



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Geología, petrología y
geoquímica de los domos
Azteca y Tezontlale, Sierra
Patlachique, Estado de
México**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Aarón Abdiel Rodríguez Jain

DIRECTOR DE TESIS

M. en C. Sergio Salinas Sánchez



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2023



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Agradecimientos

Para empezar, le agradezco a mi director de tesis, el M. en C. Sergio Salinas Sánchez, por su confianza y entusiasmo durante el desarrollo de este proyecto, por hacerle segunda a mis tangentes, por su extrema paciencia con mi parsimonia y, sobre todo, por inspirarme a redescubrir mi pasión por los volcanes.

Agradezco a mis sinodales, por invertir de su tiempo para formar parte de este proceso. A la Dra. Laura Mori, por sus comentarios puntuales, que fueron fundamentales para pulir los bordes ásperos de este trabajo. Al Dr. Renato Castro Govea, por sus notas que me ayudaron a darle coherencia a los puntos flacos. Al Dr. José Luis Arce Saldaña, por brindar su espacio y equipo para el procesamiento de zircones. Y al Ing. Alfredo Victoria Morales, por sus consejos, apuntes, y disposición a ofrecer herramientas que fueron fundamentales para el desarrollo de este trabajo.

También, un agradecimiento especial para la Ing. María del Consuelo Macías Romo, por su supervisión e instrucción en el procesamiento de los zircones.

Le doy las gracias a todos mis profesores de la División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, que revivían continuamente mi voluble amor por la geología, llevándome a hurgar las raíces de montañas y caminando conmigo en las suturas donde continentes se unieron.

Gracias a mi familia, por todo lo que han hecho por mí. A mi padre, por creerme aun cuando era incomprendible, y por reír conmigo ante el absurdo. A mi madre, por su amor y confianza incondicionales, y por ser mi confidente ante los embates. A mi hermano, por ser mi compañero de desvaríos. A mi abuelo, por brindarme un hogar que me hizo posible estudiar. Y a mi abuela, por divertirme y apreciarme, aun cuando su memoria la abandonaba.

Toda mi retribución y admiración para mis amigos en la generación, quienes fueron mi comunidad, mi hogar, y mi tierra durante 5 años. A Brandon, el extrovertido que me adoptó e hizo segunda en mis excentricidades. A Manuel, cuyo optimismo, sensatez, y humor me mantuvieron cuerdo. A Natalia, que me inspiró e impulsó a hacer este trabajo. A Lizeth, que me desafía aún hoy a ser mejor que yo mismo. A Daniel, que hizo pasaderos y divertidos algunos de los días más difíciles de la carrera. A Joaquín, por su corazón de oro. Y a Jair, que nos recibía con calidez en su casa, y ha sido mi compañero de preocupaciones en el proceso de titulación.

“¡Dejo a Sísifo al pie de la montaña! Uno siempre encuentra su propio agobio de nuevo. Pero Sísifo enseña la fidelidad elevada que anula a los dioses y eleva rocas. El también concluye que todo está bien. Este universo, en adelante desprovisto de amo, no le parece ni estéril ni fútil. Cada átomo de esa roca, cada lámina mineral en esta montaña llena de noche, en sí constituyen un mundo. La misma lucha hacia las alturas es suficiente para llenar el corazón de un hombre. Uno debe imaginar a Sísifo feliz.”

El mito de Sísifo, Albert Camus (1942)

Contenido

RESUMEN	1
<i>Abstract</i>	2
1. INTRODUCCIÓN	3
1.1 Contexto Geológico de la Sierra Patlachique	3
1.2 Objetivos	5
Objetivos particulares	5
1.3 Marco Teórico: Características de los domos de lava	5
2. METODOLOGÍA	10
2.1 Gabinete y campo	10
2.2 Fotogrametría	11
2.3 Estudios petrográficos	11
2.4 Análisis geoquímico	12
2.5 Geocronología	12
3. GEOLOGÍA	15
3.1 Geología y tectónica regional	15
3.2 Geología local: Sierra Patlachique	20
Estructura	20
Estratigrafía	23
4. RESULTADOS	28
4.1 Geomorfología Domos Azteca y Tezontlale	28
4.2 Relaciones estratigráficas y geología	32
4.3 Historia eruptiva	41
4.4 Petrología	44
Domo Azteca	45
Cerro Pelón	50
San Lucas	52
Domo Tezontlale	53
El Jagüey	53
Cono Tezontlale	54
Cerro Teponaxtle	55
Conos de escoria aledaños	56
Cerro de las Cuevas	56
Tezoyuca	57
Enclaves	58
Plagioclasas con textura tamiz	60
Bandeamiento y desvitrificación	61

4.5 Geoquímica	62
Elementos mayores	63
Elementos traza y de las tierras raras	68
4.6 Geocronología	74
5. DISCUSIÓN	78
5.1 Tectónica	78
5.2 Evolución eruptiva	79
5.3 Implicaciones petrogenéticas	80
5.4 Relaciones petrogenéticas	86
CONCLUSIONES	89
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	90
ANEXOS	100

RESUMEN

Entre las manifestaciones de volcanismo del Mioceno en la Cuenca de México, se encuentra la Sierra de Guadalupe (SdG), la Formación Tepoztlán y secuencias volcánicas detalladas en pozos profundos. Sin embargo, en el extremo norte de la Sierra Nevada existen estructuras como la Sierra Patlachique, que han sido descritas de manera limitada. Al oeste de esta, se encuentran los domos: Cerro de Las Promesas (Azteca), Cerro Tezontlale y Cerro Pelón, cuyas heterogeneidades composicionales y estructurales son relevantes para determinar la dinámica volcánica de la región. Este grupo exhibe una sobreposición de lóbulos exógenos delimitados por autobrechas, desbordes secundarios con bandeamiento vertical, estructuras de deformación por avance (reomorfismo), discontinuidades por enfriamiento y avance del flujo, así como brechas vítreas. Además, en el domo dacítico Cerro Pelón se preserva una zona de emisión con mineralización de sílice en juntas y un patrón de bandeamiento consistente con la dirección de flujo. Este conjunto de domos tiene una composición química de dacitas metaluminosas (~67 wt. % SiO₂), que se asemejan a las reportadas en la SdG, así como de riolitas peraluminosas de K alto (~72 wt. % SiO₂; >3 wt. % K₂O). Las lavas riolíticas representan un extremo de diferenciación que solo ha sido reportado en xenolitos dentro de estructuras contemporáneas. Sus productos muestran fenocristales de plagioclasa (~15 %) y hornblenda (<10 %), con menor proporción de cuarzo, ortopiroxeno, sandino y biotita (<5 %). Las plagioclasas tienen texturas de disolución y sobrecrecimiento, lo cual, aunado a la diversidad de enclaves microfaneríticos, sugiere un sistema magmático con interacciones complejas. Las anomalías de elementos trazas son las típicas de ambientes de subducción, lo que sugiere que el fundido inicial se generó a partir de un manto metasomatizado.

Dentro de la secuencia eruptiva, los domos riolíticos Tezontlale y Azteca, con un volumen actual de 0.52 km³, se emplazaron sobre los productos distales de la Sierra Patlachique; seguidos por el Domo Cerro Pelón, con un volumen actual de ~0.05 km³. El domo Azteca arrojó una edad de 14.439 ± 0.096 Ma, a partir de una datación de U-Pb en zircones. Al correlacionar la secuencia eruptiva con la geoquímica, se definen dos líneas de diferenciación distintas: algunas inyecciones de dacita se estancaron en un reservorio y presentaron cristalización fraccionada, lo que generó magmas de composición riolítica; mientras que otras inyecciones fueron emitidas sin presentar un grado de diferenciación significativo. Finalmente, se formó un cono de escoria de composición basáltico-andesítico en el flanco Este del Domo Tezontlale, estructura que probablemente se asocia con el magmatismo que originó al Campo Volcánico Apan-Tezontepec, siendo la etapa final del volcanismo en esta región.

Abstract

The manifestations of Miocene volcanism reported within the Basin of Mexico are the Sierra de Guadalupe (SdG), the Tepoztlán Formation, and buried volcanic sequences recognized in deep wells. However, additional structures that lie in the northern end of the Sierra Nevada range, like the Sierra Patlachique, do not have detailed studies. To the west of Patlachique rests a cluster of domes: Cerro de las Promesas (previously Azteca), Cerro Tezontlale, Cerro Pelón, and minor elevations, whose compositional and structural heterogeneities are relevant to the understanding of the volcanic history of the area.

The group displays a superposition of exogenous dome lobes, delimited by auto-breccias, secondary overflows with vertical foliation, deformation of pre-existing flow banding (rheomorphic), cooling discontinuities, and glass-bearing breccia. The southern dome, the dacitic Cerro Pelón, exhibits a vent area with silica mineralization in joints and banding patterns consistent with the flow direction.

The chemistry of the domes, ranges from metaluminous dacite (~67 wt. % SiO₂), resembling the ones found in SdG, to high-K peraluminous rhyolite (~72 wt. % SiO₂; >3 wt. % K₂O). The rhyolitic lavas represent an extreme differentiation path that is only expressed as xenoliths in coeval structures. The phenocryst content comprises plagioclase (~15 %) and hornblende (~10 %), with minor quartz, orthopyroxene, sanidine, and biotite (<5 %). Plagioclases show dissolution textures and overgrowth rims which, along with the diversity of micro-phaneritic enclaves, suggest a magmatic system with complex interactions. The trace element anomalies are typical of subductions environments, suggesting that the original magma was generated from metasomatized mantle.

Within the volcanic sequence, the rhyolitic domes of Tezontlale and Azteca, with a volume of 0.52 km³, lie on top of the western distal products of the Sierra Patlachique, followed by the dacitic Cerro Pelón dome (~0.05 km³). An average age of 14.439 ± 0.096 Ma was obtained through U-Pb dating in zircons for the Azteca dome. Correlating this sequence with the geochemical characteristics, two lines of magmatic differentiation are defined: some dacite batches stagnated in a reservoir, and evolved by crystal fractionation generating rhyolitic magmas; while other inputs were emitted with little magmatic differentiation. Lastly, a basaltic-andesite scoria cone was emplaced in the eastern flank of Cerro Tezontlale, this structure is related with the magmatism that produced the Apan-Tezontepec volcanic field and represents the final stage of volcanism in the region.

1.Introducción

1.1 Contexto Geológico de la Sierra Patlachique

La Cuenca de México está delimitada por estructuras volcánicas asociadas a la actividad del sector este del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). Aunque en el subsuelo se reportan rocas volcánicas del Eoceno y Oligoceno (Arce *et al.*, 2013; Arce *et al.*, 2019), no se encuentran expuestas y, aparentemente, no pertenecen al CVM (Ferrari *et al.*,1999). Las secuencias volcánicas expuestas más antiguas son del Mioceno: la Sierra de Guadalupe al N de la Ciudad de México (Lozano-Barraza, 1968; Arce *et al.*, 2020), el Cerro de Tlamacas y la Caldera de la Purificación en los alrededores de Texcoco (Macías *et al.*, 2012; Gordillo, 2018), así como algunos sitios al S-SW de la Sierra de Chichinautzin (Arce *et al.*, 2019). Del Plioceno hasta el Pleistoceno, el volcanismo ocurrió al W en la Sierra de las Cruces (Osete *et al.*, 2000), y a partir del Pleistoceno en la Sierra de Chichinautzin al S (Jaimes-Viera *et al.*, 2018) y en la Sierra Nevada al E (Macías *et al.*, 2012).

La Sierra Nevada (SN) es un conjunto de volcanes poligenéticos orientados de norte a sur, en donde resaltan los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl, por su prominencia y la actividad volcánica histórica de este último. Por otro lado, sus miembros menos prominentes del norte, Tláloc y Telapón, no habían sido descritos con detalle hasta tiempos recientes (Meier *et al.*, 2007; García-Tovar y Martínez-Serrano 2011; Macías *et al.*, 2012; Rueda *et al.*, 2013). Se ha sugerido un modelo de “migración” del volcanismo de N a S con base en las edades de las unidades más antiguas de los edificios volcánicos (Cadoux *et al.*, 2011). Sin embargo, el volcán Tláloc continuó su actividad durante el Pleistoceno tardío (Rueda *et al.*, 2013).

La sección norte de la SN tiene particularidades geológicas que la distinguen del sector sur. Muestra la influencia de las fallas que controlan el Campo Volcánico Apan-Tezontepec (CVAT), cuyos productos están intercalados con los del Tláloc (García-Tovar *et al.*, 2015). Además, los edificios de ambos sistemas sobreyacen y se encuentran rodeados por rocas volcánicas del Mioceno (Macías *et al.*, 2012, Gordillo, 2018).

Es en esta intersección entre el CVAT, la SN y los afloramientos del Mioceno, donde se encuentra la Sierra Patlachique (SPt) (Fig. 1), como un grupo de estructuras volcánicas poco estudiadas (INEGI, 1979). Las descripciones más tempranas de la SPt se encuentran en los trabajos de Federico Mooser (Mooser, 1970; Mooser *et al.*,1974), que la identifica como un conjunto de domos de lava del Mioceno o Plioceno.

García-Palomo *et al.* (2002), la definen como parte de la Andesita Apan del Mioceno Medio, mientras que De Cserna *et al.* (1988), la asocian con la Sierra de Guadalupe al W.

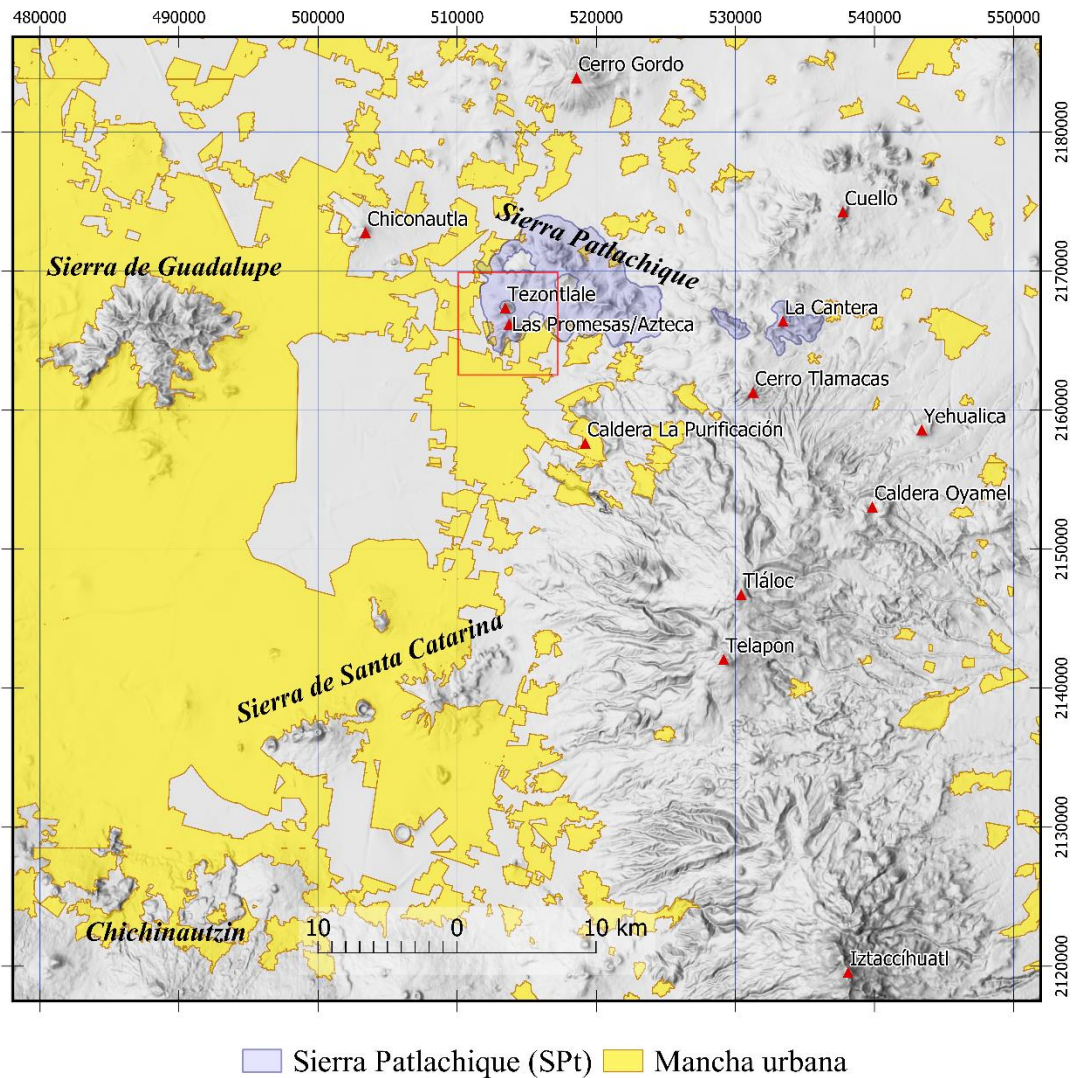


Figura 1. Localización de los volcanes Cerro Azteca y Tezontlale con relación a otros volcanes relevantes de la Cuenca de México. (creado con datos de elevación y sombreado del INEGI). Área de mancha urbana en amarillo, y área de estudio en recuadro rojo.

La SPt tiene una orientación general NW-SE, pero en su extremo SW se encuentran aislados los cerros De Las Promesas (antes Azteca) y Tezontlale. Estos domos han sido caracterizados por el IFOMEGEM (2020) como rocas volcánicas del Plioceno, en contraste con el resto de la SPt (Pérez, 2018). Sin embargo, las referencias de este mapa son las previamente citadas, que la ubican en el Mioceno (Mooser *et al.*, 1974; De Cserna *et al.*, 1988).

1.2 Objetivos

Elaborar el mapa geológico-geomorfológico detallado, junto con la caracterización petrográfica y geoquímica, de los domos Cerro De Las Promesas (o Azteca) y Tezontlale, pertenecientes al sector occidental de la Sierra Patlachique, Estado de México.

Objetivos particulares

- Elaborar el mapa geológico-geomorfológico de los Cerros Las Promesas y Tezontlale.
- Registrar las variaciones composicionales, texturales, y estructurales entre los domos.
- Proponer una historia eruptiva y petrogénesis de sus productos.
- Constreñir el periodo temporal en el cual fueron emitidos los productos.
- Interpretar los resultados geoquímicos bajo el contexto temporal y espacial.

1.3 Marco Teórico: Características de los domos de lava

Los domos de lava son emisiones de lava viscosa, con una capacidad para fluir muy limitada; se suelen clasificar en 4 categorías a partir de su viscosidad decreciente (Blake, 1990):

- 1) “Espinás”, cuyas dimensiones horizontales corresponden al tamaño y forma de la fisura eruptiva, puesto que carecen de la capacidad de fluir bajo su propio peso. Esto puede ser el resultado de una mayor cohesión, desgasificación, compactación o cristalinidad del magma (>60%) (Pistone *et al.*, 2017; Zorn *et al.*, 2020). Una extrusión lenta (<2 m³/s) suscita estas condiciones y promueve una respuesta a la deformación de tipo frágil, por lo que se mueve casi en estado sólido y no como un flujo viscoso o viscoplástico, de tal manera que la emisión solo es factible con el desarrollo de fallas concéntricas (Ryan *et al.*, 2020).
- 2) Domos con talud, estos se encuentran delimitados por un talud de material incoherente, de pendientes entre 30° y 45° en su circunferencia. Un ejemplo clásico, son los domos del volcán Santa Helena, que se reporta crecen por la emisión de lóbulos cortos cuyo frente se disgrega generando un talud de escombros (Swanson y Holcomb, 1990).
- 3) Domos bajos o *low lava domes*, con un mínimo desarrollo de talud de detritos o nulo. Duffield *et al.* (1995), describen domos bajos de lava de la *Taylor Creek Rhyolite* que se caracterizan por un interior coherente y foliado recubierto por un caparazón de brechas. Los domos riolíticos de la

Mesa Central de México, con su estructura de “cebolla”, también se engloban dentro de esta categoría (Gómez *et al.*, 1994; Aguillón-Robles *et al.*, 2009). Tanto las riolitas de *Taylor Creek* como las de la Mesa Central, tienen concentraciones significativas de flúor, que contribuye significativamente a reducir su viscosidad (Giordano *et al.*, 2004).

- 4) *Coulees*, transicionales entre domos y flujos de lava, que se suelen interpretar como el resultado de flujo suscitado por la pendiente.

Enmarcando esta clasificación hay dos modos de crecimiento básicos (Williams, 1932): crecimiento endógeno, por inyección de material y expansión y crecimiento exógeno, por emisión sucesiva de lóbulos a través de material previamente emitido. En general se puede considerar que los domos peleanos y espinas son endógenos, mientras que los domos bajos y *coulees* son exógenos (Blake, 1990). No obstante, es poco probable que se genere un modelo general para la formación de domos exógenos, debido a la tendencia no lineal de su crecimiento (Duffield *et al.*, 1995). Hale y Wadge (2008), señalan que la condición necesaria para la transición de emisión endógena a exógena es el desarrollo de discontinuidades dentro del domo, bandas de cizalla generadas en el contacto entre el ducto y el domo.

Los domos varían mucho respecto a sus propiedades y características, esto de acuerdo con un rango más amplio de circunstancias, además de la viscosidad. Anderson y Fink (1990), por ejemplo, asocian un contenido elevado de agua con el desarrollo de una textura superficial rugosa debido a la vesiculación, que es inhibida en ocasiones por estructuras de tipo *crease* (pliegue o arruga; fracturas de paredes alisadas y curvas -Anderson y Fink, 1992) en pendiente menores a 20°. Respecto a estas estructuras, Shevchenko *et al.* (2015) argumentan que no se desarrollan en función de la pendiente, gravedad, o extensión lateral, sino debido a esfuerzos generados por gradientes de temperatura y solidificación en la lava.

Watts *et al.* (2002), analizaron el desarrollo del domo de lava del Soufrière Hills en Montserrat, entre noviembre de 1995 y marzo de 1998 y asociaron la variación morfológica de las extrusiones a la tasa de emisión: Una emisión lenta (0.5 m³/s) forma espinas, una emisión rápida (7-9 m³/s) genera domos con forma de “torta”, y el rango intermedio (2-7 m³/s) resulta en lóbulos. Esta clasificación tiene algunas similitudes con la propuesta general de Blake (1990), así que es posible sugerir que las variaciones en la tasa de emisión pueden corresponderse con equivalentes de distintas viscosidades. Sin embargo, en un sentido estricto la clasificación por emisión (Watts *et al.*, 2002) solo trata con modalidades de extrusión en domos peleanos.

En síntesis, las propiedades reológicas y mecánicas de la lava dominan la morfología de los domos. Pero éstas no dependen exclusivamente de la composición, puesto que son influenciadas por la tasa de emisión,

el contenido de volátiles, la cristalinidad, y otras variables. Este conjunto de variables genera un amplio espectro de estructuras y texturas.

Entre las estructuras que se desarrollan en la superficie de algunos domos, están las ojivas o crestas, que suelen caracterizarse como la expresión de compresión impuesta en la superficie del domo por el flujo del interior dúctil. Andrews *et al.* (2021), en cambio, las describen como estructuras extensionales de régimen frágil y no compresionales en un régimen dúctil como sugería el término original. Aunque no ahondan respecto al desarrollo de estructuras similares en composiciones intermedias.

Por otra parte, la posición aproximada del centro de emisión se puede estimar por la distribución y orientación de estructuras, incluso cuando ya no es evidente por la morfología. Según el criterio de Aguillón *et al.* (2009), para el Complejo de Domos El Pájaro, uno de los grupos traquidacíticos a riolíticos de la Mesa Central de México, el área de emisión puede estar definida por la ocurrencia de foliación vertical, silicificación y desarrollo de brechas. Závada *et al.* (2009), definen dos familias de planos distintivos en el domo que describen: una concéntrica y subparalela al bandeamiento y otra perpendicular a las anterior que irradia desde el centro de emisión. Sampson (1987) hace una distinción entre domos alimentados por diques alargados (tabulares), donde se puede identificar la zona de emisión por fracturas y bandeamiento de flujo paralelos, respecto a los emitidos desde un ducto tubular (cilíndrico) con un arreglo concéntrico del bandeamiento y fracturas radiales verticales (Fig. 2).

El bandeamiento de flujo es una textura común en los domos de lava. Se atribuye a flujo laminar diferencial en el conducto y centro de emisión desde donde es transferido hasta la posición de emplazamiento final (Duffield *et al.*, 1995; Ashwell, 2014). Závada *et al.* (2009), plantean un proceso similar, la generación de una anisotropía vertical en el ducto alimentador, que colapsa durante la emisión y se reacomoda en pliegues. Un ejemplo inequívoco de bandeamiento definido por mezcla de magmas con composiciones contrastantes es tratado en el complejo de domos Cerro Chascon-Runtu Jarita por Watts *et al.* (1999). Una configuración similar es descrita en los domos Inyo (California, EU) por Sampson (1987), donde se extruyeron dos magmas con características contrastantes, de tal forma que se formó bandeamiento en el contacto entre ambos.

Un aspecto importante por detallar es la relación de cristalinidad en los domos. Szepesi *et al.* (2019), hacen un catálogo de facies texturales en los domos riolíticos miocénicos de Telkibánya (montañas Tojak, Hungría), indicando que el interior coherente se divide en una porción vítrea externa hidratada y un interior microcristalino. La facies microcristalina se mantiene a una temperatura por encima de la transición al

vidrio, lo que permite la cristalización prolongada de la matriz. Swanson *et al.* (1989) describen un arreglo similar, donde las porciones interiores de un domo riolítico desarrollan desvitrificación.

Es necesario remarcar que existen distintos mecanismos de emisión y flujo para distintos grados de cristalización. Závada *et al.* (2009), exponen un mecanismo de flujo en lavas traquíticas donde el fundido intersticial es tan escaso que el flujo se lleva a cabo por el deslizamiento paralelo a los ejes mayores de cristales de feldespato; Ryan *et al.* (2020), señalan que la emisión de magmas que han alcanzado la rigidez depende del desarrollo de zonas de cizalla, promovidas por la coalición de vesículas (Husain *et al.*, 2014; Pistone *et al.*, 2017).

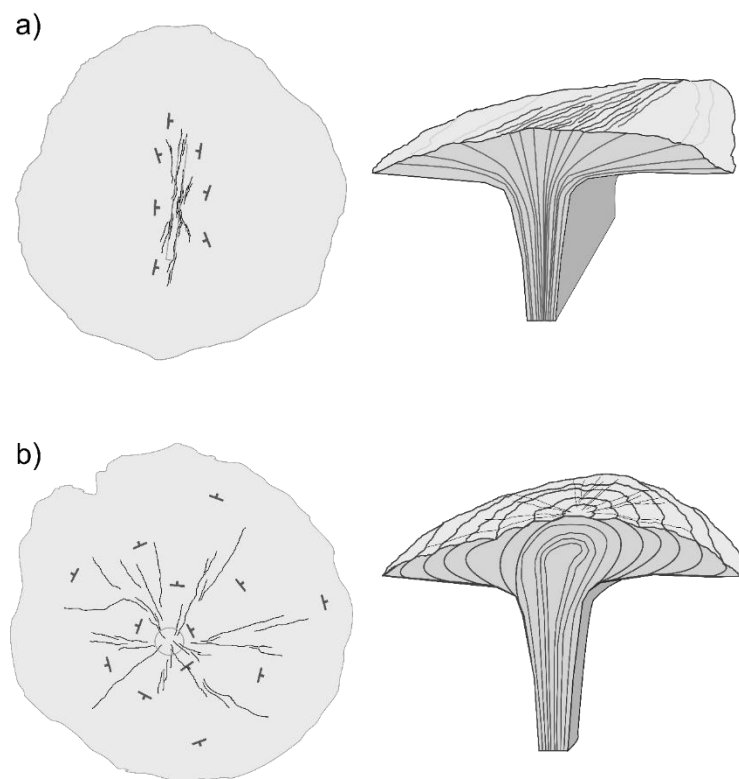


Figura 2. Configuración ideal de fracturas y bandeamiento en domos de lava emitidos desde fracturas (a) y desde conductos cilíndricos (b). En planta, las líneas negras representan las fracturas y los símbolos de rumbo y echado el bandeamiento. El círculo y el rectángulo representan la ubicación de la zona de emisión. Modificado de Sampson (1987).

Respecto a la deformación, Závada *et al.* (2009), sugieren que en las porciones superiores y centrales de los domos domina la cizalla pura, mientras que en las porciones en expansión ocurre cizalla simple. Rust *et al.* (2003), mencionan en sus conclusiones que la influencia de la cizalla simple aumenta de arriba hacia abajo en un flujo de lava félsico.

Las erupciones efusivas que generan domos pueden ser acompañadas, precedidas o seguidas por eventos explosivos; una transición que depende en gran medida de la permeabilidad del domo (Calder *et al.*, 2015).

Los depósitos asociados a exhalaciones, erupciones vulcanianas, flujos piroclásticos y colapsos son particularmente susceptibles a la erosión, pero pueden preservarse volúmenes significativos y sus contactos con los domos (Rowley *et al.*, 1981).

Es pertinente señalar que algunas ignimbritas desarrollan texturas similares a las de flujos y domos de lava, por lo que se puede dificultar mucho diferenciarlos si la secuencia ha sido sujeta a erosión y las morfologías originales ya no son evidentes, como lo relatan Henry y Wolff (1992). En la Tabla 1 se presentan algunos criterios recopilados para distinguirlos.

Tabla 1. Propiedades para la distinción de ignimbritas reomórficas y domos.

Autor	Flujos de lava y domos	Ignimbritas
Bonnichsen <i>et al.</i> (1987)	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Márgenes de flujo francos. ▪ Brechas marginales y basales. 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Líticos, pómez, espículas de vidrio, fenocristales rotos abundantes.
Duffield <i>et al.</i> (1995)	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Bandeamiento concéntrico a la zona de emisión y perpendicular a la dirección de flujo. 	
Allen y McPhie (2003)	<ul style="list-style-type: none"> ▪ <5% de los cristales están fragmentados, y en general la forma original es reconocible. 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ ~67% de los cristales son fragmentos anedrales.
Brown y Bell (2013)	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Autobrechas superiores y basales (~10 m) 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Texturas vitroclásticas (eutaxíticas, parataxíticas). ▪ Autobrechas superiores comunes, basales solo cuando el flujo se extiende más allá del depósito original. ▪ Fragmentos líticos comunes. ▪ Gradación composicional vertical.
Polo <i>et al.</i> (2018)	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Riolitas con bajo contenido de agua (0-2 wt. %) y altas temperaturas de emisión (900-1100°C) 	
Sheikh <i>et al.</i> (2020)		<ul style="list-style-type: none"> ▪ Asociación cercana de vitrófiros y tobas. ▪ <i>Fiammes</i> como envoltorio de fenocristales. ▪ Contactos planos con unidades subyacentes. ▪ Deformaciones reomórficas sobrepuestas.

Para hacer un modelo objetivo de la estructura completa de un domo de lava es necesario recurrir a diversos métodos (Portal *et al.*, 2019). Como señalan Duffield *et al.* (1995), hay una dificultad para reconciliar los modelos hechos en domos recientes con sus estructuras superficiales e interpretaciones de las estructuras y texturas de domos prehistóricos erosionados.

2. Metodología

2.1 Gabinete y campo

Previo a realizar trabajo de campo, se unieron los modelos digitales de elevación (*DEM*) con resolución de 5 m de las cartas E14B21, E14B22, E14B31, y E14B32, obtenidos del INEGI. Una vez unificado el *DEM* se extrajeron mapas ráster de pendiente y clasificación de terreno y capas vectoriales de curvas de nivel y canales fluviales (por medio de los procesos *Slope*, *TPI*, *Extract* y *Drainage Network*), todo ello en un Sistema de Información Geográfico.

A partir de este conjunto de datos se marcaron las estructuras de interés en capas vectoriales: los domos, las rampas que los rodean y los abanicos aluviales circundantes cortados por barrancas. Para comprender el contexto geológico y la distribución de los volcanes, se marcaron otros rasgos morfológicos importantes como conos de escoria, flujos de lava, los demás domos de la Sierra Patlachique, los volcanes de la Sierra de Soltepec, el volcán Cuello, la rampa piroclástica del Tláloc, la caldera de La Purificación, el Cerro Gordo de Teotihuacan y el Cerro de Chiconautla. Con las morfologías identificadas, se procedió a marcar los lineamientos aparentes, de acuerdo con la distribución de los volcanes y orientación de los ríos.

La información obtenida de los mapas generados y de la bibliografía referente al área fue suficiente para iniciar el trabajo de campo. El 16 de julio del 2020 se visitó el domo Cerro de las Promesas, donde se tomaron muestras de distintos afloramientos aledaños al sendero que lleva a su cima. También se registraron datos de rumbo y echado de planos de fractura y pseudoestratificación. Se realizó una segunda visita el 13 de agosto para capturar fotografías del domo sur con un dron *DJI Mavic Pro*, se recolectaron muestras y tomaron datos de rumbo y echado de la pseudoestratificación. La información fue trasladada al mapa generado previamente en el programa QGIS. En visitas posteriores se continuaron la recolección de muestras y toma de datos en las estructuras principales y sitios cercanos. 368 datos estructurales fueron medidos usando una brújula cartográfica *TRUARC-15*, procurando la toma de 5 datos por sitio. 375 datos adicionales fueron medidos con *FieldMove Clino*.

La aproximación del volumen se realizó con el programa *ARCMAP*, a partir de curvas de nivel a 5 m recortadas con una copia de la capa de unidades geomorfológicas. Con la interpolación de las curvas de nivel originales y aquellas en las que se eliminaron las estructuras, se generaron modelos digitales de elevación secuenciales (Anexo E). La diferencia de volumen se calculó con la herramienta *Surface Difference*.

2.2 Fotogrametría

Se generaron el ortomosaico y modelo digital de elevación con las fotos tomadas con un dron *DJI Mavic Pro*, mismas que se emplearon para marcar lineamientos que coincidieron con los datos estructurales. Se tomaron 755 fotos en agosto de 2020 del Cerro Pelón y 104 fotos adicionales del mismo sitio en junio de 2021. También se tomaron 815 fotos del domo SE en diciembre de 2020. La alineación de las fotos, extracción de puntos, generación de mallas, obtención de modelos digitales de superficie y los ortomosaicos se realizaron con el programa *Agisoft Metashape Professional* (Anexo D).

2.3 Estudios petrográficos

En las salidas de campo se colectaron 22 muestras de roca para análisis de lámina delgada en acabado espejo. Estas fueron realizadas por *Brandt Engineering and Microanalysis*. Ante el cierre total de instalaciones durante el periodo comprendido entre marzo de 2020 y agosto de 2021, se recurrió a analizar las láminas delgadas con un microscopio petrográfico improvisado. Se emplearon lentes de cámara polarizadores de 52 mm y una mica polarizadora de un celular desechado para modificar un microscopio de bolsillo (*Carson MicroBrite Plus 60x-120x*). Así fue posible desarrollar un trabajo previo de petrografía.

Cuando por fin fue posible acceder a instalaciones de la UNAM, se utilizó un microscopio *Leica DMLP* del doctor Claus Siebe en el Instituto de Geofísica y posteriormente un microscopio *Primotech Zeiss* asignado al Ing. Alfredo Victoria en la Facultad de Ingeniería.

Debido a la textura de las rocas y las limitaciones de las estimaciones visuales, se utilizó el programa *JmicroVision* (Roudit, 2007, 2019) para estimar la proporción de los fenocristales en las rocas mejor conservadas. Se emplearon fotos de las láminas delgadas montadas en un proyector improvisado con los filtros de cámara mencionados previamente. Se hicieron intentos sucesivos de conteo de puntos hasta obtener el escáner *Epson Perfection V600 Photo*. Con el cual se escanearon las láminas delgadas a una resolución de 6400 dpi, con luz normal y con luz polarizada. Con los escaneos se revisaron algunas de las proporciones obtenidas y se describieron de forma global.

2.4 Análisis geoquímico

En el trabajo de campo se colectaron muestras con una cantidad suficiente para obtener los datos de: petrografía (lámina delgada) y geoquímica. Estas fueron numeradas siguiendo el orden y nomenclatura de los puntos de toma de datos: AZ-año-#muestra (ej. AZ2001, para la muestra número 1 tomada en el 2020). Se enviaron siete muestras de los sitios: AZ2003b, AZ2004, AZ2005, AZ2009, AZ2017, AZ2019, y AZ2025 para análisis geoquímico de roca total. Los análisis de elementos mayores y 19 elementos trazas (junto con la pérdida por ignición LOI) fueron realizados por el *GeoAnalytical Laboratory* de la *Washington State University* por medio del *ThermoARL Advant'XP+ automated sequential wavelength spectrometer*. Para ello las muestras fueron trituradas y molidas en superficies de carburo de tungsteno hasta alcanzar partículas finas de las cuales, 3.5 gr fueron mezclados con 7 gr de tetraborato de litio, para posteriormente ser doblemente fundido hasta obtener los vidrios que fueron cargados dentro del espectrómetro de fluorescencia de rayos X. Los análisis de las muestras enviadas fueron analizados junto con tres estándares de la *USGS* (AGV-2, BCR-2 y GSP-2), además se hizo un análisis duplicado para evaluar la precisión. Con base en lo anterior se obtuvieron los límites de determinación con 2-sigma para los elementos mayores y algunos elementos trazas (Anexo A). Para más información consulte Johnson *et al.* (1999) y Kelly (2018) o en el sitio web del *Peter Hooper GeoAnalytical Lab of Washington State University* (<https://environment.wsu.edu/facilities/geoanalytical-lab/>).

2.5 Geocronología

Este proceso se realizó en las instalaciones del Instituto de Geología de la UNAM, tanto para procesar las muestras, como para extraer zircones. En el taller de molienda, se trituraron 2 kg de la muestra AZ2004 con la prensa mecánica, después de limpiar cuidadosamente las dos placas metálicas de acero y recubrir las superficies con papel estraza, se procedió con la pulverización. Se separó la muestra con un tamiz No. 80. Una vez obtenida una fracción significativa con un tamaño menor al de esa malla, se separaron fracciones adicionales con un tamiz No. 100 y otro No. 200. Así, se obtuvieron 3 fracciones para procesar: 80-100, 100-200 y <200. Las distintas fracciones se procesaron en una mesa de Wilfley. Con ángulos de 11°, 13° y 14° para tamaños sucesivamente más grandes. De este proceso, se tomaron las porciones correspondientes a los embudos y cubetas 1-2, 3, y 4.

Estas muestras se secaron en los laboratorios de separación de minerales, donde se procedió a realizar la separación por bromoformo. El bromoformo recuperado tiene una densidad de 2.85 g/cm³, así que puede

separar minerales pesados como el zircón ($4.6-4.7 \text{ g/cm}^3$), la hornblenda ($3-3.4 \text{ g/cm}^3$), magnetita (5.175 g/cm^3), y el ortopiroxeno ($3.2-4 \text{ g/cm}^3$), de los ligeros como la plagioclasa ($2.61-2.76 \text{ g/cm}^3$), el sanidino ($2.56-2.62 \text{ g/cm}^3$) y el cuarzo ($2.65-2.66 \text{ g/cm}^3$).

El arreglo utilizado para la separación fue el siguiente:

- 2 aros metálicos en respectivos soportes
- 2 capsulas de cerámica
- 2 embudos de plástico
- 5 vasos de precipitado
- Embudo de vidrio
- 2 embudos de decantación (con válvulas, una de vidrio y otra de plástico, selladas con silicona)
- 4 papeles filtro
- Piseta con alcohol
- Piseta con acetona
- Varilla de agitación
- Espátula

La separación se realizó en un embudo de decantación montado en un aro metálico en un soporte, con dos vasos de precipitado preparados con sus respectivos embudos y filtros para capturar las fracciones pesada y ligera. Se vertió el bromoformo con un embudo de vidrio con filtro para evitar posibles contaminaciones. Las fracciones (>200 , $200-100$, $100-80$) se vertieron por separado utilizando un embudo improvisado de papel encerado.

Se agitó la mezcla con la varilla de agitación para separar los granos que se hayan adherido a otros de densidad distinta. Al ser notoria la separación de los minerales ligeros y pesados se utilizó la válvula para verter los segundos en un embudo preparado con papel filtro.

El papel filtro se limpió primero con alcohol, puesto que volatiliza menos al bromoformo. La mezcla capturada en el vaso de precipitado se llevó al segundo embudo de decantación que contenía agua. Se hizo una segunda limpieza del papel filtro con acetona y la mezcla se dejó en otro vaso de precipitado; NO se vertió en el segundo embudo de decantación.

Es necesario limpiar el primer embudo de decantación, los embudos y los vasos de precipitado entre cada separación. Por lo tanto, se decidió procesar las fracciones $200-100$ y $100-80$ de manera consecutiva para acelerar el proceso. Se tomaron los pesados de las respectivas fracciones por separado, pero se juntó la porción ligera de ambas.

Las 3 fracciones de minerales pesados fueron procesadas nuevamente para separar los minerales ferromagnéticos (magnetita y otros óxidos), paramagnéticos (ferromagnesianos como piroxenos, hornblenda, y biotita), y diamagnéticos pesados (zircón y apatito). Los primeros son fácilmente removidos con un imán común, recubierto con papel encerado para evitar que se adhieran a este y puedan contaminar muestras posteriores. Sin embargo, los segundos requieren de un imán de neodimio.

Las fracciones finales, de minerales pesados diamagnéticos, se separan a mano con herramientas improvisadas (palillos de madera con una cerda de escobeta) en microscopios de luz transmitida y reflejada (*Olympus SZH10* y un estereomicroscopio *ZEISS*).

Después, los cristales de zircón fueron montados en la base de un molde cuya superficie fue recubierta con cinta adhesiva doble. Fueron ordenados de tamaño mayor a menor en el centro de la superficie adhesiva, esto para controlar el pulido de los zircones y evitar la remoción y pérdida de los cristales pequeños. También se montaron algunos cristales de apatito, para propósitos comparativos. Y se escribió el nombre de la muestra con algunos de los zircones sobrantes.

Se preparó el molde para recibir la resina epóxica con silicona líquida, aplicada con un isopo de algodón. La resina y el catalizador se mezclaron usando 8.11 g y 1.2 g de cada uno, respectivamente. Para evitar la formación de burbujas se revolviaron muy lentamente con una varilla de agitación durante 15 minutos, hasta que la mezcla se volvió homogénea. Se dejó reposar durante 19 minutos, tras los cuales se vertió en el molde unido.

Después de remover la muestra del molde, se pulió hasta devastar los zircones hasta la mitad de su grosor. Se tomaron fotos en luz reflejada y transmitida para generar un mosaico. Finalmente, se capturaron fotos de catodoluminiscencia. Las fotos capturadas con distintos métodos fueron unidas empleando *GIMP* e *Inkscape*, donde también se seleccionaron los zircones a procesar. La trayectoria del láser para realizar la ablación fue diseñada con el programa *GeoStar*. Las muestras de zircones fueron enviadas al Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias (UNAM Campus Juriquilla), en donde realizaron el análisis isotópico de U/Pb por medio de LA-ICP-MS (*Laser-Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), siguiendo la metodología descrita en Solari *et al.* (2010).

3. Geología

3.1 Geología y tectónica regional

La geodinámica del país se encuentra enmarcada por la placa norteamericana, en la cual se encuentra la mayor parte del territorio mexicano. Bajo esta subducen, al suroeste, las placas de Cocos y Rivera, diverge al oeste la península de Baja California como parte de la placa del Pacífico y al sur se desplaza tangencialmente en un límite transformante con la placa del Caribe en Chiapas y la frontera con Guatemala (Fig. 3). Estas relaciones entre placas son la condición precedente al magmatismo reciente en el territorio nacional y definen sus características y manifestaciones. Recientemente esta configuración ha sido reexaminada por Hasterok *et al.* (2022), quienes proponen que la placa de Norteamérica muestra una franja de microplacas y zonas de deformación (zona con mediciones GPS que evidencian una importante deformación) en su vertiente poniente, en el contacto con la placa del Pacífico. El límite de estas microplacas lo conforman zonas de extensión y fallas transformantes difusas (Hasterok *et al.*, 2022).

Existen muchas denominaciones de las provincias magmáticas en México. Todas consideran al CVM y a la Sierra Madre Occidental (SMOc), pero engloban otras manifestaciones de volcanismo con nombres, características y áreas particulares que denota cada autor. Demant y Robin (1975), por ejemplo, añaden la Provincia Californiana y la Provincia Oriental. Esta última se caracteriza por la intrusión y emisión de magmas alcalinos en la planicie costera del golfo, en el cinturón de cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental y en el Altiplano Central. La Provincia Californiana, que incluye también porciones de Sonora y Sinaloa, se distingue por un magmatismo asociado con la apertura del Golfo de California.

La Sierra Madre Occidental ha sido descrita como un sistema montañoso constituido por secuencias ignimbríticas del Mioceno temprano a medio (Demant y Robin, 1975; Ferrari *et al.*, 1999 y 2005). Morán-Zenteno *et al.* (2007), describen una provincia magmática dentro de la Sierra Madre del Sur, previa al CVM, cuya actividad se desarrolló desde el Paleoceno y hasta el Mioceno, cuando se manifestó volcanismo en las secciones centro y oriente del CVM.

Por otra parte, Prol y Morán-Zenteno (2019), señalan al volcán aislado El Chichón, en la Sierra de Chiapas, como un producto de la subducción de la placa de Cocos bajo la de Norteamérica y al volcán Tacaná como una extensión del Arco Volcánico Centroamericano (AVC). Duffield *et al.* (1984), indican que el Chichonal se encuentra en un basamento de rocas sedimentarias cenozoicas y del Cretácico perteneciente a la Sierra de Chiapas, con escasas manifestaciones magmáticas. En la Sierra de Chiapas existen otros

centros volcánicos, como los domos de Mispia, la caldera de Apas-Navenchauc y el domo de Huitepec (Mora et al., 2007). Arce *et al.* (2015b), comparan la geoquímica del Tacaná y el Chichonal y concluyen que las composiciones alcalinas y los datos sísmicos del segundo no corresponden a la generación de magmas por subducción que domina en el AVC y el CVM. Es decir, que el Cinturón Volcánico de Chiapas no es la continuidad del CVM hacia el AVC, sino el producto de dinámicas tectónicas complejas que generaron extensión (Arce *et al.*, 2015b).

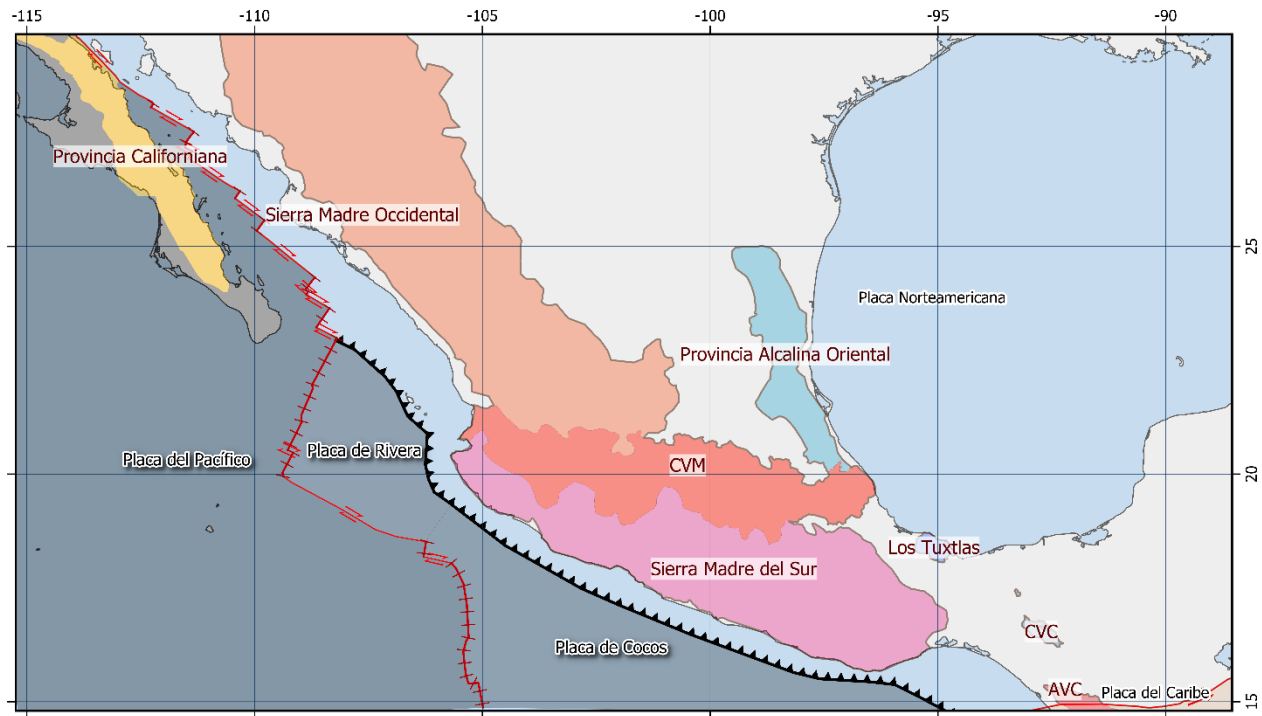


Figura 3. Configuración de las placas tectónicas y provincias ígneas de México, modificado de Décida et al. (2009), Ferrari et al. (2012), y Herrera-León (2019). CVM: Cinturón Volcánico Mexicano. CVC: Cinturón Volcánico de Chiapas. AVC: Arco Volcánico Centroamericano.

