; Tristán-González *et al.*, 2009a; Aguillón-Robles *et al.*, 2014). Sin embargo, el origen de estas asociaciones bimodales ha sido muy debatido a nivel global y aunque se han propuesto diversas explicaciones, sigue siendo un tema de discusión en la actualidad (p.ej., Meade *et al.*, 2014).

En el CVA, como se observa en el diagrama La vs. La/Yb (Figura 12b), la cristalización fraccionada parece ser el principal proceso de diferenciación en las rocas de la zona sur y se evidencia continuidad desde las muestras de la Andesita Casita Blanca, pasando por la Latita Portezuelo, la ignimbrita Cortes y finalmente la ignimbrita Panalillo (Figuras 8, 9c y 13c). En contraste, la andesita Petronilas podría explicarse mediante la inyección de magma más máfico, quizás proveniente del manto superior dada la presencia de fayalita (Sieck *et al.*, 2021), que reacciona con el fundido preexistente, aumentando la temperatura y generando texturas de disolución en fenocristales de plagioclasa (Figura 6a; Tsuchiyama, 1985; Renjith, 2014; Jamshidbadr *et al.*, 2020). Pese a todo lo anterior, se requieren más estudios para conocer la (s) fuente (s) y los procesos que originaron este fenómeno y así confirmar o desmentir la existencia del magmatismo bimodal.

Debido a que las rocas pasan de un carácter calcoalcalino a uno calcoalcalino potásico, hasta finalizar en una serie alcalina (Figuras 7 y 8f), se podría interpretar que el CVA registra localmente, la finalización del efecto de la subducción y su transición hasta un ambiente intraplaca (Figura 12c), en una configuración tectónica extensiva. En este caso, las anomalías negativas de Nb y Ta representarían la firma heredada del proceso de subducción (Aguillón-Robles *et al.*, 2014; Sieck *et al.*, 2021; Figura 9b), que se observa también en la vertical del diagrama de discriminación de Pearce (1983), siendo más evidente en las andesitas, donde la mayor afinidad pertenece a las rocas más antiguas de Ecb

(Figura 12c). Sin embargo, la tendencia principal de las muestras oligocénicas en este último diagrama señala un enriquecimiento hacia un ambiente intraplaca.

Finalmente, el empobrecimiento moderado de HREE y la alta relación La/Yb puede indicar que la cristalización de anfíbol o granate desempeñó un papel sobresaliente durante la diferenciación magmática (Mori *et al.*, 2012; Cano *et al.*, 2022). Mientras que las anomalías negativas de Nb, Ta, Ba, Sr y Eu (Figura 9) apoyan la hipótesis de la cristalización fraccionada de un magma mantélico o la fusión parcial de corteza inferior (Sieck *et al.*, 2021). Los xenolitos de anfíbolita y granulita con granate, encontrados en el pórfido riolítico El Negro (Figura 4e), podrían reforzar la idea de la corteza inferior como una de las fuentes del magma (Schaaf *et al.*, 1994).

Las nuevas edades U-Pb

Las edades obtenidas para las unidades de la base (Riodacita Zapatero) y la cima (Riolita Los Cuervos) del Grupo Aqualulco, permiten restringir el periodo del magmatismo que dio origen a las rocas de la zona centro, entre el Eoceno medio y el Oligoceno tardío, y posicionar estratigráficamente a la riolita granatífera El Arenal (de 31.36 ± 0.27 Ma; Figuras 10g y 10l).

Por un lado, la morfología prismática, euédrica-subédrica y zonada de los zircones de las unidades datadas (Figura 11), así como las poblaciones de éstos con relaciones $\text{Th/U} \geq 0.5$ (Figuras 10b, 10d, 10f, 10h y 14), indican que se trata de zircones magmáticos (Hoskin y Schaltegger, 2003). Por otra parte, Rubatto (2002) menciona valores de Th/U de 0.18–0.47, normales para núcleos magmáticos en zircones de migmatitas con granate. La mayor parte de los zircones de la unidad Ora caen en este rango, al igual que las poblaciones restantes de las otras dos unidades. Las cuatro unidades datadas también contienen granate, pero su presencia no explicaría el empobrecimiento relativo en los cristales con proporciones Th/U excepcionalmente bajos para ser magmáticos, debido a que el Th es incompatible en esta fase (Rubatto y Hermann, 2007). No obstante, se le podría atribuir al crecimiento de monacita con el zircón, que se ha observado en las muestras del pórfido riolítico El Negro (p.ej., Pineda *et al.*, 2022).