Existen otras áreas de volcanismo aisladas de las principales agrupaciones, en donde suceden distintos mecanismos de generación de magmas que se intersecan en las mismas áreas. En el mismo CVM se ha reportado que operan distintos procesos que generaron volcanismo de composiciones magmáticas diferentes (Gómez-Tuena *et al.*, 2007). Ya para 1987, Aguilar y Verma mencionan en su recopilación de datos geoquímicos, que en los extremos oriente y occidente del CVM existen rocas ígneas de composiciones calci-alcalinas y alcalinas asociadas a procesos de extensión de la corteza.

En general, se reconoce que el volcanismo de la SMOc precede al del CVM, como señalan Ferrari *et al.* (1999). Ellos reportan fechamientos de rocas ígneas posteriores al Eoceno, cuya distribución temporal tiene incrementos en los 30, 23, 10, y 4 Ma (Fig. 4). Los primeros pulsos los definen producto de

volcanismo silíceo similar al de la SMOc, pero a partir de los 15 Ma las composiciones tienden a ser intermedias y las rocas ígneas siguen una distribución E-W. Así que, aunque se podría sugerir una continuidad entre ambas provincias, cada una tiene características particulares que las distinguen.

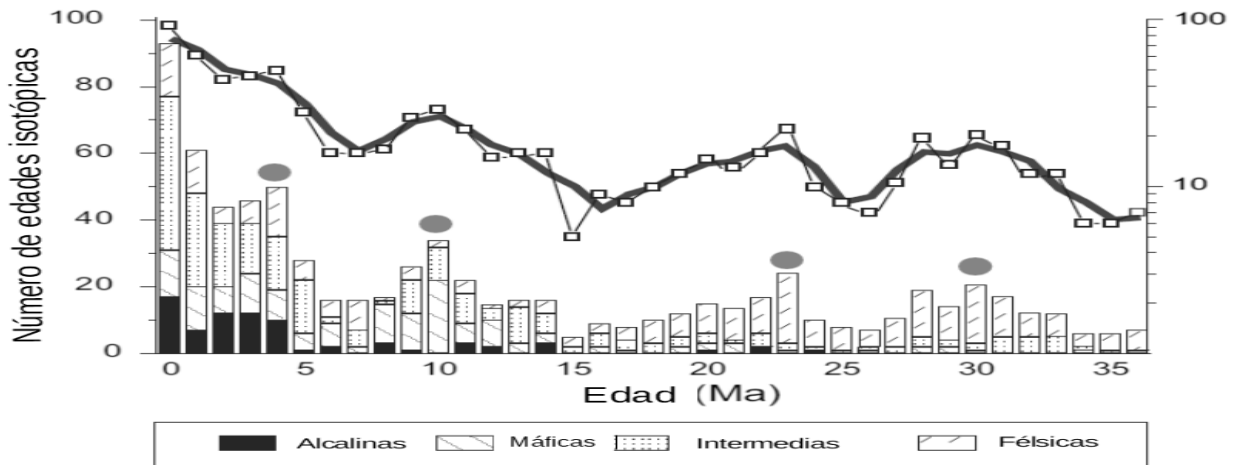


Figura 4. Distribución temporal de fechamientos isotópicos, con los picos de actividad que se infieren resaltados (tomada de Ferrari *et al.*, 1999).

De acuerdo con lo anterior, Ferrari *et al.* (2005), marcan la transición del volcanismo de la Sierra Madre Occidental del Oligoceno temprano (32-28 Ma) y el Mioceno temprano (24-20 Ma), hacia el establecimiento del CVM en el Mioceno medio. Lo refuerzan al considerar la evolución composicional, de rocas félsicas a intermedias y básicas. Atribuyen estos cambios al inicio de la subducción subhorizontal en el Mioceno temprano-tardío (Ferrari *et al.*, 2005).

Respecto a la evolución propia del CVM, Ferrari *et al.* (2000a), señalan la existencia de volúmenes considerables de lavas máficas durante el Mioceno tardío (11-7 Ma). Las interpretan como el producto del ascenso de magma sin formación de cámaras magmáticas longevas, en donde se presentaría diferenciación por asimilación o fraccionamiento. Esta manifestación de volcanismo posiblemente fue controlada por la reactivación de fallas preexistentes.

A partir de las conclusiones anteriores y al añadir información recopilada de fechamientos y datos geoquímicos, Ferrari *et al.* (2012), construyen un esquema de la evolución del CVM en 4 etapas, que corresponden de manera aproximada con algunos de los picos de actividad mencionados:

1. Entre los 20 y 10 Ma existió un arco andesítico, que migró tierra adentro al reducirse el ángulo de la placa subducida, acercándose a la horizontalidad.
2. Después plantean la ocurrencia de un pulso máfico al W, que migró hacia el E para llegar al Golfo hace aprox. 7 Ma. Estas lavas máficas fueron el producto de un ascenso astenosférico causado por una ruptura progresiva (*asthenospheric window*) de la placa subducida (*slab*), causada a su vez por un cese de la subducción en Baja California.
3. El frente volcánico se desplazó hacia la trinchera. Además, se presenta una fase de volcanismo silícico entre los 7.5 y 3 Ma y otra de volcanismo máfico intermedia producto de la extensión ocurrida hace 5 Ma.
4. Finalmente, se estableció el arco moderno, que constituye un cinturón frontal y un cinturón trasero con litología diversa, con poca o nula influencia de fluidos de subducción. Esto último es debatible, ya que hay indicios de fluidos de subducción y manto heterogéneo en el arco trasero (Verma y Hasenaka, 2004; Vigouroux *et al.*, 2008; García-Tovar *et al.*, 2015; Martínez-Serrano *et al.*, 2022).

De acuerdo con Ferrari *et al.* (2012), el CVM se puede dividir en 3 secciones generales (Fig. 5): Oeste, Central y Este. Tal división, indican, se realizó al considerar los rangos composicionales, el contexto tectónico y la morfología asociada al tipo de volcanismo.

La sección Oeste muestra una importante influencia de los sistemas extensionales y contiene desde volcanes centrales de composición calci-alcalina hasta campos con rocas ígneas alcalinas (Luhr *et al.*, 1989; Richter y Carmichael, 1992; Ferrari *et al.*, 2000b). La sección Central contiene casi exclusivamente al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, dominado por volcanes monogenéticos (conos de escoria, escudos, maares y domos) (Pasquaré *et al.*, 1991), con algunas estructuras poligenéticas dispersas (Siebe *et al.*, 2014). En contra parte, el sector Este tiene una gran diversidad composicional y morfológica, con grandes volcanes centrales y campos monogenéticos menores (Carrasco-Núñez *et al.*, 2021). Se ha postulado que la migración del volcanismo tiende hacia la trinchera, excepto en el Este donde se alejó de la trinchera, para luego retornar hacia su posición moderna (Ferrari *et al.*, 2012).

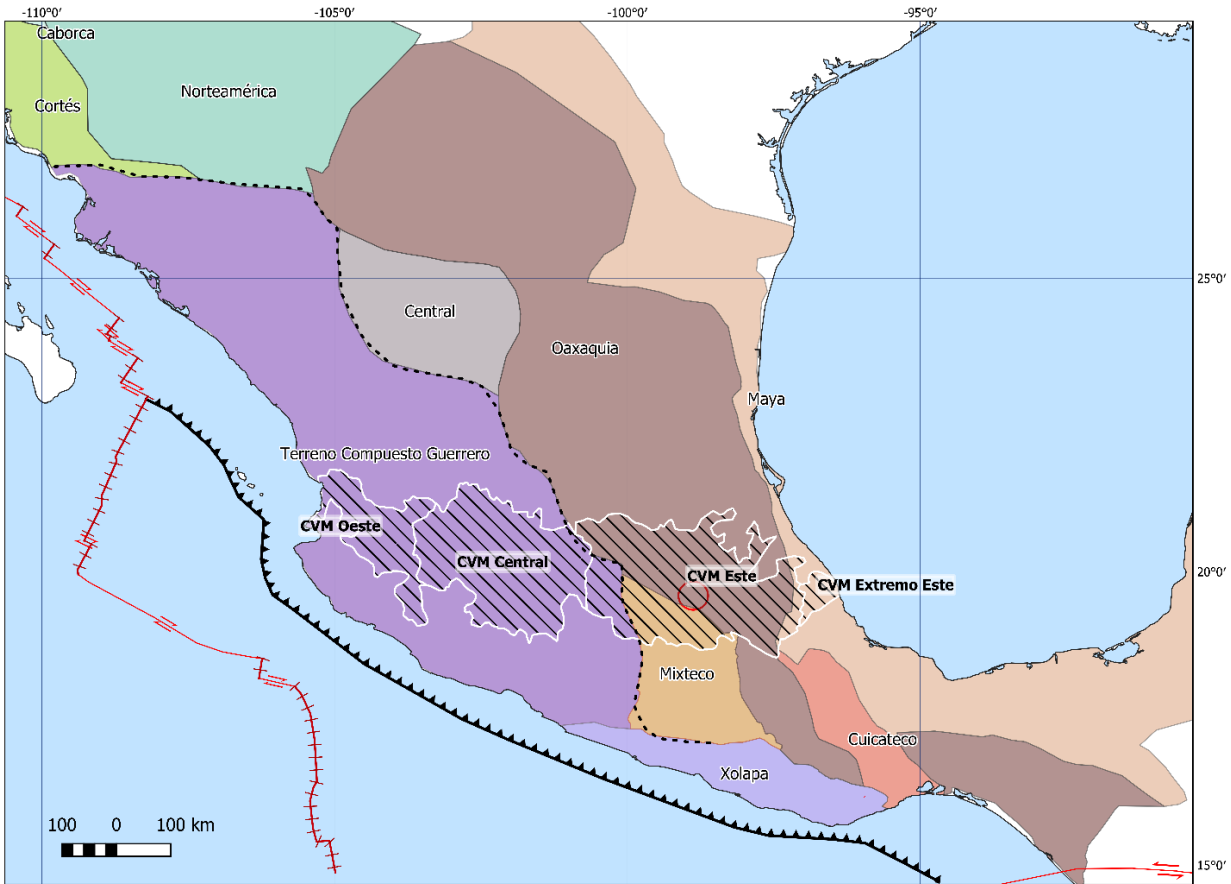


Figura 5. Extensión de los sectores del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) y los terrenos tectonoestratigráficos, modificado de Centeno-García (2008), Centeno-García et al., (2011), Ferrari et al. (2012), y Carciumaru et al. (2020). El círculo rojo enmarca el área de estudio. La línea punteada señala la sutura entre los terrenos del Pacífico y los de Gondwana (Atlánticos).

La hipótesis sobre la migración del arco volcánico es recurrente en varios estudios (Osete *et al.*, 2000; Cadoux *et al.*, 2011), que consideran que el volcanismo del centro del CVM está definido por una migración de norte a sur. Tal interpretación se asocia con la distribución y alineamiento de los volcanes de Colima, la Sierra de Las Cruces, la Sierra Nevada (SN) y la aparente alineación Citlaltépetl-Cofre de Perote. Sin embargo, la cronología de eventos eruptivos no indica un desplazamiento neto de la actividad. Por ejemplo, si bien la primera actividad en el Tláloc precede a la aparición de los primeros edificios volcánicos del Popocatepetl, su actividad continuó y llegó a ser contemporánea a la de este. Evidencia de esto la presentan Rueda *et al.* (2013), con una erupción fechada apenas hace aproximadamente 31,000 años AP, del volcán Tláloc. Mientras que Macias *et al.* (2012), incluyen entre los fechamientos recopilados uno de apenas 21,000 años AP.

El trabajo de Macias *et al.* (2012), divide la SN en dos miembros con características litológicas, morfológicas, estructurales y evolutivas contrastantes. Los volcanes del sur, Iztaccíhuatl y Popocatepetl son más altos y tienen pendientes más pronunciadas que los miembros del norte. Además, tienen una

orientación general de N a S y sus productos tienen composiciones basálticas, andesíticas y dacíticas, con escasos productos riolíticos.

Los miembros del norte, Tláloc y Telapón, han producido volúmenes significativos de material riolítico (Arce *et al.*, 2019; Macías *et al.*, 2012). También los distingue una marcada influencia del sistema de fallas presente en la zona de Apan, además tienen pendientes y alturas menores. Es pertinente indicar que Sunyé-Puchol *et al.* (2022), reevalúan el historial de erupciones explosivas de la SN e indican que el Iztaccíhuatl ha tenido también erupciones explosivas de composición riolíticas.

3.2 Geología local: Sierra Patlachique

La Sierra Patlachique (SPt) se localiza en la sección este del CVM (Fig. 1 y 6). Se encuentra al noreste de la Ciudad de México, este de la Sierra de Guadalupe, sur del Cerro Gordo en Teotihuacan y al NW del volcán Tláloc. Es una estructura volcánica a la que le han asignado edades que van dentro del rango del Mioceno Temprano (23-16 Ma) hasta el Plioceno temprano (5.3-3.6 Ma) (Mooser *et al.*, 1974; De Cserna *et al.*, 1988; IFOMEGEM, 2020).

Estructura

La distribución exacta de los terrenos tectonoestratigráficos que podrían tener continuidad debajo del área de estudio es difícil de precisar, principalmente debido a la presencia del CVM. Las perforaciones profundas realizadas solo llegan hasta rocas mesozoicas. Sin embargo, puede haber indicadores de su presencia. Del trabajo de Centeno-García (2008) y su simplificación, hecha por Camprubí (2009), se puede considerar que la Sierra de Patlachique se encuentra cerca de la intersección entre los terrenos Mixteco y Oaxaqueño (Oaxaquia) (Fig. 5).

Estos terrenos fueron acrecionados durante el Cretácico Inferior, como señala el depósito simultáneo de capas rojas seguidas de calizas reportado por Espinosa (1984). El basamento del Terreno Mixteco corresponde al Complejo Acatlán, el cual reportan como un ensamble de metasedimentos, metagranitos y una variedad de rocas metamórficas de protolito ofiolítico (Ortega, 1978; Espinosa, 1984). Por otro lado, el basamento del Terreno Oaxaca está constituido por paragneis, ortogneis y anortositas precámbricas (Ortega, 1998; Espinosa, 1984).

A su vez, el área de estudio se encuentra en la intersección de distintos sistemas de fallas y complejos volcánicos. La SPt y su continuidad al E tienen una orientación WNW-ESE, lo cual sugiere que podrían ser la manifestación volcánica de un alineamiento de fallas y/o fracturas con esa dirección. En contraste,

la Sierra de Soltepec está claramente definida por fallas en dirección SSW-NNE (Hernández, 2007) y constituye al sector SW del Campo Volcánico de Apan-Tezontepec (Fig. 6).

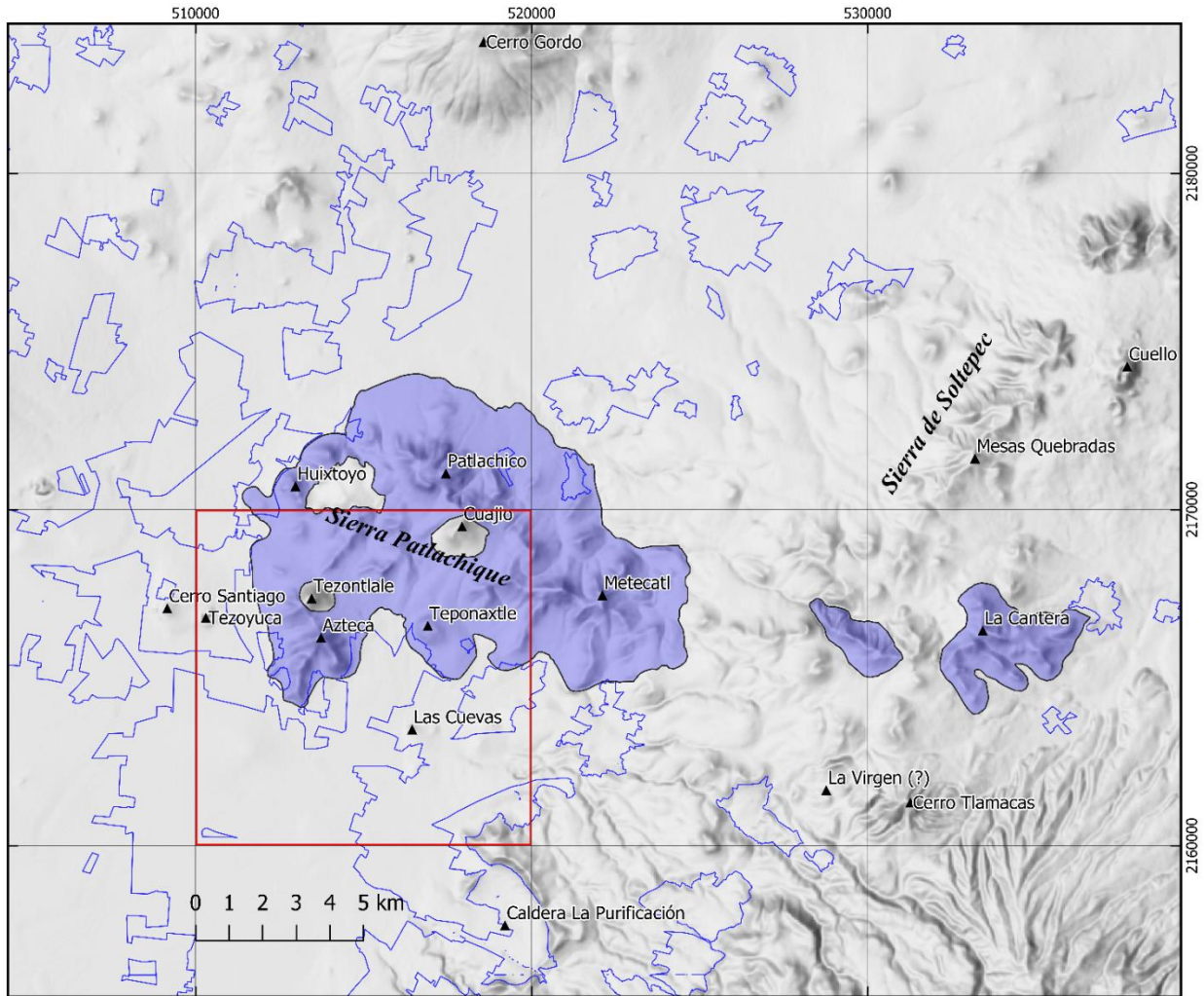
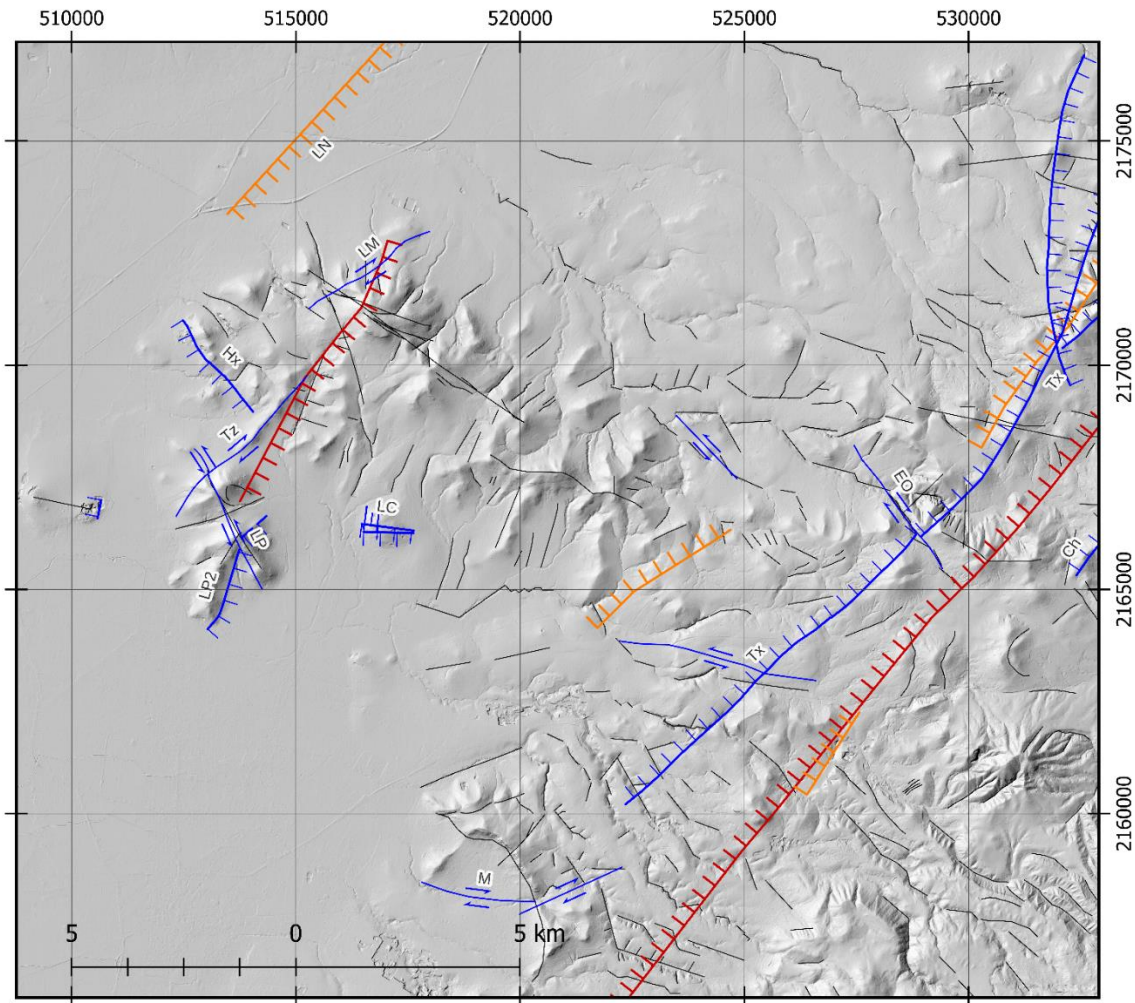


Figura 6. Ubicación de la Sierra Patlachique y volcanes circundantes (con base en los MDE de INEGI y los límites de SGM, 2020).

El Campo Volcánico de Apan-Tezontepec (CVAT) fue definido por García-Palomo *et al.* (2002), en donde remarca la influencia de un sistema de fallas normales sobre el campo y el volcán Tláloc. El volcanismo del Plioceno-Pleistoceno del Campo Volcánico Apan-Tezontepec produjo conos de escoria y escudos de lava de composición máfica a intermedia que siguen la orientación SSW-NNE identificada por Hernández (2007).

García-Palomo *et al.* (2018), hacen un análisis detallado de este sistema de fallas e indican que la actividad inició en el Plioceno tardío y continúa hasta el presente con actividad sísmica histórica. Proponen que la extensión responde a la subducción oblicua de la placa de Cocos y marcan las fallas que atraviesan al área de estudio. La más próxima es la falla Las Navajas, de la cual no brindan más detalle (Fig. 7).



Leyenda	
SGM (2022)	Adicionales
Falla lateral derecha	Arce et al. (2019)
Falla lateral izquierda	Garcia-Palomo et al. (2018)
Falla normal	Lineamiento

Figura 7. Fallas descritas en el área de estudio y lineamientos marcados con los datos de topografía recopilados. Fallas: M - Moyotepec, Tx - Texcoco, LP - Las Promesas, LP2 - Las Promesas 2, Tz - Tezoyuca, LC - Las Cantera, Hx - Huixtoyo, EO - El Órgano, LN - Las Navajas, LM - La Meseta, Ch - Chame.

La actualización del mapa geológico de la carta E14B21 del SGM (2022) incluye nuevas fallas identificadas en la SPt. Entre estas hay fallas laterales con componente normal y orientación NE-SW, como las descritas por Vásquez-Serrano *et al.* (2022), en la Sierra de Guadalupe. Varias de estas se intersecan y afectan a las estructuras objetivo de este trabajo (Fig. 7).

Respecto a la orientación de la SPt y su posible control estructural, el Graben de Acambay tiene una orientación aproximada a la de esta y otras rocas volcánicas del Mioceno en la Cuenca de México. Sin

embargo, la continuidad al Este de ese sistema de fallas es cuestionable y su actividad tiene menos de 10 Ma (Suter *et al.*, 1995).

Estratigrafía

Al NE de la Cuenca de México, donde se encuentra la Sierra Patlachique, el espesor de la corteza reportado ronda los 50 km (Ferrari *et al.*, 2012). Como se mencionó previamente, es posible proponer que el basamento corresponde a los terrenos Mixteco y/o Oaxaqueño (Fig. 5) (Ferrari *et al.*, 2012; Centeno *et al.*, 2011; Carciumaru *et al.*, 2020). La estratigrafía de la cuenca es descrita de manera sucinta por Arce *et al.* (2019), en donde se consideran las siguientes unidades (Fig. 8):

- La Formación Morelos del Albiano-Cenomaniano (113-93.9 Ma), definida por Fries (1960), que se encuentra expuesta hacia el sur de la Cuenca de México en los estados de Guerrero y Morelos. La conforman calizas marinas con pedernal y dolomías. Subyace a la Formación Mexcala, pero le sobreyace en algunos puntos debido a una falla inversa con dirección NNE-SSW.
- Formación Mexcala del Turoniano-Maestrichtiano (93.9-66 Ma), propuesta por Fries (1960), de caliza arcillosa con foraminíferos y radiolarios en gradación hacia lutitas, limolita y finalmente areniscas. Sobreyace a la formación Morelos (Fig. 8).
- El Grupo Balsas, descrito por Fries (1960), abarca diversos depósitos clásticos continentales, y también rocas volcánicas coherentes y fragmentarias. Se le asignó una edad del Eoceno (56-37.7 Ma); sobreyace a Morelos y Mexcala y subyace a la Formación Tilzapotla.
- La Formación Tilzapotla, descrita por Fries (1960), es una secuencia de riolitas, riodacitas, dacitas, e ignimbritas del Oligoceno temprano (33.7 - 23.8 Ma). Sobreyace al Grupo Balsas (Fig. 8).

Estas unidades del Cretácico y Paleógeno se han descubierto dentro de la cuenca solo a través de pozos profundos y se correlacionan con rocas expuestas al sur en el estado de Morelos (Arce *et al.*, 2013). Sobre estas yacen los productos volcánicos del CVM propiamente, que conforman a las sierras que delimitan a la cuenca moderna:

- La Formación Tepoztlán propuesta por Fries (1960) aflora al sur de la Ciudad de México en el estado de Morelos y la conforman lavas, lahares, piroclastos y epiclastos de composición andesítica a dacítica. Pertenece al Mioceno, entre 22.8 y 13 Ma (Ortega-Gutiérrez, 1980; García-Palomo *et al.*, 2000 y 2008). Debido a la sincronía de sus productos, se incluyen como parte de la formación a los domos al norte del Tláloc (Fig. 8), a la Sierra de Guadalupe y otras rocas volcánicas al oeste de esa sierra de Tepoztlán.

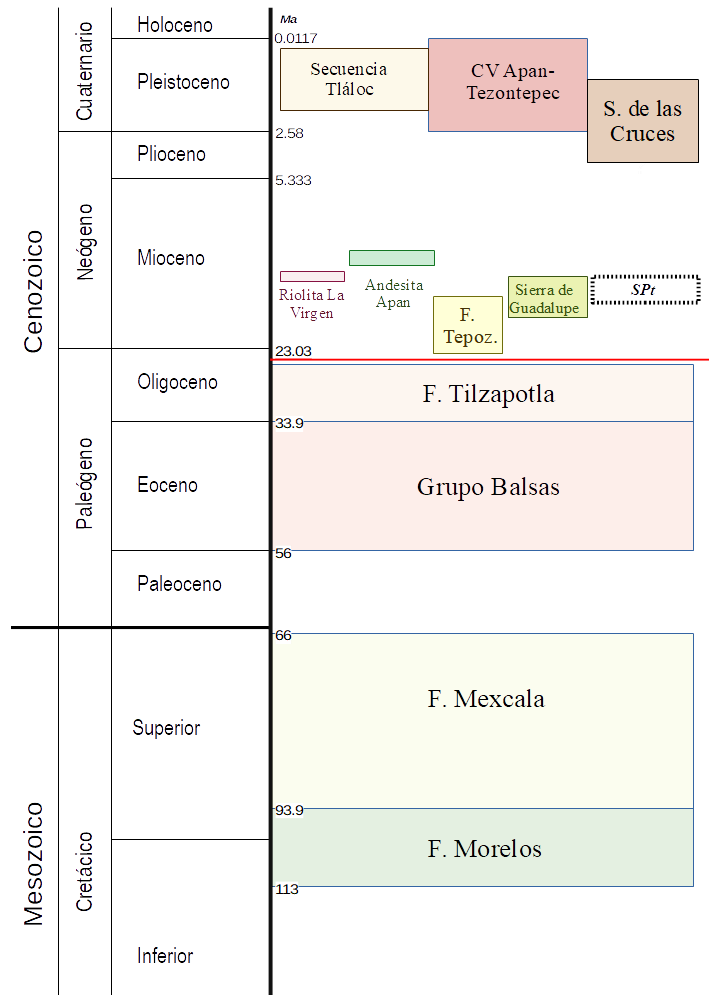


Figura 8. Columna estratigráfica del área próxima a la Sierra Patlachique (recuadro punteado), con unidades definidas por Arce *et al.* (2019), García-Palomo *et al.* (2018), SGM (2022), y Macías *et al.* (2012). Las unidades previas al límite Oligoceno-Mioceno (línea roja) no afloran en el área, pero están correlacionadas con afloramientos a través del registro de pozos profundos.

- La Secuencia Volcánica de la Sierra de las Cruces comprende a las estructuras volcánicas alineadas de norte a sur localizadas al oeste de la cuenca. La litología varía desde flujos de lava y domos que comprenden los edificios principales, hasta los depósitos piroclásticos, lahares, y avalanchas de escombros periféricos a estos. Se les asignan edades que van del Plioceno al Holoceno (Osete *et al.*, 2000).
- La Secuencia Volcánica de la Sierra Nevada, cuyas rocas más antiguas corresponden a la formación de los volcanes Tláloc y Telapón hace 1.8 Ma (Fig. 9), parece haberse construido progresivamente hacia el sur con una diversidad litológica que constituye andesitas, dacitas y riolitas, tanto de material coherente como piroclásticas (Cadoux *et al.*, 2011; Macías *et al.*, 2012).
- La Sierra de Chichinautzin con rocas de hasta 1.2 Ma (Arce *et al.*, 2013). Es un campo volcánico monogenético (Pozzo, 1982), con un rango litológico de basaltos a dacitas que forman conos de

escoria, escudos de lava y flujos de lava de gran espesor sin conos asociados. Su actividad más reciente fue la erupción del Xitle con la formación del Pedregal de San Ángel (Siebe, 2000), un evento destacable por sus implicaciones antropológicas.

La Sierra Patlachique solo figura marginalmente como parte del Campo Volcánico Apan-Tezontepec (CVAT). García-Palomo *et al.* (2002), describen la estratigrafía de este campo volcánico y ponderan las implicaciones de un *hiatus* entre el volcanismo del Mioceno y el del Plio-cuaternario. García-Palomo *et al.* (2018), describen el CVAT en relación con la extensión y ahondan en las unidades del Mioceno:

- La Andesita Apan: Descrita originalmente por Ledezma-Guerrero (1987) y nombrada por García Palomo *et al.* (2002), con edades entre los 13 y 12 Ma (Fig. 8), compuesta por lavas afaníticas a porfídicas con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y augita. En esta incluye a la Sierra Patlachique sin entrar en más detalle.
- La Ignimbrita Matamoros, cuyo espesor de 200 a 250 metros fue descrita por Ledezma-Guerrero (1987) y nombrada así por García Palomo *et al.* (2002). Comprende un depósito de flujos piroclásticos de pómez blanca con fiammes y flujos de lava dacítica, que sobreyacen a productos volcánicos del Mioceno y subyacen a los productos de Apan-Tezontepec.

García-Palomo *et al.* (2018) también enumeran y describen varias unidades de rocas volcánicas posteriores al hiato, asociadas a centros volcánicos específicos. Las relevantes por su cercanía al área de estudio son:

- La Secuencia Tlálloc, representada en el área de estudio por los abanicos y rampas piroclásticas provenientes del volcán Tlálloc, a veces interrumpidos por depósitos piroclásticos provenientes de los conos de escoria aledaños (Fig. 9). Abarca desde el Plioceno hasta el Pleistoceno.
- La Riolita Texcoco, conformada por lavas que afloran en la periferia del poblado de La Purificación (Fig. 9). Las describe como flujos de lava con bandeamiento en su matriz, con fenocristales de cuarzo y plagioclasa y abundantes xenolitos. García-Palomo *et al.* (2018), provee un fechamiento de 14.22 ± 0.11 Ma para el domo la Virgen, definiendo un afloramiento adicional al de La Purificación, en el flanco W del Cerro Tlamacas. Sin embargo, no define al mismo Cerro de Tlamacas como parte de las rocas del Mioceno, mientras que Macías *et al.* (2012), sí lo hace.
- Los productos del campo volcánico de Apan Tezontepec son esencialmente basaltos y andesitas (Fig. 9) Los fechamientos citados por García-Palomo *et al.* (2018), de Cantagrel y Robin (1979) y Carrasco *et al.* (1997) les asignan edades entre los 1.5 y 0.47 Ma. Sin embargo, Hernández (2007) provee fechamientos del Volcán Cuello, de 43,205 y 9,000 años AP (Fig. 9).

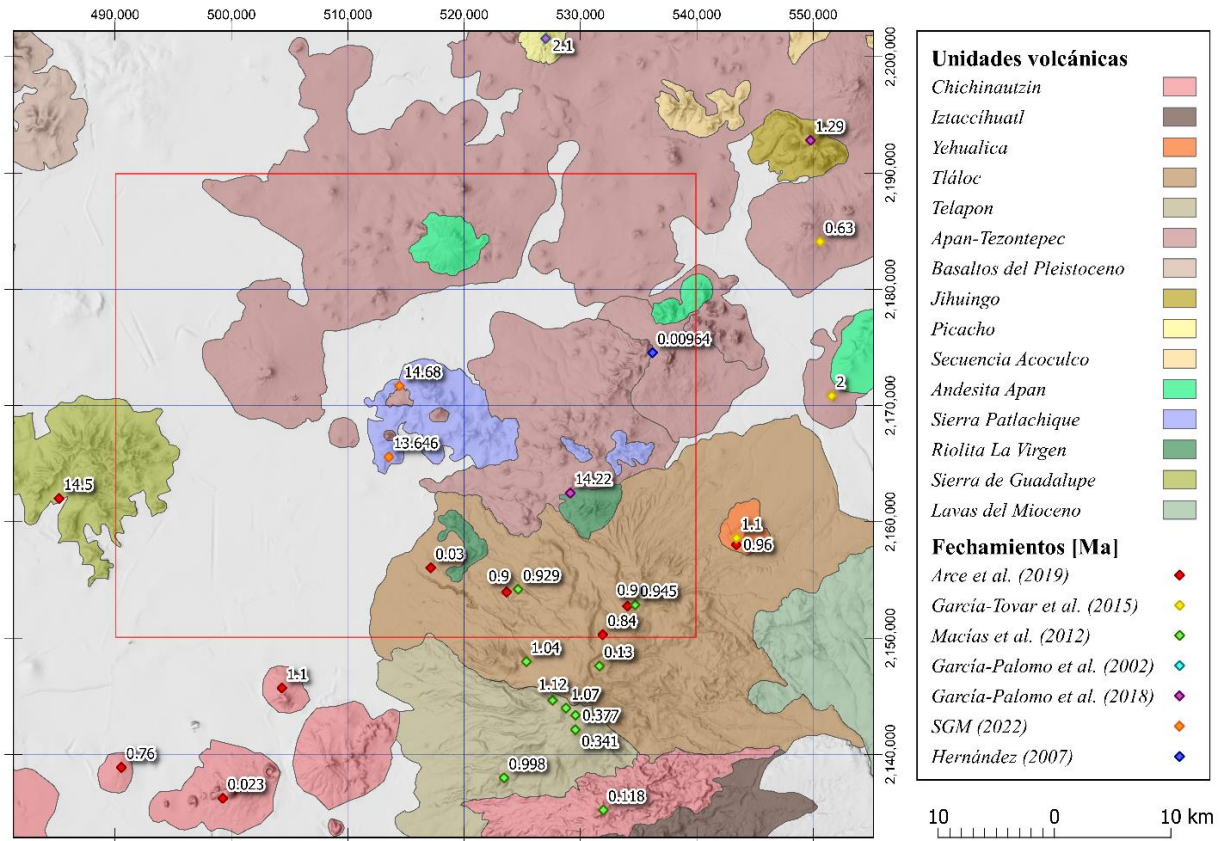


Figura 9. Mapa de las unidades litológicas del NE de la cuenca de México y la región de Apan, con fechamientos (modificado de Arce et al., 2019, García Palomo et al., 2018, y SGM, 2022). Para la columna estratigráfica solo se consideran las unidades próximas a la SPt (recuadro rojo con área de 200,000 km²) y las inferidas de pozos profundos. Los fechamientos de García-Palomo et al. (2018), para la andesita Apan no tienen ubicaciones exactas, pero se asignaron a puntos representativos de sus unidades.

En resumen, la Sierra Patlachique es considerada como una de las manifestaciones de volcanismo más antiguas del área (Fig. 9), pero hay discrepancias sobre su pertenencia exacta y no se han descrito, a profundidad, sus relaciones estratigráficas. Las descripciones estratigráficas disponibles incluyen al área de estudio como un aspecto marginal: García-Palomo et al. (2002), engloban a la totalidad de la SPt como parte de la Andesita Apan, con una edad aproximada de 13.4 Ma. Por otro lado, Arce et al. (2019), la incluyen como parte del CVAT. El mapa de IFOMEGEM (2020), detalla que la SPt comprende conos de escoria, depósitos piroclásticos y domos de lava intermedios a félsicos. La actualización del mapa geológico de Texcoco y el reporte correspondiente (SGM, 2022), incluyen dos nuevos fechamientos en zircones por U-Pb que confirman su afiliación con el volcanismo del Mioceno, uno con 14.68 ± 0.14 y otro de 13.646 ± 0.048 Ma (Fig. 9). Siendo la edad de 13.46 Ma la asignada por el SGM (2022) para el domo de Las Promesas.

El volcanismo más reciente en la región corresponde al Campo Volcánico Apan-Tezontepec, que cubre y rodea afloramientos de rocas volcánicas del Mioceno (Macías et al., 2012). Entre estos está la Caldera de

La Purificación, señalada por Gordillo (2018), que está parcialmente sepultada por los productos del Pleistoceno del volcán Tláloc. Al NE de esta se halla el Cerro Tlamacas, donde se encuentra la Riolita La Virgen (Macías *et al.*, 2012; García-Palomo *et al.*, 2018; SGM, 2022). Es lógico asumir que esta superposición de secuencias volcánicas se repite en la SPt (Fig. 9): rocas intermedias a félsicas del Mioceno recubiertas por conos de escoria plio-cuaternarios y depósitos piroclásticos del volcán Tláloc. Para tratar de dimensionar las variaciones temporales y productos emplazados cercanos a la zona de estudio, se graficaron las dataciones recopiladas hasta el momento (Fig. 10).

Se puede observar que existe un *hiatus* entre los 3 y 10 Ma en la zona (Fig. 10). Al considerar como el punto de comparación al volcanismo reciente al volcán Popocatépetl, se observa una gran cantidad de actividad cercana al volcán (< 20 km), pero entre los 60 a 80 ka también se observa un incipiente *hiatus* (Fig. 10). Conforme nos alejamos, observamos que el volcanismo se torna ligeramente más antiguo, pero hay que entender que mucho de los productos antiguos están sepultados por la actividad reciente, siendo la Sierra de Guadalupe y la de Patlachique, los productos antiguos que todavía no han sido totalmente sepultados.

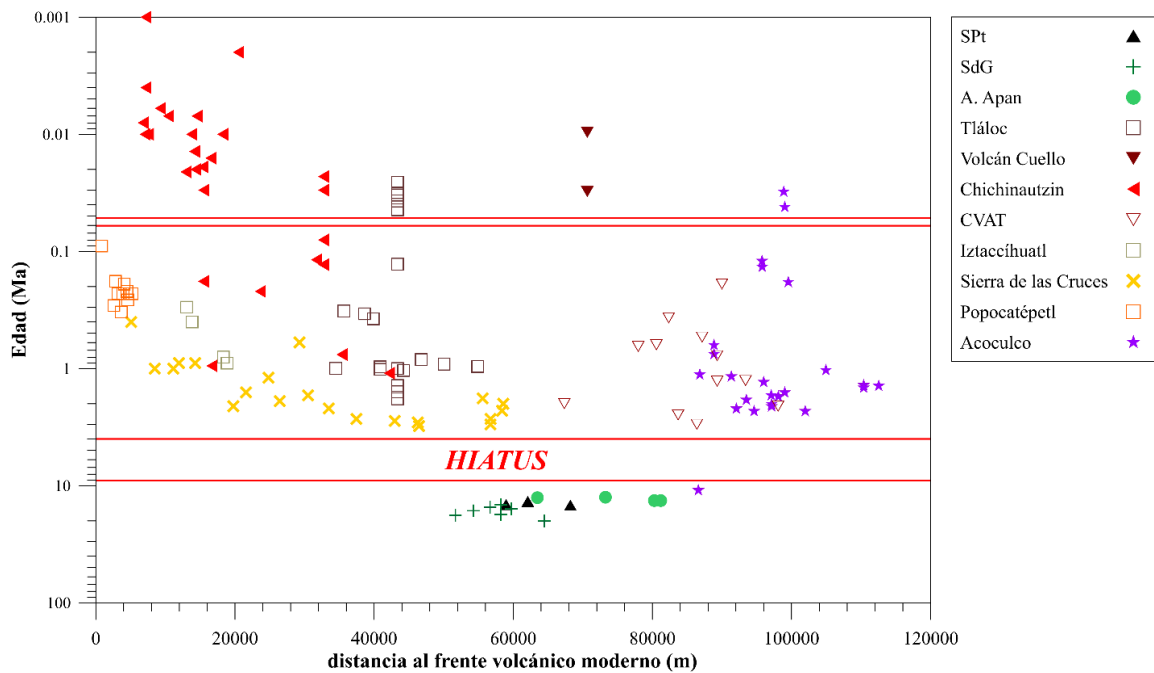


Figura 10. Gráfica comparativa de las edades de distintas estructuras volcánicas en la región, respecto a la distancia ("Y") con el cráter del Popocatépetl (los datos de edades (Anexo B) se muestran en escala logarítmica).

4.Resultados

4.1 Geomorfología Domos Azteca y Tezontlale

Los cerros Azteca y Tezontlale se encuentran al SW de la SPt, ligeramente aislados de los edificios más prominentes (Patlachico, Cuajío, Metecatl) y sus estribaciones. El IFOMEGEM (2020) los considera como los productos más recientes que componen a la SPt y en la carta geológica de DETENAL (1979) están marcados como volcanes de composición ácida. Al sur del Cerro Azteca se desprenden dos crestas, denominadas como Cerro Pelón y Domo secundario SE (Fig. 11).

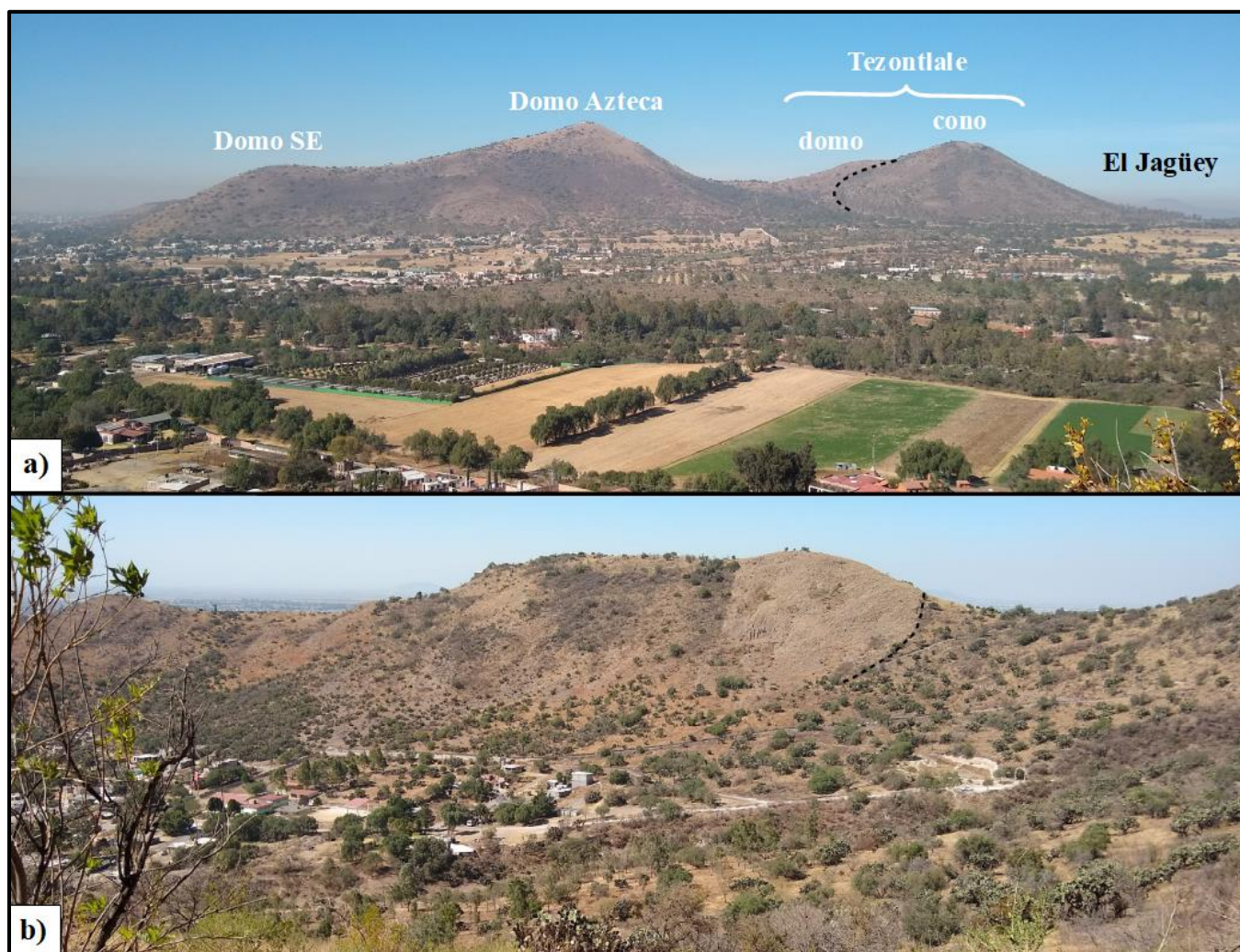


Figura 11. a) Perspectiva de las estructuras volcánicas desde el cerro Teponaxtle (Fig. 6) al Este. El Cerro Pelón no es visible desde esta perspectiva. b) Vista del cerro Pelón desde el domo al SE o domo secundario. Ambas fotografías tienen la misma orientación, con el norte a la derecha.

El domo Azteca (Az) tiene una altura de 2,620 msnm y se eleva 360 m por encima de la planicie aluvial circundante (Fig. 12). Presenta una variedad de morfologías que le confieren una estructura irregular y alargada. Sus flancos son interrumpidos, al sur, por escarpes de altura variable que ocupan la periferia modelada de emisiones de lava coherentes. Al W y SE sobresalen de sus costados domos secundarios, que muestran variaciones en la pendiente. Por otra parte, al sur se extiende una cresta: el domo Pelón (CPI), cuyo punto alto (2,450 msnm, 190 m) carece prácticamente de vegetación (Fig. 11b).

En los espacios entre estos domos menores las pendientes son menores, pero en el Domo Az son mayores (30-40°). De estas áreas se despliegan rampas de conglomerados monomícticos estratificados (10-20°), cortadas por barrancas que alimentan abanicos aluviales (<5°). Las rampas son casi nulas en el frente del CPI y del domo secundario al SE. Se propone que las constituye el material incoherente que fue removido del domo durante y/o después del evento eruptivo por procesos fluvio-gravitacionales.

Las estructuras originales han sido modeladas, aunque la medida exacta en que ha cambiado su configuración original es difícil de estimar. Por ejemplo, los escarpes no se pueden considerar frentes de flujo *per se*; claramente ha sido modelado el material no soldado de los frentes y la porción coherente presenta modificaciones por dinámica gravitacional (desprendimientos, como hace patente la presencia de bloques desprendidos en el sur).

El Cerro Tezontlale está compuesto por dos estructuras volcánicas: un posible domo de lava (DTz), similar al Cerro Azteca, aunque con lóbulos radiales más definidos y sin domos secundarios y un cono de escoria (CTz) que se emplazó en el flanco E del domo (Fig. 13). En la cima del cono hay una serie de cráteres pequeños (de no más de 10 m de diámetro), orientados de E a W y muy atenuados por la erosión (Fig. 14). Al E desciende un flujo de lava delimitado por escarpes, es de corto alcance y prácticamente solo descendió el cono sin introducirse en la planicie (Fig. 12 y 14).

El domo Cerro Pelón (CPL) destaca por las porciones de roca coherente expuesta en su cima, cuyos patrones de fractura fue posible identificar a partir de un ortomosaico generado por fotogrametría por medio de fotogramas aéreos (Fig. 15). Aquí la correspondencia de estructuras y morfología es excepcional. El volumen del material coherente está delimitado por brechas, que penetran en el interior del macizo a través de fracturas orientadas de norte a sur. Estas fracturas contienen mineralización de sílice y superan los 10 metros de longitud. Por su posición y estructura, se considera que esta área corresponde a la zona de emisión de un domo *coulée*.

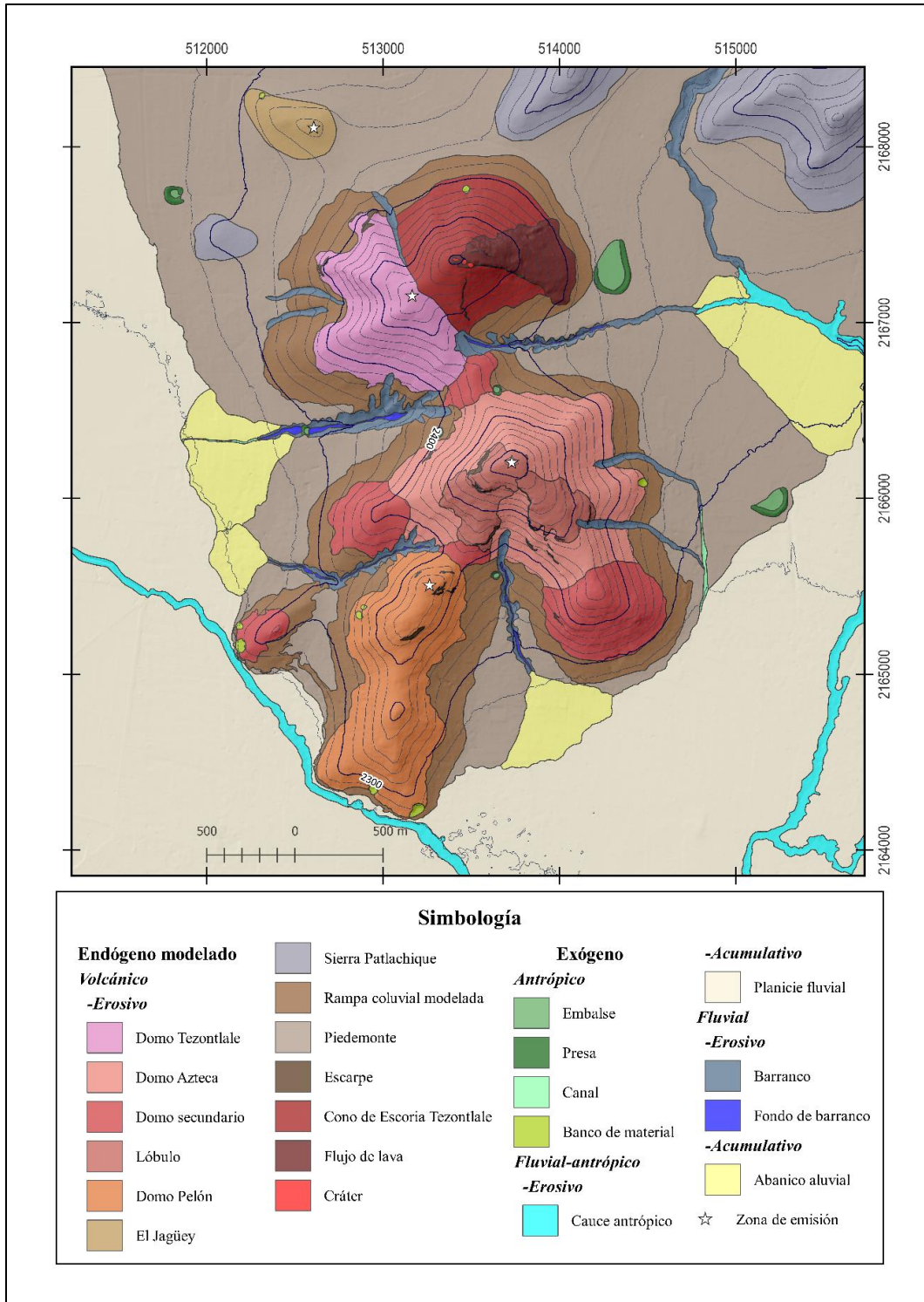


Figura 12. Mapa geomorfológico de los domos Pelón, Azteca, y Tezontale, y Jagüey.



Figura 13. Vista del Cono Tezontale desde el C. Azteca. El contacto con el domo está marcado con la línea blanca y el flujo de lava con la línea negra.



Figura 14. Cima del Cono de escoria de Tezontale, en donde se observa el flujo de lava emitido desde la cima y sus pequeños cráteres (línea negra).

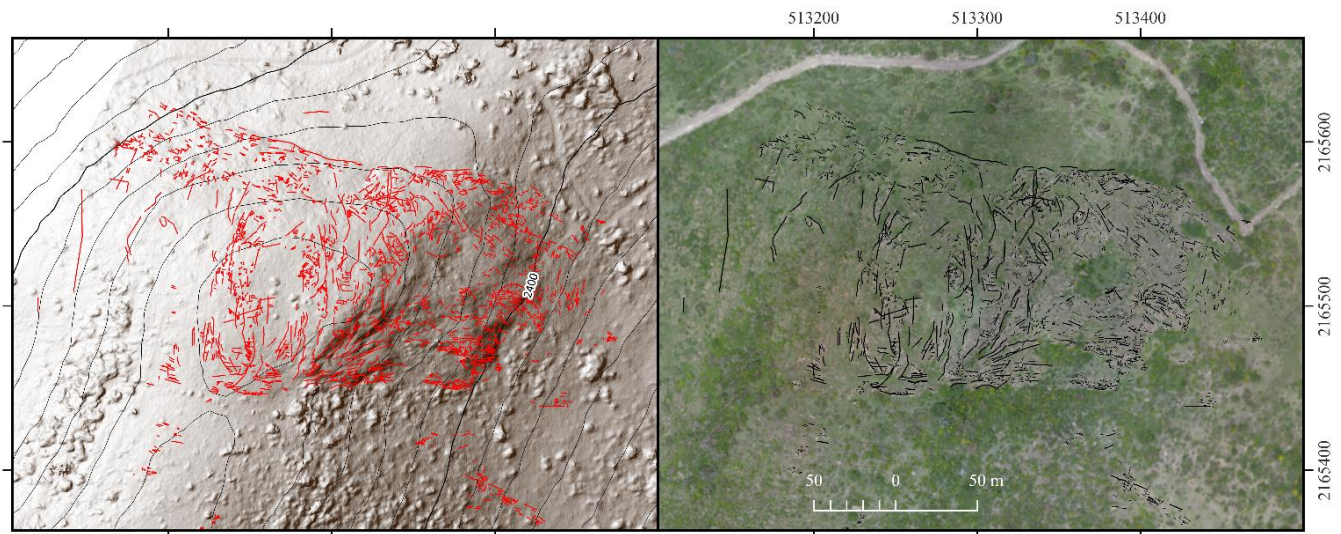


Figura 15. Modelo digital de superficie (izq.) y ortomosaico (der.) del Cerro Pelón, junto con los patrones de fractura reconocidos.

Se estimó un volumen aproximado de 0.5715 km^3 de los domos, más 0.0377 km^3 del CTz y 0.0821 km^3 de abanicos y piedemonte (unidad erosiva de las laderas inferiores de los domos) (Tabla 2). Considerando a los abanicos y piedemonte como material removido y porciones modeladas (Fig. 12), respectivamente, se tiene un volumen total de 0.6536 km^3 . Al desglosar el volumen de lavas para cada domo, se obtuvo que el CPL tiene 0.0547 km^3 , el DTz 0.0564 km^3 , y el Domo Az 0.4604 km^3 , siendo el más voluminoso.

Tabla 2. Volúmenes estimados para las morfologías más importantes.

Unidad	Volumen (km^3)
Total	0.6913
Domos de lava	0.5715
Piedemonte y abanicos	0.0871
CTz	0.0377
CPL	0.0547
DTz	0.0564
Az	0.4603

4.2 Relaciones estratigráficas y geología

Si consideramos a la SPt como una manifestación volcánica del Mioceno (Mooser *et al.*, 1974; De Cserna *et al.*, 1988; García-Palomo *et al.*, 2018), su basamento deberían ser rocas volcánicas del Oligoceno, vulcanosedimentarias del Eoceno e incluso marinas calcáreas plegadas del Mesozoico. Pero si se le considera como parte del volcanismo del CVAT (Arce *et al.*, 2019), su basamento serían secuencias volcánicas del Mioceno como las de la Sierra de Guadalupe al W o el Cerro de Tlamacas al E. No se

encontraron afloramientos donde estuvieran expuestos contactos con formaciones subyacentes, tal vez debido a que la red de drenaje no ha disecado el relieve lo suficiente como para que afloren.

La mayoría de las relaciones estratigráficas observadas constituyen variaciones de rocas coherentes a incoherentes, que llegan a correlacionarse con la morfología. El patrón es observable en los escarpes, confirmando instancias de avance de flujo de domo exógeno, en donde distintos lóbulos de lava yacen sobre y subyacen a brechas autoclásticas. Uno de los más notorios, que se presenta en el flanco sur, alcanza los 30 m de altura y expone la estructura interna de un lóbulo (Fig. 16b). La parte superior es coherente y atravesada por fracturas verticales espaciadas, sin mostrar un claro patrón columnar, que se multiplican hacia la base, misma que está constituida por brechas. El patrón se repite en otros afloramientos (Fig. 16), donde la lava coherente sobreyace y subyace a las brechas.

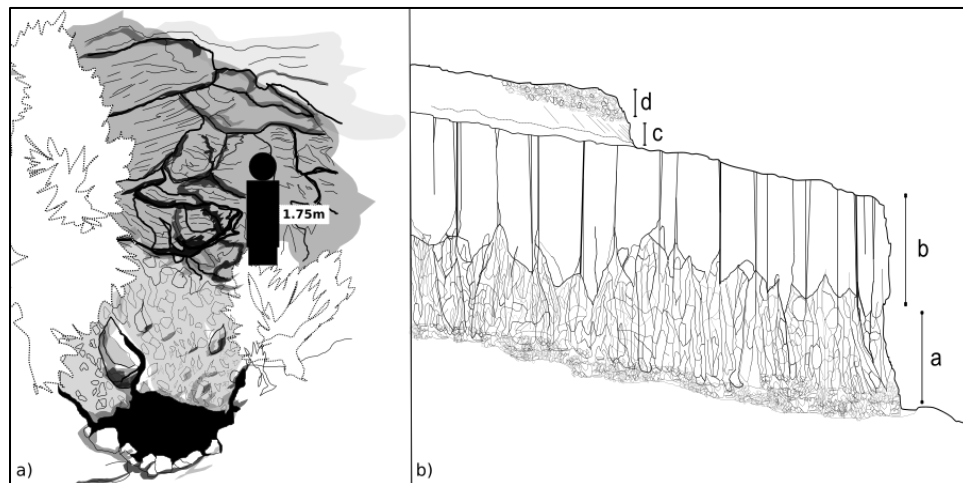


Figura 16. Esquemas de los afloramientos donde se encuentra expuesta la estructura interna de los lóbulos. a) Muestra el afloramiento del sitio AZ2004 (Fig. 17); contacto de lavas bandeadas con brecha subyacente. b) se ilustra el contraste de las dimensiones de lava coherente con las densamente fracturadas (a) del escarpe sur. Entre ambas unidades, a y b, suman una altura de casi 30 metros. Las unidades c y d pertenecen al afloramiento de la Fig. 18.

El tamaño de los escarpes y el espesor de los flujos varían considerablemente. En otros afloramientos los espesores no superan los 5 metros de altura, pero la parte coherente en otros escarpes alcanza un espesor de más de 15 metros (Fig. 16b). Son más abundantes los contactos expuestos de las lavas bandeadas con el caparazón de brechas suprayacente (Fig. 17, 18 y 19). La transición en estos casos no siempre es gradual y en esas instancias pasa directamente de la lava al material disgregado, cuya matriz es similar en color a la de los depósitos encontrados en los abanicos (Fig. 19).

No se observaron contactos evidentes entre el material de los abanicos y los domos. En donde el barranco sur y el sendero a la cima se cruzan se puede observar la transición de los depósitos dominados por una matriz arenosa con las brechas parcialmente soldadas que recubren a las lavas coherentes en distintos sitios (Fig. 17).

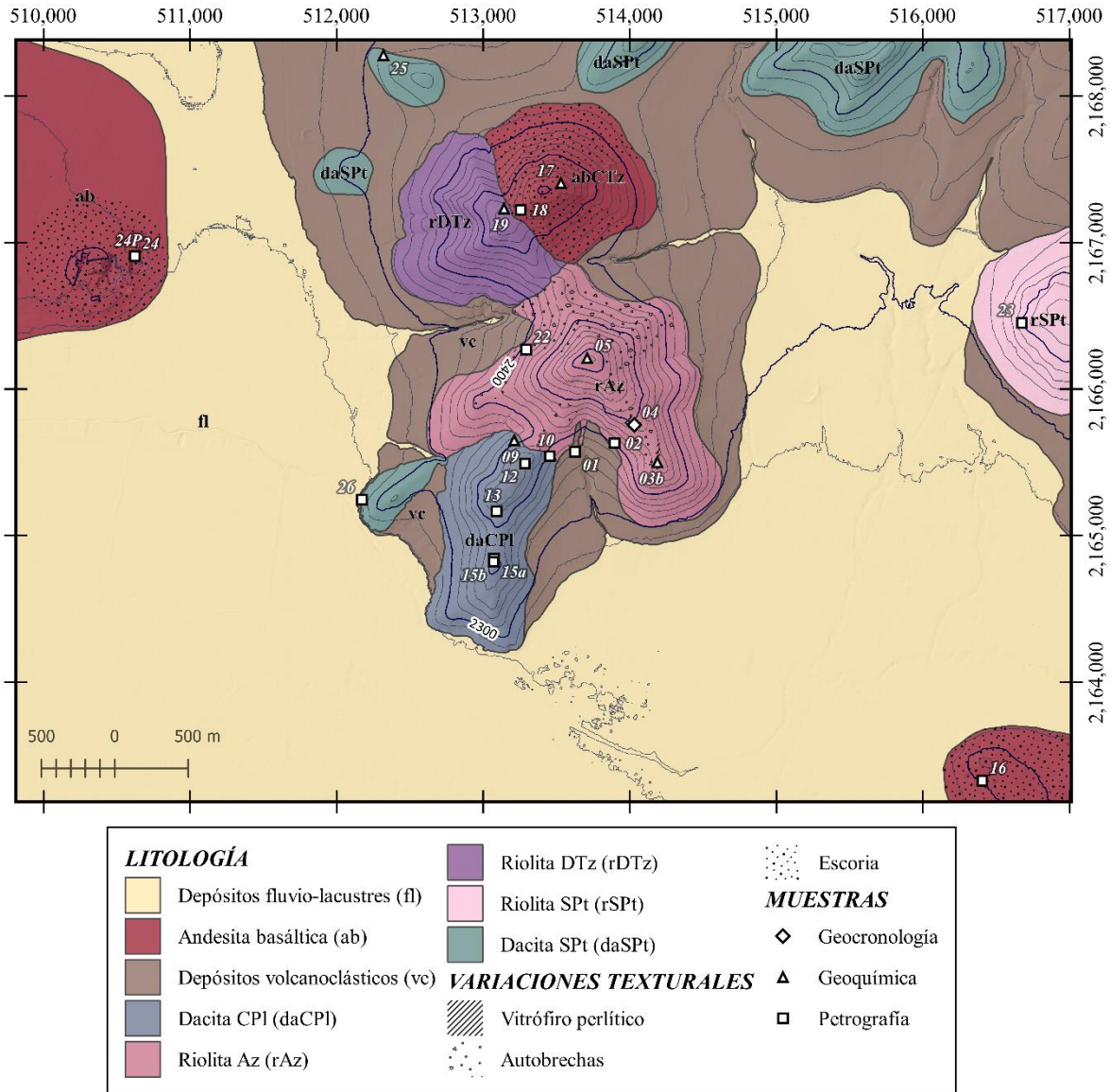


Figura 17. Mapa geológico. Se incluyen variaciones texturales significativas y los sitios de muestreo y descripción.

Los depósitos que constituyen las rampas y los abanicos proceden de los domos (Fig. 12). Son conglomerados monomícticos (refiriéndose a una clasificación de rocas sedimentarias), es decir, que sus clastos son de una misma litología. Las únicas variaciones ocurren en los tamaños, textura y nivel de desvitrificación. También contienen fragmentos de calcedonia que se encuentra en los domos como una mineralización posterior al emplazamiento.



Figura 18. Unidad de flujo con interior coherente y recubrimiento de brechas. Nótese que el recubrimiento de brechas (d) sobreyace lateralmente al interior coherente (c).



Figura 19. Contacto de roca fracturada con brechas.

Es difícil determinar si estos depósitos corresponden a lahares, flujos piroclásticos o remociones progresivas del material incoherente por erosión (retrabajo). Pero estos depósitos contienen una proporción de matriz significativamente mayor que la de las brechas (Fig. 20 y 22), además de una clara

laminación (Fig. 22a y b). Exhiben una pobre selección de clastos, que tiende a un arreglo de gradación normal (Fig. 20). Los componentes finos de la matriz no son fácilmente identificables, debido a su tamaño y consolidación (Fig. 22a), además de la meteorización y bioturbación.

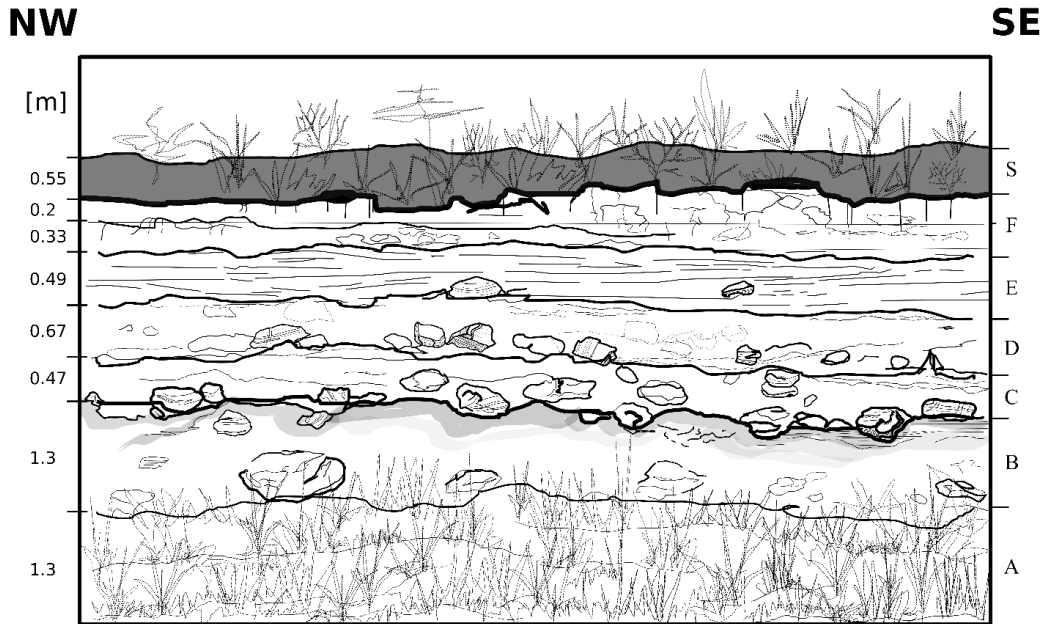


Figura 20. Sección de los depósitos de la rampa sur (sitio AZ2001). El horizonte S corresponde a un suelo con materia orgánica.



Figura 21. Contacto entre depósitos en el barranco W; es discordante respecto a la estratificación y laminación de las unidades suprayacentes.

Tampoco se observaron afloramientos del contacto entre los productos del CTz y el DTz. Sin embargo, es clara la superposición de los productos emitidos por el cono de escoria (Fig. 11a, 13 y 17), puesto que se pueden encontrar escorias en la cima del domo y hasta en el flanco norte del Az.

De acuerdo con lo anterior, se considera que el cerro Azteca es un domo de lava, mientras que el cerro Tezontlale es una estructura compuesta por un cono de escoria que sobreyace al posible domo. Aunque las texturas y estructuras por sí mismas no son diagnósticas de domos y puedan ocurrir en ignimbritas reomórficas, es su disposición en conjunto la que permite descartar esta interpretación (Fig. 22c y d).

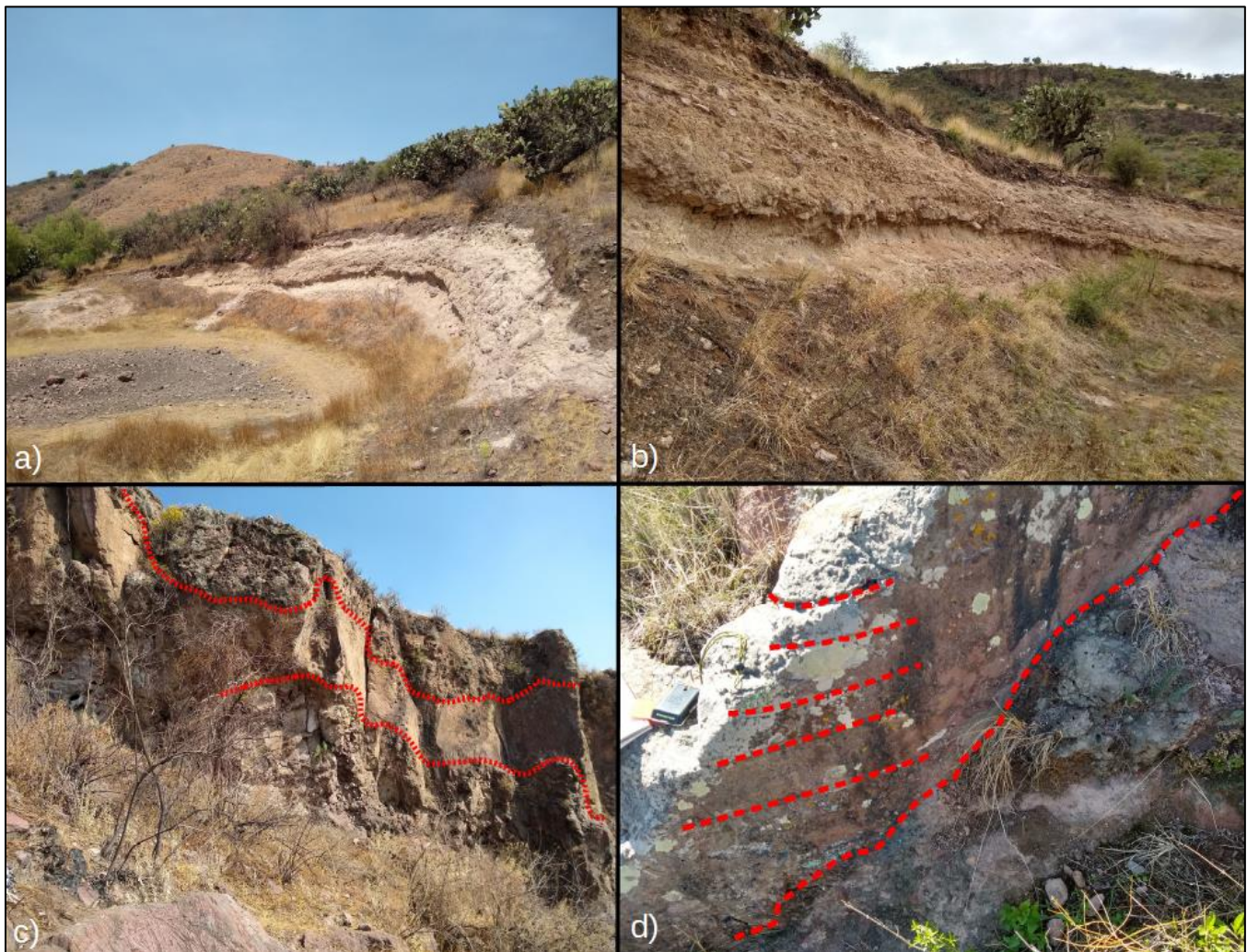


Figura 22. Afloramientos distintivos. a) es una perspectiva del banco de material en los depósitos del Az; al fondo se observa el Cerro Pelón con su característica falta de vegetación. b) Detalle del mismo afloramiento, donde se puede observar la variación en el contenido de clastos, al fondo se vislumbra el escarpe de c) que muestra el interior coherente de lava entre autobrechas. d) Detalle del contacto entre la lava bandeada del CPL y sus autobrechas.

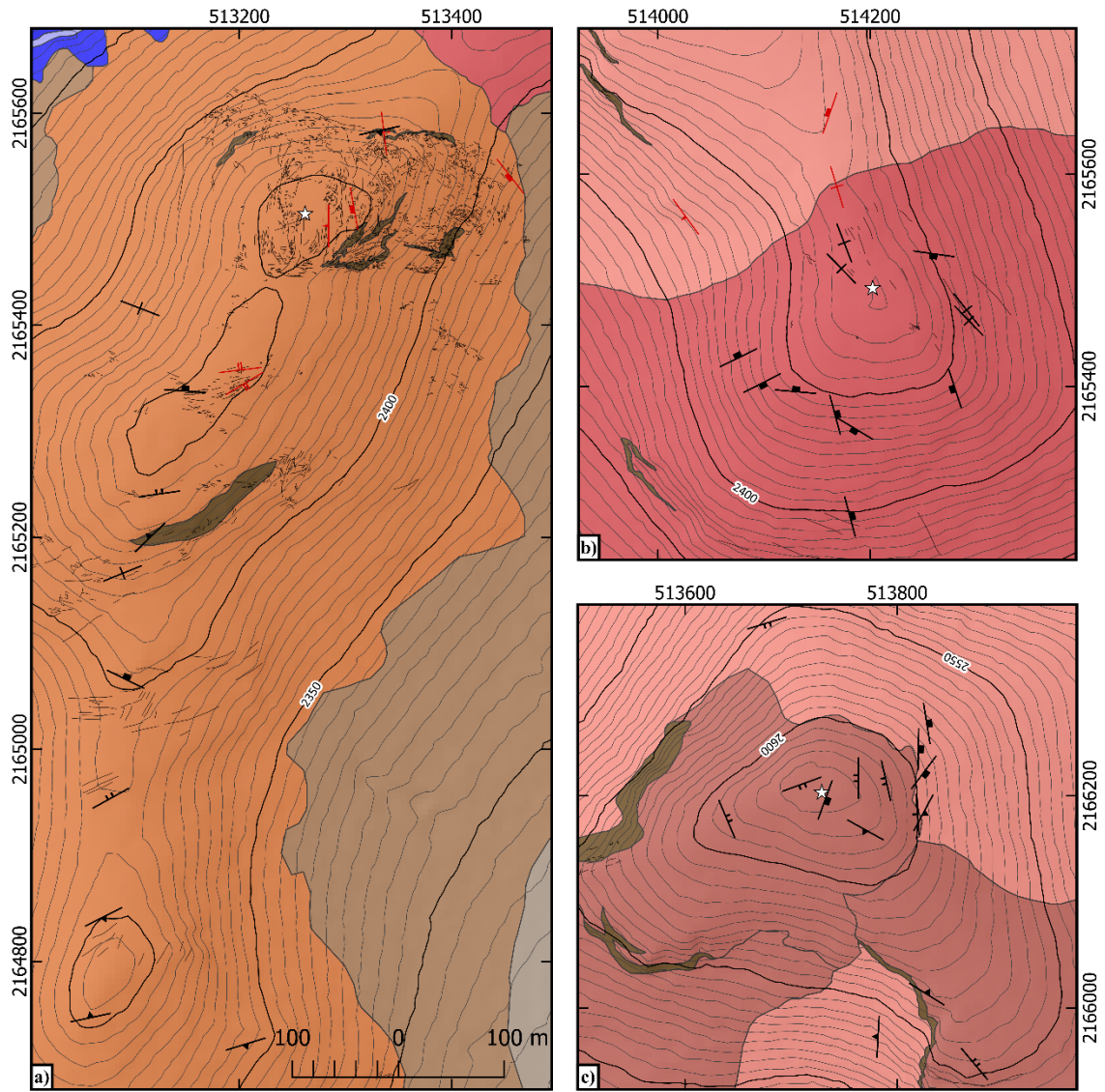
Existe una variación significativa en cortas distancias de la litología (de roca coherente a incoherente) y sus texturas (bandeamiento y orientación). En varios puntos es posible observar contactos entre lavas fracturadas y sus brechas autoclásticas (Fig. 16a y b, 18, 19 y 22) y hay algunos sitios en donde las brechas

separan dos volúmenes de lava bandeada con orientaciones distintas (Fig. 22d). En la cima de Az (justo por encima de los 2600 msnm) el bandeamiento tiende a un arreglo concéntrico, con un echado subvertical en el centro del plano e inclinado en su periferia. Esa línea de nivel define un cambio en el echado y rumbo del bandeamiento. En los flancos es subparalelo a la pendiente, especialmente en los “lóbulos” definidos por un escarpe frontal, un interior coherente, y autobrechas subyacentes y sobreyacentes.

Si bien los contrastes puntuales en la dirección definen contactos de emisiones coherentes, la continuidad del bandeamiento provee información sobre dirección de flujo. El mejor ejemplo es el CPI (Fig. 23a), donde la inclinación del bandeamiento marca una trayectoria consistente hacia la zona de emisión y se correlaciona con los lineamientos marcados en el ortomosaico generado.

Los domos secundarios y los collados entre domos comparten una característica peculiar: bandeamiento subvertical paralelo a sus ejes que se reduce en buzamiento con la distancia (Fig. 23b). Así, podemos hablar de 3 formas de emisión coherente: los domos principales con bandeamiento concéntrico a la zona de emisión (Fig. 23c), los lóbulos de lava con bandeamiento subparalelo a la pendiente original y domos secundarios con bandeamiento y fracturas paralelas a su eje y radiales respecto a los domos principales.

Otra variación textural significativa es el estado de preservación de la matriz vítrea. En la mayoría de los sitios observados la matriz se encuentra desvitrificada, con excepción del espacio entre los sitios AZ2003 y AZ2004 (Fig. 24). Aquí también se encuentran enclaves de clastos desvitrificados en lava vítrea y brechas con pómez (Fig. 25). Solo eventos de deformación significativos podrían explicar configuraciones tales en una ignimbrita reomórfica. Por el contrario, la emisión de un domo de lava es congruente con la variación textural y las direcciones del bandeamiento observadas.



Simbología		
Bandeamiento	Fractura	Lineamiento
0-20°	—	Zona de emisión ☆
20-40°	—	
40-60°	—	
60-80°	—	
80-90°	—	

Figura 23. Datos de bandeamiento y fractura selectos de a) CPL, b) de la cima de Az, y c) el domo secundario SE, en relación con los lineamientos marcados.

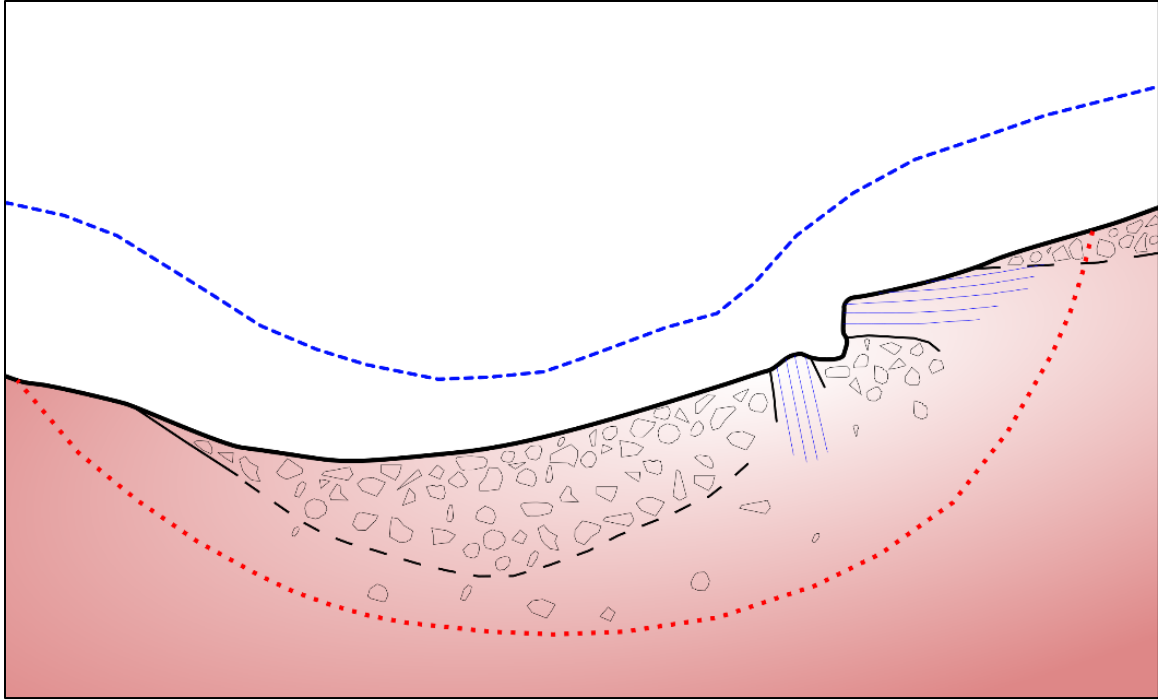


Figura 24. Interpretación de las facies observadas entre el punto AZ2003 y AZ2004. La línea punteada roja marca los límites de la matriz vítrea preservada. La línea azul es un hipotético perfil previo a la erosión.

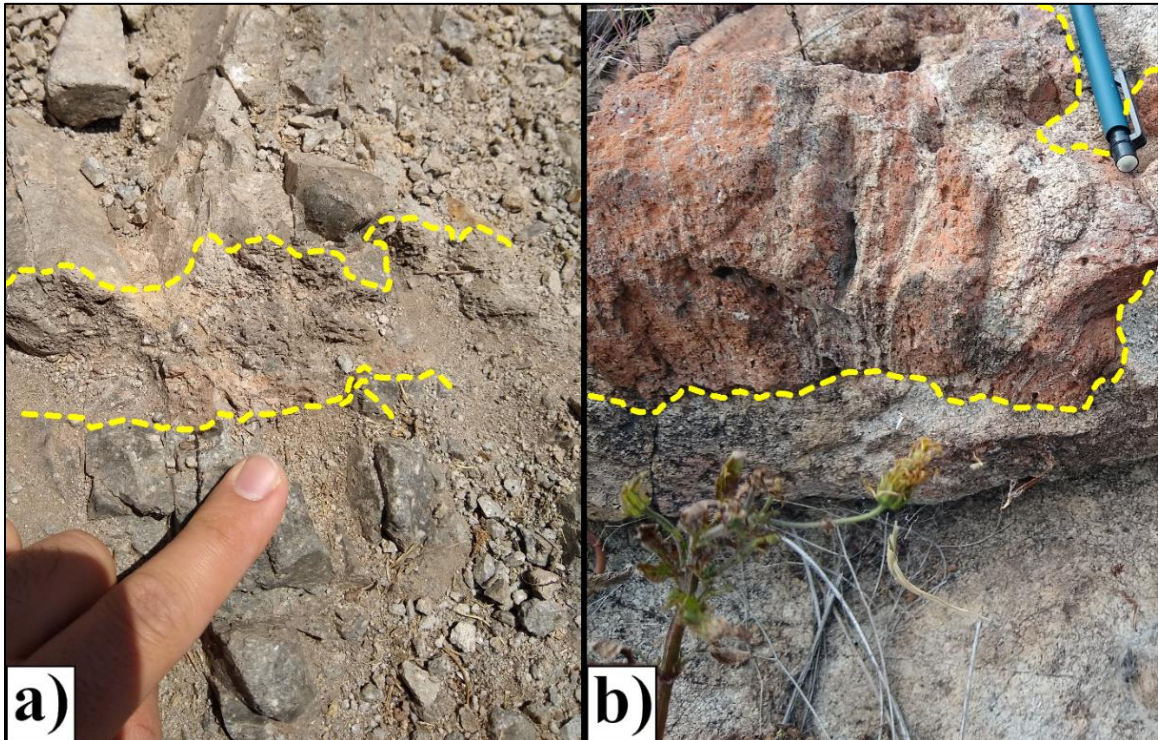


Figura 25. a) Horizonte de pómex dentro de la estructura perlítica. b) Enclave dentro de lava bandeada en contacto con perlita.

4.3 Historia eruptiva

Para determinar la historia eruptiva de un grupo de domos erosionados, se puede recurrir a las secuencias lava-brecha-lava que separan las emisiones coherentes. Si las relaciones de superposición son claras y los contrastes litológicos son marcados, la interpretación se facilita. En domos recientes, las estructuras y morfologías superficiales son el criterio más apropiado, puesto que la estructura interna no está expuesta. En este caso particular, las estructuras superficiales (ojivas, lineamientos, *levees*, espinas, *creases*, caparazón vítreo, bloques, etc) han sido erosionadas, y la estructura interna se encuentra expuesta de manera limitada en barrancos y escarpes. Por lo tanto, para comprobar un orden fue necesario correlacionar la morfología actual con las variaciones litológicas y estructurales disponibles.

Se interpreta que el CPI es una emisión tardía de Az, puesto que: 1) El bandeamiento en la zona de emisión de CPI es perpendicular al de Az, cuya configuración en ese punto es similar a la de los domos secundarios SE y W (Fig. 26). 2) Su morfología elongada y dirección del bandeamiento sugieren que el flujo fue desplazado a favor de la pendiente (Fig. 27).



Figura 26. Vista del Domo Az, desde el sur, nótese el frente del flujo de lava con una apariencia bandeada y ligeramente paralela a la vertiente en la que se emplazó.

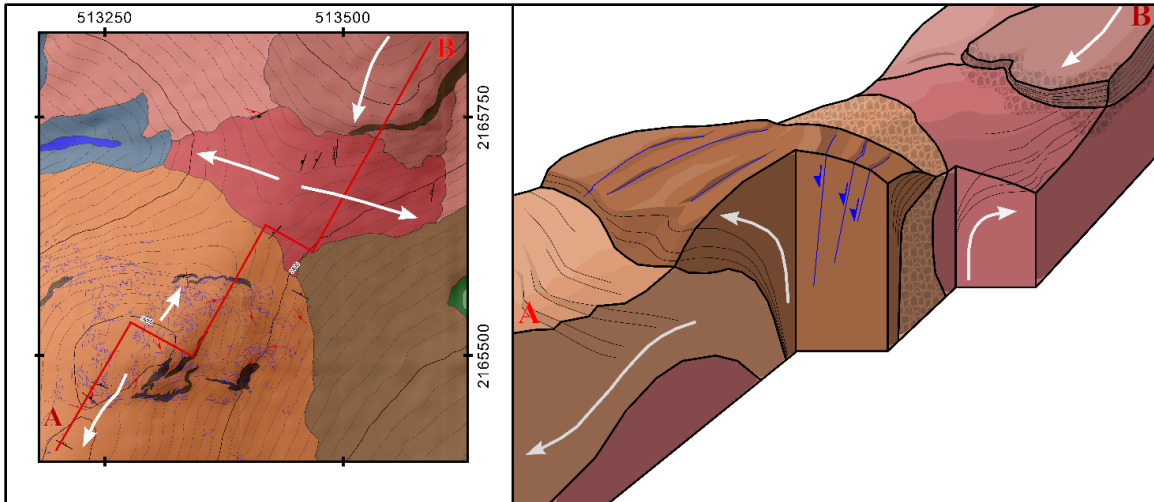


Figura 27. Interpretación del contacto entre CPL y Az. Las líneas azules marcan las fracturas con mineralización de sílice. Las flechas blancas son la interpretación de dirección de flujo.

La relación temporal entre Az y el DTz es más ambigua. El puerto entre ambos está constituido por lavas bandeadas y no por un volumen de autobrechas como el que debería existir entre dos domos formados en eventos distintos. Se interpreta que la emisión ocurrió a lo largo de un sector longitudinal de la falla Las Promesas (SGM, 2022), iniciando de esta forma como domos con fuente de dique tabular, hasta que se concentró en dos centros de emisión, Az y DTz. El volumen, dimensiones y estructuras complejas de Az indican que su actividad pudo ser más prolongada que la de DTz. Además, los depósitos generados desde Az sepultaron a los de DTz en uno de sus flancos (Fig. 28), lo que pudo desplazar el drenaje al N.

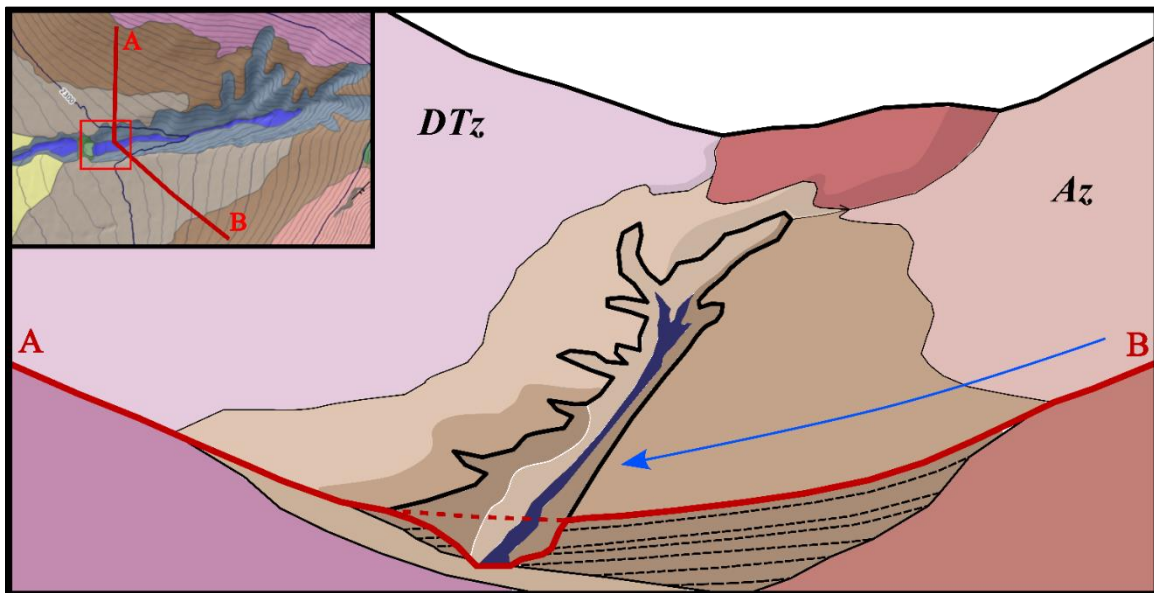


Figura 28. Interpretación de la configuración del barranco oeste. Al generarse depósitos desde el Az (flecha azul), el drenaje natural sería desplazado hacia el flanco del DTz. El recuadro rojo marca el sitio del afloramiento de la Figura 21.

Finalmente, posterior al emplazamiento de los domos ocurrió volcanismo máfico, del cual el Cono Tezontlale es evidencia. Además del cono de escoria que sobreyace al DTz (Fig. 29), en los alrededores se encuentran varios conos de escoria, todos con claras señales de modelado, lo que posiblemente refuerza que puedan ser del Plioceno o Pleistoceno. Entre los aspectos interesantes del CTz está el corto alcance de su lava, que prácticamente no avanzó más allá de su edificio, su poco más de 200 m de altura y la ausencia de cráter principal amplio o en herradura, sustituido por una serie de pequeñas “bocas” que podrían indicar una actividad estromboliana reducida.



Figura 29. Vista desde el norte del Cerro El Jagüey (sitio de colecta de la muestra AZ2025, localizado en la Fig. 17), se observa la superposición del Cono Tezontlale con el DTz.

4.4 Petrología

A continuación, se presentan las descripciones petrográficas de los sitios muestreados en los domos y conos de la zona de estudio. Se analizaron 20 láminas delgadas (Tabla 3); 6 pertenecientes al Domo Cerro Pelón, 5 relativas al Cerro y Domo Azteca, así como de un depósito de retrabajo en sus faldas. También se elaboraron láminas para cada una de las siguientes estructuras: Domo Tezontlale, Cono Tezontlale, Cerro Teponaxtle (AZ2023), del cono de escoria Las Cuevas (AZ2016) y dos del cono Tezoyuca (AZ2024), una de un bloque de escoria y otra de la pómez que le sobreyace. Adicionalmente, se tomaron muestras de los lomeríos aledaños localizados al N y SW del conjunto dómico (El Jagüey -AZ2025 y San Lucas -AZ2026). Primero se presentan las muestras de los domos Azteca y Pelón, para continuar con el conjunto Tezontlale y terminar con las rocas de los alrededores. Se utilizan las abreviaturas propuestas por Whitney y Evans (2010), para las especies minerales reconocidas.

Tabla 3. Muestras recolectadas durante el trabajo de campo.

No.	muestra	lámina	geoquímica	zircones	detalles
1	AZ2001	*			Depósito incongruente
2	AZ2002	*			Riolita bandeada C Azteca
3	AZ2003b	*	*		Riolita vítrea C. Azteca
4	AZ2004c	*	*	*	Riolita vítrea C. Azteca
5	AZ2005a	*	*		Riolita bandeada C. Azteca
6	AZ2009	*	*		Dacita fresca CPI
7	AZ2010	*			Dacita intemperizada CPI
8	AZ2012	*			Dacita fresca CPI
9	AZ2013a	*			Roca del CPI
10	AZ2015a	*			Roca del CPI
11	AZ2015b	*			Roca del CPI
12	AZ2015d				Roca del CPI
13	AZ2017	*	*		Lava del CTz
14	AZ2018	*			Bomba del CTz
15	AZ2019	*	*		Riolita lava del DTz
16	AZ2022	*			Lava de Az (flanco NW)
17	AZ2023	*			Lava del C. Teponaxtle
18	AZ2024	*			Escoria máfica
19	AZ2024P	*			Pómez de un depósito de caída
20	AZ2025	*	*		Dacita de la SPT (Jagüey)
21	AZ2026	*			Lava de San Lucas

Domo Azteca

Durante el trabajo de campo, se observó una amplia diversidad en las texturas en las rocas. Por lo tanto, se consideró realizar múltiples láminas delgadas de los domos Azteca y Cerro Pelón. Aunque, posterior al análisis geoquímico, las composiciones del domo Azteca resultaron prácticamente idénticas, las diferentes texturas pueden indicar procesos asociados con la generación, ascenso y emisión del magma. Para el domo Azteca se tomaron muestras de afloramientos representativos, donde la roca expuesta tuviera texturas singulares.