De esta forma, se tiene que la cristalización de las unidades del Grupo Aqualulco ocurrió entre 31.68 ± 0.29 Ma y 30.83 ± 0.25 Ma. Además, se podría sugerir que todo este conjunto de rocas se formó en el mismo reservorio dadas las características mineralógicas que comparten, especialmente la presencia del granate.

Emplazamiento del complejo volcánico de Aqualulco

La historia volcánica en la región de Aqualulco comienza en el Eoceno (Figura 13-T1), después del depósito de los sedimentos continentales de la Formación Cenicera, con la emisión de las lavas andesíticas calcoalcalinas de ~45 Ma, conocidas como Andesita Casita Blanca (Figura 12c). Después de esto, el vulcanismo cesa localmente por un lapso de casi 15 Ma, para dar lugar a unidades más evolucionadas y enriquecidas en K, que constituyen domos de la Dacita Jacavaquero (31.6 Ma) y la Latita Portezuelo (31 Ma), además de una menor representación de rocas piroclásticas con la ignimbrita Membrillo (32 Ma). Los flujos de lava dacítica-riolítica de la Latita Portezuelo cubrieron grandes extensiones en los valles recién formados, alcanzando espesores de hasta 400 m. Estas erupciones de magmas más evolucionados pudieran responder a procesos de AFC (p.ej., Aguillón-Robles *et al.*, 2009). Durante el Oligoceno, y relacionado con el evento de Cuenca y Sierras en la MC, se desarrollaron fallas normales con rumbo NW-SE y dextrales orientadas NE, que conformaron grábenes y semigrábenes, o estructuras *pull-apart* con un patrón *en-echelón* (p.ej., Aguirre-Díaz *et al.*, 2008; Tristán-González *et al.*, 2008; Tristán-González *et al.*, 2009b). Se cree que dichas estructuras

sirvieron como conducto de las lavas que dieron lugar a los domos de la Dacita Jacavaquero y la Latita Portezuelo (Tristán-González *et al.*, 2008; Tristán-González *et al.*, 2009a; Almaguer-Ramírez, 2014; Quirino-Sánchez, 2016).

El vulcanismo fisural continuó con composiciones más evolucionadas, y más ricas en K, con el emplazamiento de la ignimbrita Cortes, hace aproximadamente 31.2 Ma, coetáneo con el resurgimiento local de las lavas andesíticas, representado por la andesita Petronilas, en el centro y sur del CVA (Figura 13-T2). La presencia de estas erupciones félsicas e intermedias, que se traslapan en espacio y tiempo, pudiera estar relacionada con una etapa bimodal por cristalización fraccionada de antiguas cámaras magmáticas heterogéneas. Mientras tanto, en la zona centro se generaba la unidad base del Grupo Ahualulco, una lava porfirítica con foliación de flujo denominada Riocardita Zapatero (31.6 Ma), y se emplazaron diques félsicos con orientación NW-SE de la riolita granatífera El Arenal (31.3 Ma), que podría hacer parte de un domo endógeno, al igual que un cuerpo subvolcánico con abundantes xenolitos de corteza inferior y granate (Oprn de 31.1 Ma), que produjo alteración hidrotermal exuberante en la zona. A la etapa media del Grupo Ahualulco, sucedió una fase explosiva identificada por las ignimbritas, no soldadas, toba Palos Colorados y toba Hienera. Dicha fase se manifestó con brechas líticas extensas en ambas unidades, con clastos líticos de granito (que no aflora en la zona; Figuras 5a y 5b) y abundantes líticos del basamento sedimentario marino, junto con otras características litoestratigráficas resumidas en la Tabla 3, las cuales sugieren erupciones explosivas de estructuras más complejas, que a su vez generaron depresiones o cuencas locales similar a lo identificado en calderas de colapso. A continuación, se formaron las autobrechas, bases vítreas y lavas de la Riolita Los Cuervos (30.8 Ma), que corresponde a la unidad más joven, tanto del Grupo Ahualulco como del CVA. Las rocas riolíticas con xenolitos o granate pudieran indicar un origen por cristalización fraccionada en corteza inferior, dando lugar a enriquecimiento de cámaras magmáticas más someras que ocasionaron las erupciones explosivas. A finales del Oligoceno, ocurrió un evento de vulcanismo fisural regional, que dio origen a la unidad más diferenciada en el área de Ahualulco, denominada ignimbrita Panalillo, la cual es observable en múltiples complejos del CVSLP.