El domo es riolítico (70.98-72.20 wt. % SiO₂) y presenta un espectro litológico con dos extremos distintivos: lavas vítreas poco intemperizadas de color gris y textura perlítica (AZ2003 y AZ2004) y lavas bandeadas desvitrificadas de color pardo rojizo (AZ2002 y AZ2005). Del segundo grupo, se pudo inferir la ocurrencia de desvitrificación, meteorización o alteración por sus características en afloramiento, muestra de mano y lámina delgada. La ausencia de destrucción textural, formación de arcillas y alteración de minerales, descarta un papel significativo de la meteorización. La alteración, por su parte, está limitada a volúmenes afectados por la circulación de fluidos en juntas.

El patrón del bandeamiento y los planos de enfriamiento, pueden arrojar información de la geometría del foco emisor o “vent” y del modo de emplazamiento (Fink y Pollard, 1983). En los afloramientos y muestra de mano, las bandas se distinguen por erosión diferencial: las vítreas resisten menos la meteorización y ostentan una micro cavidad lineal en la roca. En lámina delgada se observó un bandeamiento por efecto de variaciones en el color de la matriz (Fig. 30a), alternancia de vidrio, presencia de óxidos (ilmenita, magnetita, hematita) y recristalización (como en AZ2002- Fig. 30b). Esa recristalización coincide con planos porosos, sugiriendo que es efecto de mineralización inducida por circulación de fluidos. En la cresta del domo al sur (domo secundario, Fig. 12), se observa una disminución del bandeamiento (muestras AZ2003b y AZ2004), para volverse evidente de nuevo en la cima del domo (muestra AZ2005).

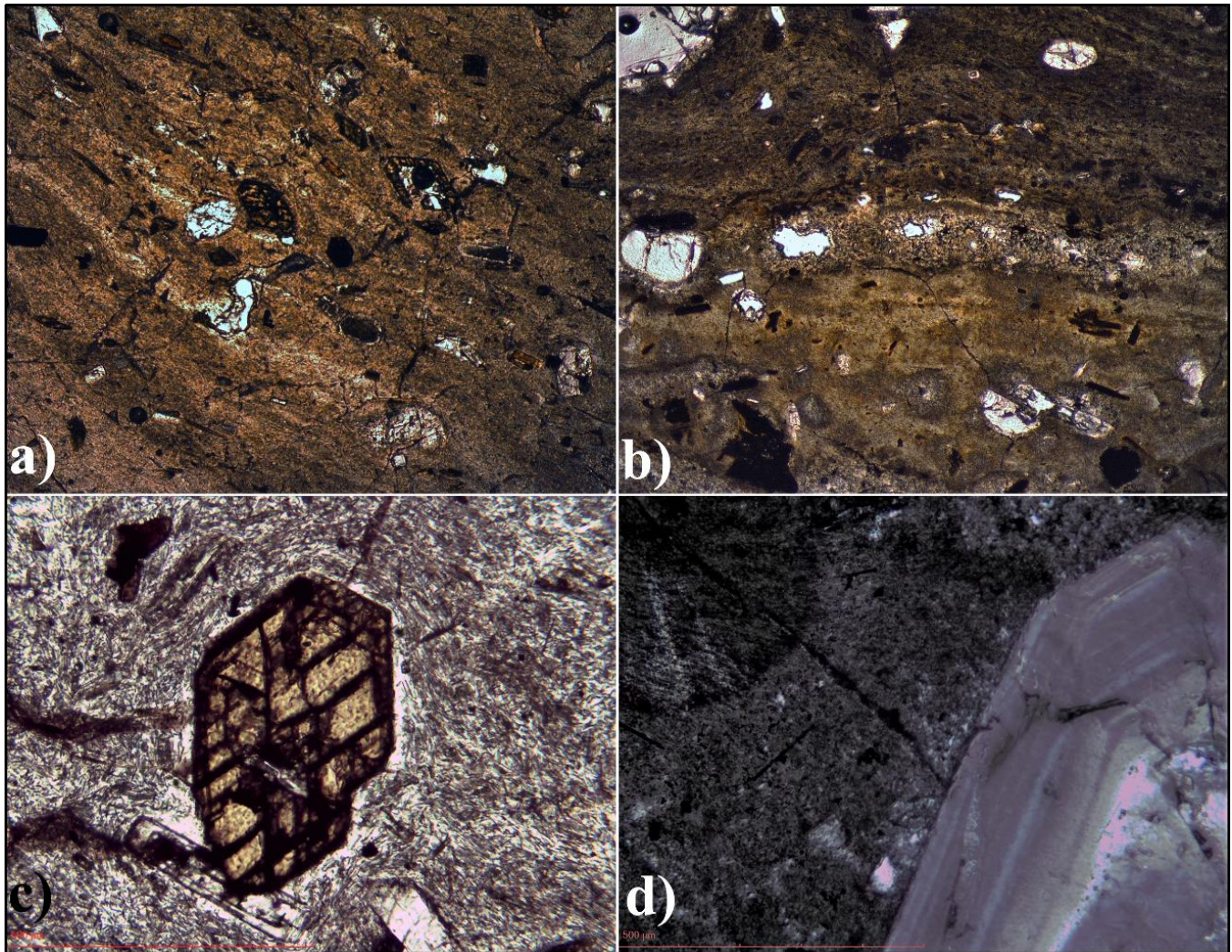


Figura 30. Texturas. a) Bandedamiento en lava vítrea en Luz Natural (LN - 2.5x). b) Recristalización definida por bandas vista en LN (2.5x). c) Microlitos alrededor de un anfíbol en LN (ancho 500 μm). d) Esferulita (sobreposición de imagen con luz natural y nícoles cruzados) (esquina superior izq.; ancho 500 μm).

La matriz es vítrea, perlítica o desvitrificada. No es homogénea y exhibe variaciones de tono correspondientes con el grado de desvitrificación, de color pardo rosáceo, a gris y blanquecino (en donde se observan moldes de cristales). La textura es porfídica y hialopilítica (microlitos subparalelos embebidos en vidrio) (Fig. 30c). Hay unas pocas esferulitas sobrepuestas en la textura hialopilítica (Fig. 30d), lo que sugiere que se formaron después del desarrollo de esta textura fluidal.

Respecto a la mineralogía (Fig. 31a y d), domina la plagioclasa (Pl, 7-10 %), que varía enormemente en forma, textura y tamaño, con dos poblaciones distintivas: fenocristales (>0.1 mm, 1-4 %) y microfenocristales (0.03-0.1 mm, 5-6 %).

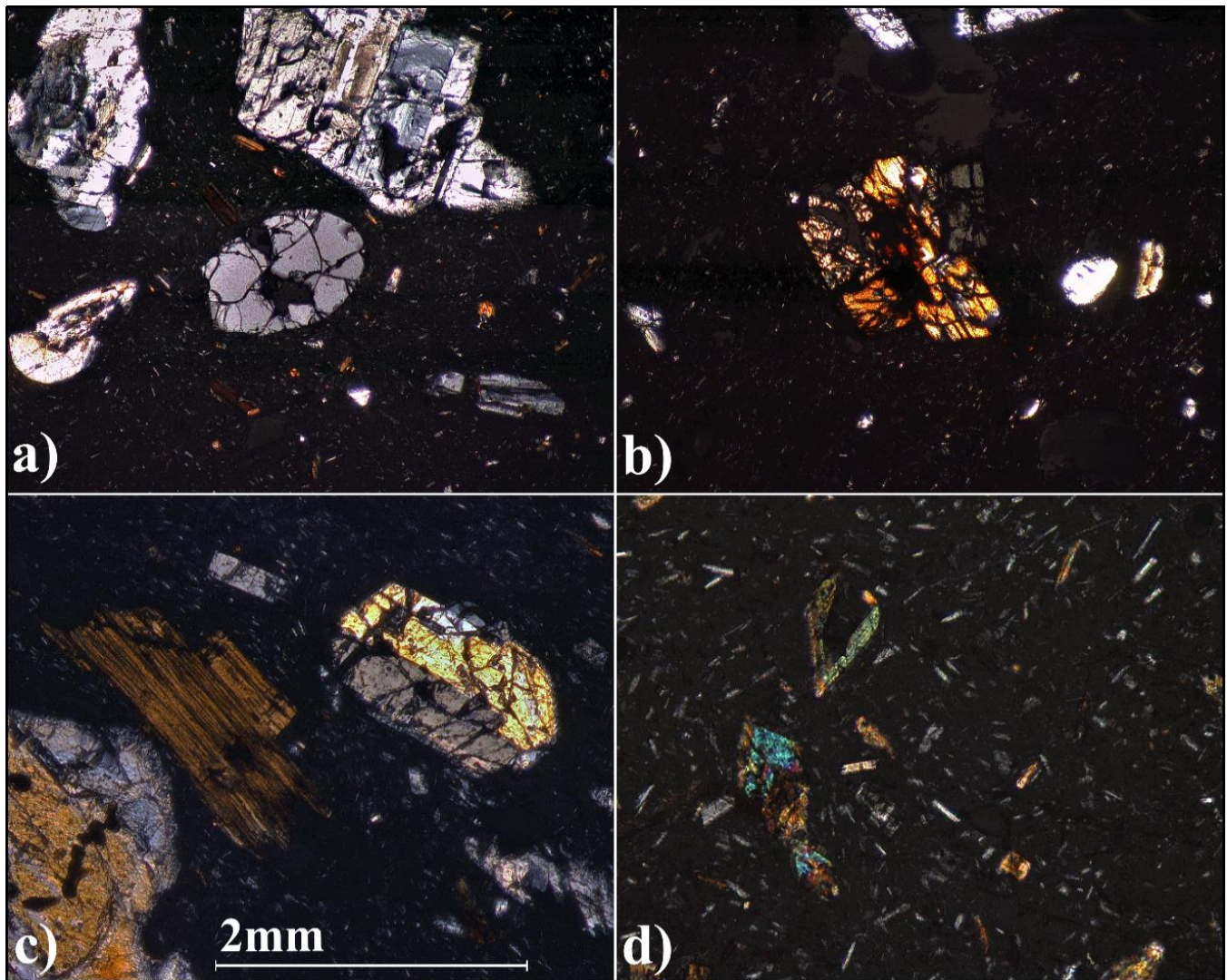


Figura 31. Variedad de minerales encontrados en Az vistas con NC: a) Qz y Pl, b) OPx, c) Bt y Or, y d) Hbl (objetivo de 5x).

Le sigue en abundancia el anfíbol de hornblenda (Hbl, 1-10 %) y sus pseudomorfos, que reemplazan totalmente a los cristales originales en las rocas desvitrificadas (Fig. 31d). También contiene feldespato potásico (<2 %), principalmente sanidino (Sa); solo en AZ2003 este mineral tiene mayor proporción que la Hbl (Fig. 31c). Aunque se reportó biotita (Bt, <1 %) en muestra de mano, característica por su hábito laminar y forma hexagonal, solo se pudo confirmar su presencia en un par de muestras (solo en las muestras AZ2004 y 2005 – Fig. 31c). También contiene cuarzo (Qz, ± 1 % - aparentemente como xenocristal) y fenocristales de ortopiroxeno (Opx, <1 %) (Fig. 31a y b). Como minerales accesorios, se observaron microfenocristales de sanidino (Sa), clinopiroxeno (CPx) y microlitos de apatito (Ap). Por otro lado, aunque no se observó en ninguna muestra, al procesar la roca AZ2004c, se encontraron zircones (Zrn).

Típicamente las Pl se presentan como fenocristales (~1 mm) subedrales a euedrales, zoneados, con ángulos de extinción de entre 24° y 28° (rango de la andesina) y textura de tamiz periférica y marginal, comprendida por inclusiones alargadas paralelas a las maclas. También hay cristales donde el tamiz es interior, con destrucción textural o inclusiones gruesas. Todas las muestras contienen Pl como microfenocristales y microlitos en la matriz.

Los anfíboles (Amp), por su parte, se encuentran parcial o totalmente reemplazados por opacita (de tal manera que solo se puede asumir la mineralogía original por la forma: cristales rómbicos - Amp, hexagonales - Bt). El reemplazamiento o desaparición de la hornblenda es un fenómeno frecuente en rocas ácidas, producido por descompresión del sistema magmático, descenso de temperatura, oxidación del fundido y/o desgasificación y deshidratación del magma durante su ascenso (Gill, 1981; Rutherford y Devine, 2003; Coombs y Gardner, 2004; Plechov *et al.*, 2008). Los anfíboles que no fueron totalmente reemplazados son típicamente fenocristales (de hasta 3 mm de tamaño) euedrales de color verde oscuro a verde claro y ocre, con evidencia de pleocroísmo. Se encuentran con una orientación subparalela en secciones transversales, consistente con el bandeamiento observado en campo.

Los Opx se presentan como agregados de múltiples cristales euedrales y en menor medida como fenocristales libres. Son euedrales y subedrales, incoloros, de débil pleocroísmo, con extinción paralela y bajos colores de birrefringencia (hasta amarillos de primer orden). La parte central del domo Azteca (muestra AZ2005) presenta la mayor proporción. Debe señalarse que en la literatura de mineralogía óptica empleada para su identificación (Kerr, 1959), los OPx se consideran exclusivos de rocas básicas y ultrabásicas, pero en la práctica es común encontrarlos como un componente en rocas volcánicas intermedias (Takagi *et al.*, 1999; Gill y Fitton, 2010). Es posible que también se encuentren como accesorio en los bordes de opacita, junto con magnetita (Mag), ilmenita (Ilm) y hematita (Hem). No hay CPx en las muestras de Az.

El Qz ocurre como fenocristal de hasta 1 mm de tamaño, de forma anedral y redondeado, lo que podría indicar que serían xenocristales con evidencia de desequilibrio (corrosión). Sin embargo, la ausencia de coronas indica que el contraste con el fundido no era significativo, por lo que en vez de xenocristales serían fenocristales reabsorbidos.

El feldespato potásico (Or) ocurre como fenocristal en la muestra AZ2004. Por otro lado, se observan algunos cristales de birrefringencia baja y forma prismática con macla de Carlsbad, que serían los únicos Sa identificados con certitud (muestras AZ2003b y posiblemente en la AZ2004). En las mismas muestras

se observaron escasos microlitos de Ap alineados en la matriz, de formas prismáticas y con un claro color azul.

Como se mencionó previamente, la Bt, aunque reportada en todas las muestras del domo, solo se observó en las muestras AZ2004 y 2003. Ocurre con hábito laminar, eudral y con formas hexagonales. Al intemperizarse adquiere un color cobre a rojizo y alcanza tamaños de ~2 mm.

Además de las lavas bandeadas, Az presenta una serie de depósitos en sus faldas que contienen clastos de sus lavas, cristales libres de Qz subredondeados, Pl, anfíbol y posible Bt. Los clastos son heterogéneos texturalmente, presentando las variedades de los mismos domos. La matriz es de color pardo claro, no está consolidada y no contiene espículas de vidrio ni pómez. En la muestra colectada (AZ2001) se observó que la matriz no está bien clasificada; un porcentaje significativo de sus componentes comprenden tamaños de 1 a 2 mm, suspendidos a su vez de un material fino irreconocible (Fig. 32a). La porosidad asemeja bioturbación por la interconectividad de los túneles y su recubrimiento. Las características anteriores sugieren que se trata de un depósito de retrabajo. En lámina delgada, presenta un relleno parcial de un mineral de hábito concéntrico (Fig. 32b). Este mineral de relleno es una forma de sílice microcristalino o amorfo; por lo general los mineraloides tienden a ser isotrópicos y las variedades microcristalinas tienen hábitos distintivos (Kerr, 1959). El mineral es anisotrópico y presenta, en algunas porciones, un remanente de hábito fibroso, sugiriendo que se trata de calcedonia. Se observa como cementante y precipitado en cavidades (microporos). Esto indica que se trata de un precipitado silíceo.

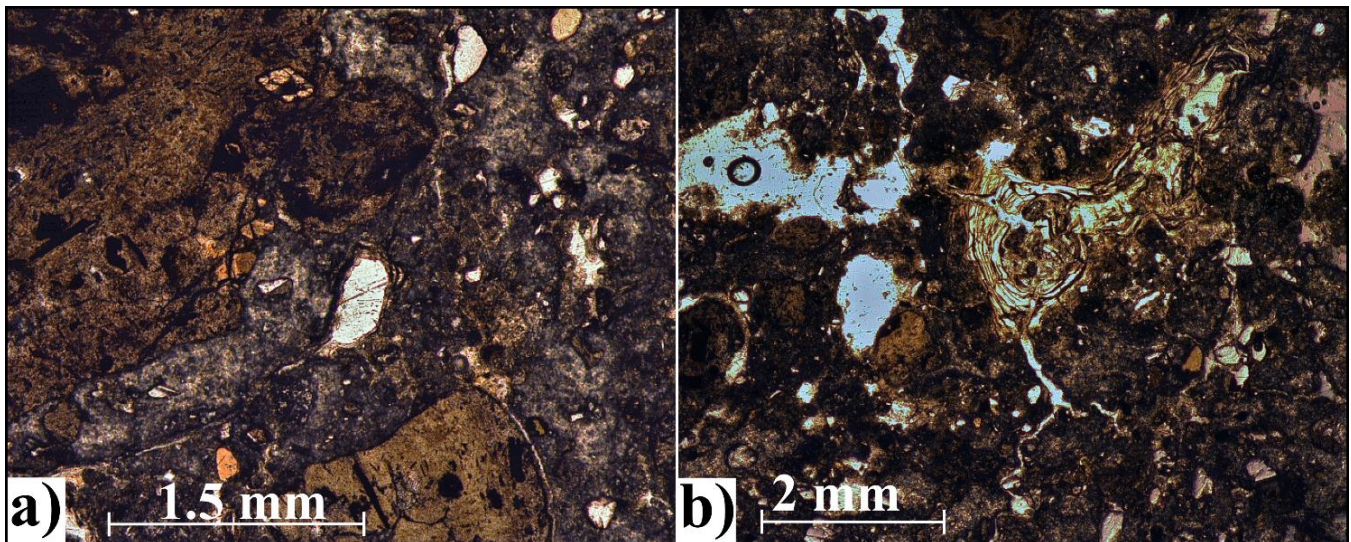


Figura 32. Depósito en las faldas del Domo Az en LN. a) Detalle de los clastos desvitrificados con anfíbol (5x) y b) relleno de sílice (2.5x).

Cerro Pelón

El domo Cerro Pelón se localiza al SSW del Domo Azteca. Es una cresta elongada, por lo que se tomaron muestras a lo largo de su emplazamiento, esto para identificar posibles variaciones texturales y mineralógicas asociadas a una emisión progresiva. Se distinguen las rocas del Cerro Pelón por su composición dacítica y por mostrar un menor contenido de vidrio que el Domo Azteca, incluso en las rocas con menor evidencia de intemperismo (AZ2009 y AZ2012) y un bandeamiento discreto e irregular. Las láminas delgadas del Cerro Pelón exhiben una matriz hipocristalina (Fig. 33c), de color gris claro, o pardo rojizo en sitios con un claro bandeamiento (la muestra AZ2015b presenta minerales arcillosos inidentificables en microscopio en estas zonas rojizas). Además, hay indicios de alteración localizada en áreas de destrucción textural y reemplazamiento por minerales pequeños y con altos colores de birrefringencia.

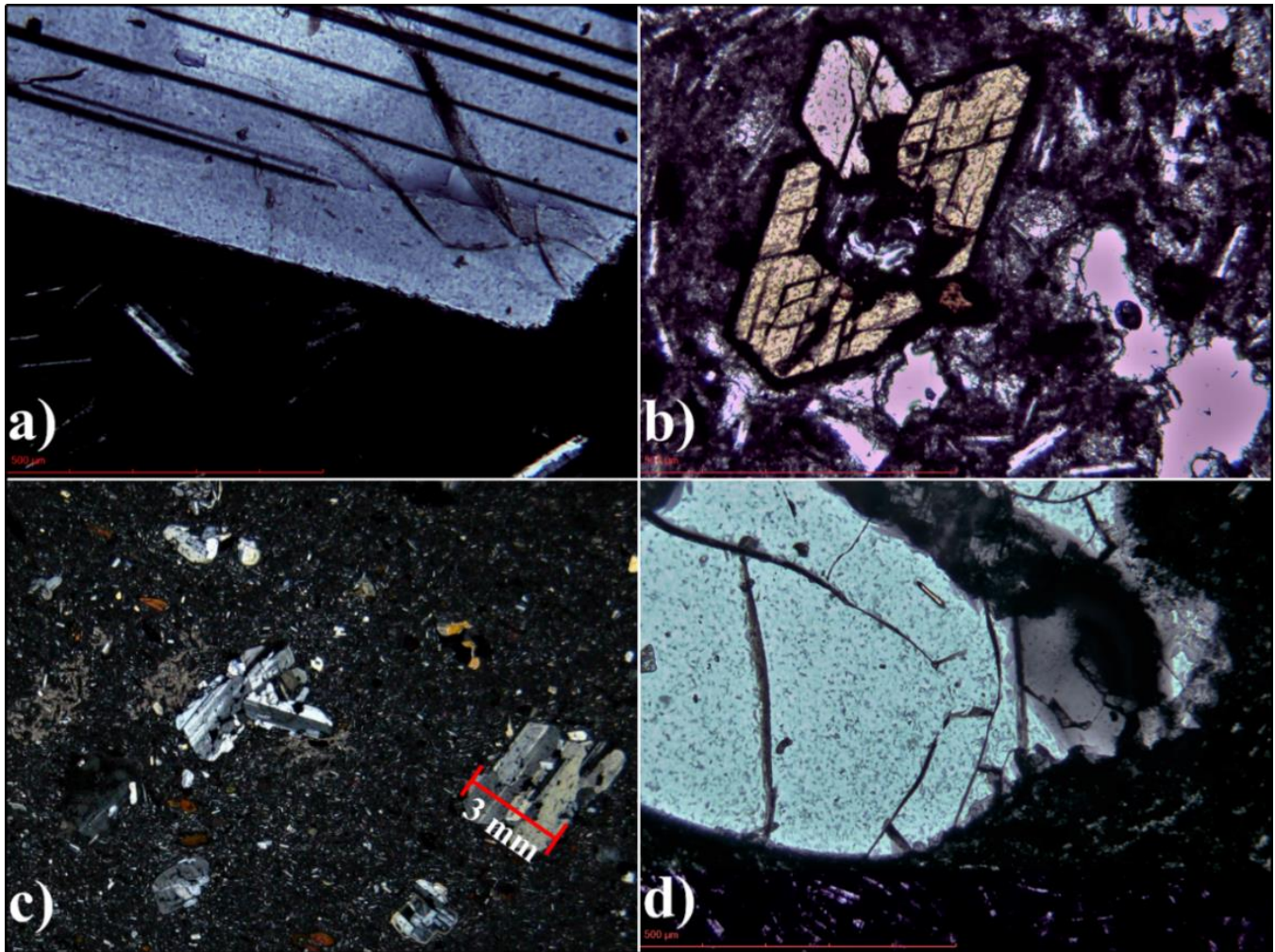


Figura 33. Minerales contenidos por el CPI vistas con NC: a) Fenocristal de Pl y microlitos. b) Hbl con borde de opacita. c) Aglomerados de Pl, zonas de alteración y matriz hipocristalina. d) Qz fracturado. Ancho de a, b, y d es de 1 mm (1000 μm).

El Cerro Pelón tiene una asociación mineral similar a la del Cerro Azteca Pl (~7 %) + Hbl (~3 %) + Qz (<1 %) + Or (<0.2 %) ± Bt ± Opx ± Cpx (trazas), aunque sus anfíboles tienen bordes de opacita mejor definidos (Fig. 33b). En muestra de mano se observan fenocristales de Hbl (~1 mm) Or (~6 mm), Bt alterada (1 mm), Pl (3-5 mm), y Qz, además de enclaves con bordes redondeados y vesículas en el contacto. La mayoría de los xenolitos son de grano grueso, compuestos por pseudomorfos de Hbl prismáticos (~35 %) y Pl euedrales (~35 %), en una matriz hipocristalina (~25 %). Considerando la mineralogía, estos enclaves pueden clasificarse como dioritas o andesitas porfíricas.

Los fenocristales de Pl se presentan subedrales (>1 mm) con zoneamiento y una o dos variedades de la textura de tamiz. Además de los fenocristales subedrales, microfenocristales euedrales y microlitos, se encuentran en aglomerados. Considerando lo mucho que las Pl varían en tamaño, textura y forma (Fig. 33a y c), se definieron cuatro familias principales:

- 1) Subedrales a anedrales con tamiz interior fino o grueso y claro sobrecrecimiento.
- 2) Subedrales con tamiz periférico (algunos con borde opaco, semejante al de los anfíboles) seguido por un crecimiento estable y continuidad de maclas.
- 3) Variedad de microfenocristales subedrales a euedrales en la matriz hyalopilitica.
- 4) Glomerocristales compuestos por una de las variedades anteriores.

Los fenocristales anormales de >1 mm identificados en muestra de mano, al microscopio resultaron ser glomerocristales, cuyas Pl exhiben tamiz y sobrecrecimiento euedral sobre un núcleo redondeado.

Los anfíboles son euedrales, en ocasiones aparecen como glomerocristales y unos pocos con un núcleo de plagioclasa, pero todos con borde de opacita (de 0.05-0.025 mm). Algunos fenocristales de anfíboles (~ 2 mm y <0.5mm) están reemplazados parcialmente por minerales opacos, que exhiben hábitos rómbicos y hexagonales (Hbl y/o Bt).

El Qz (<1.5 mm) es anedral, redondeado y en ocasiones fracturado (Fig. 33d). Es recurrente en todas las muestras, algunos presentan zoneamiento en secciones basales hexagonales.

Respecto a los piroxenos, se muestran como fenocristales con un color amarillento (AZ2010 y 2012), de <3 mm de tamaño, típicamente como Opx. Son raros los fenocristales subedrales de Or, pero presentan tamaños <2 mm (AZ2012).

Algunas de las muestras contienen enclaves (AZ2010 y 2012) de entre 4 y 15 mm, de color gris claro. Tienen textura de glomerocristales, con agregados de Hbl (>3mm) y Pl (0.4-1mm) subedrales en una matriz vítrea más translúcida que la matriz de las muestras del Cerro Pelón, pero oscurecida por óxidos (Mag, Ilm, Hem).

San Lucas

Al oeste de los domos Pelón y Azteca (localidad San Lucas Huitzilhuacan), se encuentra un lomerío que por continuidad podría considerarse parte de las lavas del Domo Azteca (muestra AZ2026, Fig. 17). Esta muestra presenta bandeamiento, fenocristales de Pl, Qz y anfíboles reemplazados y abundantes microfenocristales de Pl (Fig. 34). En lámina delgada se observan las variedades de Pl con tamiz y Qz redondeado (Fig. 35). Es similar a la serie de muestras del C. Pelón (Fig. 34), sin las claras evidencias de bandeamiento en lámina delgada que sí muestran las rocas del C. Azteca.

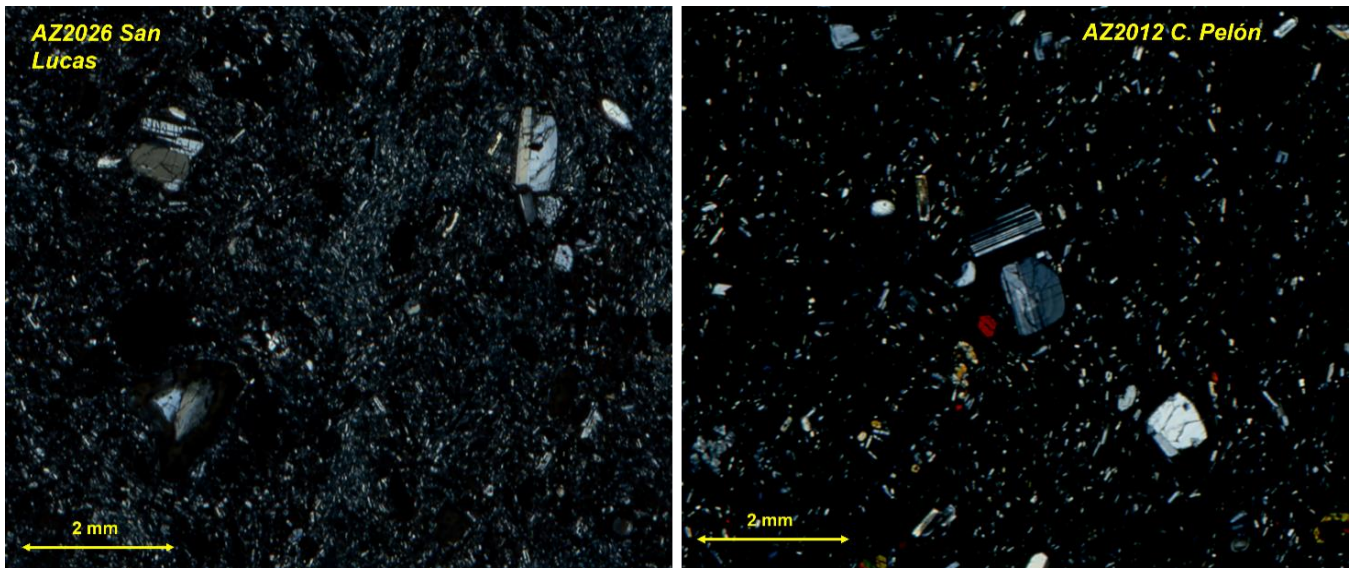


Figura 34. Microfotografías comparativas de las láminas delgadas del lomerío San Lucas (AZ2026) y el C. Pl (AZ2012) con NC.

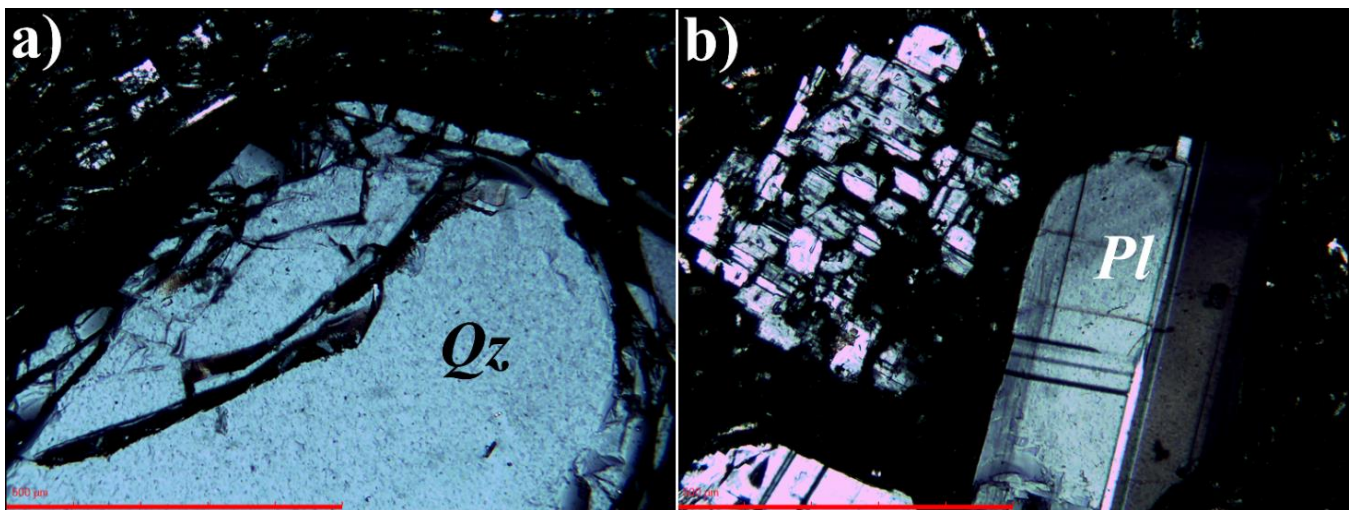


Figura 35. Cuarzo fracturado (a) y variedad de plagioclasas (b) de AZ2026. Ancho de las imágenes de 1 mm (1000 μm) y ambas con NC.

Domo Tezontlale

Al N del Domo Azteca se encuentra el domo Tezontlale, cuyas lavas (AZ2019) exhiben texturas y estructuras similares. Particularmente, hay evidencias de destrucción textural, como en la muestra AZ2002 (Fig. 36a). Sin embargo, no la definen bandas preexistentes y parece perpendicular a la dirección de los fenocristales. Asimismo, los ferromagnesianos han sido reemplazados por opacita, pero persisten algunos remanentes de anfíbol (Fig. 36b). El contenido de cristales es muy similar al de las rocas de Az; 3.4 % de fenocristales y 2.3 % de microfenocristales de Pl, 1 % de Qz, y alrededor de 5.8 % de ferromagnesianos reemplazados. No se identificaron Opx o Sa, pero no se interpreta que su ausencia indique una diferencia composicional significativa, considerando su rareza en las múltiples láminas de Az.

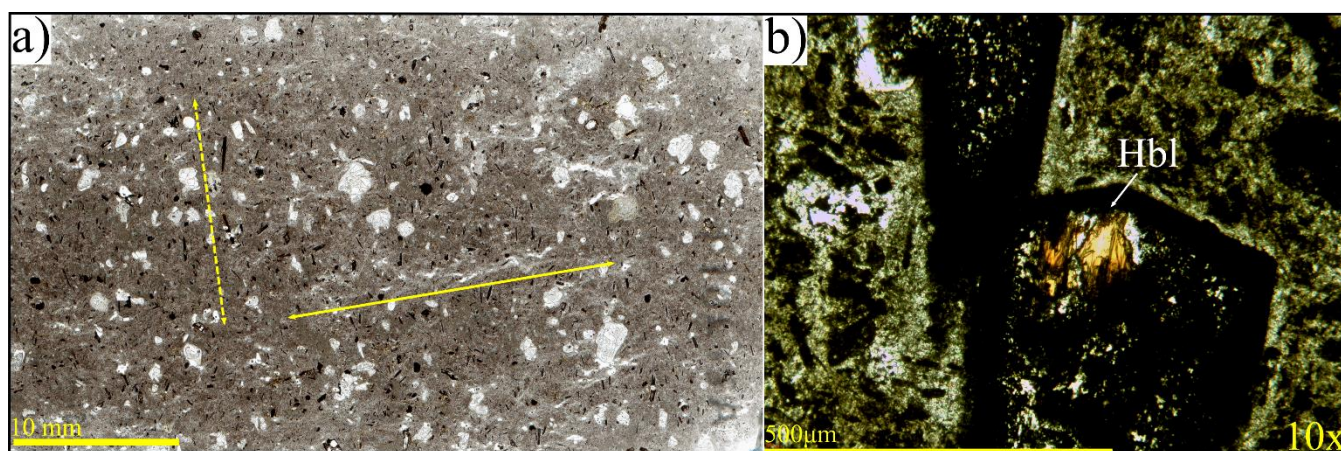


Figura 36. Muestra de la cima de DTz (AZ2019). Se puede observar que los horizontes de destrucción textural (línea continua) no son paralelos a la dirección de algunos fenocristales elongados (línea punteada) (a). Se preservan algunas porciones inalteradas de hornblenda en los cristales reemplazados (b).

El Jagüey

Al NW del Domo Tezontlale afloran lavas con señales de alteración y evidentemente intemperizadas, interpretadas al inicio como productos previos a la emisión de los domos estudiados. La petrografía refuerza esta aseveración, pues hay una mayor abundancia y variedad de piroxenos que en los domos estudiados. Algunos son subdrales, en sección longitudinal prismáticos y en sección transversal redondeados, con colores de birrefringencia de primer orden (Fig. 37a). Los colores de birrefringencia son ligeramente mayores (hasta rojos y violeta de primer orden) en los cristales de la matriz, que son CPx (Fig. 37b).

La muestra (AZ2025) contiene pocos fenocristales de Qz y Pl, las segundas tan diversas como en las otras muestras (Fig. 37c). Contiene autolitos distintos de los previamente observados; con un ensamble mineral similar al de la matriz, con Pl y opacita (anfíbol deshidratado), pero sin texturas fluidales (Fig. 37d). Los microlitos de Pl en el autolito son de hasta 0.15 mm de longitud, contra los de hasta 0.2 mm de la matriz.

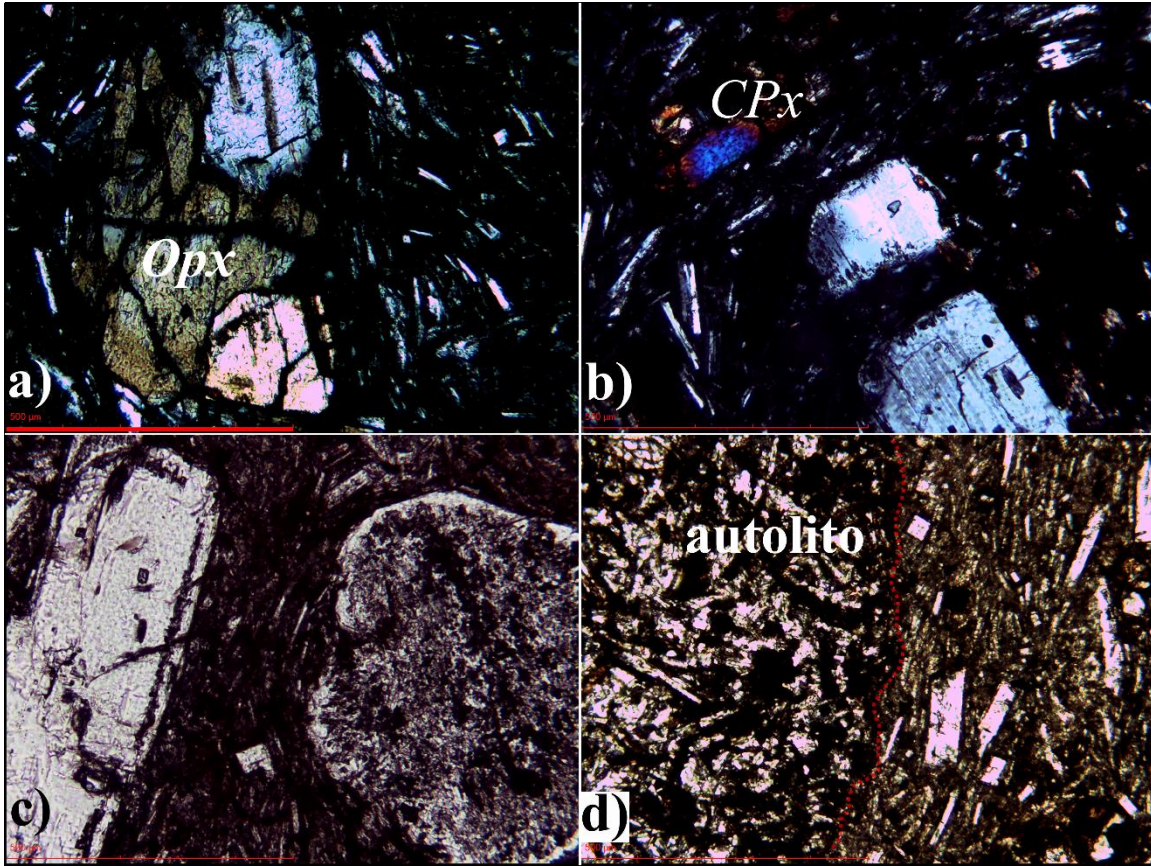


Figura 37. Variedad textural y mineral en el afloramiento del Jagüey. a) OPx y microlitos de Pl con NC. b) CPx con colores de birrefringencia de 2° orden con NC. c) Pl con tamiz periférico (izq.) e interior (der.) en LN. d) Autolito sin texturas fluidales en LN, contacto resaltado con línea punteada. Ancho de las imágenes de 1 mm (1000 μ m).

Cono Tezontlale

Los productos del CTz yacen sobre las lavas bandeadas del DTz (AZ2019). La lava (AZ2017) tiene una textura vesicular homogénea (Fig. 38c) con clinopiroxeno y/o olivino, mientras que las bombas volcánicas (AZ2018) exhiben bandas de textura y color variable (Fig. 38a). En el análisis petrográfico se confirmó la presencia de xenocristales de cuarzo, pero también se identificaron xenolitos con textura mirmequítica (Fig. 38b) y glomerocristales de Pl+CPx.

Es notorio que los xenocristales no tienen coronas de reacción típicas, con cristales fácilmente identificables, sino inclusiones finas que se asemejan a la textura de tamiz de las riolitas (Fig. 38d).

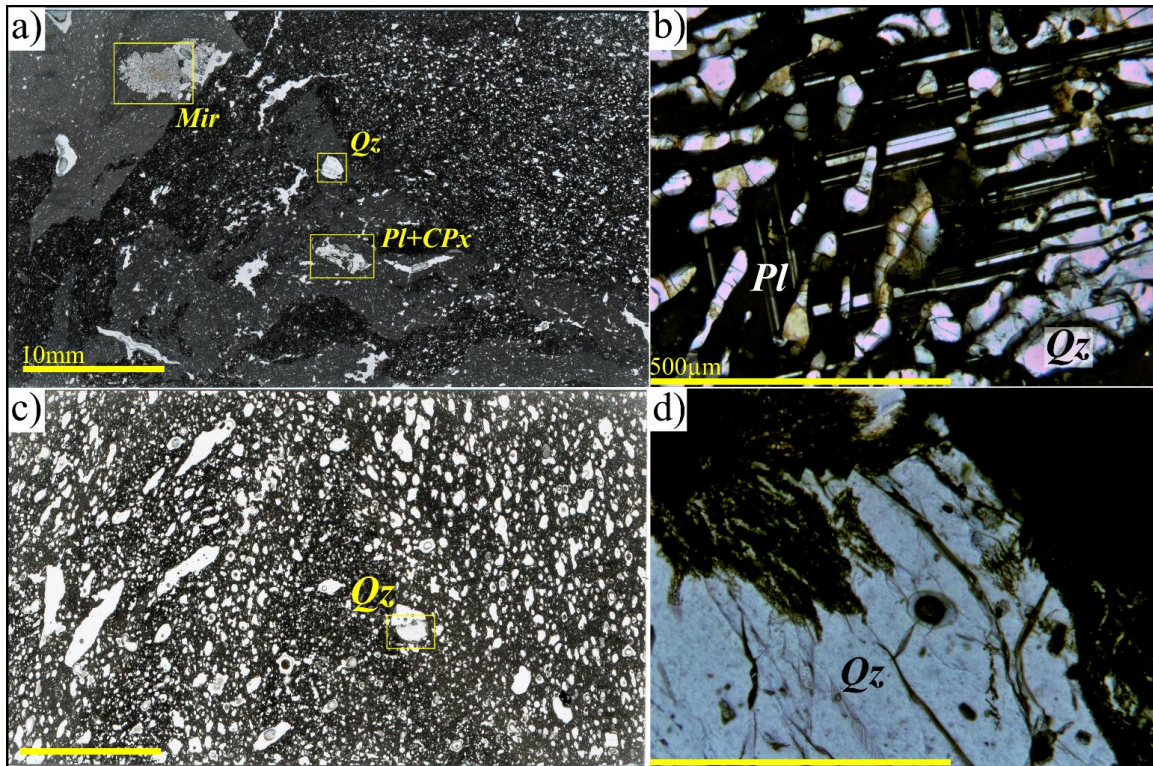


Figura 38. A) Muestra de una bomba (AZ2018) del CTz. B) Detalle de la mirmequita (Mir), donde se pueden observar las inclusiones de cuarzo en la plagioclasa. C) Lava altamente vesiculada (AZ2017). D) Acercamiento del xenocrystal de cuarzo corroído (d).

Cerro Teponaxtle

Se visitó un afloramiento cercano a la localidad de La Concepción Jolalpan, en la vertiente de la Sierra de Patlachique en la que se encuentran los domos Azteca y Cerro Pelón, esto con el objetivo de observar contrastes entre las rocas circundantes. El sitio AZ2023 muestra una roca con bandeamiento definido por la alternancia entre esferulitas y matriz vítrea con microlitos de Pl y Ap (prismáticos de color azul a incoloro). También están presentes los xenolitos dioríticos-andesíticos, aunque con menor tamaño de grano. La roca es porfídica, con alternancia de bandas rosadas oxidadas y bandas vítreas de color gris. Tiene abundantes fenocristales de Bt eudral, Hbl, Qz y Pl.

En lámina delgada se observa con más detalle el bandeamiento (Fig. 39a), definido por:

- a) Esferulitas conectadas en una matriz desvitrificada con escasos microlitos. Algunas esferulitas nuclean alrededor de fenocristales de plagioclasa.
- b) Bandas hialopilíticas de vidrio incoloro y sin ningún tipo de alteración, con microlitos de Pl prismáticos y algunos con un ligero tono azul, posiblemente Ap.

Los fenocristales de Hbl tienen hasta 2mm de tamaño y su forma es eudral; la Bt es de hasta $\frac{2}{3}$ mm, eudral y no presenta los bordes de opacita, la Pl es subedral a eudral, de tamaños \pm 2mm. Las variedades

de la Pl incluyen tamiz interior (inclusiones de vidrio isotrópico) y tamiz periférico con sobrecrecimiento eudral. Los xenolitos están constituidos por cristales de Pl y Hbl (pleocroica de pardos rojizos a verdes), con un <20% de matriz hipocristalina (Fig. 39b).

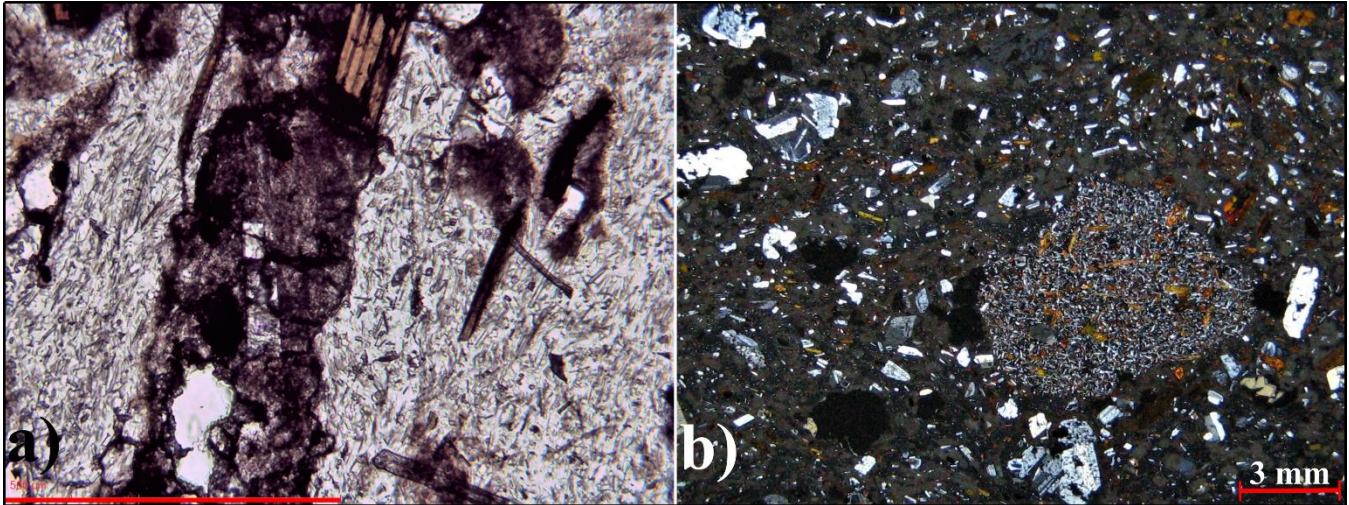


Figura 39. A) Microlitos suspendidos en vidrio en LN [ancho de imagen 1 mm (1000 μm)]. B) Xenolito micro-fanérico del Cerro Teponaxtle con NC.