CONCLUSIONES

El enriquecimiento en potasio de las rocas del CVA, desde la serie calcoalcalina hasta la shoshonítica, pudiera marcar una etapa de transición entre la fase final del vulcanismo de arco continental y la fase extensiva de la región intraplaca, evidenciado por las firmas geoquímicas y el ensamble mineralógico, así como la presencia de los granates y su posible origen de corteza inferior. Además, los diagramas tipo Harker sugieren diferenciación magmática por procesos de cristalización fraccionada.

Se infiere que el emplazamiento de las rocas volcánicas basales fue de tipo fisural, mientras que los productos piroclásticos posiblemente utilizaron estructuras volcánicas más complejas, en las que ocurrieron erupciones explosivas con formación de brechas extensas, hidrovulcanismo, corrientes piroclásticas de densidad y secuencias volcanoclásticas intercaladas; hacia la parte sumital las lavas se emplazaron a partir de domos.

Se definieron dos unidades nuevas en la secuencia del CVA: la ignimbrita Cortes y la andesita Petronilas. Esta última evidencia la existencia de, al menos, dos andesitas de edades muy diferentes. Sin embargo, no se descarta la posibilidad de que se hayan presentado más flujos de lava andesíticos durante el Oligoceno.

La andesita Petronilas y la ignimbrita Cortes son unidades coetáneas y, constituyen posiblemente un magmatismo bimodal evidenciado por las relaciones de campo, la presencia de olivino en ambas y el comportamiento de los elementos traza (que sigue trayectorias similares en ambas unidades).

Se obtuvieron nuevas edades de cristalización para las unidades riolíticas, que contienen granate, del CVA: 31.68 Ma, para la Riocardita Zapatero, 31.36 Ma para la riolita granatífera El Arenal, 31.11 Ma, para el pórfido riolítico El Negro y 30.83 Ma, para la Riolita Los Cuervos.

Los diagramas de discriminación geoquímica y tectónica exhiben tendencias paralelas las rocas de la riolita granatífera El Arenal y el pórfido riolítico El Negro, que analógicamente se observa en campo, en la disposición de los diques orientados NW-SE, tal vez sugiriendo una estrecha relación en la génesis y emplazamiento de las dos unidades como domos.

Tabla 3. Criterios vulcanológicos de ignimbritas del Grupo Ahualulco con relación a características principales de ignimbritas fisurales e ignimbritas provenientes de colapso de domos.

Criterio	Toba Hienera	Toba Palos Colorados	Ignimbrita Membrillo	Ignimbrita Cortes	Ignimbritas fisurales	Ignimbritas de domos
Distribución	Local	Local	Local	Local a regional	Regional	Local
Soldamiento				X	X	
No soldada	X	X	X			X
Pómez	X	X	X		X	
Clastos afíricos	X		X			X
Depósitos de caída	X	X	X			
Masivas				X	X	X
Estratificadas	X	X	X			X
Brechas líticas monolitológicas					X	X
Brechas heterolitológicas	X	X	X			
Clastos de basamento Mesozoico	X	X	X			
Clastos graníticos		X				
Hidrovulcanismo (p ej., lapilli acrecional)	X					
Sedimentos asociados	X	X	X			
Zonamiento composicional/textural	X	X		X		
Domos de lava asociados	X	X	X		X	X
Afloramientos controlados por fallas			X	X	X	
Diques piroclásticos	X				X	