Conos de escoria aledaños

Cerro de las Cuevas

El Cerro de las Cuevas es un cono de escoria altamente modelado, que se localiza al sureste del Domo Azteca y directamente al sur del Cerro Teponaxtle. Está constituido por escorias oxidadas, recubiertas en muchos casos por sílice botroidal. Le sobreyace una capa de material de retrabajo fino, junto con un horizonte discontinuo blanquecido interpretado como caliche. Un volumen considerable del cono ha sido removido por la extracción del material para la construcción.

Se seleccionó una bomba altamente vesiculada dentro de la brecha de caída (AZ2016). Contiene una matriz rica en microlitos de Pl y microfenocristales iddingsitizados de Ol, así como piroxenos oxidados (Fig. 40a). Mediante el microscopio se observa que las vesículas comprenden cerca del 35% de su volumen. Los escasos fenocristales se encuentran mal preservados y tienen coronas de oxidación, pero los colores de birrefringencia llegan hasta azules de segundo orden, lo que podría indicar que son Ol. La matriz está oscurecida por la abundante presencia de óxidos, pero la constituye una mezcla de cristales prismáticos de Pl y vidrio. Algunos cristales están orientados paralelos a las vesículas, por lo que su matriz tiene una apariencia traquítica (Fig. 40b).

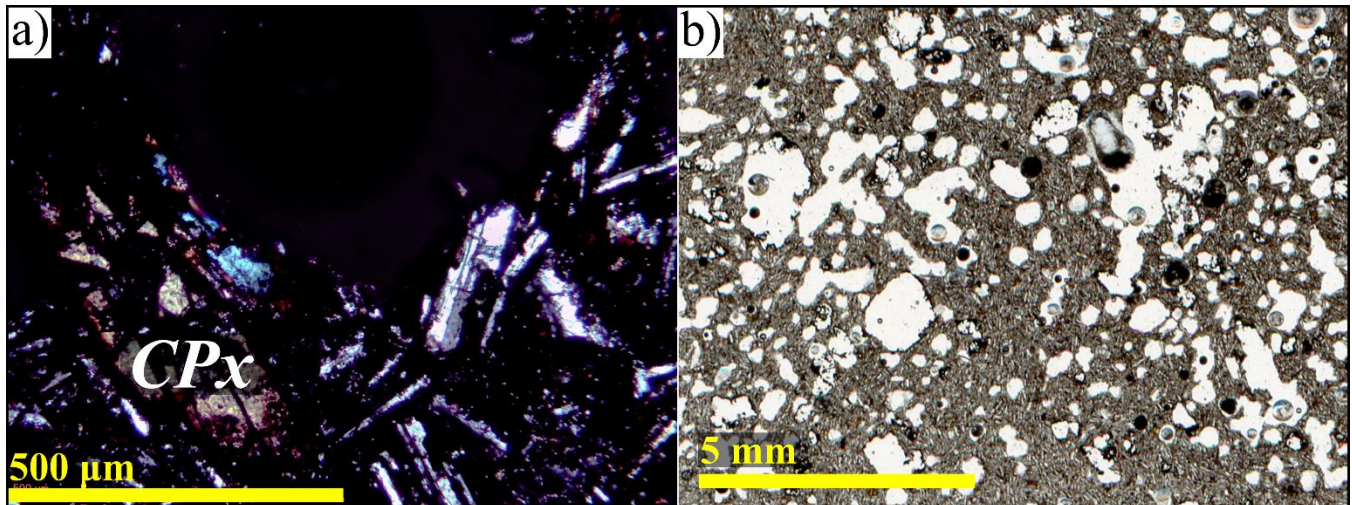


Figura 40. A) Clinopiroxeno alterado en matriz de vidrio y Pl con NC [ancho de imagen 1 mm (1000 μ m)]. B) Vesículas y matriz en LN (2.5x).

Tezoyuca

Del cono de escorias de Tezoyuca se obtuvieron dos muestras, una correspondiente a la escoria del cono propiamente y otra del depósito de pómez de caída que recubre al material removido del volcán (Fig. 41). La muestra AZ2024, elaborada de un bloque dentro de la brecha de caída, es una roca porfídica con matriz hipocristalina de color gris oscuro, con escasos fenocristales de Pl (<0.5 mm) y Ol (>0.3 mm) y abundantes microfenocristales de Pl y óxidos (Fig. 42a y b). Las vesículas constituyen ~25% de la muestra. La muestra del depósito de pómez de caída (AZ2024P), al ser tan frágil, no pudo ser adecuadamente preparada en lámina delgada, por lo que los cristales y textura se encuentran mal preservados. La pómez muestra vidrio alterado y opaco, de color blanco en luz reflejada, con una textura fluidal y contiene fenocristales de Hbl o Bt (pleocroica verde) y de Pl subedral-eudral difíciles de reconocer en la matriz (Fig. 42c y d).



Figura 41. Banco de material del Cono Tezoyuca.

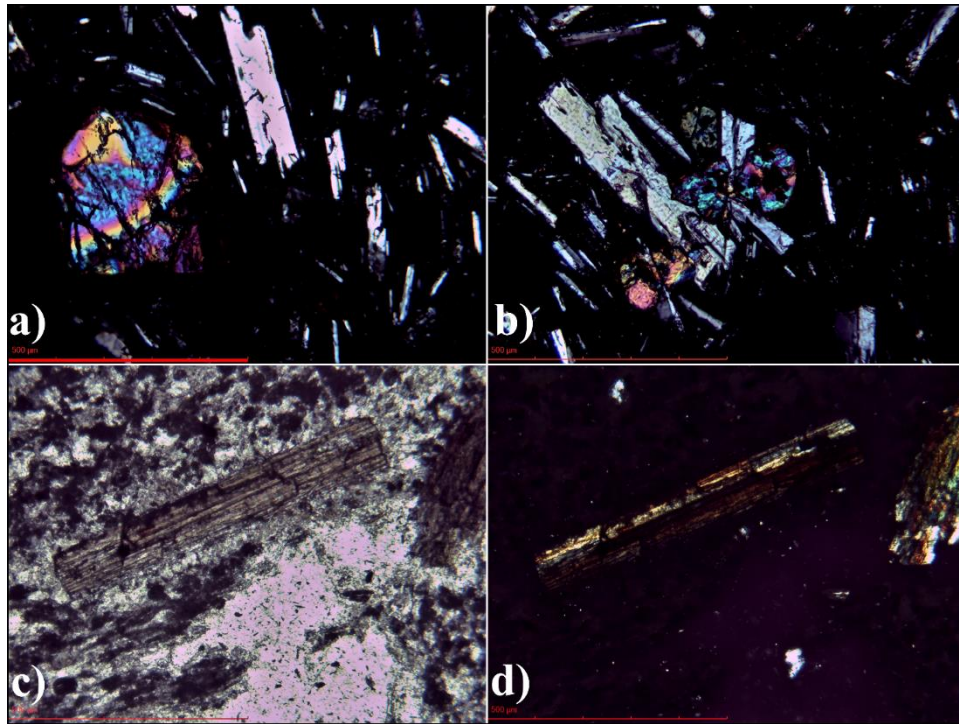


Figura 42. Pl y Ol del Cono Tezoyuca como fenocristales (a) y glomerocristales (b) ambas en LN. Bt en pómez bandeada, luz natural (c) y nícoles cruzados (d). Ancho de imágenes 1 mm (1000 μ m).

Enclaves

Ampliamente distribuidas en las lavas hay inclusiones de textura disímil, un rasgo potencialmente relevante para entender el sistema magmático del que provienen. La selección de los términos para su descripción se presenta a continuación. A la inclusión de un fragmento ajeno al magma en una roca, que posiblemente sea de la roca encajonante, se le llama *Xenolito*; Si no es clara la pertenencia a la roca encajonante, se le denomina Enclave (Frost y Frost, 2014). Los *autolitos* en cambio, son inclusiones minerales afines con el magma extruido (Best, 2013).

De acuerdo con Best (2013), una acumulación o cúmulo de cristales que difieren de la composición del fundido y/o magma parental se llama *cumulato*; Collins *et al.* (2006), reconoce que estos cúmulos de minerales pueden presentar un crecimiento de pequeños cristales a su alrededor e incluso en los intersticios.

Dentro de las muestras descritas se pueden reconocer dos tipos de inclusiones distinguibles desde los afloramientos, pero cuya diferencia solo puede ser comprendida en las láminas delgadas:

- 1) Enclaves con >70% de cristales de Pl y anfíbol (Amp) eudral en una matriz hipocristalina.
- 2) Autolitos con apariencia y mineralogía similar a la de la roca que los contiene, pero sin textura hialopilítica ni bandeamiento.

Ambas variedades son significativamente más comunes en CPI. El primer grupo se podría interpretar como cumulos (Wager *et al.*, 1960) con un fundido intersticial preservado como una matriz hipocristalina. Troch *et al.* (2017), en cambio, interpretan enclaves similares como muestras de la “*pasta cristalina*” (*crystal mush*) del sistema magmático que fueron arrastrados a la superficie durante la erupción. Ellis *et al.* (2023), señalan una distinción importante entre *cumulato* y *pasta cristalina*; el primero es un término composicional, pues insinúa que es una fase sólida separada de un fundido. Por su parte, lo segundo es una categoría reológica, para magmas rígidos con ≥ 50 % de cristales donde la convección es inhibida. Por lo tanto, solo las pastas cristalinas de las cuales se ha extraído un fundido son cumulos. Cuando el ensamble mineral de un enclave cristalino es muy similar al de la lava que lo alberga, pero sin las fases que cristalizan cerca del *solidus*, se puede afirmar que se trata de un cumulo (Wager *et al.*, 1960; Ellis *et al.*, 2014).

El tamaño y forma de los minerales en estos enclaves cristalinos varía considerablemente. En la muestra AZ2010 del Cerro Pelón, las Hbl reemplazadas que componen los enclaves superan los 5 mm de tamaño y las plagioclasas solo son de ± 0.5 mm (Fig. 43a). En la muestra de la Sierra de Patlachique (AZ2023) los Amp, de alrededor de 1 mm de tamaño y la plagioclasa se limita a ± 0.1 mm, se encuentran incluidos o totalmente englobados en Cpx. En el primer ejemplo, la matriz del enclave es mucho más abundante (~25 %), mientras que en el segundo los cristales están compactados y la matriz es prácticamente indistinguible (Fig. 43b).

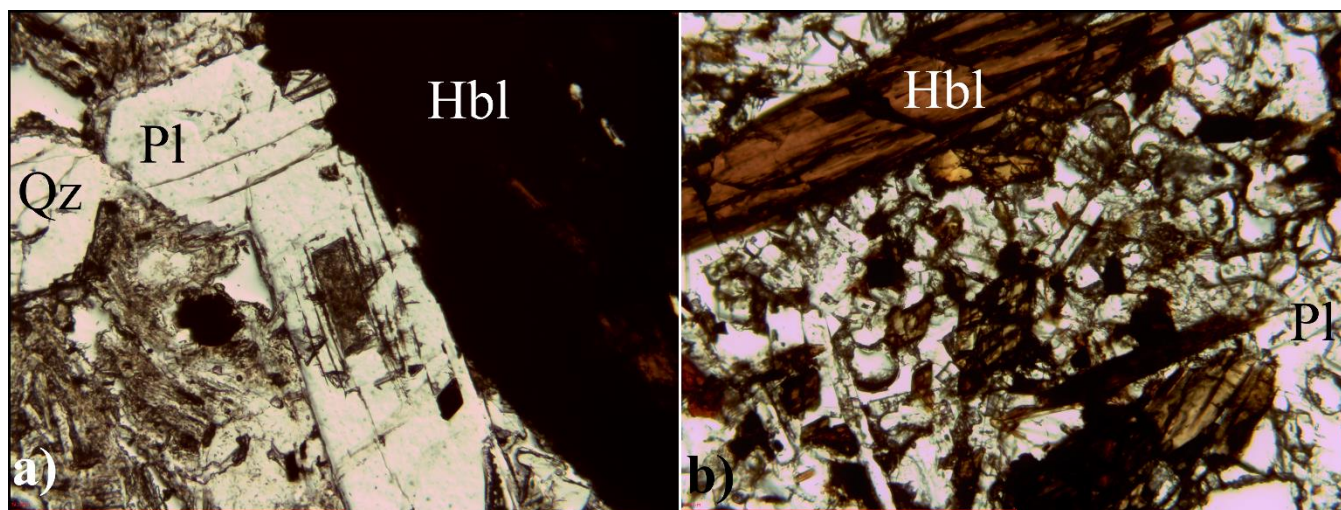


Figura 43. Enclaves cristalinos. a) Enclave de CPI con matriz hypohyalina, y b) enclave porfídico del C. Teponaxtle con matriz de hornblenda, plagioclasa, y vidrio. Ancho de las imágenes de 1000 μm . Nótese el contraste de tamaños. Ambas fotos son con LN.

Plagioclasas con textura tamiz

Las plagioclasas pueden registrar en su textura y composición cambios en las condiciones de los magmas que las contienen. En particular, la textura tamiz (*sieve*) ha sido atribuida a disolución por mezcla de magmas (Velasco Tapia *et al.*, 2013) o descompresión (Nelson y Montana, 1992). Hay dos modalidades de la textura de tamiz, que pueden corresponder a distintos procesos de acuerdo con Kawamoto (1992):

- 1) Un borde o zona de resorción definido por inclusiones finas que oscurecen el cristal.
- 2) “Canales” e inclusiones gruesas de fundido en el interior de la plagioclasa, que se interpretan como de reabsorción (Browne *et al.*, 2006).

Ambas configuraciones están presentes en todas las rocas estudiadas (Fig. 44), a veces contiguas en un mismo cristal, aunque son menos comunes en las lavas de Az y DTz.

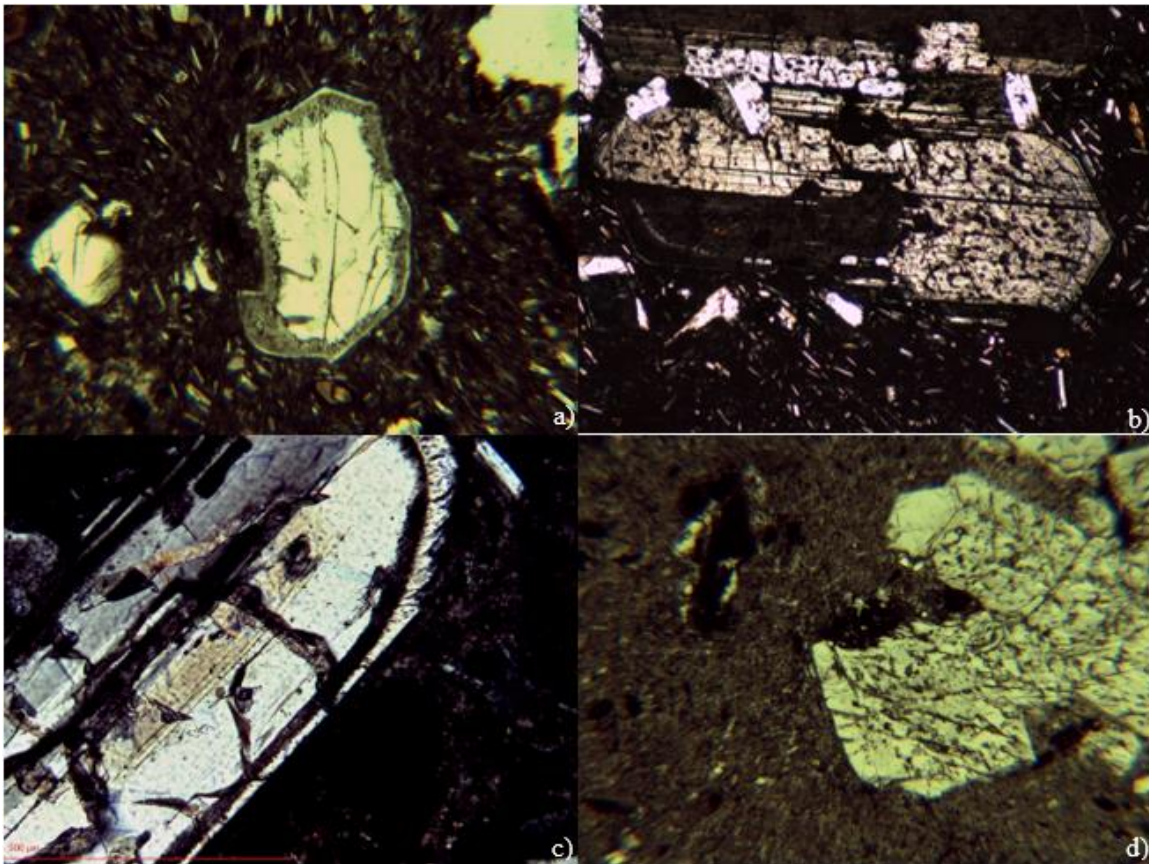


Figura 44. a) Plagioclasa de AZ2012 con borde de reabsorción, a 2.5x con LN. b) Plagioclasa de AZ2009 con tamiz grueso y zoneamiento a 2.5x con NC. c) Detalle de plagioclasa con reabsorción. Nótese que las inclusiones son paralelas a las maclas. AZ2009 a 10x con NC. d) Plagioclasa con tamiz interior gruesa, AZ2015b a 2.5x con LN. Todas estas muestras pertenecen al C. Pelón.

Bandeamiento y desvitrificación

Como se mencionó previamente, las características que definen el bandeamiento varían de una muestra a otra. El ejemplo más claro de bandeamiento definido es por desvitrificación, que se observa en la muestra

AZ2023 (de la SPt), donde esferulitas encadenadas definen las bandas. Sin embargo, en la muestra de la cima de Az las esferulitas también ocurren, aunque son escasas (Fig. 30d). También en el C. Az, pero en otra muestra cristalina (AZ2002), parecería que el bandeamiento es definido por el contenido de cristales y exacerbado por la mineralización de sílice (Fig. 30b). En las muestras sin desvitrificación del mismo Domo (AZ2003 y AZ2004), el bandeamiento es tenue, pero definido por ligeras variaciones del color de la matriz (Fig. 30a).

En algunos puntos se preserva la transición del vitrófiro perlítico a la riolita cristalina, donde el bandeamiento está definido por la alternancia de ambas texturas (Fig. 45). En estas zonas de transición es evidente que las bandas vítreas y las cristalinas tuvieron conductas distintas durante el emplazamiento. Particularmente, las bandas cristalinas desarrollaban fracturas perpendiculares a la dirección de elongación (Fig. 45c), o se desagregaban como bloques tabulares (Fig. 45a y b), mientras que las vítreas ocupaban las fracturas y continuaban el desplazamiento, posiblemente hasta el punto de desarrollar brechas de apariencia aglutinada.

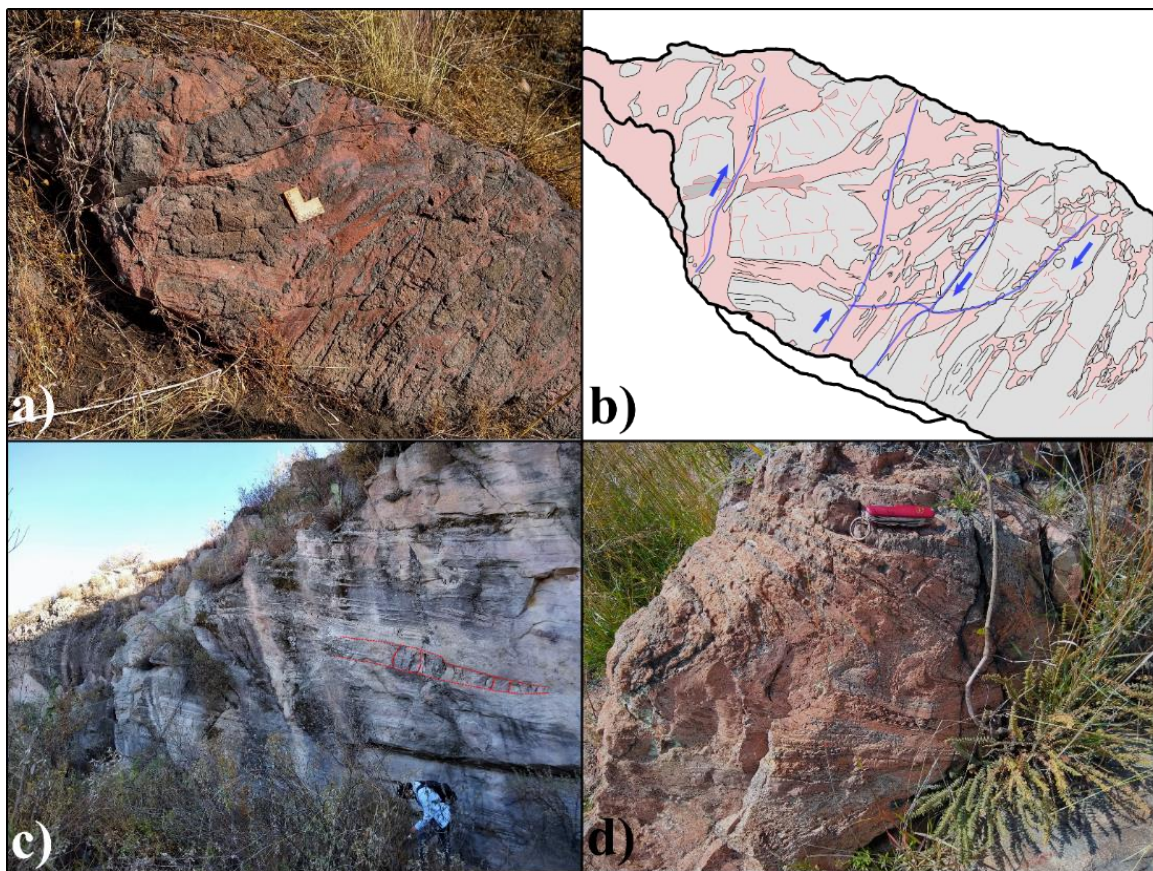


Figura 45. Variedades de bandeamiento definido por alternancia de riolita cristalina y vítrea. A y B) Bloque con bandeamiento deformado y su croquis, nótese la rotación de las bandas competentes. C) Bandeamiento en el C. Teponaxtle. Las bandas cristalinas exhiben juntas perpendiculares a la dirección de flujo. D) Pliegue en bandeamiento, sobreyaciendo al volumen de vitrófiro perlítico del sitio AZ2004.

4.5 Geoquímica

De las siete muestras analizadas, tres pertenecen al Domo Azteca, una al Domo C. Pelón, otra al Domo Tezontlale, al cono Tezontlale y otra perteneciente al Jagüey (norte del Domo Tezontlale). Esto para distinguir similitudes y/o diferencias entre las estructuras. A continuación, se reportan las relaciones de los resultados, sus clasificaciones y se analiza su posición dentro de las composiciones obtenidas bajo el contexto regional.

Elementos mayores

Los datos de geoquímica de elementos mayores (Tabla 4) definieron dos composiciones distintivas en los domos estudiados. De acuerdo con el diagrama de TAS (*Total Alkali-Silica*, Le Bas *et al.*, 1992), los domos Azteca y Tezontlale se clasifican como riolitas, mientras que el domo Pelón y el afloramiento del Jagüey son dacíticos (Fig. 46). El domo Azteca tiene los mayores contenidos de SiO₂ con un intervalo de 71.2 a 71.73 % wt. (normalizado) y álcalis que van de 7.33 en la cima hasta un 7.55 en el lóbulo distal al sur. El domo Tezontlale contiene 70.98 % en peso de SiO₂, y es más pobre en álcalis con 7.04 % en peso. La muestra del Domo C. Pelón contiene 67.22 % en peso de SiO₂ y 6.05 % en peso de álcalis. El Cerro Jagüey, un remanente de la SPt, tiene una composición similar de álcalis (6.03 % en peso) pero ligeramente menor en SiO₂ con 65.84 % en peso.

El cono de escoria Tezontlale muestra una composición de andesita basáltica (56.84 % en peso) y contiene la menor proporción de álcalis de todas las muestras con 5.24 % en peso. Debido a su posición estratigráfica y considerando la geología local, aparenta ser una de las últimas manifestaciones magmáticas de la zona sin relación con los procesos petrogenéticos que dieron origen a los domos. Por lo tanto, se discute separadamente de la serie félsica.

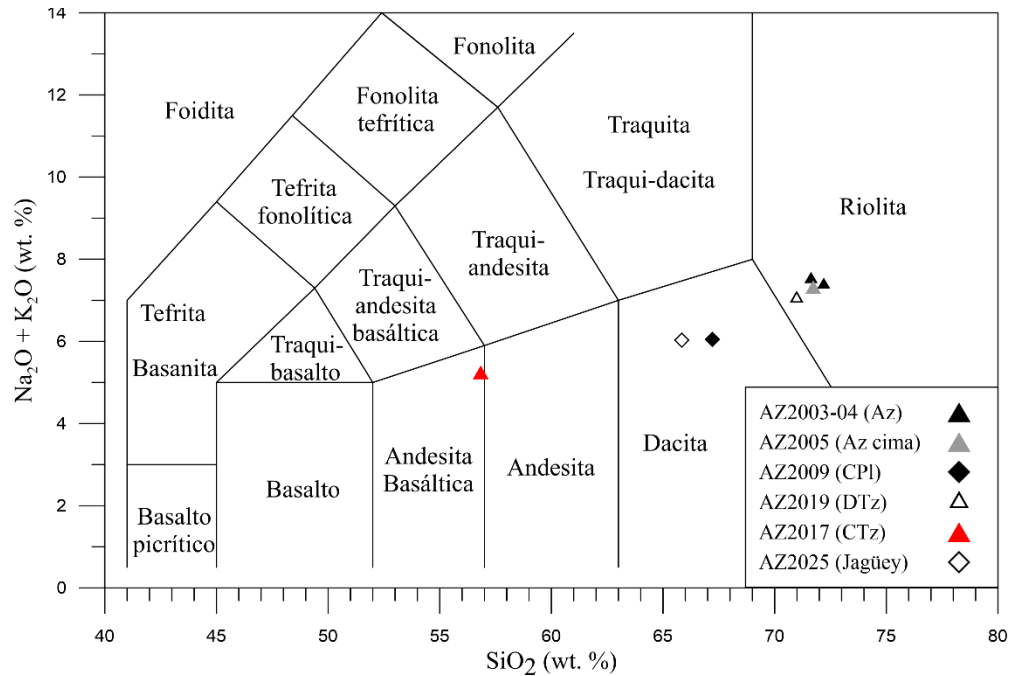


Figura 46. Diagrama de TAS (Le Maitre et al., 2005), adaptado por Iacovino y Gouard (2021). Los símbolos utilizados aquí son los mismos para todas las gráficas consecuentes (triángulos y rombos), con excepción de las ocasiones donde se simplifican.

Tabla 4. Elementos mayores (sin normalizar) para las muestras de los domos Azteca, Pelón y Tezontlale y algunas rocas de sus alrededores.

Elementos mayores (wt%)	AZ-2003B	AZ-2004	AZ-2005	AZ-2009	AZ-2019	AZ-2017	AZ-2025
	C. Azteca	C. Azteca	C. Azteca	C. Pelón	D. Tezontlale	Cono Tezontlale	El Jagüey
SiO ₂	69.56	69.99	70.69	65.66	69.46	56.41	65.11
TiO ₂	0.335	0.322	0.372	0.628	0.468	1.255	0.675
Al ₂ O ₃	14.28	14.21	15.25	15.90	15.91	17.70	16.81
FeO*	2.06	2.00	2.32	3.57	2.80	6.53	3.89
MnO	0.064	0.046	0.042	0.081	0.036	0.112	0.065
MgO	0.90	0.77	0.42	1.39	0.28	4.61	1.37
CaO	2.47	2.32	2.15	4.36	1.93	7.15	4.79
Na ₂ O	2.90	3.14	3.55	3.48	3.26	3.86	3.67
K ₂ O	4.43	4.05	3.67	2.43	3.62	1.34	2.30
P ₂ O ₅	0.108	0.104	0.092	0.179	0.092	0.280	0.217
Sum	97.11	96.94	98.56	97.68	97.87	99.24	98.89
LOI %	2.64	2.91	1.12	2.09	1.98	0.36	1.05

Nuevos datos del área de estudio fueron publicados durante la realización de este trabajo (SGM, 2022), con los cuales se complementó la geoquímica de elementos mayores de la SPt. Del Cerro Xoxouhqui, en la SPt propiamente (TX-014 y 015), del Cerro Montecillo al E (TX-019) y del Cerro La Virgen (TX-021) que García-Palomo *et al.* (2018), fecharon en 14.45 ± 0.15 Ma.

Como la SPt ha sido tipificada como una estructura del CVM, sector Este y del Mioceno medio, se decidió compararla con datos de estructuras pertenecientes a esa época: La Formación Tepoztlán, que comprende litologías coherentes y volcanoclásticas generadas entre 23 y 19 Ma a 310 km de la zona de subducción (Torres-Alvarado *et al.*, 2016), siendo representativa del comienzo del CVM. La Sierra de Guadalupe (SdG), un complejo volcánico andesítico-dacítico que se encuentra justo al W de los domos Az y DTz, a 370 km de la zona de subducción, con edades reportadas entre los 20 y 13 Ma (Arce *et al.*, 2020). Y finalmente, la Andesita Apan, que incluye una serie de flujos de lava andesíticos de 13 Ma al NE del área de estudio (García-Palomo *et al.*, 2002).

También se recopilaron datos de diversos contextos geológicos nacionales, de composiciones y dinámica eruptiva similares. Se citan datos del campo volcánico de San Luis Potosí (SLP) (Leroy *et al.*, 2002; Rodríguez-Ríos *et al.*, 2007; Torres-Sánchez *et al.*, 2019 y 2020), símil de los domos donde fueron caracterizadas las estructuras y facies referidas (Duffield *et al.*, 1995). Los domos riolíticos del campo volcánico Serdán-Oriental (S-O) (Macdonald *et al.*, 1992; Siebe y Verma, 1988; Austin-Erickson *et al.*, 2011; Negendank *et al.*, 1985; Zimmer *et al.*, 2010) se usan como un referente de volcanismo silíceo monogenético, mientras que los productos de los volcanes Tláloc y Telapón (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011; Rueda *et al.*, 2013; García-Tovar *et al.*, 2015) como uno poligenético. Finalmente, se incluye el domo Xihuingo por pertenecer al CVAT (Martínez-Serrano *et al.*, 2022).

Las dacitas del domo Cerro Pelón se asemejan a los miembros extrusivos más félsicos de la Sierra de Guadalupe (<68 wt. % SiO₂ – Fig. 40), mientras que el Jagüey coincide con las lavas dacíticas del Telapón (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011) y el domo Xihuingo (Martínez-Serrano *et al.*, 2022) (Fig. 47). El *gap* entre las dacitas del domo CPI y las riolitas de los domos Az y DTz es completado en parte por los datos de SGM (2022) de la SPt.

Las riolitas de Az y DTz no alcanzan el extremo de sílice alto (>75 wt. % SiO₂) de los campos volcánicos Serdán-Oriental (S-O) y San Luis Potosí (SLP), ni de los más productos ácidos de los volcanes Tláloc y Telapón (Fig. 47), pero son cercanas a los de Las Derrumbadas (Macdonald *et al.*, 1992; Siebe y Verma, 1988; Austin-Erickson *et al.*, 2011). Los Domos Az y DTz tampoco caen en los rangos de la SdG o la Formación Tepoztlán (Fig. 48 y 49), y tienen las proporciones de SiO₂ más altas encontradas en las estructuras de la SPt. Solo las muestras de los domos Az y DTz propiamente son fuertemente peraluminosas, alcanzando la del DTz (AZ2019) un valor de A/CNK de 1.24 (Fig. 50).

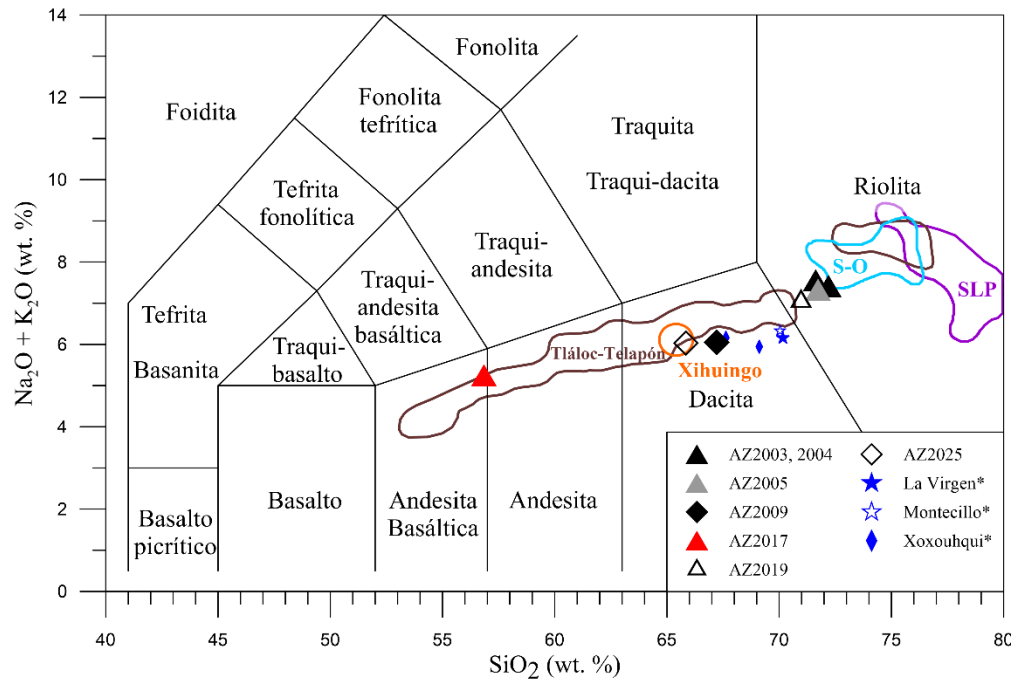


Figura 47. TAS (Le Maitre et al., 2005) comparativo con el Campo Volcánico de San Luis Potosí (SLP) (Leroy et al., 2002; Rodríguez-Ríos et al., 2007; Torres-Sánchez et al., 2019 y 2020), el volcán Tláloc (Rueda et al., 2013; García-Tovar et al., 2011), el volcán Telapón (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011), los domos de lava del campo volcánico Serdán-Oriental (Negendank et al., 1985; Zimmer et al., 2010; Macdonald et al., 1992; Siebe y Verma, 1988; Austin et al., 2011) y el domo Xihuingo (Martínez-Serrano et al., 2022), junto con los datos del SGM (2022*) pertenecientes a la SPT.

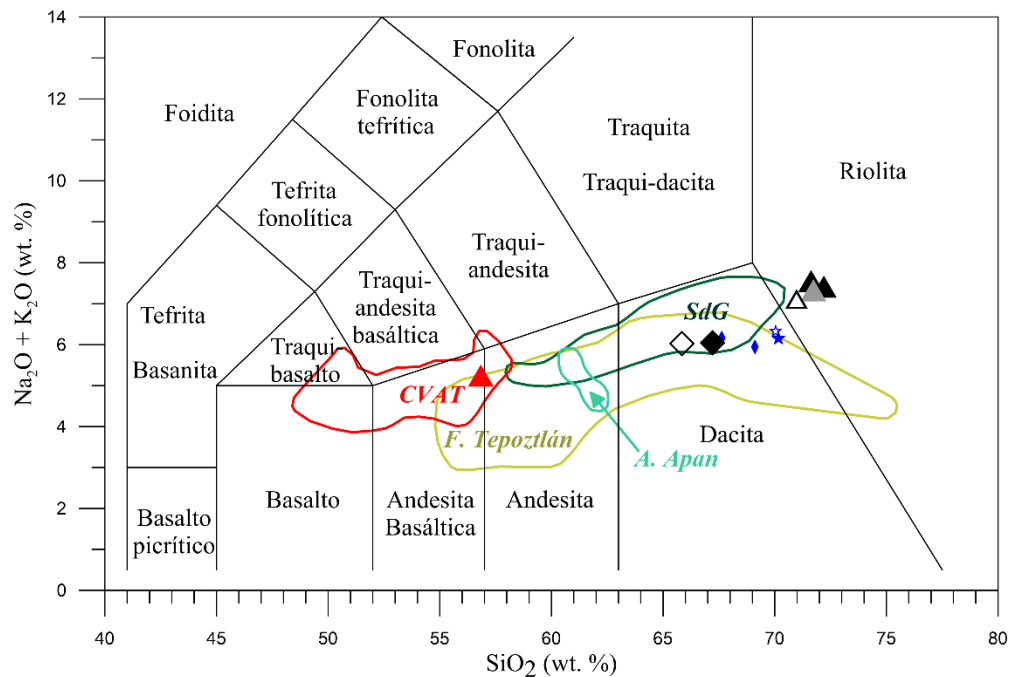


Figura 48. Diagrama TAS con rocas del Mioceno medio como la SdG (Arce et al., 2020), la Andesita Apan (García-Palomo et al., 2002), la SPT (SGM, 2022), y la Formación Tepoztlán (Torres-Alvarado et al., 2016). También se incluyen datos del CVAT (García-Tovar et al., 2015; Martínez-Serrano et al., 2022).

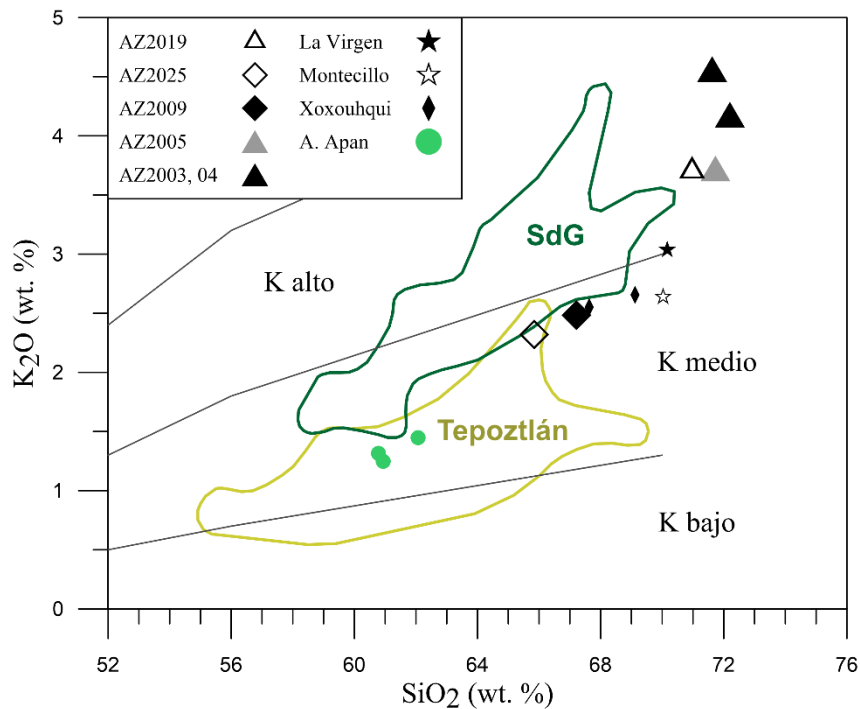


Figura 49. Diagrama de K_2O vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976). Las muestras con clave TX son del SGM (2022); los rombos son de la SPT y las estrellas de los domos al E que se consideran su continuación. Puede observarse que las rocas de los domos Azteca y Tezontlale son de alto contenido en K_2O .

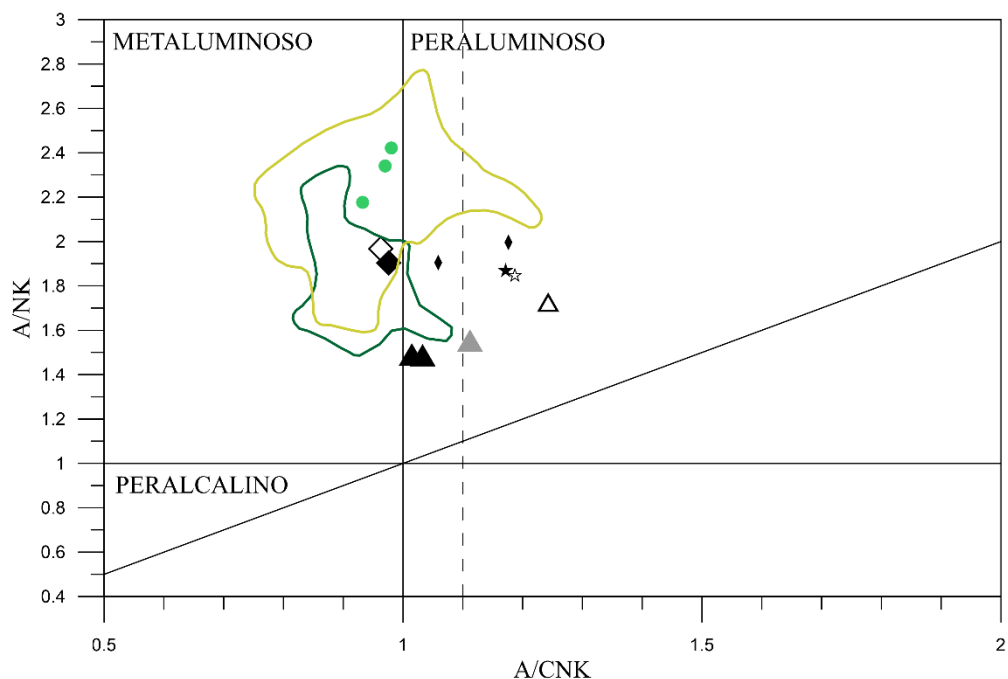


Figura 50. Diagrama de discriminación de Shand (1943) con las rocas del Mioceno (claves en la Fig. 49).

Los diagramas bivariantes de elementos mayores vs SiO_2 (% en peso) muestran una variación composicional para los domos (Fig. 51, se retiró la muestra del CTz para comparar solo composiciones

de alto contenido de SiO_2), que sigue la tendencia de otros sistemas. Hay dispersión significativa en las concentraciones de Na_2O y Al_2O_3 , de tal manera que algunas riolitas los tienen en concentraciones similares a las de las dacitas.

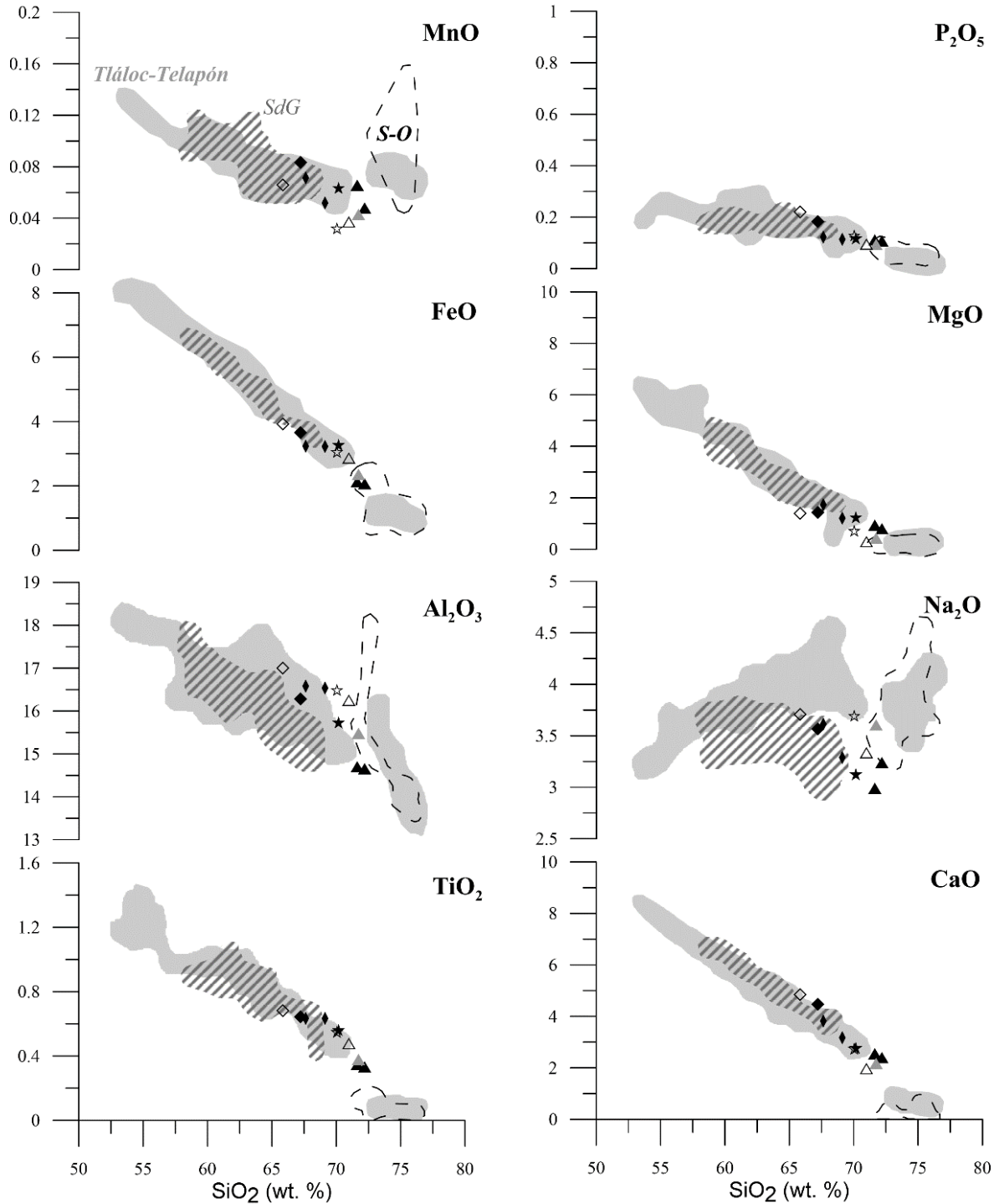


Figura 51. Diagramas de Harker de elementos mayores para las rocas de la SPT, comparados con los domos de Serdán-Oriental, los volcanes Tláloc y Telapón, y la Sierra de Guadalupe. La unidad para todos los elementos mayores es wt. %.

Elementos traza y de las tierras raras

Se tienen datos de concentraciones de los siguientes elementos traza: Rb, Ba, Th, U, Nb, K, La, Ce, Pb, Sr, P, Nd, Zr, Ti, Y, Ga, V, Sc, Cu, Zn, Cr, y Ni (Anexo C). Para tratar de reconocer diferencias en los patrones de elementos compatibles vs incompatibles (gran radio iónico y/o alta carga iónica), se elaboraron diagramas de variación química de los elementos trazas de SiO₂ vs Rb, Ba, Th, Nb, Sr, Zr, Ni, Ti, Cr e Y (Fig. 52), y algunas relaciones como Ba vs Sr, Th vs Sr, Ba/Nb vs La/Nb, Zr vs Rb y Zr vs TiO₂ (Fig. 53).

En los diagramas de variación contra SiO₂ se pueden identificar tres tendencias generales: un aumento proporcional al contenido de sílice (La, Ce, Th, U, Nb, Nb, Pb, y Rb), el caso opuesto con una disminución progresiva (Nd, Zr, Ga, y Zn) y un enriquecimiento en las dacitas del Jagüey (interpretada como las estribaciones de la SPT) en relación con la de CPI, seguido por un empobrecimiento en las riolitas vítreas (Y, Cu, Cr, Sc, V, y Sr).

Nótese que las concentraciones de La, Ce, Nd, U, Nb, Zr, y Ga varían notoriamente en la riolitas, dependiendo de la condición de la matriz; el DTz contiene las mayores concentraciones de La, Nd, Nb, Ga, Ce y Ni, y los valores más bajos de U y Pb de las riolitas (Fig. 52, flechas punteadas). En general, las riolitas tienen menores proporciones de Cu, Cr, Sc, Zn, V y Sr en comparación con las dacitas; Pb y Rb varían poco entre las dacitas y las concentraciones de Ba y Ni son dispersas en ambas composiciones.

En los diagramas bivariantes para Ba vs Sr, Th vs Sr, Zr vs Rb y Zr vs Ti (Fig. 53) se comparan las muestras félsicas con datos de la SdG, Formación Tepoztlán, los domos de SLP y los productos del Tlálloc y Telapón. Las dacitas se encuentran en el extremo rico en Sr de la SdG, y las riolitas en el extremo empobrecido, con los datos del volcán Telapón (Fig. 53). Respecto a SLP y Tlálloc, las riolitas están empobrecidas en Rb y Th, pero enriquecidas en Zr y Ti.

Para completar la interpretación de los datos, se normalizaron respecto a los valores de concentración del manto primitivo (*Primitive Mantle*, PM) de Sun y McDonough (1989) y se graficaron en el orden previamente mencionado (excluyendo a V, Sc, Cu, Zn, Cr, Ni y Ga -Fig. 54). También se realizaron diagramas multielementales completos, que muestran variaciones en ciertos elementos al compararlos con rocas de composiciones y/o temporalidades similares (Fig. 55).

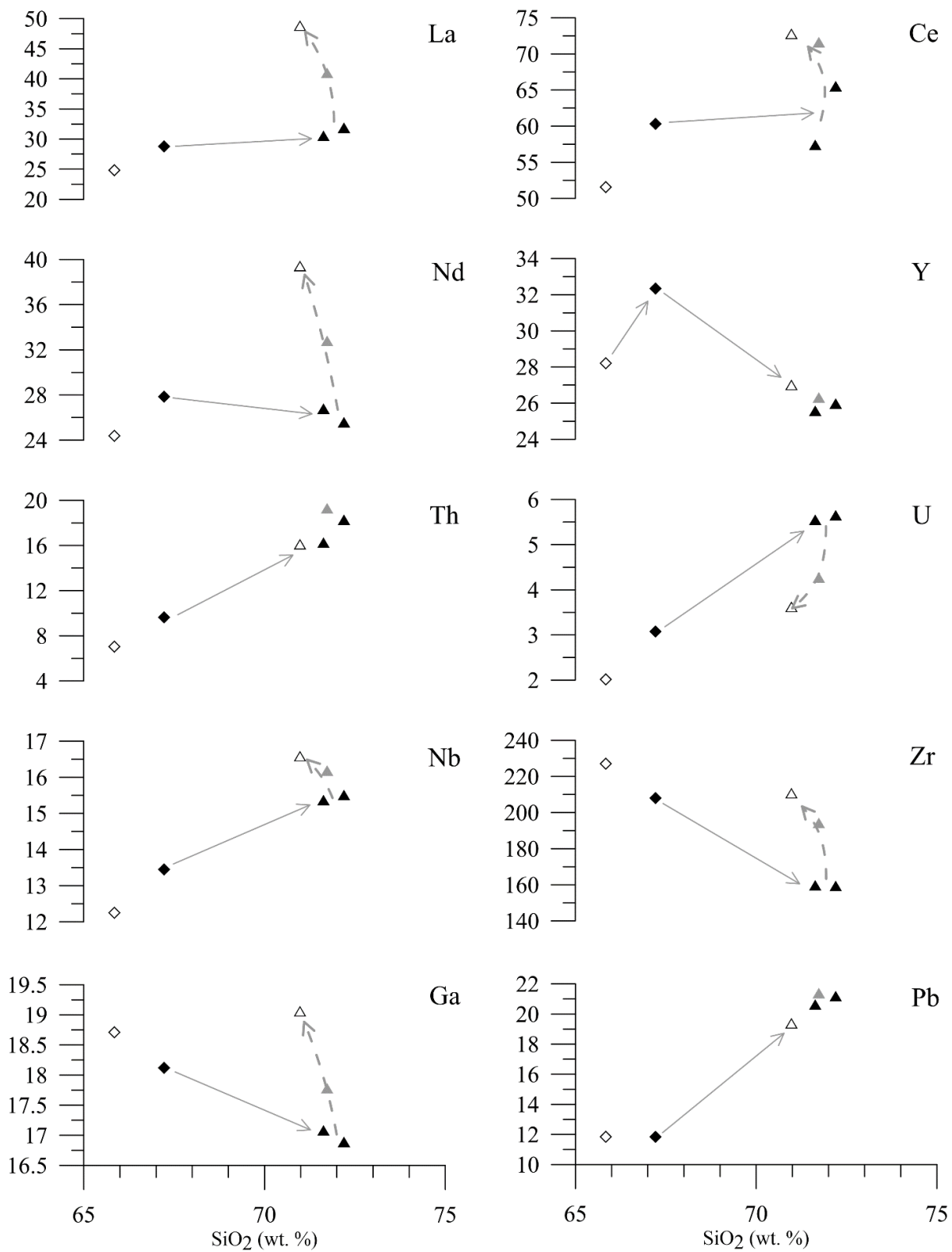


Figura 52. Diagramas bivariantes de los elementos traza disponibles. Las flechas sólidas indican una tendencia coherente con la diferenciación, mientras que las punteadas indican otros procesos.

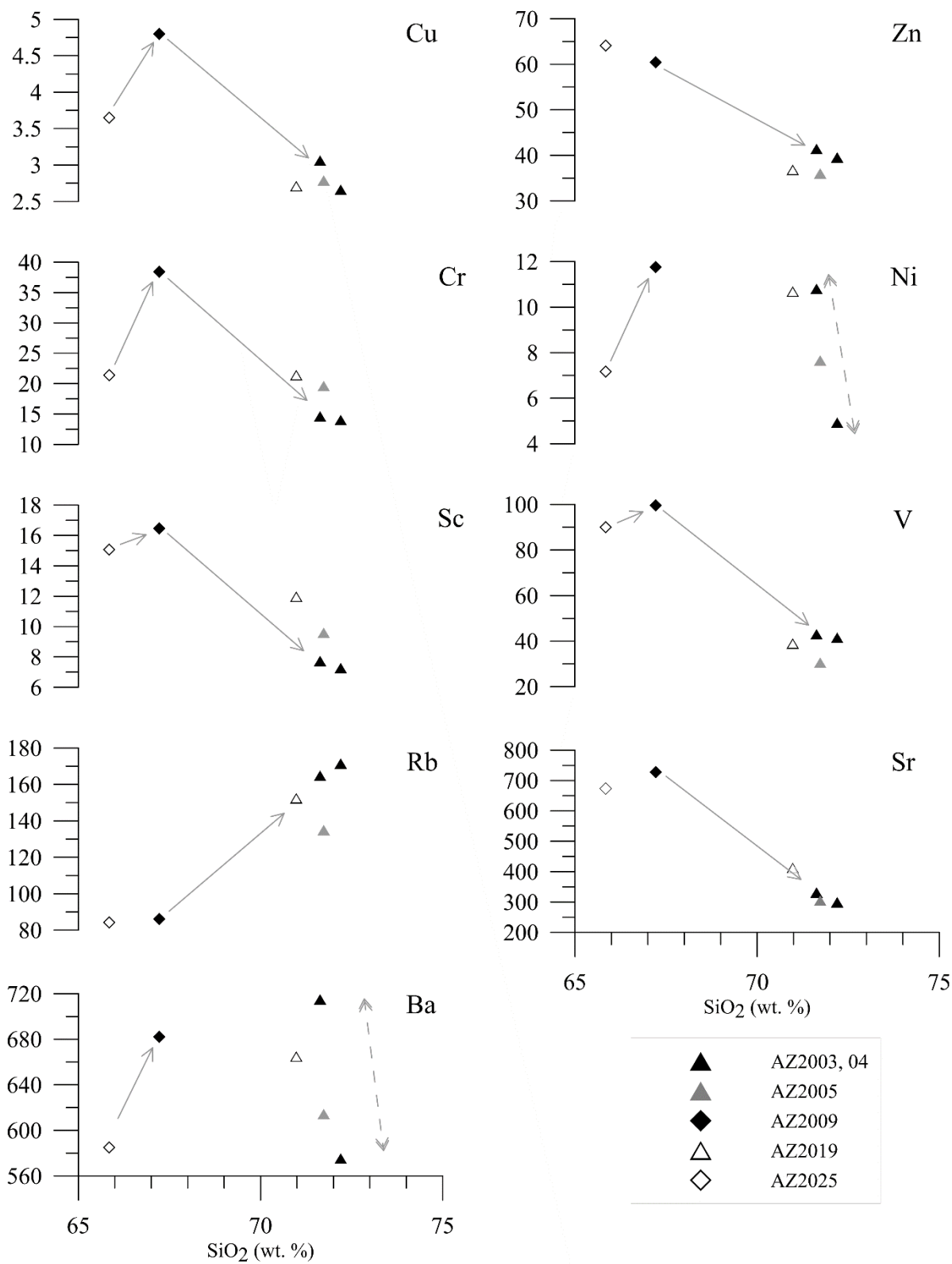


Fig. 52. Continuación.

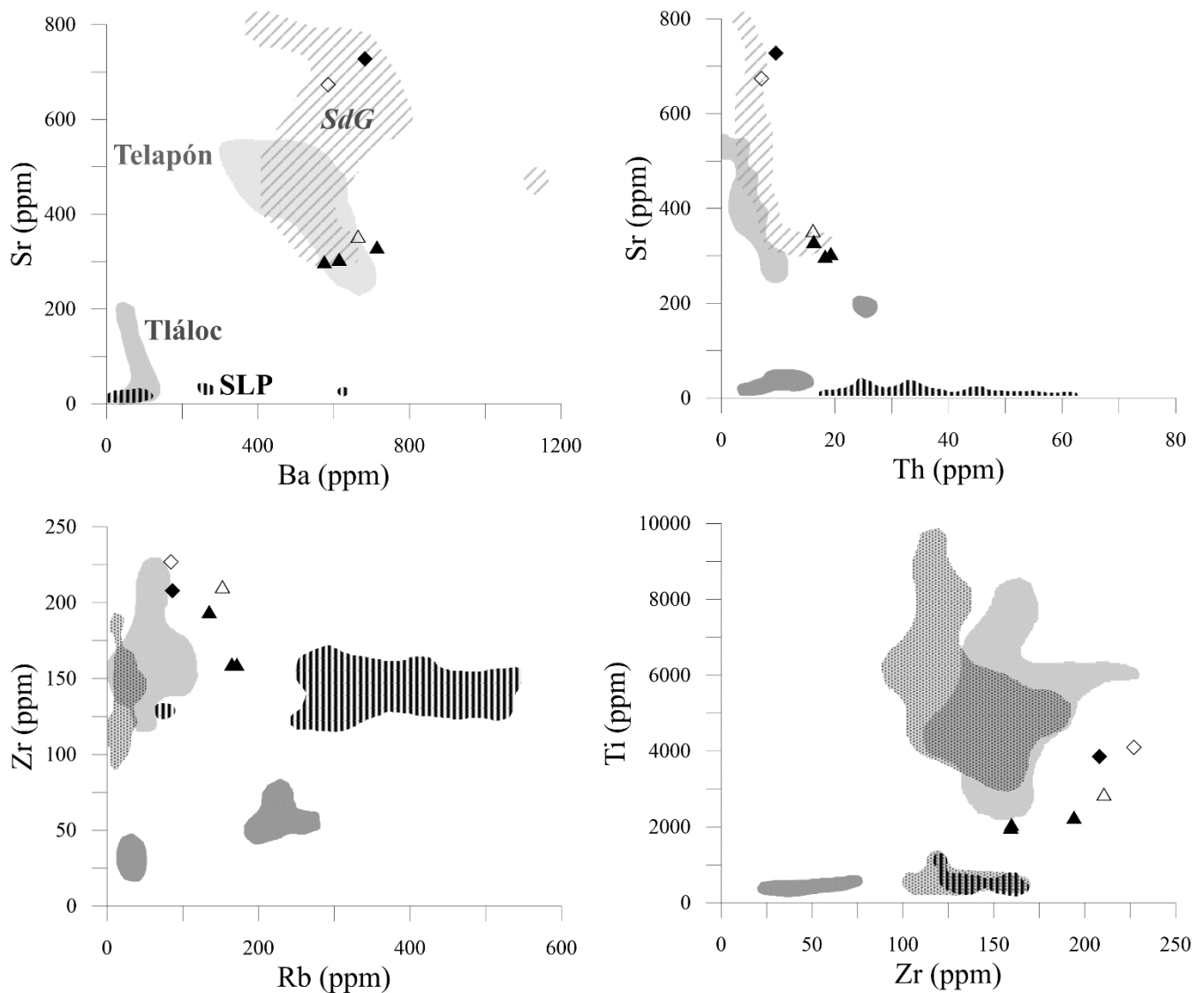


Figura 53. Diagramas bivariantes de elementos traza selectos. SdG: líneas diagonales, SLP: verticales, F. Tepoztlán: puntos, Tláloc: gris oscuro, Telapón: gris claro.

Los resultados muestran una diferencia clara entre las muestras del cono de escoria de Tezontlale, los domos riolíticos Azteca y Tezontlale, y los dacíticos C. Pelón y El Jagüey (Fig. 54). En los domos riolíticos, los LILE (*Large Ion Lithophile Elements*) y otros elementos incompatibles tienen los valores más altos al normalizarlos con el manto primitivo. El domo CPI está empobrecido en incompatibles respecto a las riolitas, aunque los valores de Ce y Nd de ambos se cruzan, mientras que Ba, Sr, P, Zr y Ti están enriquecidos (Fig. 54). Hay anomalías consistentes de Nb, Pb, P, y Ti en todas las composiciones.

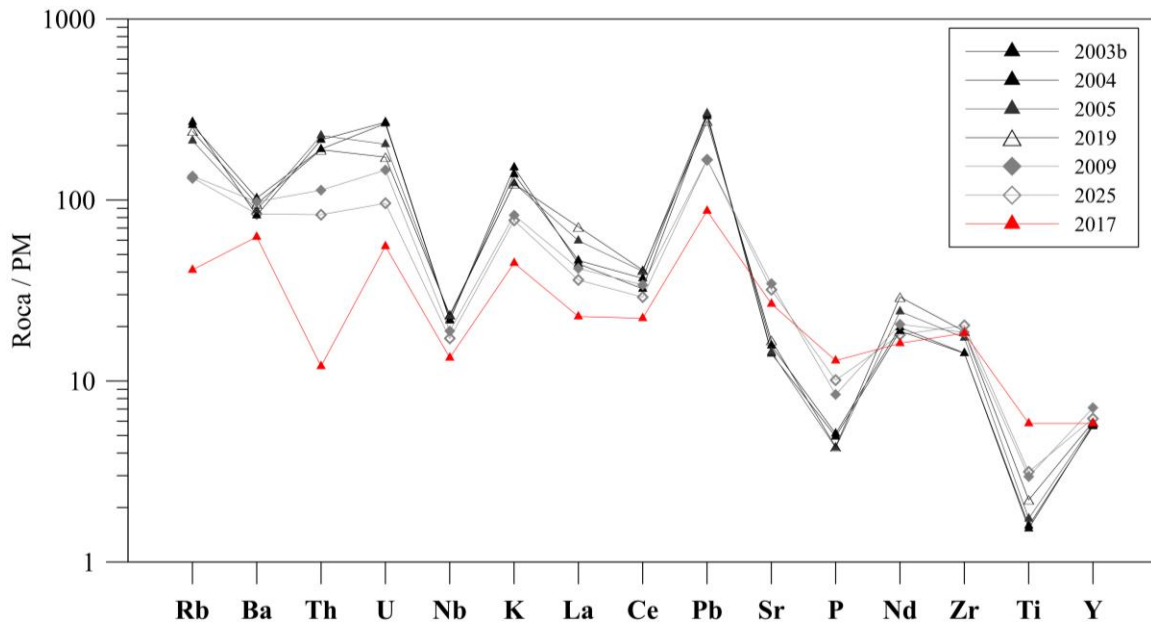


Figura 54. Simplificación del diagrama de elementos traza (ppm), limitado a los elementos disponibles y normalizados a los valores de PM (manto primitivo), N-MORB, y condrita de Sun y McDonough (1989). Los símbolos son los mismos empleados en las figuras de elementos mayores.

Las muestras más félsicas de este estudio muestran un comportamiento muy parecido al de los miembros más félsicos de la Sierra de Guadalupe (Fig. 55b). Y sus anomalías negativas de Sr y Ba son menos marcadas que en el volcán Tláloc (Fig. 55a), o en los domos del Campo volcánico de San Luis Potosí (Fig. 55c).

La muestra del CTz (AZ2017 - andesita basáltica) tiene un patrón claramente empobrecido en elementos incompatibles y enriquecido en compatibles, respecto a las dacitas y riolitas. Pareciera que tiene una anomalía negativa significativa de Th (Fig. 55), pero debe considerarse que tanto los valores de este, como los de U, están por debajo de los límites de detección provistos (Anexo A). Otras anomalías observadas, son similares a las presentes en el CVAT al NE del Tláloc (Fig. 55d).

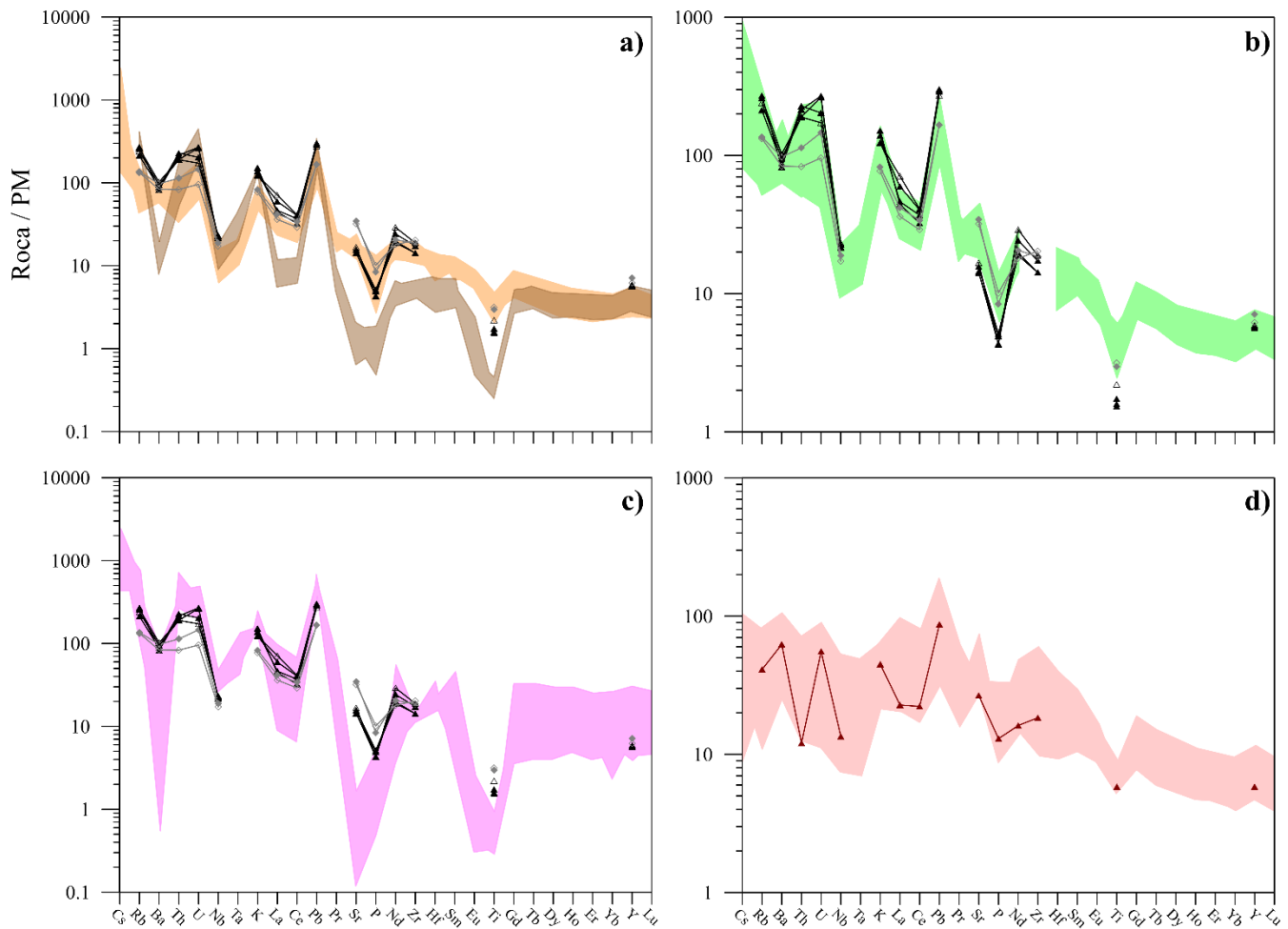


Figura 55. Comparación de las rocas félsicas de este trabajo con: a) las rocas de los volcanes Tláloc (pardo oscuro) y Telapón (pardo claro), b) las rocas de la Sierra de Guadalupe, c) del campo volcánico de San Luis Potosí, y d) andesita basáltica de CTz (triángulos) con las rocas máficas del CVAT.

4.6 Geocronología

Aunque la geocronología por U-Pb no estaba comprendida en los objetivos de este trabajo, fue posible fechar la muestra AZ2004, por lo que fue pertinente incluir la descripción de los cristales seleccionados. Se utilizó el fechamiento de U-Pb en zircones. La mayoría de los zircones encontrados son subedrales, en un rango entre formas prismáticas (elongados) y ecuanes (Fig. 56). Los cristales euedrales no son abundantes, pero los hay en todos los tamaños. También son comunes los fragmentos, que quedan evidenciados por patrones de zoneamiento incompleto. En todas las variedades de formas ocurren núcleos heredados, definidos por zoneamiento interno discordante respecto al sobrecrecimiento. El cristal más grande encontrado ronda los 300 μm , y los más pequeños $\sim 50 \mu\text{m}$. Se consideraron representativos de la

última etapa de cristalización a los zircones prismáticos euedrales, menores a 200 μm y sin núcleos heredados.

Se seleccionaron un total de 70 zircones (bajo el interés de fechar algunos zircones más antiguos o heredados) para geocronología por U-Pb (Fig. 56 y 57), que fueron enviados al Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, UNAM.

Los resultados fueron entregados antes de la conclusión de este trabajo, por lo que se incluyen brevemente las edades estimadas por el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias (Fig. 58). Se obtuvo una edad de concordia de 14.258 ± 0.090 (n=56) Ma y una edad promedio de 14.439 ± 0.096 (n=54) Ma (Fig. 58). La edad obtenida por SGM (2022), es de 13.646 ± 0.048 Ma (n=30), ligeramente más joven y con incertidumbre menor. Probablemente, la inclusión deliberada de zircones grandes con núcleos discordantes y redondeados pudo sesgar la edad promedio, al abarcar un rango más amplio de edades de cristalización.

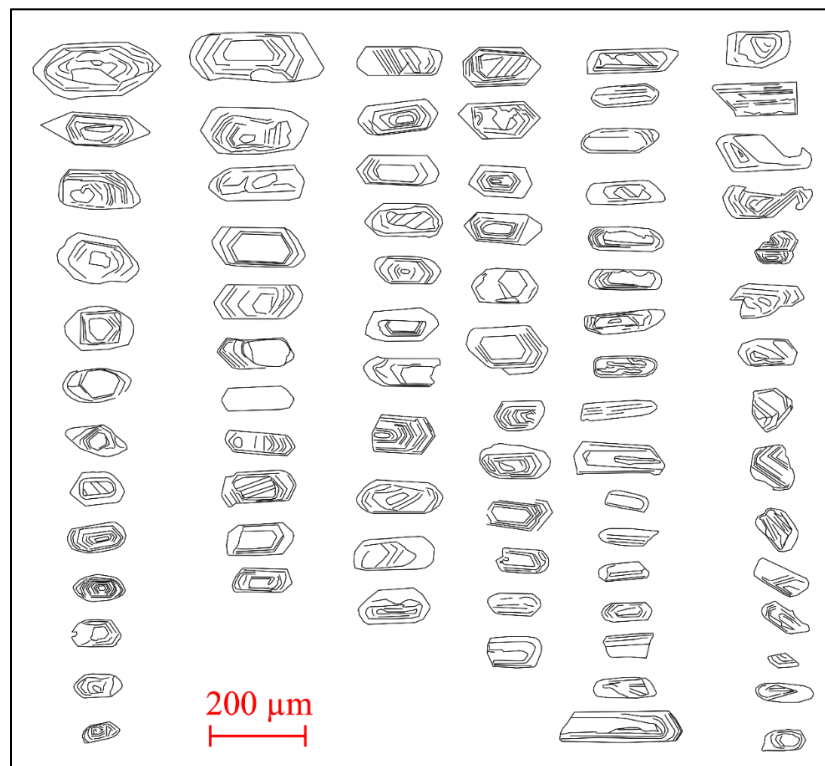


Figura 56. Variedad de zircones en AZ2004, con sus patrones de zoneamiento.

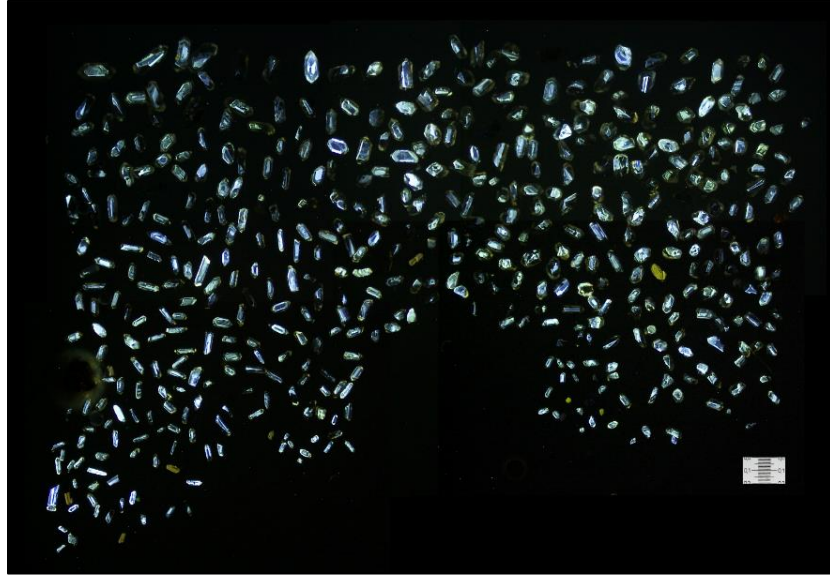


Figura 57. Zircons de la muestra AZ2004, perteneciente al domo Azteca. La escala a la derecha tiene 0.2 mm (200 μ m) de alto.

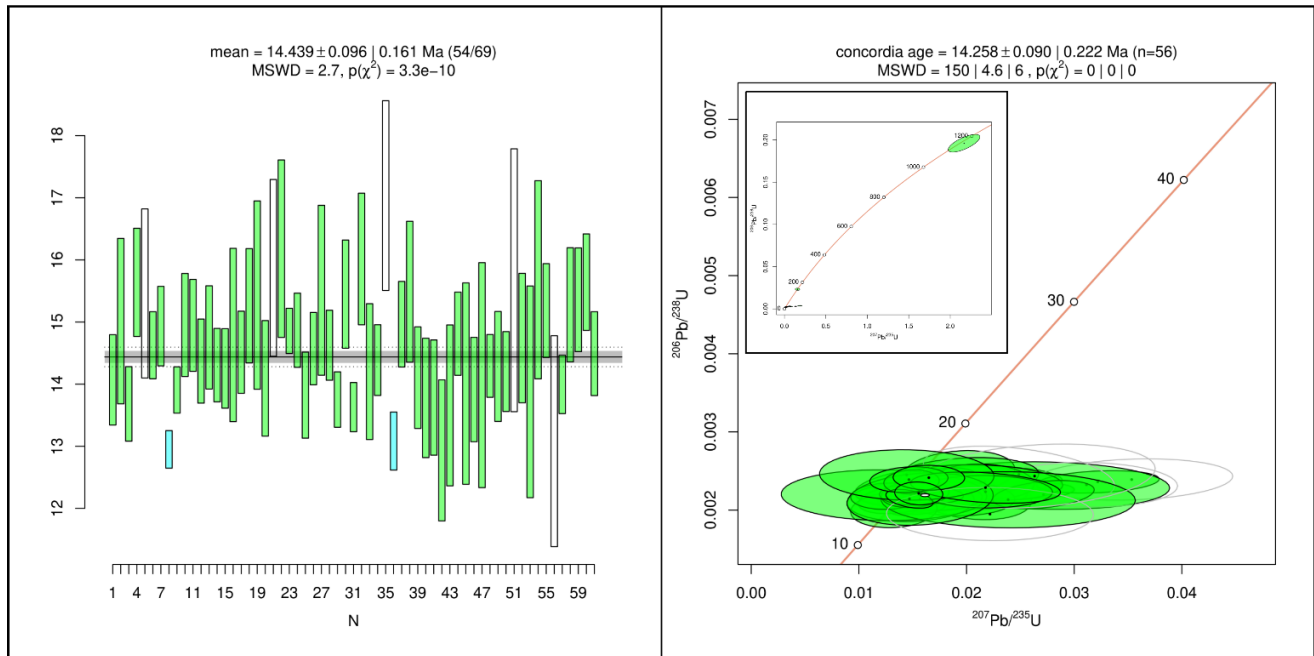


Figura 58. Edades obtenidas de los zircons en la muestra AZ2004, procesados en el Instituto de Geología y analizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, UNAM.

Estos resultados ratifican la contemporaneidad del domo Az con la de la SdG. De dos zircons se obtuvieron edades más antiguas, de 148.025 ± 6.915 y 1152.262 ± 46.594 Ma; aunque son datos insuficientes para poder interpretarse con confianza, el más antiguo coincide con edades reportadas para el terreno de Oaxaquia (Ortega *et al.*, 2018), mientras que el otro corresponde al Jurásico Superior.

Con los datos de elementos traza incluidos se pudieron estimar tentativamente temperaturas de formación de los zircons, empleando la ecuación de Watson *et al.* (2006). El promedio es de 707.35 °C, con una

mediana de 686.65 °C, de un rango que va de los 576.99 a los 1225.33 °C, limitado a los zircones en el rango entre los 10 y 25 Ma (Fig. 59a). Las temperaturas calculadas en los núcleos tienden a ser mayores que las registradas en los bordes (Fig. 59b), lo cual es de esperarse. No hay una correlación clara entre las edades y las temperaturas, y las anomalías pueden deberse a inclusiones de rutilo.

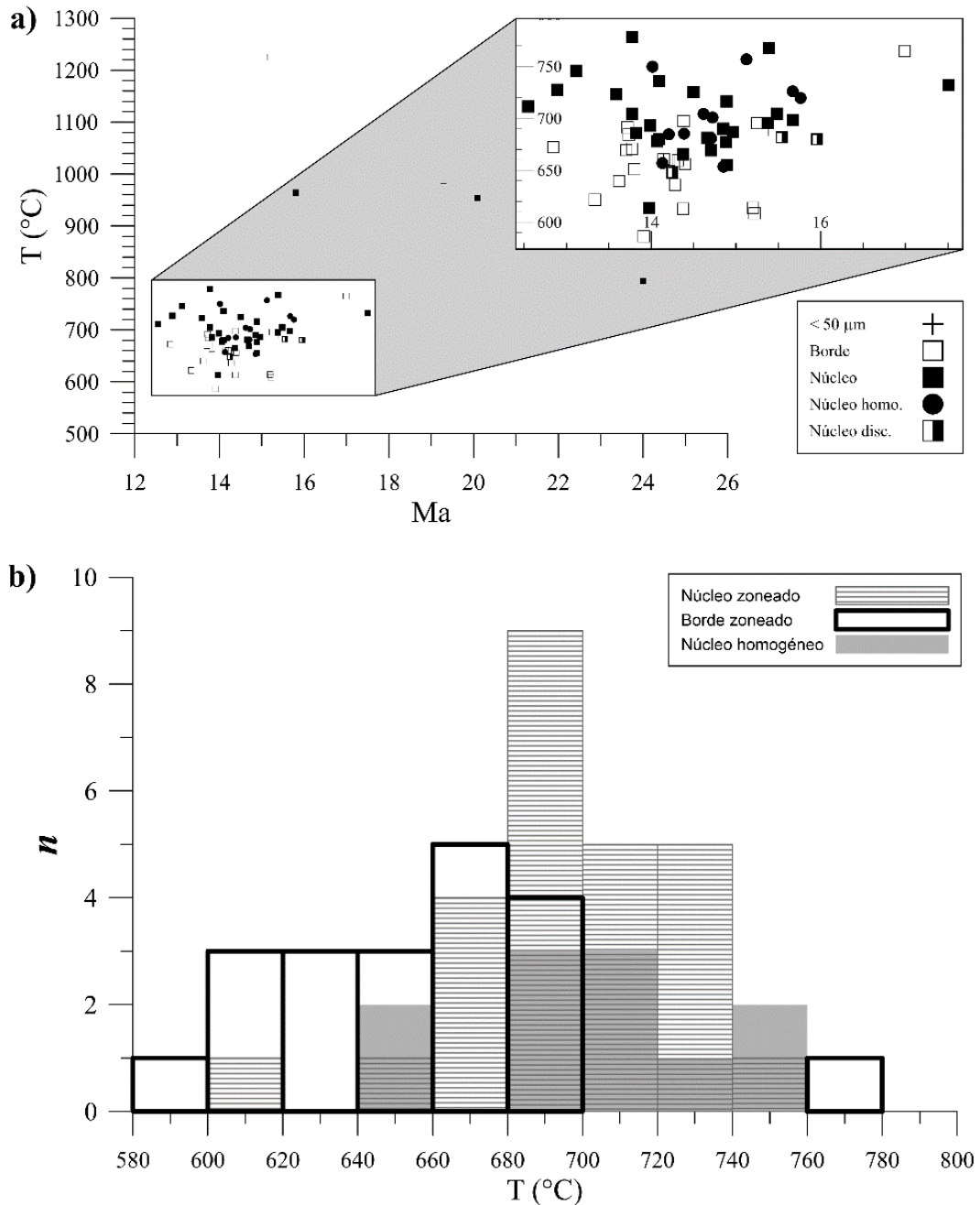


Figura 59. Gráfica de temperaturas calculadas (a). Histograma de las muestras utilizadas (b).

5. Discusión

5.1 Tectónica

El volcanismo del CVM en el área de estudio inició con la emisión de andesitas, que son los primeros (~20 Ma) productos de la SdG (Arce *et al.*, 2020) y son significativas en las secuencias caracterizadas en pozos profundos (Arce *et al.*, 2013). Es posible que solo presenten diferenciación adicional en complejos volcánicos con sistemas magmáticos que promovían el estancamiento, como en la SPt.

Como indican Vásquez-Serrano *et al.* (2022), en el Mioceno estaban activas fallas laterales con orientación NE-SW y NNW-SSE que cortaban a la SdG y fueron reactivadas como fallas normales durante el Cuaternario. También muestran una asociación cercana entre estas y la distribución de los domos.

Otras fallas con las mismas orientaciones e historia de deformación han sido registradas en la SPt (García-Palomo *et al.*, 2018; Arce *et al.*, 2019; SGM, 2022), por lo que es posible que hayan afectado significativamente la distribución de sus centros de emisión y la morfología de las estructuras más tempranas. Las crestas más denudadas muestran una orientadas de NE a SW y los domos Az-DTz parecen estar asociados al cruce de ambos sistemas de fallas (Fig. 60).

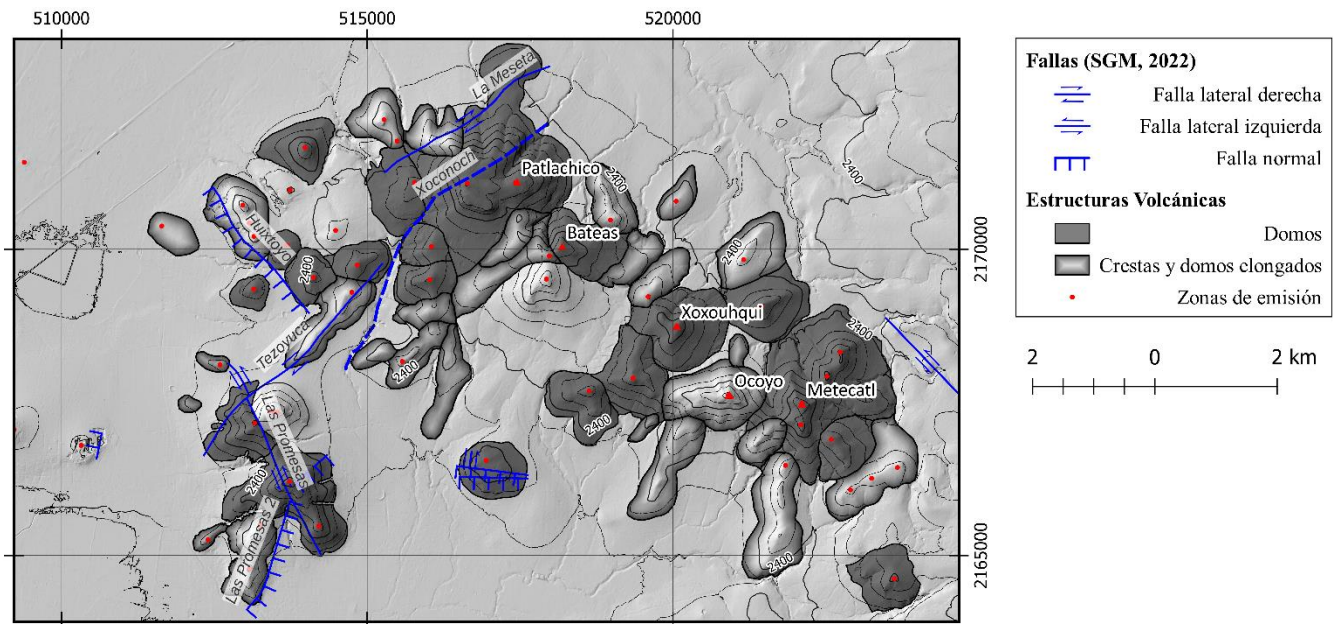


Figura 60. Distribución de las zonas de emisión, domos principales, crestas y fallas identificadas por SGM (2022).

Una característica distintiva del CVAT es su relación con las fallas del Mioceno reactivadas en el Plioceno; la SPt es afectada por estas y su influencia podría explicar la reincidencia de volcanismo responsable de la sobreposición del CTz sobre DTz.

5.2 Evolución eruptiva

La actividad del complejo de domos fue precedida por la emisión de pequeños volúmenes de dacitas en los domos del Jagüey y San Lucas, sepultados por la extrusión de un volumen significativo de riolita peraluminosa a través de una serie de zonas de emisión con orientación NW-SE. Es posible que hubiera simultaneidad en la emisión de Az y DTz, pero Az desarrolló estructuras más complejas debido al emplazamiento de domos secundarios y lóbulos (Fig. 61). En el contacto entre CPI y Az se reconoció que el domo SE no es un frente de flujo proveniente de Az debido a la verticalidad del bandeamiento. Tal condición permitió la preservación de lavas y brechas vítreas entre ambos.

La desvitrificación es tan persistente en las brechas como en las lavas, lo que indica que, se generaron por la fragmentación de lavas cristalinas preexistentes o estuvieron sometidas a condiciones de T sostenida que permitieron el reordenamiento del vidrio en los clastos. El caparazón de brechas porosas y el vitrófiro perlítico son facies relativamente superficiales (Fink, 1984; Szepesi *et al.*, 2019), preservadas solo en los contactos entre domos. Pero las brechas desvitrificadas son muy abundantes, posiblemente un indicador del crecimiento endógeno; inyecciones reiteradas de material fragmentaron el volumen original hasta generar una “pila de escombros”.

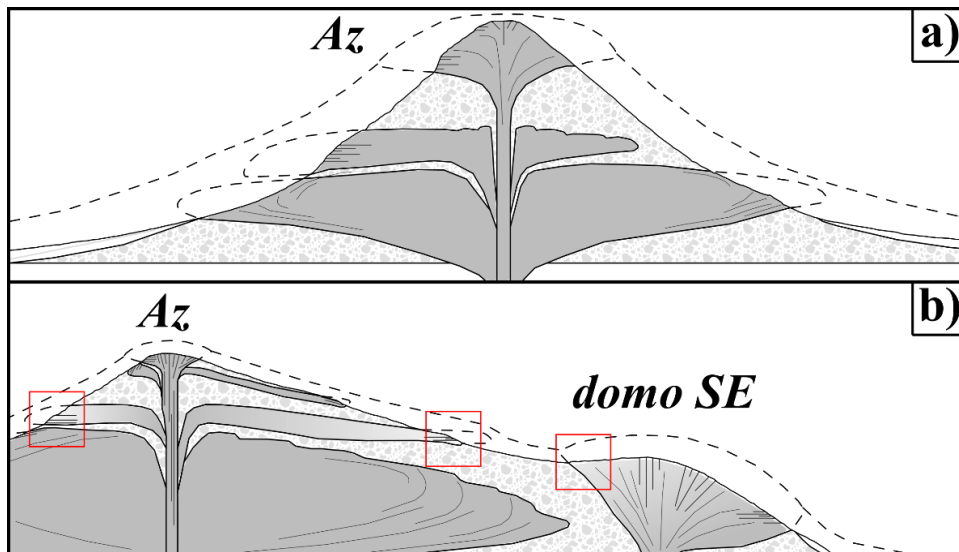


Figura 61. Interpretación de la estructura del Domo Azteca, en secciones esquemáticas con dirección E-W (a) y NW-SE (b). Los recuadros rojos señalan sitios donde las facies superficiales se preservan. Las líneas punteadas ilustran el perfil pre-eruptivo.

Parece que uno de los domos secundarios, el Cerro Pelón, se convirtió en el foco emisor de la dacita metaluminosa, que interactuó con la papilla cristalina (*crystal mush*) desde la cual fue extraído el magma riolítico peraluminoso. El hecho de que este volumen no fuera extruido a través del conducto preexistente al domo Az, es notorio. Probablemente hubo un lapso entre ambos eventos o el contraste de composición entre los dos lotes implicó una discontinuidad significativa, como las generadas por cambios en la tasa de emisión y cristalinidad (Hale y Wadge, 2008). La diferencia neta entre las composiciones, sin indicios de un cambio progresivo o mezcla, robustece la posibilidad de un lapso entre ellos. Es posible que el ascenso del magma riolítico desencadenara el ascenso de otros lotes, aunque evidentemente esto debería tratar de confirmarse.

No hay depósitos que indiquen una fase explosiva significativa, a pesar del contenido elevado de volátiles en los vitrófiros y no se reconocieron tobas intrusivas (*tuffisites*) en ninguno de los afloramientos de roca coherente. La influencia de la exsolución de volátiles se limita a la generación de horizontes de pómez en el vitrófiro.

El último evento volcánico fue el emplazamiento del cono Tezontlale en el flanco este del domo. Su explosividad fue reducida, por lo menos hacia el final de la erupción, como constatan la serie de bocas de diámetro reducido en su cima y el flujo de lava que descendió por el flanco este. Sin embargo, en el flanco NE de Az se pueden encontrar escorias parcialmente soldadas, indicando que la eyección de material llegó a ser intensa.

5.3 Implicaciones petrogenéticas

Al correlacionar la geoquímica con la petrografía, es posible hacer inferencias sobre la evolución de los magmas que originaron a estos domos. En primer lugar, el comportamiento de los elementos mayores es consistente con procesos de cristalización fraccionada. FeO, MgO, TiO₂, MnO, P₂O₅, Al₂O₃, Na₂O y CaO disminuyen con la diferenciación, de la cual el SiO₂ es indicador (Fig. 51). Por otra parte, K₂O es el único cuya relación con la sílice es positiva (Fig. 49), debido a su integración tardía a fases minerales.

Fue posible identificar la cristalización de clinopiroxeno (diópsido y/o augita) empleando un diagrama de SiO₂ vs la relación de Al₂O₃/CaO, puesto que esta genera una disminución desproporcional de calcio (Preston *et al.*, 1998; Zhu *et al.*, 2007). Las riolitas tienen entre 6 y 9 veces más Al que Ca, mientras que las dacitas solo 3 veces más (Fig. 62). Destacan los altos contenidos de Al del DTz y la cima del C. Az. En las láminas delgadas esta fase mineral es escasa; solo la muestra del Jagüey (dacita metaluminosa)

presenta un contenido de CPx significativo (como microfenocristales), aunque muestra la relación de Al_2O_3/CaO más baja (Fig. 62).

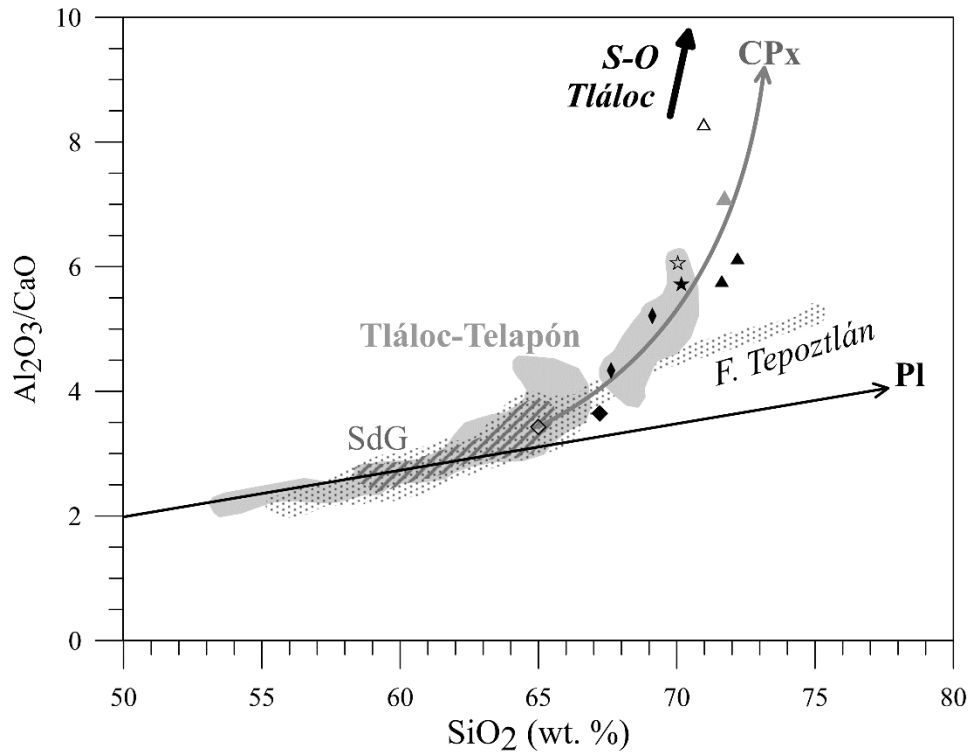


Figura 62. Diagrama de variación para la identificación de la cristalización fraccionada de CPx (Preston et al., 1998; Zhu et al., 2007).

Asimismo, las tendencias y anomalías de los elementos trazas también son consistentes con procesos de cristalización fraccionada (CF). Por ejemplo, hay una anomalía negativa de Ba en las riolitas, también su contenido de Sr es menor al de las dacitas. El Sr es generalmente incompatible, pero puede integrarse a las plagioclasas sódicas (Blundy y Wood, 1991), mientras que el Ba se integra a los feldespatos potásicos (Ollila, 1984). Cabe notar que en el extremo de diferenciación de SLP y Tlálloc los empobrecimientos de estos elementos son mucho más significativos (Fig. 55a y c).

Las rocas producto de la segregación de un fundido riolítico, con volúmenes significativos de plagioclasa como fase residual, tienden a presentar una relación $Rb/Sr \gg 1$ (Fig. 63). Az y DTz muestran valores cercanos a 1, mientras CPI tiene valores próximos a 0.1, similares a los de la SdG y el volcán Telapón, pero mayores a los de la Formación Tepoztlán (Fig. 63). Esto es coherente con la abundancia de plagioclasa como fenocristal tanto en dacitas como en riolitas, lo cual sugiere que la segregación de la riolita no fue tan “efectiva” (Mahood y Halliday, 1988) como en los datos recopilados (Tlaloc, Las Derrumbadas).