AGRADECIMIENTOS

Este documento hace parte del trabajo de doctorado en Geociencias Aplicadas de C. Latorre, financiado por el CONACYT (CVU: 660433). Los autores desean expresar su agradecimiento al IPICYT y al Instituto de Geología de la UASLP por los recursos para el desarrollo de esta investigación, al igual que a los doctores Oscar Guevara y Pascal Sieck y al M.C. Helios Serna por su colaboración en el trabajo de campo y laboratorio. A los técnicos Ing. Erasmo Mata Martínez por elaboración de secciones delgadas y al L.Q. Miguel Cortina, por el apoyo en análisis geoquímicos. Un especial agradecimiento al Dr. Carlos Ortega Obregón por la asesoría con relación a los análisis geocronológicos. Y finalmente, a los Dres. Peter Schaaf y Angel Nieto, así como a un revisor anónimo, por sus comentarios y arbitraje que mejoraron sustancialmente la calidad del escrito, en conjunto con la Dra. Natalia Pardo por su trabajo editorial.

MATERIAL SUPLEMENTARIO

Las Tablas S1 “Análisis de elementos traza en las rocas del complejo volcánico de Ahualulco” y S2 “Resultados de U-Pb obtenidos por LA ICP-MS y edades en circones de las cuatro muestras analizadas del complejo volcánico de Ahualulco.” se pueden descargar en el portal web de esta Revista www.rmccg.unam.mx dentro de la página de vista previa de este artículo.

REFERENCIAS

- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., 1981, Cartografía geológica, Hoja Moctezuma. SLP: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico, 74, 30 pp.
- Aguillón-Robles, A., Aranda-Gómez, J.J., Solorio-Munguía, J.G., 1994, Geología y tectónica de un conjunto de domos riolíticos del Oligoceno medio en el sur del estado de San Luis Potosí, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(1), 29-42.
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G.J., Bellon, H., 2009, Syn-extensional intra-plate rhyolitic-trachydacitic dome volcanism of the Mesa Central, southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 187, 33-52.
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., López-Doncel, R.A., García-Arreola, M.E., Almaguer-Rodríguez, J.D.L., Maury, R.C., 2012, Trace elements geochemistry and origin of volcanic units from the San Luis Potosí and Río Santa María volcanic fields, Mexico: the bearing of ICP-QMS data: *Geofísica Internacional*, 51(3), 293-308.
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G., López-Doncel, R. A., Bellon, H., Martínez-Esparza, G., 2014, Eocene to Quaternary mafic-intermediate volcanism in San Luis Potosí, central Mexico: The transition from Farallon plate subduction to intra-plate continental magmatism: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 276, 152-172.
- Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., 2003, Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting: *Geology*, 31(9), 773-776.
- Aguirre-Díaz, G. J., McDowell, F. W. (1993): Nature and timing of faulting and synextensional magmatism in the southern Basin and Range, central-eastern Durango, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 105(11), 1435-1444.
- Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Nieto-Obregón, J., Gutiérrez-Palomares, I., 2008, The ignimbrite flare-up and graben calderas of the Sierra Madre Occidental, Mexico: *Developments in Volcanology*, 10, 143-180.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Orozco-Esquivel, M.T., Ojeda-García, Á.C., Vasallo, L.F., 2001, Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18(2), 129-148.
- Almaguer-Rodríguez, J. L., 2010, Estudio geoquímico de elementos traza en unidades volcánicas del CVSLP: método ICP-MS: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Trabajo Recepcional, 95 pp.