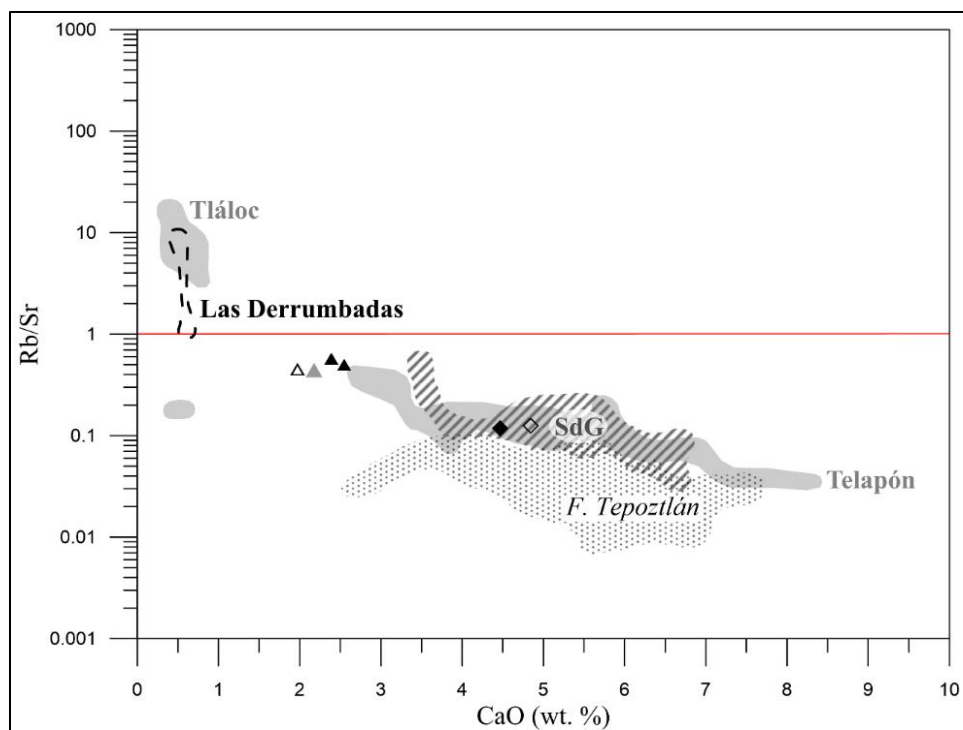


Figura 63. Diagrama de la relación Rb/Sr vs CaO, se colocan datos de rocas de composición y temporalidad similar para comparación.

También es notorio que, a pesar de ser compatibles, Cr y Ni son más abundantes en CPI que en el Jagüey (Fig. 52). Tal vez sea debido a una proporción distinta de ferromagnesianos (Px y Óx-Fe). Asimismo, las anomalías de Ti y P corresponden a la CF de óxidos y apatito, respectivamente. En cambio, las anomalías de Nb y Pb no corresponden a procesos de CF, sino que están asociadas al aporte de la subducción (Baier *et al.*, 2008; Brenan *et al.*, 1995; Plank, 2005; Kelemen *et al.*, 2014).

Si consideramos lo anterior, se puede aseverar que las dos composiciones representan etapas distintas de cristalización fraccionada para magmas similares. No se hallaron evidencias de fuentes múltiples, de un importe significativo de asimilación o fusión cortical, ni tampoco se identificaron composiciones primitivas.

Aun así, es posible hacer inferencias sobre el sistema magmático. Dado que los domos individuales no exhiben variaciones progresivas o significativas del contenido de cristales, de las concentraciones y anomalías de elementos traza, ni de los elementos mayores, es poco probable que las dos composiciones representen niveles distintos de una cámara magmática simple y zoneada. En cambio, cada evento eruptivo tiene una composición distintiva asociada, lo cual sugiere lapsos significativos entre la emisión de cada una.

Los minerales que componen a los enclaves de pasta cristalina (Pl + Hbl ± Qz ± Kfs) corresponden a los empobrecimientos de Sr-Ba en las riolitas. Es posible que el magma dacítico que generó al CPI, muestreara

la pasta cristalina desde la cual se segregó el magma riolítico. Evidentemente, el mecanismo de segregación fundido-cumulato fue deficiente y un volumen significativo de Pl y Hbl fue transportado con el magma riolítico, atenuando los empobrecimientos.

Hay una variabilidad significativa en el tamaño y textura de los componentes cristalinos de un enclave a otro, lo cual puede indicar que se incorporaron porciones del sistema con una historia de cristalización distinta (Fig. 43). Los autolitos finos sin bandeamiento pueden ser representativos de intrusiones sometidas a un enfriamiento acelerado que indujo nucleación, mientras que las inclusiones de la pasta cristalina serían evidencia de condiciones que favorecieron el crecimiento, es decir, de estabilidad.

La interacción entre lotes también es sugerida por los fenocristales tamizados de plagioclasa, que coexisten con microfenocristales sin texturas de reabsorción (Fig. 64). El tamiz está presente en 2 modalidades (Fig. 65): a) textura de tamiz interior y b) bordes corroídos, ambos recubiertos con crecimiento eudral. La presencia de ambas sugiere un proceso similar al descrito por Kawamoto (1992), donde la interacción entre magmas de temperatura contrastante generó crecimiento esquelético en las plagioclasas cálcicas (a) y corrosión de la plagioclasa sódica (b). No obstante, debe recalarse que la plagioclasa también es susceptible a disolución por cambios de presión (Nelson y Montana, 1992), por lo que es necesario recurrir al análisis geoquímico de las familias de fenocristales.

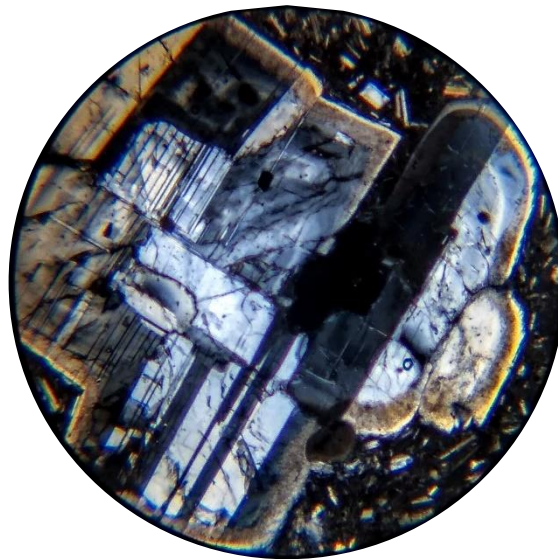


Figura 64. Fenocristal de plagioclasa (>2 mm) con textura de tamiz. Nótese los microfenocristales sin corrosión.

De acuerdo con estas características geoquímicas y petrográficas, se propone que están representados dos grados de diferenciación para magmas similares en un espacio compartido (Fig. 66): Algunos volúmenes no registran una cristalización fraccionada prolongada (i) y fueron emitidos como una dacita metaluminosa. Pero intrusiones sucesivas generaron un reservorio pre-eruptivo, donde la cristalización

fraccionada formó una pasta cristalina con fundidos riolíticos (ii), que fueron emitidos sin segregarse efectivamente. Finalmente, fueron emitidas dacitas que transportaron porciones de esta pasta cristalina.

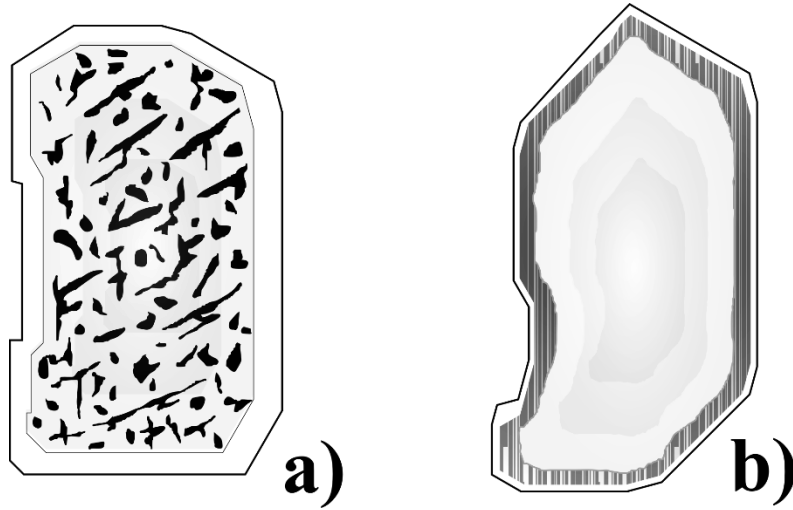


Figura 65. Variedades de texturas de tamiz. a) núcleo corroído y sobrecrecimiento. b) borde de inclusiones finas y sobrecrecimiento.

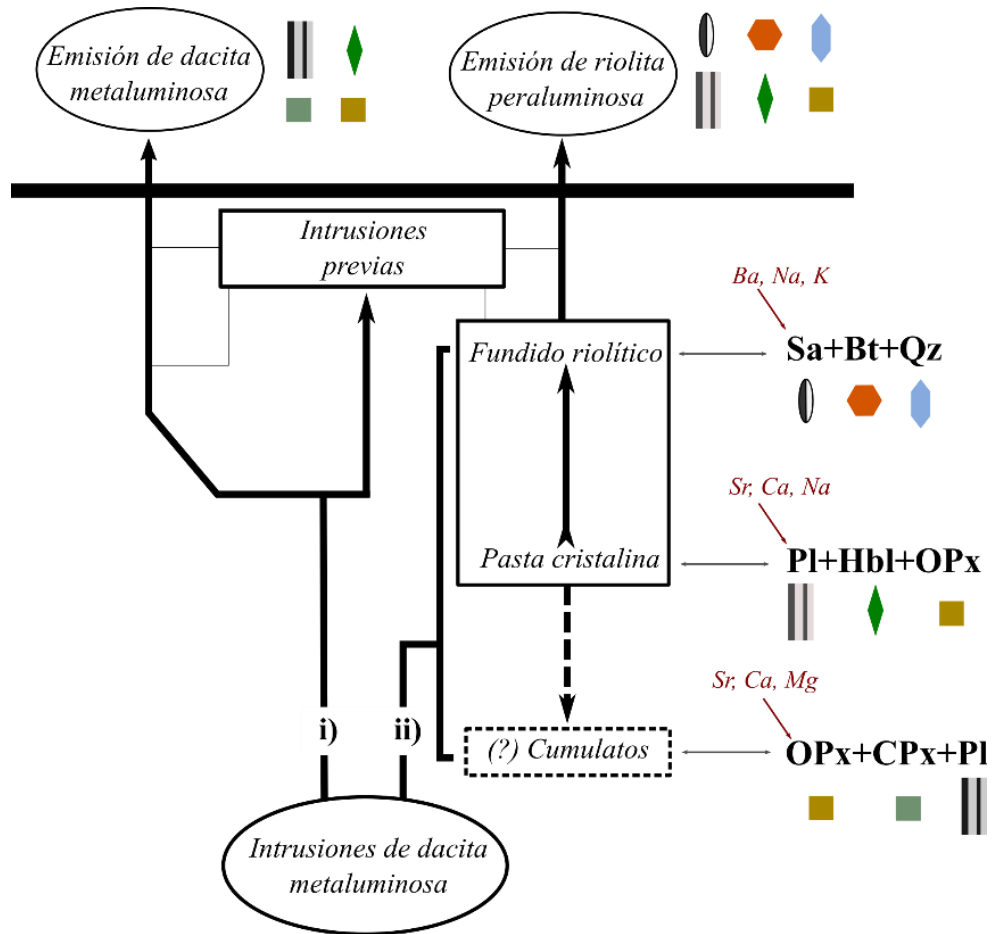


Figura 66. Rutas de evolución de los magmas: i) ascenso rápido con muestreo de intrusiones previas y ii) estancamiento y diferenciación.

La peraluminosidad de las riolitas no es diagnóstica de la fusión de litologías pelíticas, ya que puede ser generada por múltiples procesos: pérdida de Ca-Na-K por expulsión de fluidos, alteración (Clarke, 2019), cristalización de piroxenos en condiciones de baja presión (Ellis y Thompson, 1986; Patiño, 1997), o de anfíbol a alta presión (Müntener *et al.*, 2001; Dessimoz *et al.*, 2012). Nótese que la mayoría de estos procesos son paralelos a la cristalización fraccionada. Así, la interpretación más conservadora es que la sola cristalización de minerales ferromagnesianos contenedores de Ca (piroxeno y anfíbol) la impartió y luego fue exacerbada durante la desvitrificación (Duffield *et al.*, 1990). El papel de la desvitrificación en el aumento de A/CNK se evidencia por su relación con los volátiles y contenido de SiO₂ (Fig. 67). La muestra fuertemente peraluminosa del DTz y la moderadamente peraluminosa de Az se encuentran desvitrificadas, contienen menos K, Ca, y Mg que los vitrófiros perlíticos y tienen concentraciones mayores de La, Ce, Nd, Zr, y Ga y menores de U. La variación de las concentraciones indica que no fue un proceso isoquímico.

En resumen, la composición dual de los domos se debe a la cristalización fraccionada y no hay indicios significativos de fuentes distintas o un muestreo progresivo de una sola cámara estratificada. Las anomalías y texturas sugieren algunos procesos concretos (interacción entre lotes, formación de cumulos, reservorios heterogéneos), pero para confirmarlos es necesario hacer análisis de la composición de matriz y cristales.

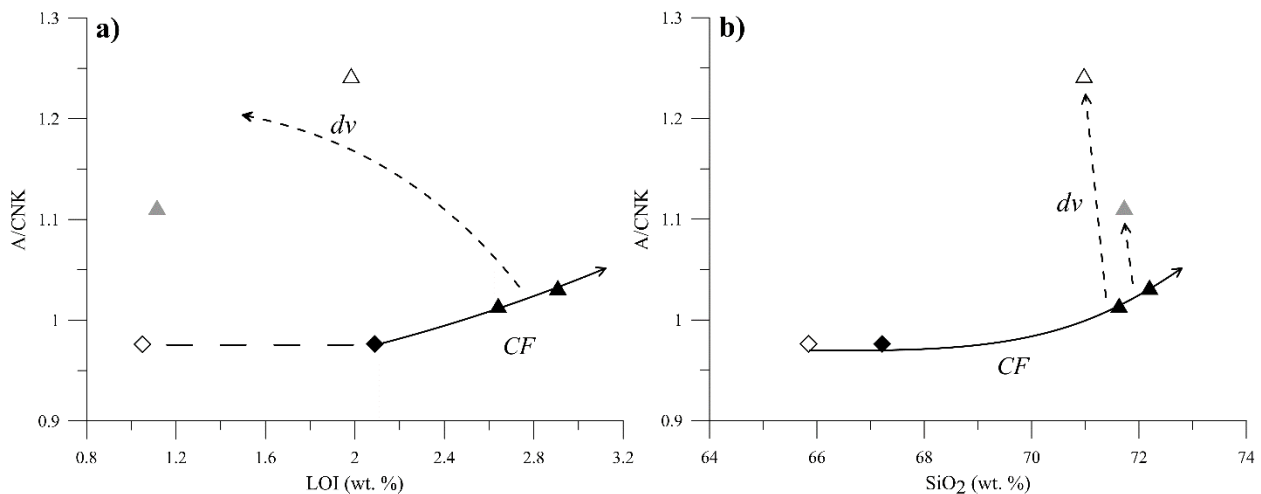


Figura 67. Efectos de la desvitrificación (*dv*) en la relación A/CNK, con respecto a sílice y volátiles. Las flechas negras indican la tendencia de la cristalización fraccionada (*CF*).

Por su parte, la andesita basáltica del CTz tiene firmas químicas características de volcanismo de arco (anomalías de Nb y Pb). Es típica del CVAT (García-Tovar *et al.*, 2015; Martínez-Serrano *et al.*, 2022;

García-Palomo *et al.*, 2002), cuyas rocas caen tanto en el campo de arco como en el transicional hacia el volcanismo intraplaca (Fig. 68). Es posible que interactuara con la litología de la SPt, como indica la presencia de xenocristales de cuarzo, mirmequitas y xenolitos microfaneríticos, que son escasos en los conos aledaños (De Las Cuevas y Tezoyuca). Sin embargo, no hay indicios significativos de asimilación.

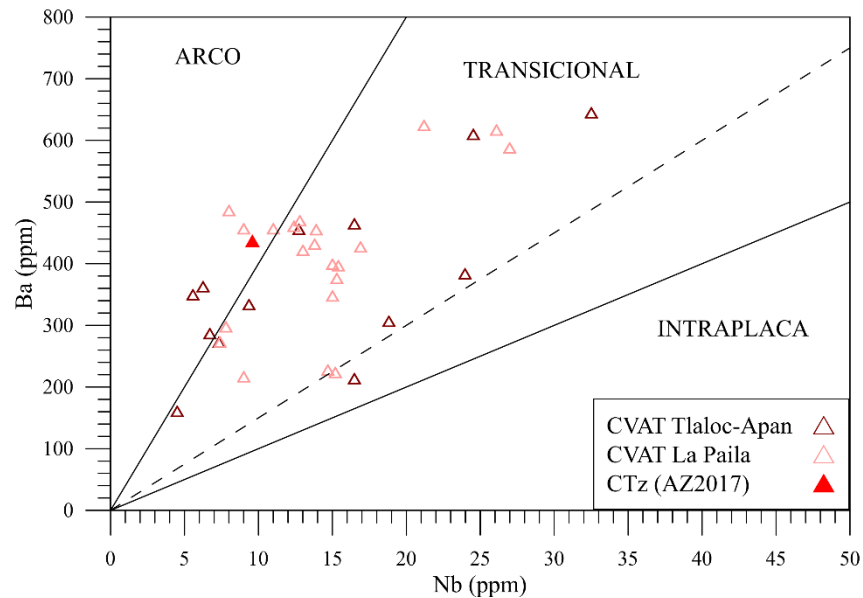


Figura 68. Diagrama de Ba vs Nb (D'Orazio *et al.*, 2004) utilizado para identificar el contexto tectónico de rocas máficas, con los datos de AZ2017 (CTz) y los de García-Tovar *et al.* (2011), Martínez-Serrano *et al.* (2022), para el CVAT.

5.4 Relaciones petrogenéticas

Considerando las edades publicadas por el SGM (2022) y las interpretaciones previas sobre la afinidad temporal de la SPt (García-Palomo *et al.*, 2002), lo más apropiado es comparar las lavas de los domos con sus homólogos del CVM del sector Este y del Mioceno medio (13-15 Ma). Es evidente una similitud marcada con la Sierra de Guadalupe (Arce *et al.*, 2020): comparten patrones de elementos traza normalizados al PM característicos de ambientes de subducción (Tropper y Manning, 2005; Baier *et al.*, 2008), con enriquecimiento relativo de Pb y empobrecimiento de Nb y entran en el campo de alto K (Fig. 49). El enclave granítico del cerro Tenayo (Arce *et al.*, 2020) es muy similar a las riolitas del Cerro Azteca. En la SdG las andesitas son significativas, mientras que en la SPt parecen estar limitadas a productos del CVAT, que no son contemporáneos al volcanismo del Mioceno. Si consideramos las similitudes entre la

SdG y la SPt, es posible proponer que la disparidad en las proporciones de andesitas y riolitas se debe a sistemas magmáticos con dinámicas distintas.

Se interpreta que las rocas de la SPt, como las de la SdG, son típicas de arcos volcánicos. Arce *et al.* (2020), determinan que la fuente de las rocas de la SdG procede de un manto metasomatizado por fluidos del *slab*, aunque en menor proporción que la fuente de la F. Tepoztlán. Las anomalías, negativa de Nb (Baier *et al.*, 2008; Plank, 2005) y positiva de Pb (Brenan *et al.*, 1995), se han asociado con los procesos de subducción.

La F. Tepoztlán, que precede tanto a la SdG como a la SPt, tiene rangos similares de contenido de SiO₂. Sin embargo, tiene contenido de K₂O consistentemente menor al de ambas (Fig. 49). La química de los domos Az y DTz ocupa un vacío o *gap* composicional entre las dacitas más evolucionadas y el volcanismo de alto contenido en sílice de los productos comparados.

Hay una diferencia significativa entre las composiciones de la SPt y la Andesita Apan (13.4±0.6 Ma; García-Palomo *et al.*, 2002), como se puede constatar en un diagrama TAS (Fig. 48). Además, algunas rocas de la A. Apan tienen características de adakitas (SiO₂ ≥ 56 wt. %, Sr/Y > 40, Al₂O₃ ≥ 15 wt. %, MgO < 3 wt. %, 3.5 < Na₂O wt. % ≤ 7.5, Sr > 400 ppm, Y < 18 ppm, criterios de Zhang *et al.*, 2021), como algunos complejos miocénicos más recientes (12-10 Ma) y septentrionales (Mori *et al.*, 2007).

En las rocas analizadas no hay vestigios que puedan indicar el fundido inicial, ni hay litologías próximas que puedan ser interpretadas como tal. Sin embargo, las andesitas son abundantes en las estructuras aledañas: son los primeros productos de la SdG (Arce *et al.*, 2020) y también aparecen de forma significativa en las secuencias del Mioceno en el subsuelo de la cuenca (Arce *et al.*, 2013).

Las andesitas primitivas (*primitive andesites [Pas]*), Mg# ≥ 0.7, SiO₂ ≥ 51 wt. %, MgO ≥ 7 wt. %) son un fundido inicial potencial en arcos volcánicos, donde la hidratación de la cuña del manto puede inhibir el ascenso de fundido basáltico (Mitchel y Grove, 2015). Al sur de Valle de Bravo se han identificado *PAs* cuaternarias con xenolitos de lherzolita de espinela y anfíbol (Blatter y Carmichael, 1998) que, aunque no tienen una relación fundido-residuo directa, sí representan tales fases para distintos episodios de extracción de fundidos (Mukasa *et al.*, 2007). Se han propuesto *PAs* como los fundidos primitivos en el CVM oeste y central reciente, donde los basaltos son raros y las andesitas dominan en grandes volcanes centrales y campos volcánicos (Carmichael, 2002).

En este sentido, las únicas rocas homólogas que se aproximan a ser andesitas primitivas son de la F. Tepoztlán (M073, M027, TL11, y ZEMP11 de Torres-Alvarado *et al.*, 2016); demasiado meridionales como para relacionarlas directamente con la SPt. Algunos productos del CVAT también se aproximan a

ese rango (Xi-29, Xi-27, y Xi-25 de Martínez-Serrano *et al.*, 2022; APA99 de García-Palomo *et al.*, 2002), pero coexisten con basaltos. Al respecto, García-Tovar *et al.* (2015), señalan que la anomalía de Nb-Ta es ausente o está atenuada en los basaltos, mientras que en las andesitas basálticas es conspicua.

Kelemen *et al.* (2014), proponen dos rutas de evolución resultantes de fundidos iniciales distintos (Fig. 69). El CVAT coincide parcialmente con la tendencia que siguen las rocas fraccionadas a partir de basaltos primitivos. Por otro lado, las rocas de la SdG, la F. Tepoztlán y Az-Tz siguen la tendencia de rocas generadas por la diferenciación de andesitas primitivas.

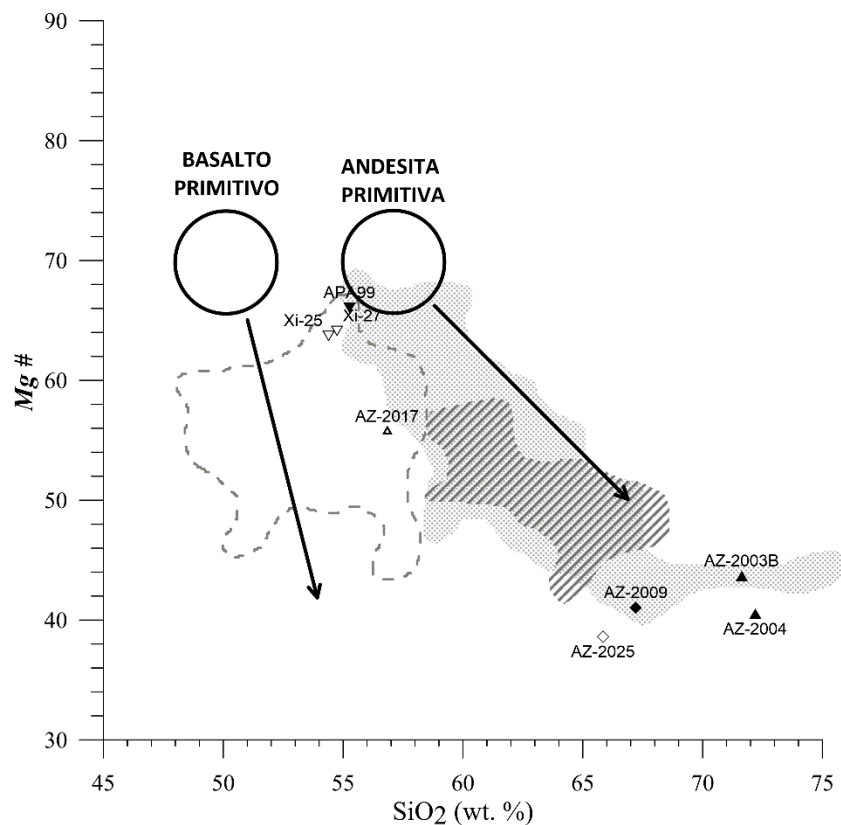


Figura 69. Diagrama y campos de Kelemen *et al.* (2014): Polígono gris: F. Tepoztlán. Diagonales: SdG. Línea discontinua: CVAT. Se incluyen muestras del CVAT y de la F. Tepoztlán que se aproximan a la composición de las PAs.

Es posible que el régimen de subducción que operó en el Mioceno (Vásquez-Serrano *et al.*, 2022) no fuera propicio para la generación y ascenso de magmas basálticos, pero si el moderno en la región de Apan, debido a la extensión (García-Palomo *et al.*, 2018) y/o a las heterogeneidades del manto (Carmichael, 2002). Una condición similar es descrita por Wallace y Carmichael (1999), en el Campo Volcánico de Chichinautzin, donde fuentes con enriquecimientos y empobrecimientos distintos, generan magmas distintivos.

Conclusiones

Los domos Azteca, Tezontlale y Pelón, constituyen un grupo apartado de la Sierra Patlachique, una expresión del volcanismo silíceo del Mioceno en el sector Este del Cinturón Volcánico Mexicano. Aunque sus composiciones y estilos eruptivos no son excepcionales, ostentan variaciones texturales, estructurales y composicionales significativas.

El domo Azteca es de composición riolítica (71.63-72.20 wt. % SiO₂), con una edad de 14.439 ± 0.096 Ma (método U-Pb en zircones) y un volumen actual de 0.46 km³. El domo Tezontlale, posible contemporáneo de Azteca, también es riolítico (70.98 wt. % SiO₂) con un volumen de 0.056 km³. El domo Pelón, la estructura de menor volumen (0.054 km³), difiere en composición (67.22 wt. % SiO₂), y posiblemente representa la fase final, como lo indican sus relaciones estructurales con los domos riolíticos. La composición heterogénea, aunada a las texturas de reabsorción en plagioclasas y la variedad de enclaves faneríticos, indica un sistema que recibía sucesivas inyecciones de magmas que se “estancaban”, diferenciaban e interactuaban entre sí, antes de ser emitidos. Las rocas generadas son muy similares a las de centros volcánicos contemporáneos, aunque estas alcanzaron un grado de diferenciación mayor.

Debido al desarrollo de lóbulos exógenos y domos secundarios, se preservaron facies superficiales de vitrófiro perlítico y más escasos de brechas pumíticas. Al compararlas con el volumen cristalino, se identificó el efecto de la desvitrificación: La pérdida de volátiles y elementos móviles, debido a un enfriamiento prolongado, fue suficiente para alterar significativamente la composición. Particularmente, la relación A/CNK fue modificada tan severamente, que se alcanzaron valores similares a los generados por la asimilación de una litología pelítica (A/CNK > 1.2). Los patrones de elementos traza normalizados a manto primitivo son típicos de magmatismo de arco, en concordancia con el contexto geológico.

Sobre el complejo fue emplazado un cono de escoria basáltico andesítico (56.84 wt. % SiO₂), con un volumen de 0.037 km³, cuyos productos contienen xenolitos y xenocristales del sistema magmático precedente. Su localización y composición indican una procedencia similar a la de los productos del Campo Volcánico Apan-Tezontepec, cuya distribución está relacionada con las fallas del Mioceno reactivadas durante el Plioceno.

El objetivo general de este trabajo era la caracterización de las estructuras volcánicas. Pero es evidente que hay muchas líneas de análisis adicionales que pueden seguirse, considerando la disponibilidad de volúmenes inalterados con mineralogía intacta. De particular interés puede ser la identificación de las variaciones composicionales de las plagioclasas, hornblendas y piroxenos, con lo que sería posible definir con mayor certitud la petrogénesis.

Referencias bibliográficas

- Aguilar, V.H., Verma, S.P. (1987). Composición Química (Elementos Mayores) de los magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofísica Internacional*, 26-2, 195-272.
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G. J., & Bellon, H. (2009). Syn-extensional intra-plate trachydacite-rhyolitic dome volcanism of the Mesa Central, southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 187 (1-2), 33-52.
- Allen, S.R., & McPhie, J. (2003). Phenocryst fragments in rhyolitic lavas and lava domes. *Journal of volcanology and geothermal research*, 126(3-4), 263-283.
- Anderson, S.W., & Fink, J.H. (1990). The development and distribution of surface textures at the Mount St. Helens dome. In *Lava flows and domes* (pp. 25-46). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Anderson, S.W., & Fink, J.H. (1992) Crease structures: Indicators of emplacement rates and surface stress regimes of lava flows. *Geological Society of America Bulletin* 104(5), 615-625.
- Andrews, G.D., Kenderes, S.M., Whittington, A.G., Isom, S.L., Brown, S.R., Pettus, H.D., ... & Gokey, K.J. (2021). The fold illusion: The origins and implications of ogives on silicic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 553, 116643.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Morales-Casique, E., Benowitz, J.A., Rangel, E., & Escolero, O. (2013). New constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: The San Lorenzo Tezonco deep well, on the basis of ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and whole-rock chemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 266, 34–49. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2013.09.004
- Arce, J.L., Walker, J., & Keppie, J.D. (2015b). Petrology and geochemistry of El Chichón and Tacaná: Two active yet contrasting Mexican volcanoes. In *Active Volcanoes of Chiapas (Mexico): El Chichón and Tacaná* (pp. 25-43). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Macías, J.L., Morales-Casique, E., García-Palomo, A., Jiménez-Domínguez, F.J., ... & Vásquez-Serrano, A. (2019). Geology and stratigraphy of the Mexico Basin (Mexico City), central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Maps*, 15:2, 320-332. <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1593251>
- Arce, J.L., Ferrari, L., Morales-Casique, E., Vasquez-Serrano, A., Arroyo, S.M., Layer, P.W., ... & López-Martínez, M. (2020). Early Miocene arc volcanism in the Mexico City Basin: inception of the Trans-Mexican volcanic belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 408, 107104.
- Ashwell, P. (2014). Controls on rhyolite lava dome eruptions in the Taupo Volcanic Zone. PhD Thesis, University of Canterbury, NZ.
- Austin-Erickson, A., Ort, M.H., & Carrasco-Núñez, G. (2011). Rhyolitic phreatomagmatism explored: Tepexitl tuff ring (Eastern Mexican Volcanic Belt). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), 325-341.
- Baier, J., Audétat, A., & Keppler, H. (2008). The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(1-2), 290–300. doi: 10.1016/j.epsl.2007.11.032
- Best, M.G. (2013). *Igneous and metamorphic petrology*. John Wiley & Sons. USA.
- Blake, S. (1990). Viscoplastic models of lava domes. *Lava flows and domes* (pp. 88-126). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Blatter, D.L., & Carmichael, I.S. (1998). Hornblende peridotite xenoliths from central Mexico reveal the highly oxidized nature of subarc upper mantle. *Geology*, 26(11), 1035-1038.
- Blundy, J.D., & Wood, B.J. (1991). Crystal-chemical controls on the partitioning of Sr and Ba between plagioclase feldspar, silicate melts, and hydrothermal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(1), 193-209.

- Bonnichsen, B., & Kauffman, D.F., & Fink, J.H. (1987). Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain volcanic province, southwestern Idaho. *Geological Society of America Special Paper*, 212, 119-145.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., & Ryerson, F.J. (1995). Experimental evidence for the origin of lead enrichment in convergent-margin magmas. *Nature*, 378(6552), 54-56.
- Brown, D.J., & Bell, B.R. (2013). The emplacement of a large, chemically zoned, rheomorphic, lava-like ignimbrite: the Sgurr of Eigg Pitchstone, NW Scotland. *Journal of the Geological Society*, 170(5), 753-767.
- Browne, B.L., Eichelberger, J.C., Patino, L.C., Vogel, T.A., Uto, K., & Hoshizumi, H. (2006). Magma mingling as indicated by texture and Sr/Ba ratios of plagioclase phenocrysts from Unzen volcano, SW Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154(1-2), 103-116.
- Cadoux, A., Missenard, Y., Martínez-Serrano, R., & Guillou, H. (2011). Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of the Sierra Nevada range. *Geological Magazine*, 148(3), 492-506. <https://doi.org/10.1017/s0016756810000993>
- Calder, E.S., Lavallée, Y., Kendrick, J.E., & Bernstein, M. (2015). Lava dome eruptions. In: *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 343-362). Academic Press.
- Camprubí, A. (2009). Major metallogenic provinces and epochs of Mexico. *SGA News*, 25, 1-20.
- Cantagrel, J.M. and Robin, C. (1979). K-Ar Dating on the eastern Mexican Volcanic Belt - relations between the andesitic and alkaline provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5, 99-114.
- Carciumaru, D., Ortega, R., Castellanos, J.C., and Huesca-Pérez, E. (2020). Crustal Characteristics in the Subduction Zone of Mexico: Implication of the Tectonostratigraphic Terranes on Slab Tearing. *Seismol. Res. Lett.* XX, 1–13, doi: 10.1785/0220190117.
- Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., and Lozano-Vázquez, L. (1997). Geological Map of Cerro Grande Volcano and surrounding area, central Mexico. Scale 1, 100, 000. *Geological Society of America*.
- Carrasco-Núñez, G., Hernández, J., Cavazos-Álvarez, J., Norini, G., Orozco-Esquivel, T., López-Quiroz, P., ... & De León-Barragán, L. (2021). Volcanic geology of the easternmost sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Journal of Maps*, 17(2), 486-496.
- Carmichael, I.S. (2002). The andesite aqueduct: perspectives on the evolution of intermediate magmatism in west-central (105–99 W) Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(6), 641-663.
- Centeno-García, E. (2008). The Guerrero composite terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *Special Papers-Geological Society Of America*, 436, 279.
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., & Gehrels, G. (2011). Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc. *Bulletin of the Geological Society of America*, 123(9-10), 1776-1797.
- Clarke, D.B. (2019). The Origins of Strongly Peraluminous Granitoid Rocks. *The Canadian Mineralogist*, 57(4), 529–550. doi:10.3749/canmin.1800075
- Collins, W.J., Wiebe, R.A., Healy, B., Richards, S.W. (2006). Replenishment, crystal accumulation and floor aggradation in the megacryst Kamberuka Suite, Australia. *J. Petrology* 47: 2073-2104.
- Coombs, M.L., Gardner, J.E. (2004). Reaction rim growth on olivine in silicic melts: Implications for magma mixing. *American Mineralogist*, Vol. 89, 748-759.
- De Cserna, Z., Aranda-Gómez, J.J., & Mitre-Salazar, L.M. (1988). Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México. *Boletín del Instituto de Geología*, UNAM, México, 104, 1-71.
- Décida, F.V., Fernández, J.A.R., Tapia, F.V., & Esquivel, M.T.O. (2009). Relaciones petrogenéticas del magmatismo en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana. *CIENCIA-UANL*, 12(1), 6.

- Demant, A., & Robin, C. (1975). Las fases del volcanismo en México: Una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 75(1), 66-79.
- Dessimoz, M., Müntener, O., & Ulmer, P. (2012). A case for hornblende dominated fractionation of arc magmas: the Chelan Complex (Washington Cascades). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163, 567-589.
- DETENAL (1979). *TEXCOCO E14-B21, Escala 1: 50 000*.
- D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M.J. (2004). Cenozoic back-arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44° 30' - 52° S): A review of geochemical data and geodynamic interpretations. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 59: 525-538.
- Duffield, W.A., Tilling, R.I., & Canul, R. (1984). Geology of El Chichón Volcano, Chiapas. México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20: 117-132.
- Duffield, W.A., Reed, B.L., & Richter, D.H. (1990). Origin of rhyolite-hosted tin mineralization; evidence from the Taylor Creek Rhyolite, New Mexico. *Economic Geology*, 85(2), 392-398.
- Duffield, W.A., Richter, D.H., & Priest, S.S. (1995). Physical volcanology of silicic lava domes as exemplified by the Taylor Creek Rhyolite, Catron and Sierra Counties, New Mexico. US Geol Surv Map I-2399, 1(50,000).
- Ellis, B.S., Bachmann, O., & Wolff, J.A. (2014). Cumulate fragments in silicic ignimbrites: The case of the Snake River Plain. *Geology*, 42(5), 431-434.
- Ellis, B. S., Wolff, J. A., Szymanowski, D., Forni, F., Cortes-Calderon, E. A., & Bachmann, O. (2023). Cumulate recycling in igneous systems: The volcanic record. *Lithos*, 107284.
- Ellis, D.J., & Thompson, A.B. (1986). Subsidius and partial melting reactions in the quartz-excess CaO+ MgO+ Al₂O₃+ SiO₂+ H₂O system under water-excess and water-deficient conditions to 10 kb: some implications for the origin of peraluminous melts from mafic rocks. *Journal of Petrology*, 27(1), 91-121.
- Espinosa, J.R. (1984). La acreción de los terrenos Mixteco y Oaxaca durante el Cretácico inferior. Sierra Madre del Sur de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. 45(1/2), 7-19.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., & Carrasco-Núñez, G. (1999). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27(4), 303. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0303:stpoca>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0303:stpoca>2.3.co;2)
- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C., & Manetti, P. (2000a). Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318(1-4), 161-185. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(99\)00310-8](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(99)00310-8)
- Ferrari, L., Pasquarè, G., Venegas-Salgado, S., & Romero-Ríos, F. (2000b). Geology of the western Mexican volcanic belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block. *Special Papers-Geological Society of America*, 65-84.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., y Bryan, S. (2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de norteamérica. *Bol. Soc. Geol. Mex [online]*, vol.57, n.3, pp.343-378. <https://doi.org/10.18268/bsgm.2005v57n3a5>.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-523, 122-149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- Fink, J.H. (1984). Structural geologic constraints on the rheology of rhyolitic obsidian. *Journal of Non-Crystalline Solids*, 67(1-3), 135-146. doi:10.1016/0022-3093(84)90145-5
- Fink, J.H., Pollard, D.D. (1983). Structural evidence for dikes beneath silicic domes, Medicine Lake Highland volcano, California. *Geology*, 11, 458-461.

- Fries, C. (1960). Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero. Región central meridional de México. *UNAM, Instituto de Geología*, 60, 234 pp.
- Frost, R., Frost, C.D. (2014). *Essentials of igneous and metamorphic petrology*. USA: Cambridge University Press. 303 pp.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., & Garduño, V.H. (2000). Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, central Mexico. *Tectonophysics*, 318, 281–302.
- García Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Valdez, G., Mora, J.C. (2002). Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, vol. 41(2), 133-150.
- García-Palomo, A., Zamorano, J.J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, C., Ortega, R., & Macías, J.L. (2008). El arreglo morfoestructural de la Sierra de las Cruces, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 158–178.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Jiménez, A., Tolson, G., Mena, M., Sánchez-Núñez, J.M., ... & Lermo-Samaniego, J. (2018). NW-SE Pliocene-Quaternary extension in the Apan-Acozulco region, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 349, 240-255.
- García-Tovar G.P., Martínez-Serrano R.G. (2011). Geología y geoquímica de las lavas pleistocénicas del estratovolcan Telapón, Sierra Nevada, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28, 301-322.
- García-Tovar, G.P., Martínez-Serrano, R.G., Solé, J., Correa-Tello, J.C., Núñez-Castillo, E.Y., Guillou, H., Monroy-Rodríguez, E. (2015). Geología, geocronología y geoquímica del volcanismo Plio-Cuaternario del Campo Volcánico Apan-Tecocomulco, Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol.32, n.1, 100-122.
- Gill, J. (1981). Orogenic andesites and plate tectonics. In: Wyllie (Ed.), *Minerals and Rocks 16*. Berlin: Springer-Verlag. 390 pp.
- Gill, R., & Fitton, G. (2010). *Igneous rocks and processes: a practical guide*. John Wiley & Sons.
- Giordano, D., Romano, C., Dingwell, D.B., Poe, B., & Behrens, H. (2004). The combined effects of water and fluorine on the viscosity of silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(24), 5159-5168.
- Gómez, J.J.A., Robles, A.A., & Munguía, G.S. (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), 3.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., & Ferrari, L. (2007). Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Special Papers*, 422, 129-181.
- Gordillo, C. (2018). Cartografía Geomorfológica del complejo volcánico Tláloc-Telapón (Tesis de licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Filosofía y Letras. Ciudad Universitaria, CDMX.
- Hale, A.J., & Wadge, G. (2008). The transition from endogenous to exogenous growth of lava domes with the development of shear bands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171(3-4), 237-257.
- Hasterok, D., Halpin, J.A., Collins, A.S., Hand, M., Kreemer, C., Gard, M.G., Glorie, S. (2022). New maps of global geological provinces and tectonic plates. *Earth-Science reviews* 231, 104069. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104069>.
- Henry, C.D., & Wolff, J.A. (1992). Distinguishing strongly rheomorphic tuffs from extensive silicic lavas. *Bulletin of Volcanology* 54, 171-186.

- Hernández, J. (2007). Geología y geomorfología volcánica de la región de los yacimientos de obsidiana de Otumba en el sector norte de la Sierra Nevada de México (Tesis de licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Filosofía y Letras. Ciudad de México.
- Herrera León, M. (2019). Petrografía y geoquímica del intrusivo Colorado, Cinturón Candela-Monclova, Provincia Alcalina Oriental Mexicana. (Tesis de licenciatura) universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares, Nuevo León. 10.13140 /RG.2.2.14858.41924.
- Husain, T., Elsworth, D., Voight, B., Mattioli, G., & Jansma, P. (2014). Influence of extrusion rate and magma rheology on the growth of lava domes: Insights from particle-dynamics modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 285, 100-117.
- Iacovino, K., & Gouard, C. (2021). TAS Diagram Plotter (3.0). Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.5907859>
- Instituto de Fomento Minero y Estudios Geológicos del Estado de México (IFOMEGEM) (2020). Carta geológica del Estado de México. Revisado 14 julio 2020 de: https://ifomegem.edomex.gob.mx/carta_geologica
- Instituto Nacional de Estadísticas y Geografía (INEGI). (1979). Mapa Geológico Texcoco E14B21. 1:50,000.
- Jaimes-Viera, M.C., Martin Del Pozzo, A.L., Layer, P.W., Benowitz, J.A., & Nieto-Torres, A. (2018). Timing the evolution of a monogenetic volcanic field: Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 356, 225-242. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2018.03.013
- Johnson, D.M., Hooper, P.R., & Conrey, R.M. (1999). XRF analysis of rocks and minerals for major and trace elements single low dilution Li-tetraborate fused Bead: International Center for Diffraction data.
- Kawamoto, T. (1992). Dusty and honeycomb plagioclase: indicators of processes in the Uchino stratified magma chamber, Izu Peninsula, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 49(3-4), 191-208.
- Kelly, D.S. (2018). Analysis of geological materials by low dilution fusion at the Peter Hooper GeoAnalytical Lab (Washington State University) (Doctoral dissertation, Washington State University).
- Kelemen, P. B., Hanghøj, K., & Greene, A. R. (2014). 4.21 - One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. In *Treatise on Geochemistry (2nd Edition)*. *Earth Systems and Environmental Sciences*. Elsevier, Vol. 4: 749-806.
- Kerr, P.F. (1959). *Optical Mineralogy*. McGraw-Hill Book Company Inc., New York, NY.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Woolley, A.R. (1992). The construction of the Total Alkali-Silica Chemical Classification of Volcanic rocks. *Mineralogy and Petrology* 46, 1-22.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., & Bateman, P. (Eds.). (2005). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press. UK.
- Ledezma-Guerrero, O. (1987). Hoja Calpulalpan 14Qh (3), con Resumen de la geología de la hoja Calpulalpan, Estados de México, Puebla, Tlaxcala e Hidalgo. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Leroy J.L., Rodríguez-Ríos R., Dewonck S. (2002). The Topaz-Bearing Rhyolites from the San Luis Potosi Area (Mexico): Characteristics of the lava and growth conditions of topaz. *Bull. Soc. Geol. France*, 173, 579-588. doi: 10.2113/173.6.579
- Lozano-Barraza, L. (1968). Geología de la Sierra de Guadalupe. México, D.F. (Tesis de Licenciatura) Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura (ESIA), DF, 43 pp.
- Luhr, J.F., Allan, J.F., Carmichael, I.S., Nelson, S.A., & Hasenaka, T. (1989). Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the Western Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B4), 4515-4530.

- Macdonald, R., Smith, R.L., Thomas, J.E.Jr. (1992). Chemistry of the Subalkalic Silicic Obsidians. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1523, 1-214.
- Macías, J.L., Arce, J.L., García-Tenorio, F., Layer, P.W., Rueda, H., Reyes-Agustín, G., López-Pizaña, F., Avellán, D. (2012). Geology and geochronology of Tláloc, Telapón, Iztaccíhuatl, and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, central Mexico. In Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., and Molina-Garza, R.S., (Eds.). *The Southern Cordillera And Beyond: Geological Society of America Field Guide 25*, 163-193. [https://doi.org/10.1130/2012.0025\(08\)](https://doi.org/10.1130/2012.0025(08))
- Mahood, G.A., & Halliday, A.N. (1988). Generation of high-silica rhyolite: a Nd, Sr, and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic Belt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100(2), 183-191.
- Martínez-Serrano, R.G., Valadez-Cabrera, S.N., Roberge, J., & Cristiani-Solís, C.G. (2022). Origin of bimodal rear-arc volcanism, Trans-Mexican Volcanic Belt eastern sector: Geochemical and isotopic evidence from the Quaternary Xihuingo-La Paila Volcanic Field. *Geological Journal*, 57(5), 1957-1977.
- Meier, M., Grobéty, B., Arce, J.L., and Rueda, H. (2007). Origin and age of the Volcanic Rocks of Tláloc Volcano, Sierra Nevada, Central Mexico. *American Geophysical Union, Joint Assembly*, v. 23, p. A01.
- Mitchell, A. L., & Grove, T. L. (2015). Melting the hydrous, subarc mantle: the origin of primitive andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170, 1-23.
- Mooser, F. (1970). Condiciones geológicas acerca del pozo Texcoco PP1. V *Reunión Nacional de Mecánica de Suelos. Sesión 4, tomo II*, 143-161.
- Mooser, F., Nairn, A.E.M., & Negendank, J.F.W. (1974). Palaeomagnetic investigations of the tertiary and quaternary igneous rocks: VII a paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the valley of Mexico. *Geologische Rundschau*, 63, 451-483.
- Mora, J.C., Jaimes-Viera, M.C., Garduño-Monroy, V.H., Layer, P.W., Pompa-Mera, V., & Godinez, M.L. (2007). Geology and geochemistry characteristics of the Chiapanecan volcanic arc (central area), Chiapas Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 162(1-2), 43-72.
- Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L., González-Torres, E.A., Martiny, B., Bravo-Díaz, B.A., & Sohn, E. (2007). Ignimbrite flare-up in the north-central Sierra Madre del Sur, Southern Mexico: a continuation of the Sierra Madre Occidental Ignimbrite Province? *AGUSM, 2007*, U53A-03.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., & Goldstein, S.L. (2007). Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical geology*, 244(3-4), 452-473.
- Mukasa, S.B., Blatter, D.L., & Andronikov, A.V. (2007). Mantle peridotite xenoliths in andesite lava at El Peñon, central Mexican Volcanic Belt: Isotopic and trace element evidence for melting and metasomatism in the mantle wedge beneath an active arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 260(1-2), 37-55.
- Müntener, O., Kelemen, P.B., & Grove, T.L. (2001). The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141, 643-658.
- Negendank J.F.W., Emmermann R., Krawczyk R., Mooser F., Tobschall H.J., Werle, D. (1985). Geological and geochemical investigations on the Eastern Trans Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.*, 24, 477-575.
- Nelson, S.T., & Montana, A. (1992). Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77(11-12), 1242-1249.
- Ollila, J.T. (1984). Partitioning of barium between coexisting K-feldspars and plagioclases in the Bushveld granites from the Zaaipplaats area, South Africa. *Bull. Geol. Soc. Finl.*, 56(1-2), 53-75.