- Almaguer-Ramírez, R.M., 2014, Análisis estructural del sistema de fallas normales en el Complejo Volcánico de Ahualulco, SLP: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Trabajo Recepcional, 104 pp.
- Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F.W., 1998, Paleogene extension in the southern Basin and Range province of Mexico: Syndepositional tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato Mining District: *International Geology Review*, 40(2), 116-134.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., 2000, Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras. México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 59-71.
- Dufek, J., Bachmann, O., 2010, Quantum magmatism: Magmatic compositional gaps generated by melt-crystal dynamics: *Geology*, 38(8), 687-690.
- Botero-Santa, P.A., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., López-Martínez, M., Levresse, G., Xu, S., Ortega-Obregón, C., 2015, Origen y desarrollo de la cuenca El Bajío en el sector central de la Faja Volcánica Transmexicana: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(1), 84-98.
- Botero-Santa, P.A., Xu, S., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2020, Efecto de las fracturas de enfriamiento en la formación de fallas normales: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 72(1), 1-23.
- Boynton, W.V., 1984, Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies: in *Developments in geochemistry*, 63-114.
- Cano, N., Molano, J. C., Sepúlveda, J., 2022, Petrogenetic constraints of the La Quinta Formation igneous rocks, Serranía del Perijá, northern Colombian Andes. *Earth Sciences Research Journal*, 26(2), 139-155.
- Carrillo-Bravo, J., 1971, La Plataforma Valles-San Luis Potosí: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 23(1-6), 1-102.
- Castillo, P., Janney, P., Solidum, R., 1999, Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 33-51.
- Del Pilar-Martínez, A., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Angeles-Moreno, E., 2020, Geology of the southern Mesa Central of Mexico: recording the beginning of a polymodal fault system: *Journal of maps*, 16(2), 199-211.
- Del Pilar-Martínez, A., Nieto-Samaniego, A.F., Angeles Moreno, E., Suárez Arias, A.M., Olmos Moya, M.J.P., Alaniz Álvarez, S.A., Levresse, G., 2021, Digital geological map and geochronological database of the Cenozoic cover of the southern Mesa Central province, Mexico: *Terra Digitalis*, 5(2), 1-10. <https://doi.org/10.22201/igg.25940694e.2021.2.89>
- Ersosy, Y., Helvacı, C., 2010, FC-AFC-FCA and mixing modeler: a Microsoft® Excel® spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing: *Computers & Geosciences*, 36(3), 383-390.
- Freydier, C., Lapiere, H., Briquieu, L., Tardy, M., Coulon, C., Martínez-Reyes, J., 1997, volcanoclastic sequences with continental affinities within the Late Jurassic-Early Cretaceous Guerrero intra-oceanic arc terrane (western Mexico): *The Journal of Geology*, 105(4), 483-502.
- Gaspar-Rete, L.M., 2014, Geología y estructura de la porción norte del Complejo Volcánico Sierra San Miguelito: análisis de la petrografía y geoquímica de las unidades volcánicas: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Trabajo Recepcional, 112 pp.
- González-Naranjo, G.A., Molina-Garza, R.S., Aranda-Gómez, J.J., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Iriondo, A., Bellón, H., 2012, Paleomagnetismo y edad de la Ignimbrita Panalillo Superior, Campo Volcánico de San Luis Potosí, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(3), 387-409.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. Mitchell, S.F., 2007, Classification

- of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram: *Journal of Petrology*, 48(12), 2341-2357.
- Hernández-Ramos, J., 2014, Geología y estructura de la secuencia volcánica del área Ojo de Pinto-San Salvador, Municipio de Mexquitic de Carmona, S.L.P.: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis, 113 pp.
- Hoskin, P. W., Schaltegger, U., 2003, The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis: Reviews in mineralogy and geochemistry, 53(1), 27-62.
- Idier, C., 2003, Caractéristiques des événements magmatiques Eocènes-Oligocènes et Plio-Quaternaires du champ volcanique de San Luis Potosí (Mexique): France, Université de Bretagne Occidentale, Mémoire de Licence, 53 pp.
- Jamshidbadr, M., Tarabi, S., Gholizadeh, K., 2020, Study of micro-textures and chemistry of feldspar minerals of East Sarbisheh volcanic complex (Eastern Iran), for evidence of magma chamber process: *Iranian Journal of Earth Sciences*, 12(1), 10-31.
- Janoušek, V., Farrow, C.M., Erban, V., 2006, Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing geochemical data toolkit (GCDkit): *Journal of Petrology*, 47(6), 1255-1259.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 1981, Cartografía Geológica Ahualulco: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico, 70, 34 pp.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del estado de San Luis Potosí: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico, 85(208), 1 pp.
- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L. S., 1992, Características físicas y estructura de lavas e ignimbritas riolíticas en la Sierra de San Miguelito. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico, 114, 34 pp.
- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L. S., Aranda-Gómez, J. J., 1995, Reinterpretación de la geología del Centro Volcánico de Ahualulco. SLP: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico, 121, 30 pp.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Liu, D., Zhao, Z., Zhu, D.C., Niu, Y., DePaolo, D.J., Harrison, T.M., Mo, X., Dong, G., Zhou, S., Sun, C., Zhang, Z., Liu, J., 2014, Postcollisional potassic and ultrapotassic rocks in southern Tibet: Mantle and crustal origins in response to India-Asia collision and convergence: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 143, 207-231.
- Liu, Y., Chu, X., Sun, J., Han, J., Ren, L., Gu, A., Zhao, K., Zhao, C., 2020, Early Cretaceous bimodal magmatism related epithermal mineralization: a case study of the Gaosongshan gold deposit in the northern Lesser Xing'an Range, NE China: *Ore Geology Reviews*, 121, 103563.
- Martin, H., 1999, Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoids: *Lithos*, 46, 411-429.
- Martínez-Esparza, G., 2004, Geoquímica del volcanismo básico-intermedio desde el Eoceno al reciente: su importancia en la evolución del campo volcánico de San Luis Potosí: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis, 104 pp.
- Masculano, E., Levesse, G., Cardellach, E., Tritlla, J., Corona-Esquivel, R., Meyzen, C., 2013, Post-Laramide, Eocene magmatic activity in Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30, 299-311.
- Mazhari, S.A., Bea, F., Amini, S., Ghalamghash, J., Molina, J.F., Montero, P., Scarrow, J.H., Williams, I.S., 2009, The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: a marker of the end of the collision in the Zagros orogen: *Journal of the Geological Society*, 166(1), 53-69.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995, The composition of the Earth: *Chemical geology*, 120(3-4), 223-253.
- Meade, F.C., Troll, V.R., Ellam, R.M., Freda, C., Font, L., Donaldson, C.H., Klonowska, I., 2014, Bimodal magmatism produced by progressively inhibited crustal assimilation: *Nature communications*, 5(1), 4199.
- Mori, L., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M., González-Torres, E.A., Chapela-Lara, M., Díaz-Bravo, B.A., Roberge, J., 2012, Thermomechanical maturation of the continental crust and its effects on the late Eocene-early Oligocene volcanic record of the Sierra Madre del Sur Province, southern Mexico: *International Geology Review*, 54(13), 1475-1496.
- Ngonouno, I., Déruelle, B., Demaiffe, D., 2000, Petrology of the bimodal Cenozoic volcanism of the Kapsiki plateau (northernmost Cameroon, Central Africa): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1-2), 21-44.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., 1997, La deformación cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(1), 13-25.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 111(3), 347-363.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí-Cano, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 285-318.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí, A., 2007, Mesa Central of México: Stratigraphy, structure, and Cenozoic tectonic evolution, *en* Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F. (eds.), *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México*: Geological Society of America, Special Paper, 422, 41-70.
- Orozco-Esquivel, M.T., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2002, Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1-2), 37-56.
- Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins: Continental basalts and mantle xenoliths, 1983, 230-249.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey: Contributions to mineralogy and petrology, 58(1), 63-81.
- Pineda, C., Schmitt, A.K., Morata, D., 2022, Monazite as a control on Th/U in magmatic zircon: *Chemical Geology*, 603, 120911.
- Quirino-Sánchez, G.A., 2016, Actualización geológica-estructural de la carta Moctezuma, F-14-A-63, S.L.P.: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, trabajo recepcional, 126 pp.
- Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Merodio, J.C., Aragón, E., 1988, Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40 S-42 S): *Journal of South American Earth Sciences*, 1(1), 75-88.
- Renjith, M.L., 2014, Micro-textures in plagioclase from 1994-1995 eruption, Barren Island Volcano: evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone: *Geoscience frontiers*, 5(1), 113-126.
- Richards, J.P., Kerrich, R., 2007, Special paper: adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis: *Economic geology*, 102(4), 537-576.
- Rodríguez-Ríos, R., Aguillón-Robles, A., Leroy, J.L., 2007, Evolución petrológica y geoquímica de un complejo de domos topacíferos en el Campo Volcánico de San Luis Potosí (México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(3), 328-343.
- Rodríguez-Ríos, R., Torres-Aguilera, J.M., 2009, Evolución petrológica y geoquímica del vulcanismo bimodal oligocénico en el Campo Volcánico de San Luis Potosí (México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(3), 658-673.
- Rubatto, D., 2002, Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism: *Chemical geology*, 184(1-2), 123-138.
- Rubatto, D., Hermann, J., 2007, Experimental zircon/melt and zircon/garnet trace element partitioning and implications for the geochronology of crustal rocks: *Chemical Geology*, 241(1-2), 38-61.
- Schaaf, P., Heinrich, W., Besch, T., 1994, Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí (Central Mexico): Evidence from a granulite facies xenolith suite: *Chemical Geology*, 118, 63-84.

- Sieck, P., López-Doncel, R., Dávila-Harris, P., Aguillón-Robles, A., Wemmer, K., Maury, R.C., 2019, Almandine garnet-bearing rhyolites associated to bimodal volcanism in the Mesa Central of Mexico: Geochemical, petrological and geochronological evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, 92, 310-328
- Sieck, P., Dávila-Harris, P., López-Doncel, R. A., Almaguer, J., Aguillón-Robles, A., Wemmer, K., Guevara, R., 2021, Voluminous Paleogene volcanism in the southern Mesa Central, Mexico: Unravelling the fissure-fed origin of rhyolitic ignimbrites of the Villa Garcia-Loreto Volcanic Complex: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 415, 107252.
- Solari, L.A., González-León, C.M., Ortega-Obregón, C., Valencia-Moreno, M., Rascón-Heimpel, M. A., 2018, The Proterozoic of NW Mexico revisited: U-Pb geochronology and Hf isotopes of Sonoran rocks and their tectonic implications: *International Journal of Earth Sciences*, 107(3), 845-861.
- Torres-Hernández, J.R., Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robles, A., Gómez-Anguiano, M., Mata-Segura, J.L., 2006, The pyroclastic dikes of the Tertiary San Luis Potosí volcanic field: Implications on the emplacement of Panalillo ignimbrite: *Geofísica internacional*, 45(4), 243-253.
- Torres-Hernández, J.R., Siebe-Grabach, C., Aguillón-Robles, A., Rodríguez-Ríos, R., 2014, Geocronología y características geoquímicas de un conjunto de domos riolíticos terciarios en el Campo Volcánico de San Luis Potosí, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(1), 183-197.
- Tristán-González, M., 1986, Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato: México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico, 107, 91 pp.
- Tristán-González, M., 2008, Evolución tectono-volcánica durante el Paleógeno en la porción sur-oriental de la Mesa Central: Juriquilla, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, tesis de doctorado, 225 pp.
- Tristán-González, M., Labarthe-Hernández, G., Aguirre-Díaz, G.J., Aguillón-Robles, A., 2008, Tectono-volcanic control of fissure type vents for the 28 Ma Panalillo ignimbrite in the Villa de Reyes Graben, San Luis Potosí, México, *n IOP Conference Series, Earth and Environmental Science*, 3 (1), p. 012026.
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J.R., Torres-Hernández, J.R., Bellon, H., López-Doncel, R., Labarthe-Hernández, G., 2009a, Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 287-303.
- Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Torres-Hernández, J.R., Bellon, H., 2009b, Post-Laramide and pre-Basin and Range deformation and implications for Paleogene (55–25 Ma) volcanism in central Mexico: A geological basis for a volcano-tectonic stress model: *Tectonophysics*, 471(1-2), 136-152.
- Tsuyhama, A., 1985, Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(1), 1-16.
- Vermesch, P., 2018, IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology: *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479-1493.
- Wyllie, P.J., Carroll, M.R., Johnston, A.D., Rutter, M.J., Sekine, T., Van Der Laan, S.R., 1989, Interactions among magmas and rocks in subduction zone regions: Experimental studies from slab to mantle to crust: *European Journal of Mineralogy*, 1, 165-79.
- Zeng, L., Zhang, K.J., Tang, X.C., Zhang, Y.X., Li, Z.W., 2018, Mid-Permian rifting in Central China: Record of geochronology, geochemistry and Sr-Nd-Hf isotopes of bimodal magmatism on NE Qinghai-Tibetan Plateau: *Gondwana Research*, 57, 77-89

Manuscrito recibido: noviembre 26, 2022

Manuscrito corregido recibido: mayo 3, 2023

Manuscrito aceptado: mayo 5, 2023