- Ortega, F. (1978). Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca baja, estados de Puebla y Oaxaca. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 2(2), 112-131.
- Ortega, F. (1998). Oaxaquia, historia de un Antiguo Continente. *Ciencias*, (052).
- Ortega-Gutiérrez, F. (1980). Rocas volcánicas del Maestrichtiano en el área de San Juan Tetelcingo, Estado de Guerrero. *Libro-Guía, Excursión Geol., vol. III. Reunión Nacional Geotectónica-Geotermia* (pp. 34–38). México.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D.J., Solari, L., Weber, B., & Luna-González, L. (2018). The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth-Science Reviews*, 183, 2-37.
- Osete, M., Ruiz-Martínez, V., Caballero, C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J., & Tarling, D. (2000). Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, Mexico: palaeomagnetic and radiometric evidence. *Tectonophysics*, 318(1-4), 201-215.
- Pasquarè, G., Ferrari, L., Covelli, P., & De Agostini, G. (1991). Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan, Mexico (p. 21). Geological Society of America.
- Patiño Douce, A.E. (1997). Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25(8), 743-746.
- 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.
- Pérez, L. (2018). Estudio Geológico y valoración del Peligro por Derrumbes en la Sierra Patlachique, Estado de México (Tesis de licenciatura). IPN, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura. Ciudad de México.
- Pistone, M., Whittington, A.G., Andrews, B.J., & Cottrell, E. (2017). Crystal-rich lava dome extrusion during vesiculation: an experimental study. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 347, 1-14.
- Plank, T. (2005). Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology*, 46(5), 921-944.
- Plechov, P.Yu., Tsai, A.E., Shcherbakov, V.D., Dirksen, O.V. (2008). Opacitization conditions of hornblende in Bezmyanny volcano andesites (Marc 30, 1956 Eruption). *Petrology Vol. 16(1)*, 19-35.
- Polo, L.A., Giordano, D., Janasi, V.D.A., & Guimarães, L.F. (2018). Effusive silicic volcanism in the Paraná Magmatic Province, South Brazil: Physico-chemical conditions of storage and eruption and considerations on the rheological behavior during emplacement. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 355, 115-135.
- Portal, A., Fargier, Y., Labazuy, P., Lénat, J.F., Boivin, P., & Miallier, D. (2019). 3D electrical imaging of the inner structure of a complex lava dome, Puy de Dôme volcano (French Massif Central, France). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 373, 97-107.
- Pozzo, A. L. M. (1982). *Monogenetic vulcanism in sierra Chichinautzin, Mexico. Bulletin Volcanologique*, 45(1), 9–24. doi:10.1007/bf02600386
- Preston, R. J., Bell, B. R., & Rogers, G. (1998). The Loch Scridain xenolithic sill complex, Isle of Mull, Scotland: fractional crystallization, assimilation, magma-mixing and crustal anatexis in subvolcanic conduits. *Journal of Petrology*, 39(3), 519-550.
- Prol Ledesma, R.M., & Morán-Zenteno, D. (2019). Heat flow and geothermal provinces in Mexico. *Geothermics*, 78, 183-200. 10.1016/j.geothermics.2018.12.009.
- Righter, K., & Carmichael, I.S. (1992). Hawaiites and related lavas in the Atenguillo graben, western Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 104(12), 1592-1607.

- Rodríguez-Ríos R., Aguillón-Robles A., Leroy J. L. (2007). Petrological and geochemical evolution of a Topaz-Containing dome complex in San Luis Potosi Volcanic Field, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24, 328-343.
- Roduit, N. (2007). JmicroVision: un logiciel d'analyse d'images pétrographiques polyvalent (Vol. 65). Section des Sciences de la Terre, Université de Genève.
- Roduit, N. 2019. JMicroVision: Image analysis toolbox for measuring and quantifying components of high-definition images. Version 1.3.1. <https://jmicrovision.github.io> (accessed 5 April 2019). (*software*)
- Rowley, P.D., Steven, T.A., & Mehnert, H.H. (1981). Origin and structural implications of upper Miocene rhyolites in Kingston Canyon, Piute County, Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 92(8), 590-602.
- Rueda, H., Macías, J.L., Arce, J.L., Gardner, J., & Layer, P. (2013). The ~31ka rhyolitic Plinian to sub-Plinian eruption of Tláloc Volcano, Sierra Nevada, central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 252, 73-91. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.12.001>
- Rust, A.C., Manga, M., & Cashman, K.V. (2003). Determining flow type, shear rate and shear stress in magmas from bubble shapes and orientations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 122(1-2), 111-132.
- Rutherford, M.J., Devine, J.D. (2003). Magmatic conditions and magma ascent as indicated by hornblende phase equilibria and reactions in the 1995-2002 Soufriere Hills magma. *Journal of Petrology* 44(8), 1433-1454.
- Ryan, A.G., Heap, M.J., Russell, J.K., Kennedy, L.A., & Clynne, M.A. (2020). Cyclic shear zone cataclasis and sintering during lava dome extrusion: Insights from Chaos Crags, Lassen Volcanic Center (USA). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 401, 106935.
- Sampson, D. E. (1987). Textural heterogeneities and vent area structures in the 600-year-old lavas of the Inyo volcanic chain, eastern California. *The emplacement of silicic domes and lava flows, GSA Special Papers* 212, 89-101.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2022). *TEXCOCO E14-B21, Escala 1: 50 000*.
- Shand, S. J. (1943). Classic A/CNK vs A/NK plot for discriminating metaluminous, peraluminous, and peralkaline compositions. In: *The eruptive rocks*, John Wiley, NY. USA, 444 p.
- Sheikh, J.M., Sheth, H., Naik, A., & Keluskar, T. (2020). Widespread rheomorphic and lava-like silicic ignimbrites overlying flood basalts in the northwestern and northern Deccan Traps. *Bulletin of Volcanology*, 82, 1-13.
- Shevchenko, A.V., Dvigalo, V.N., & Svirid, I.Y. (2015). Airborne photogrammetry and geomorphological analysis of the 2001–2012 exogenous dome growth at Molodoy Shiveluch Volcano, Kamchatka. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 304, 94-107.
- Siebe, C. (2000). Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico-City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104(1-4), 45-64.
- Siebe, C., & Verma, S. (1988). Major element geochemistry and tectonic setting of Las Derrumbadas Rhyolitic Dome, Puebla, Mexico. *Chemie der Erde*, 48(3), 177-189.
- Siebe C., Guilbaud M.N., Salinas S., Kshirsagar P., Chevrel M.O., de la Fuente J.R., Hernández J.A., Godínez, L., (2014). Monogenetic volcanism of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field: Maar craters of the Zacapu basin and domes, shields, and scoria cones of the Tarascan highlands (Paracho-Paricutin region). *Pre-Meeting Fieldtrip (November 13-17) Prior to the 5th International Maar Conference (SIMC-IAVCEI), Querétaro, Mexico, M*, 55.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M. (2010). U-Pb Zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical Workstation: Achievements in

- precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34, 5-18. doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00027.x
- Sun, S.S., & McDonough, W.F. (1989). Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Sunyé-Puchol, I., Hodgetts, A.G., Watt, S.F., Arce, J.L., Barfod, D.N., Mark, D.F., ... & Smith, V.C. (2022). Reconstructing the middle to late Pleistocene explosive eruption histories of Popocatepetl, Iztaccíhuatl and Tláloc-Telapón volcanoes in Central México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 421, 107413.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., & Farrar, E. (1995). The Acambay graben: Active intraarc extension in the Trans-Mexican volcanic belt, Mexico. *Tectonics*, 14(6), 1245-1262.
- Swanson, D.A., & Holcomb, R.T. (1990). Regularities in growth of the Mount St. Helens dacite dome, 1980–1986. In *Lava flows and domes* (pp. 3-24). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Swanson, S.E., Naney, M.T., Westrich, H.R., & Eichelberger, J.C. (1989). Crystallization history of Obsidian dome, Inyo domes, California. *Bulletin of Volcanology*, 51(3), 161-176.
- Szepesi, J., Lukács, R., Soós, I., Benkó, Z., Pécskay, Z., Ésik, Z., ... & Harangi, S. (2019). Telkibánya lava domes: Lithofacies architecture of a Miocene rhyolite field (Tokaj Mountains, Carpathian-Pannonian region, Hungary). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 385, 179-197.
- Takagi, T., Orihashi, Y., Naito, K., & Watanabe, Y. (1999). Petrology of a mantle-derived rhyolite, Hokkaido, Japan. *Chemical Geology*, 160(4), 425-445.
- Torres-Alvarado I.S., Lenhardt N., Arce J.L., Hinderer M. (2016). Geochemical and Isotopic Composition of Volcanic Rocks of the Heterogeneous Miocene (Ca. 23-19 Ma) Tepoztlán Formation, Early Transmexican Volcanic Belt, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 316, 72-84. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2016.02.015
- Torres-Sánchez D., Verma S.K., Verma S.P., Velasco-Tapia F., Torres-Hernández J.R. (2019). Petrogenetic and tectonic implications of Oligocene-Miocene volcanic rocks from the Sierra De San Miguelito Complex, Central Mexico. *Journal of South American Earth Science*. 95 (102311). Doi: 10.1016/j.jsames.2019.102311
- Torres-Sánchez D., Verma S.K., Barry T.L., Verma S.P., Torres-Hernandez J.R. (2020). 40Ar/39Ar Geochronology and Petrogenesis of the Sierra de San Miguelito Volcanic Complex, Mesa Central, Mexico. *Lithos* 371-371 (105613). Doi: 10.1016/j.lithos.2020.105613
- Troch, J., Ellis, B.S., Mark, D.F., Bindeman, I.N., Kent, A.J., Guillong, M., & Bachmann, O. (2017). Rhyolite generation prior to a Yellowstone supereruption: Insights from the Island Park–Mount Jackson rhyolite series. *Journal of Petrology*, 58(1), 29-52.
- Tropper, P., & Manning, C. E. (2005). Very low solubility of rutile in H₂O at high pressure and temperature, and its implications for Ti mobility in subduction zones. *American Mineralogist*, 90(2-3), 502-505.
- Vásquez Serrano, A., Arce, J.L., Rangel Granados, E., Arroyo López, S.M., & Morales Casique, E. (2022). Late Miocene Ne-Sw Strike-Slip Fault System of the Mexico Basin, Central Trans-Mexican Volcanic Belt: Origin, Deformation, and Reactivation. *Journal of South American Earth Sciences*, 103847.
- Velasco Tapia, F., Rodríguez Saavedra, P., Márquez, A., Navarro de León, I., De Ignacio, C., Marroquín Guerra, S.G., ... & Rangel Alvarez, O.M. (2013). Mineralogical and geochemical evidence of magma mingling/mixing in the Sierra de las Cruces volcanic range, Mexican Volcanic Belt. *Journal of Iberian geology*, 39(1).

- Verma, S.P., & Hasenaka, T. (2004). Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element geochemical constraints for a veined-mantle source of magmas in the Michoacán-Guanajuato volcanic field, west-central Mexican Volcanic Belt. *Geochemical Journal*, 38(1), 43-65.
- Vigouroux, N., Wallace, P. J., & Kent, A.J. (2008). Volatiles in high-K magmas from the western Trans-Mexican Volcanic Belt: evidence for fluid fluxing and extreme enrichment of the mantle wedge by subduction processes. *Journal of Petrology*, 49(9), 1589-1618.
- Wager, L.R., Brown, G.M., & Wadsworth, W.J. (1960). Types of igneous cumulates. *Journal of Petrology*, 1(1), 73-85.
- Wallace, P. J., & Carmichael, I. S. (1999). Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135(4), 291-314.
- Watson, E.B., Wark, D.A., & Thomas, J.B. (2006). Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(4), 413.
- Watts, R.B., de Silva, S.L., Jiménez de Ríos, G., & Croudace, I. (1999). Effusive eruption of viscous silicic magma triggered and driven by recharge: a case study of the Cerro Chascon-Runtu Jarita Dome Complex in Southwest Bolivia. *Bulletin of Volcanology*, 61(4), 241-264.
- Watts, R.B., Herd, R.A., Sparks, R.S.J., & Young, S.R. (2002). Growth patterns and emplacement of the andesitic lava dome at Soufrière Hills. *Memoirs-Geological Society of London*, 21, 115-152.
- Whitney, D.L., Evans, B.W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95, 185-187.
- Williams, H. (1932). The history and character of volcanic domes. *University of California Publications in the Geological Sciences*, v. 21.
- Závada, P., Schulmann, K., Lexa, O., Hroudá, F., Haloda, J., & Týcová, P. (2009). The mechanism of flow and fabric development in mechanically anisotropic trachyte lava. *Journal of Structural Geology*, 31(11), 1295-1307.
- Zhang, L., Li, S., & Zhao, Q. (2021). A review of research on adakites. *International Geology Review*, 63(1), 47-64.
- Zhu, D., Pan, G., Mo, X., Liao, Z., Jiang, X., Wang, L., & Zhao, Z. (2007). Petrogenesis of volcanic rocks in the Sangxiu Formation, central segment of Tethyan Himalaya: A probable example of plume–lithosphere interaction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(2-3), 320-335.
- Zimmer B.W., Riggs N.R., Carrasco-Núñez G. (2010). Evolution of Tuff Ring-Dome Complex: The Case Study of Cerro Pinto, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Bulletin of Volcanology*, 72, 1223-1240. doi: 10.1007/s00445-010-0391-6
- Zorn, E.U., Walter, T.R., Heap, M.J., & Kueppers, U. (2020). Insights into lava dome and spine extrusion using analogue sandbox experiments. *Earth and Planetary Science Letters*, 551, 116571.

Anexos

Anexo A: Precisión reportada para los análisis de geoquímica de las muestras enviadas al GeoAnalytical Laboratory of Washington State University.

WSU XRF precisión, límites de determinación (2-sigma)		
	Replica R ²	Replica LOD
<i>Elementos mayores (W.%)</i>		
SiO ₂	0.99975	0.26
TiO ₂	0.99996	0.012
Al ₂ O ₃	0.99995	0.097
FeO (T)	0.99977	0.14
MnO	0.99983	0.002
MgO	0.99999	0.073
CaO	0.99995	0.061
Na ₂ O	0.99992	0.029
K ₂ O	0.99999	0.010
P ₂ O ₅	0.99997	0.003
<i>Elementos traza (ppm)</i>		
Ni	0.99999	3.0
Cr	0.99998	2.9
Sc	0.99821	1.4
V	0.99982	4.1
Ba	0.99990	8.7
Rb	0.99983	1.1
Sr	0.99996	4.3
Zr	0.99951	5.7
Y	0.99824	1.7
Nb	0.99806	0.9
Ga	0.99328	1.5
Cu	0.99953	3.6
Zn	0.99936	2.4
Pb	0.98448	1.7
La	0.99494	3.5
Ce	0.99778	4.7
Th	0.97234	1.5
Nd	0.99548	3.1
U	0.36680	1.7

Anexo B: Recopilación de fechamientos con el autor que los recopiló, el autor original, información sobre el fechamiento y la distancia calculada en “Y” al cráter del Popocatepetl.

Región o volcán	Autor	Autor referido	Estructura, muestra y/o método	Edad (Ma)	y (m)
Tlálóc	Macías <i>et al.</i> (2012)	Cadoux <i>et al.</i> (2011)	Paleo-Tlálóc (clásticos en piroclásticos)	1.82	43364
			Paleo-Tlálóc (clásticos en piroclásticos)	1.58	43364
			Paleo-Tlálóc (clásticos en piroclásticos)	1.4	43364
		Macías <i>et al.</i> (2012)	Tearco (domo)	1.04	44242
			Puico (domo)	1.02	40855
			El Mirador (domo)	0.97	40855
			Yualica (domo)	0.96	54885
			Chicoloapan BaAF (Piroclástico)	1	43364
		López-Pizaña (2012)	Tlálóc Moderno (lava)	0.92	50045
		Cadoux <i>et al.</i> (2011)	Tlálóc Moderno (lava)	0.84	46781
		Macías <i>et al.</i> (2012)	efusivo félsico	0.129	43364
		Huddart and González (2004)	La Joya (Piroclástico) C14	0.03722	43364
			Multilayered (Piroclástico) C14	0.03149	43364
			Valentín (Piroclástico) C14	0.044195	43364
Cuauhtémoc (Piroclástico) C14	0.02564		43364		
Meier <i>et al.</i> (2007)	P-MEX (Piroclástico) C14	0.03318	43364		
Macías <i>et al.</i> (2012)	Domo Tejolote (PaleoTlálóc)	0.998	34476		
Telapón	Macías <i>et al.</i> (2012)	Cadoux <i>et al.</i> (2011)	lava	0.377	39874
			lava	0.341	38627
			lava	0.324	35641
Tlamacas	Arce <i>et al.</i> (2019)	García-Palomo <i>et al.</i> (2018)	Cerro La Virgen (?) (40Ar/39Ar)	14.5	56879
Sierra de Guadalupe	Arce <i>et al.</i> (2019)	Lozano-Barraza <i>et al.</i> (1968)	lava (40Ar/39Ar)	14.5	58264
			lava (40Ar/39Ar)	15.3	56663
	Arce <i>et al.</i> (2020)	Arce <i>et al.</i> (2020)	SG-1501	16.4	54264
			SG-1502	17.61	58204
			SG-1504	15.76	59740
			SG-1506C	17.96	51683
			SG-1512A	20.05	64462
			MAL 3	16.33	-2103500
			MAL 4	19.72	-2103500
			MAL 5	20.81	-2103500
			MAL 15	20.03	-2103500
			MAL 16	20.1	-2103500
			MAL 17	16.61	-2103500
			Tz 1	23.77	-2103500
Tz 2	20.83	-2103500			
SPt estimado	García-Palomo <i>et al.</i> (2018)	De Cserna <i>et al.</i> (1988).	estimación	21	67691
			estimación (?)	13.4	67691
	Hernández (2007)	Mooser (1970)	estimación (?)	13.4	67691
			estimación (?)	18.1	67691
		De Cserna <i>et al.</i> (1988).	estimación	20	67691
			estimación	21	67691
SPt	García-Palomo <i>et al.</i> (2018)	García-Palomo <i>et al.</i> (2018)	Roca Total	14.5	58978
Cerro Las Promesas	SGM (2022)	SGM (2022)	Zircón	14.68	68202
CV Otumba	Hernández (2007)	Hernández (2007)	lava	1.5	73379
Volcán Cuello	Hernández (2007)	Hernández (2007)	Paleosuelo	0.030915	70654
			Paleosuelo	0.009645	70654
Andesita Apan	García-Palomo <i>et al.</i> (2018)	García-Palomo <i>et al.</i> (2002)	K-Ar en roca total	13.4	80268
Chichinautzin	Macías <i>et al.</i> , (2012)	Vázquez-Selem <i>et al.</i> (1997)	Papayo, flujo de lava	0.118	31720
	Arce <i>et al.</i> (2019)	Jaimes-Viera <i>et al.</i> (2018)	Chimalhuache	1.1	42210
			Santa Catarina	0.76	35383
			Santa Catarina	0.023	32730
			Santa Catarina	0.13	32730
			Santa Catarina	0.08	32730
			Santa Catarina	0.03	32730
		Siebe <i>et al.</i> (2004 y 2005); Agustín-Flores <i>et al.</i> (2011); Arce <i>et al.</i> (2015a)	C14 Volcan Pelado	0.016	16544
			C14 Volcan Pelado	0.01	13773
			C14 (Sierra de Chichinautzin)	0.007	10449
			C14 El Palomito	0.004	7185
			C14 Chichinautzin	0.001	7185
			C14 (Sierra de Chichinautzin)	0.007	14574
			C14 (Sierra de Chichinautzin)	0.02	14389
			C14 (Sierra de Chichinautzin)	0.021	12973
			C14 Tlálóc	0.006	9279

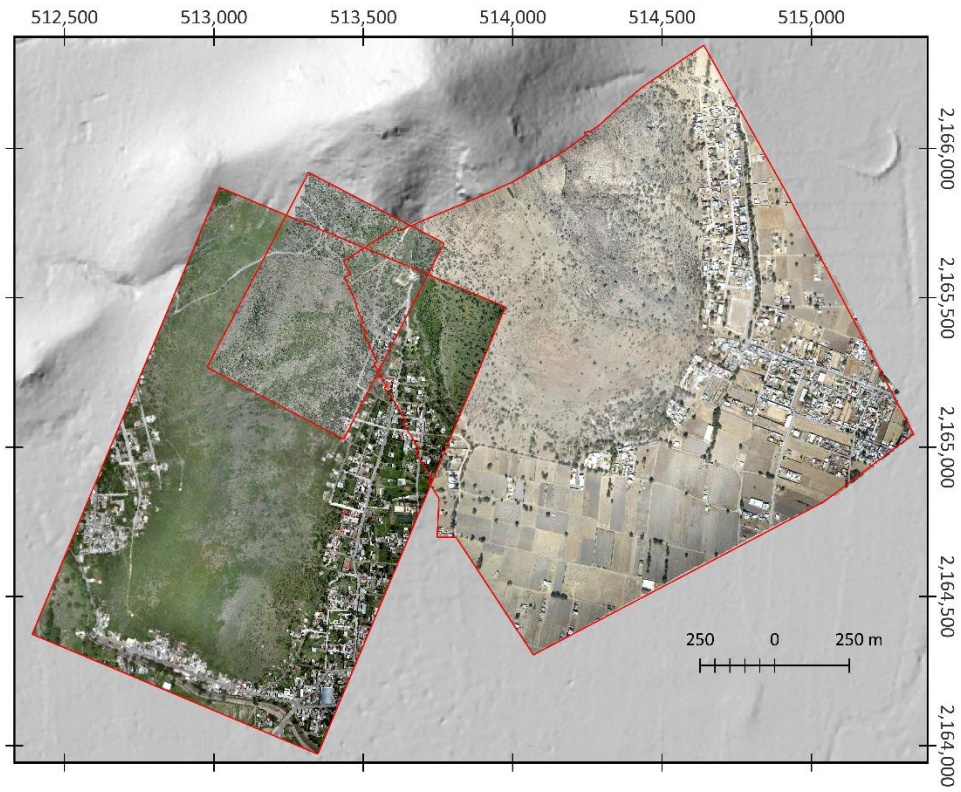
			C14 Tlálóc	0.01	7062	
			C14 Tlálóc	0.01	7555	
			C14 Dos Cerros	0.014	14204	
			C14 El Jumento	0.002	20484	
			C14 Cuáhuatl	0.019	15405	
			C14 Cuáhuatl	0.03	15528	
		C14 Holotepec	0.008	6816		
		Jaimes-Viera <i>et al.</i> (2018)	40Ar/39Ar Coatzontle	0.22	23639	
			40Ar/39Ar Volcan Pelado	0.01	18252	
			40Ar/39Ar Volcan Pelado	0.95	16682	
40Ar/39Ar El Quepil	0.18		15482			
CVAT	García-Tovar <i>et al.</i> (2015)	García-Tovar <i>et al.</i> (2015)	C. Zotoluca	2	67331	
			Santa Ana	0.63	80584	
			Viejo de Tultengo	0.54	87136	
			C. El Toronjil	2.5	83696	
			C. Coronilla	0.65	77947	
			C. San Antonio	0.37	82358	
	C. Blanco		3	86393		
	C. Terrecillos		0.19	90011		
	García-Palomo <i>et al.</i> (2018)		García-Palomo <i>et al.</i> (2002)	Jihuingo (clastos en avalancha Mtx)	1.29	89308
				Jihuingo (clastos en avalancha Plg)	0.78	89308
García Tovar <i>et al.</i> (2015)	García-Tovar <i>et al.</i> (2015)	Andesita Picacho	2.1	98075		
		Acoculco	1.27	93381		
Iztaccihuatl	Arce <i>et al.</i> (2019)	Nixon <i>et al.</i> (1989)	K-Ar	0.8	18322	
			K-Ar	0.9	18881	
			K-Ar	0.4	13835	
			K-Ar	0.3	13050	
Sierra de las Cruces	Arce <i>et al.</i> (2019)	Osete <i>et al.</i> (2000); Mejía <i>et al.</i> (2005)	K-Ar and 40Ar/39Ar Iturbide	3	56715	
			K-Ar and 40Ar/39Ar Chimalpa	2.8	42978	
			K-Ar and 40Ar/39Ar Chimalpa	3.1	46440	
			K-Ar and 40Ar/39Ar Salazar	2.7	37449	
			K-Ar and 40Ar/39Ar Salazar	2.2	33484	
			K-Ar and 40Ar/39Ar San Miguel	1.7	30524	
			K-Ar and 40Ar/39Ar San Miguel	0.6	29296	
			K-Ar and 40Ar/39Ar San Miguel	1.9	26448	
			K-Ar and 40Ar/39Ar Ajusco	2.1	19746	
			K-Ar and 40Ar/39Ar afl. Topilejo	1.2	24800	
		K-Ar and 40Ar/39Ar afl. Topilejo	1.6	21561		
		Arce <i>et al.</i> (2019)	(40Ar/39Ar) La Catedral	2.3	58395	
			(40Ar/39Ar) La Catedral	2	58579	
			(40Ar/39Ar) La Catedral	2.7	56732	
			(40Ar/39Ar) Iturbide	1.8	55624	
			(40Ar/39Ar) Chimalpa	2.9	46266	
			(40Ar/39Ar) La Corona	0.9	14281	
			(40Ar/39Ar) La Corona	0.9	11942	
(40Ar/39Ar) La Corona	1		11141			
Popocatepetl	Arce <i>et al.</i> (2019)	Sosa-Ceballos <i>et al.</i> (2015)	(40Ar/39Ar)	0.23	5184	
			(40Ar/39Ar)	0.26	4600	
			(40Ar/39Ar)	0.19	4076	
			(40Ar/39Ar)	0.33	3676	
			(40Ar/39Ar)	0.23	3183	
			(40Ar/39Ar)	0.29	2568	
			(40Ar/39Ar)	0.23	3892	
			(40Ar/39Ar)	0.22	4476	
			(40Ar/39Ar)	0.18	2814	
			(40Ar/39Ar)	0.09	844	
Acoculco	Avellán <i>et al.</i> (2020)	Avellán <i>et al.</i> (2020)	Ac42	0.121	95745	
			Aco901	0.183	99529	
			Ac11	0.633	88844	
			Ac11	0.755	88844	
			Ac104	1.171	91352	
			Ac89	1.036	104934	
			Ac37	0.136	95784	
			Ac82	1.13	86807	
			Ac72	1.309	96002	
			Ac92	1.392	110379	
			Ac94B	1.41	112542	
			Ac107	1.462	110375	
			Ac98B	1.608	99022	
			Ac76	1.738	98109	
Ac113	1.854	93499				
Ac69B	2.018	97145				

			Ac44	2.207	92070		
			Ac69A	2.113	97145		
			Ac80	2.316	94603		
			Ac103	2.321	101959		
			Ac15	10.98	86611		
Andesita Apan	García-Palomo <i>et al.</i> (2002)	García-Palomo <i>et al.</i> (2002)	APA 84, K/Ar	13.4	81190		
Andesita Peñón			APA 94, K/Ar	12.7	63450		
Andesita Apan			AC 129, K/Ar	12.6	73252		
Secuencia Acoculco			AC 111, K/Ar	1.7	97089		
Apan-Tezontepec			AC 137, K/Ar	0.8	89631		
Andesita Picacho			APA 10, K/Ar	2.1	99547		
Apan-Tezontepec			VE116, K/Ar	1.5	67647		
Apan-Tezontepec			U2, K/Ar	0.47	41510		
Ignimbrita Tecoloquillo			TA 3.1-3.24, C14	0.04185	99030		
Ignimbrita Tecoloquillo			TB 2.24- 2.27, C14	0.031	98874		
Fuentes utilizadas:							
<p>Agustín-Flores, J., Siebe, C., & Guilbaud, M. N. (2011). Geology and geochemistry of Pelagatos, Cerro del Agua, and Dos Cerros monogenetic volcanoes in the Sierra Chichinautzin volcanic field, south of Mexico City. <i>Journal of Volcanology and Geothermal Research</i>, 201(1-4), 143-162.</p> <p>Arce, J.L., Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., & Salinas, I. (2015a). The ~ 2000 yr BP Jumento volcano, one of the youngest edifices of the Chichinautzin volcanic Field, central Mexico. <i>Journal of Volcanology and Geothermal Research</i>, 308, 30–38. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2015.10.008</p> <p>Arce, J.L., Layer, P.W., Macías, J.L., Morales-Casique, E., García-Palomo, A., Jiménez-Domínguez, F.J., ... & Vásquez-Serrano, A. (2019). Geology and stratigraphy of the Mexico Basin (Mexico City), central Trans-Mexican Volcanic Belt. <i>Journal of Maps</i>, 15:2, 320-332. https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1593251</p> <p>Arce, J.L., Ferrari, L., Morales-Casique, E., Vásquez-Serrano, A., Arroyo, S.M., Layer, P.W., ... & López-Martínez, M. (2020). Early Miocene arc volcanism in the Mexico City Basin: inception of the Trans-Mexican volcanic belt. <i>Journal of Volcanology and Geothermal Research</i>, 408, 107104.</p> <p>Avellán, D.R., Macías, J.L., Layer, P.W., Sosa-Ceballos, G., Gómez-Vasconcelos, M.G., Cisneros-Máximo, G., ... & Benowitz, J. (2020). Eruptive chronology of the Acoculco caldera complex—A resurgent caldera in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt (México). <i>Journal of South American Earth Sciences</i>, 98, 102412.</p> <p>Cadoux, A., Missenard, Y., Martínez-Serrano, R., & Guillou, H. (2011). Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of the Sierra Nevada range. <i>Geological Magazine</i>, 148(3), 492-506. https://doi.org/10.1017/s0016756810000993</p> <p>De Cserna, Z., Aranda-Gómez, J.J., & Mitre-Salazar, L.M. (1988). Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México. <i>Boletín del Instituto de Geología, UNAM, México</i>, 104, 1-71.</p> <p>García Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Valdez, G., Mora, J.C. (2002). Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. <i>Geofísica Internacional</i>, vol. 41(2), 133-150.</p> <p>García-Palomo, A., Macías, J.L., Jiménez, A., Tolson, G., Mena, M., Sánchez-Núñez, J.M., ... & Lermo-Samaniego, J. (2018). NW-SE Pliocene-Quaternary extension in the Apan-Acoculco region, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. <i>Journal of Volcanology and Geothermal Research</i>, 349, 240-255.</p> <p>García-Tovar, G.P., Martínez-Serrano, R.G., Solé, J., Correa-Tello, J.C., Núñez-Castillo, E.Y., Guillou, H., Monroy-Rodríguez, E. (2015). Geología, geocronología y geoquímica del volcanismo Plio-Cuaternario del Campo Volcánico Apan-Tecocomulco, Faja Volcánica Trans-Mexicana. <i>Revista Mexicana de Ciencias Geológicas</i>, vol.32, n.1, 100-122.</p> <p>Hernández, J. (2007). Geología y geomorfología volcánica de la región de los yacimientos de obsidiana de Otumba en el sector norte de la Sierra Nevada de México (Tesis de licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Filosofía y Letras. Ciudad de México.</p> <p>Huddart, D., and González, S. (2004). Pyroclastic flows and associated sediments, Tlálloc-Telapón, piedmont fringe of the eastern basin of Mexico, in Aguirre-Díaz, G., Macías, J.L., and Siebe, C., eds., <i>Penrose Conference</i>, UNAM, Metepec, Puebla, México, 35 pp.</p>			<p>Jaimes-Viera, M.C., Martin Del Pozzo, A.L., Layer, P.W., Benowitz, J.A., & Nieto-Torres, A. (2018). Timing the evolution of a monogenetic volcanic field: Sierra Chichinautzin, Central Mexico. <i>Journal of Volcanology and Geothermal Research</i>, 356, 225-242. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2018.03.013</p> <p>López-Pizaña, J.F. (2012). Estudio vulcanológico de los depósitos de flujos de Bloques y Cenizas “San Francisco” y “Chicoloapan” del sector Sur-Oeste del Complejo Volcánico Tlálloc-Telapón. (Tesis de licenciatura) Instituto Politécnico Nacional ESIA Ticomán, CDMX.</p> <p>Lozano-Barraza, L. (1968). Geología de la Sierra de Guadalupe. México, D.F. (Tesis de Licenciatura) Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura (ESIA), DF, 43 pp.</p> <p>Macías, J.L., Arce, J.L., García-Tenorio, F., Layer, P.W., Rueda, H., Reyes-Agustín, G., López-Pizaña, F., Avellán, D. (2012). Geology and geochronology of Tlálloc, Telapón, Iztaccuhtli, and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, central Mexico. In Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., and Molina-Garza, R.S., (Eds.). <i>The Southern Cordillera And Beyond: Geological Society of America Field Guide</i> 25, 163-193. https://doi.org/10.1130/2012.0025(08)</p> <p>Meier, M., Grobety, B., Arce, J.L., and Rueda, H. (2007). Origin and age of the Volcanic Rocks of Tlálloc Volcano, Sierra Nevada, Central Mexico. <i>American Geophysical Union, Joint Assembly</i>, v. 23, p. A01.</p> <p>Mejía, V., Böhnel, H., Opdyke, N.D., Ortega-Rivera, M.A., Lee, J.K.W., & Aranda-Gómez, J.J. (2005). Paleosecular variation and time-averaged field recorded in late Pliocene-Holocene lava flows from Mexico. <i>Geochemistry, Geophysics, Geosystems</i>, 6, 1–19.</p> <p>Mooser, F. (1970). Condiciones geológicas acerca del pozo Texcoco PP1. V <i>Reunión Nacional de Mecánica de Suelos. Sesión 4, tomo II</i>, 143-161.</p> <p>Nixon, G.T. (1989). The geology of Iztaccuhtli volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. <i>Geological Society of America Special Paper</i>, 219, 58.</p> <p>Osete, M., Ruiz-Martínez, V., Caballero, C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J., & Tarling, D. (2000). Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, Mexico: paleomagnetic and radiometric evidence. <i>Tectonophysics</i>, 318(1-4), 201-215.</p> <p>Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2022). <i>TEXCOCO E14-B21, Escala 1: 50 000</i>.</p> <p>Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., & Abrams, M. (2004). Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: Implications for archaeology and future hazards. <i>Bulletin of Volcanology</i>, 66, 203–225.</p> <p>Siebe, C., Arana-Salinas, L., & Abrams, M. (2005). Geology and radiocarbon ages of Tlálloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México. <i>Journal of Volcanology and Geothermal Research</i>, 141, 225–243.</p> <p>Sosa-Ceballos, G., Macías, J.L., García-Tenorio, F., Layer, P.W., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., & Arce, J.L. (2015). El Ventorrillo, a paleostructure of Popocatepetl volcano: Insights from geochronology and geochemistry. <i>Journal of Volcanology and Geothermal Research</i>, 277, 1–20. doi:10.1007/s00445-015-0975-2</p> <p>Vázquez-Selem, L. (1997). Late Quaternary glaciations of Teyotl volcano, Central Mexico. <i>Quaternary International</i>, v. 43/44, p. 67–73.</p>				

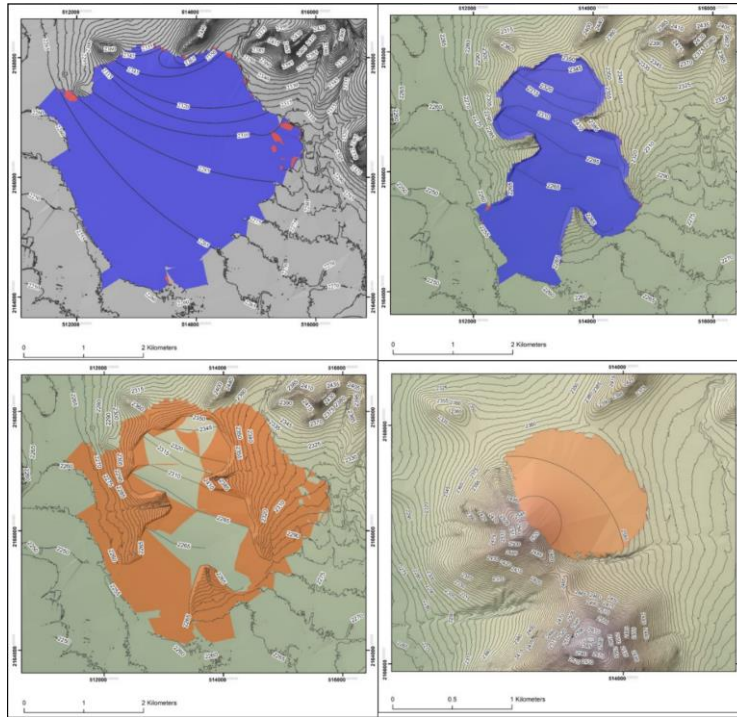
Anexo C: Análisis de concentración de elementos traza. Los valores en rojo están por debajo del límite de detección (LOD, Limit of Detection) provisto por el laboratorio. Th (LOD= 1.5) y U (LOD=1.7) para la andesita basáltica, y Cu (LOD=3.6) para la riolita de plagioclasa.

Elementos traza sin normalizar (ppm):							
	AZ-2003B	AZ-2004	AZ-2005	AZ-2009	AZ-2019	AZ-2017	AZ-2025
Ni	8.49	3.87	6.01	9.24	8.39	51.72	5.63
Cr	9.98	9.56	13.41	26.30	14.64	92.23	14.64
Sc	5.03	4.73	6.24	10.74	7.80	18.43	9.83
V	29.23	28.21	20.74	67.72	26.48	114.69	61.18
Ba	640.28	515.25	550.21	610.90	595.36	391.44	523.91
Rb	150.71	156.82	123.39	78.77	139.27	23.89	77.02
Sr	279.84	252.92	257.74	615.43	299.10	475.97	569.67
Zr	118.23	117.96	143.75	153.98	155.98	152.55	168.06
Y	20.14	20.46	20.72	25.47	21.26	20.89	22.21
Nb	10.74	10.84	11.31	9.40	11.59	6.70	8.56
Ga	17.08	16.89	17.78	18.12	19.06	18.67	18.71
Cu	3.06	2.66	2.79	4.80	2.71	16.32	3.65
Zn	41.39	39.50	35.97	60.41	36.79	79.64	64.08
Pb	19.14	19.66	19.86	10.99	18.00	5.74	10.99
La	26.01	27.17	34.95	24.53	41.64	13.31	21.18
Ce	46.71	53.32	58.28	49.07	59.21	32.06	41.95
Th	14.27	16.06	16.95	8.47	14.16	0.90	6.20
Nd	22.96	21.92	28.11	23.88	33.81	18.75	20.91
U	5.04	5.13	3.88	2.79	3.29	1.06	1.83

Anexo D: Ortomosaicos generados con las fotos de dron procesadas con Agisoft Metashape. Tomados en diciembre y agosto del 2020 y junio del 2021.



Anexo E: Mapas de los de volúmenes generados con la herramienta cut-fill de ARCMAP y tabla con los valores de los atributos de las capas usadas.



	OBJECTID	Value	Count	Volumen (m ³)	ÁREA (m ²)
Total 1	7	7	460126	691302352.8	11503150
Lavas	3	3	239950	571491783.9	5998750
Abanicos	7	7	357715	87110084.33	8942875
CTz	3	3	36775	37728284.05	919375
DTz+CTz	3	3	4960	94148478.13	1984000
CPL	42	42	2911	54734065.82	1164400
DTz				56420194.14	1524313
Az				460337523.9	2850350

Anexo F. Datos de geoquímica de elementos mayores (i) y traza (ii) recopilados de la base de datos GEOROC (<https://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/new-start.asp>).

i) Fuente	unidad o locación	muestra	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
SGM (2022)	Spt	TX-015	69.12	0.63	16.54	3.23	0.05	1.20	3.17	3.29	2.66	0.11
		TX-014	67.63	0.63	16.58	3.24	0.07	1.73	3.83	3.61	2.55	0.12
	Montecillo	TX-019	70.04	0.55	16.47	3.04	0.03	0.69	2.72	3.69	2.64	0.13
	La Virgen	TX-021	70.17	0.56	15.72	3.26	0.06	1.22	2.75	3.12	3.03	0.12
García-Palomo <i>et al.</i> (2002)	A. Apan	APA79	62.07	0.94	16.78	5.58	0.09	4.03	5.60	3.26	1.45	0.21
		APA84	60.78	0.80	18.42	5.00	0.09	2.85	6.21	4.28	1.32	0.25
		APA94	60.94	0.68	18.98	4.89	0.08	2.59	6.30	4.11	1.25	0.18
Torres-Alvarado <i>et al.</i> (2016)	F. Tepoztlan	TL233-3	64.99	0.63	16.39	4.82	0.07	2.58	4.78	4.11	1.45	0.18
		TL233-HO	59.94	0.78	16.34	6.01	0.09	4.87	6.52	4.12	1.13	0.20
		TL233-10P	62.88	0.70	15.91	5.10	0.08	4.01	5.27	4.33	1.54	0.18
		TL233-12P	61.40	0.76	16.45	5.89	0.09	3.79	5.81	4.28	1.35	0.18
		TL 6	59.56	0.76	16.21	6.29	0.11	6.05	6.55	3.47	0.82	0.19
		TL 11	59.99	0.73	15.79	6.43	0.11	7.32	6.14	2.62	0.72	0.15
		TL 15	63.67	0.62	16.69	5.03	0.07	3.40	5.21	4.26	0.88	0.17
		TO 4	64.61	0.55	17.49	4.00	0.03	2.74	4.86	4.52	1.01	0.19
		TL250-1	61.82	0.89	15.96	5.91	0.09	4.49	5.57	4.22	0.82	0.23
		TL250-5P	59.89	0.84	16.97	6.37	0.11	3.85	6.26	4.37	1.15	0.19
		SO 7	60.86	0.81	16.95	5.83	0.08	4.61	5.91	3.92	0.84	0.19
		SO 9	61.76	0.75	17.13	5.37	0.06	4.04	6.00	3.90	0.83	0.16
		SO 14	61.37	0.90	17.39	6.20	0.06	4.03	5.77	3.34	0.80	0.14
		TEP3-SL-1	66.03	0.55	16.49	3.89	0.06	2.07	4.43	4.57	1.76	0.15
		TEP3-SL-2	65.28	0.56	16.19	4.10	0.07	2.15	4.93	4.76	1.36	0.60
		TEP3-SL-3 A	59.33	0.95	18.20	6.24	0.11	3.24	6.34	3.87	1.47	0.25
		TEP3-SL-4	66.12	0.54	16.37	4.01	0.06	1.99	4.44	4.89	1.43	0.15
		TEP3-SL-5	67.36	0.52	16.30	3.63	0.03	1.40	4.06	5.03	1.51	0.16
		TEP3-SL-6	65.16	0.64	17.24	4.49	0.06	2.02	4.56	4.17	1.50	0.16
		SA 1	64.24	0.70	17.72	4.76	0.06	2.60	4.76	3.67	1.34	0.15
		SA 2	63.96	0.75	17.55	5.08	0.06	2.73	4.72	3.80	1.21	0.15
		SA 10	64.49	0.71	17.47	4.91	0.08	2.37	4.47	4.09	1.27	0.13
		SA 11	65.72	0.66	16.71	4.60	0.06	2.47	4.41	3.36	1.83	0.18
		SA 16	65.97	0.71	15.66	4.37	0.06	2.34	4.77	3.39	2.49	0.24
		SA 17	63.77	0.99	17.31	5.04	0.03	2.48	4.86	4.05	1.21	0.26
		SA 18	63.99	0.76	16.85	4.71	0.06	2.80	5.11	3.84	1.69	0.19
		TE 3	62.59	0.78	16.77	5.77	0.10	3.21	5.50	3.95	1.13	0.20
		TE 4	61.62	0.80	17.94	5.52	0.09	2.96	5.73	4.24	0.91	0.19
		TE 5	61.00	0.68	15.98	6.08	0.10	5.21	5.59	3.82	1.37	0.17
		M 062	57.50	0.72	17.07	7.00	0.08	5.42	7.06	4.04	0.95	0.16
		M 073	55.58	0.73	16.39	7.55	0.11	7.21	7.58	3.81	0.88	0.16
		M 153	64.01	0.72	15.89	4.91	0.06	3.01	4.85	4.84	1.44	0.27
		M 211-14	59.08	0.76	17.75	7.50	0.10	3.80	6.30	3.81	0.66	0.24
		M 027	55.54	0.70	15.68	7.34	0.11	8.53	7.36	3.82	0.76	0.16
		M 141	61.05	0.88	16.16	6.13	0.08	4.07	5.87	4.19	1.32	0.25
		M 158	62.08	0.87	16.73	5.75	0.07	2.95	5.61	4.45	1.25	0.24
		M 210	62.08	0.87	16.73	5.75	0.07	2.95	5.61	4.45	1.25	0.24
		MA 1	65.52	0.59	16.95	4.01	0.06	2.20	4.61	4.74	1.18	0.14
		MA 6	63.84	0.65	17.56	5.07	0.08	2.39	5.09	3.99	1.19	0.14
		MA 10	63.08	0.72	16.51	5.50	0.08	3.37	5.19	4.27	1.16	0.12
		AHUATENCO 2	63.15	0.67	16.10	5.37	0.07	3.98	4.98	4.14	1.37	0.17
		TEPEXI 1	65.22	0.76	16.96	4.18	0.03	1.82	4.76	3.75	2.29	0.23

		TEPEXI 3	65.13	0.63	15.97	4.71	0.13	2.25	4.96	4.90	1.16	0.16
		TEPEXI 4	69.05	0.63	15.65	4.36	0.01	1.87	3.47	3.28	1.50	0.17
		AJU 2	63.72	0.66	16.57	5.03	0.07	3.51	4.69	4.14	1.41	0.20
		AJU 3	75.02	0.46	13.99	2.28	0.01	1.01	2.68	3.20	1.26	0.09
		TLAJO 1	66.95	0.65	17.30	3.37	0.02	1.92	4.24	3.87	1.42	0.26
		ZEMP 1	63.14	0.77	16.86	5.48	0.09	2.54	5.40	4.15	1.37	0.20
		ZEMP 10	64.21	0.65	15.94	5.02	0.07	3.20	5.03	4.17	1.53	0.18
		ZEMP 11	56.15	0.86	15.90	8.17	0.13	7.91	7.60	2.33	0.82	0.13
		ZEMP 12	60.78	1.04	15.79	6.44	0.10	3.78	6.40	4.06	1.32	0.29
		ZEMP 13	59.03	1.06	16.28	6.50	0.10	4.53	6.88	4.05	1.25	0.32
		FC 4	62.29	0.78	16.31	5.32	0.08	4.17	5.67	3.56	1.61	0.21
		FC 5	61.42	0.81	16.54	5.58	0.09	3.72	6.14	4.00	1.48	0.22
Arce et al. (2020)	SdG	SG-1501	59.19	0.87	16.62	6.42	0.11	4.73	6.68	3.32	1.87	0.19
		SG-1506B	61.33	0.85	16.91	5.75	0.09	3.40	6.16	3.77	1.57	0.18
		SG-1506C	67.95	0.64	14.77	3.81	0.06	1.86	3.48	2.97	4.31	0.14
		SG-1502	63.87	0.74	16.23	4.95	0.06	2.89	4.88	3.55	2.69	0.15
		SG-1503	68.41	0.43	15.56	3.44	0.07	1.90	3.92	3.38	2.77	0.11
		SG-1504	64.09	0.67	16.47	4.81	0.08	2.75	4.76	3.36	2.84	0.18
		SG-1607	64.59	0.90	16.00	4.86	0.07	2.51	4.65	3.71	2.56	0.15
		SG-1515B	64.46	0.76	15.43	5.12	0.09	2.11	5.04	3.59	3.16	0.24
		SG-1521C	68.04	0.68	15.31	3.58	0.07	1.99	3.58	3.53	3.12	0.11
		SG1620	63.39	0.71	16.60	5.11	0.11	2.71	5.48	3.53	2.19	0.16
		SG-1623	65.13	0.71	16.65	4.19	0.07	2.60	4.50	3.61	2.40	0.15
		SG-1512A	58.71	0.90	17.76	6.65	0.09	3.80	6.65	3.65	1.60	0.17
		SG-1618	61.13	0.88	16.30	5.88	0.10	3.90	5.97	3.48	2.18	0.18
		SG-1510	61.68	0.81	16.05	5.84	0.10	3.92	5.49	3.37	2.57	0.17
		SG-1523	61.73	1.05	15.95	5.49	0.10	4.10	5.57	3.41	2.40	0.18
		SG-1601	60.26	0.92	17.11	6.14	0.10	3.54	6.31	3.52	1.91	0.20
SG1609	61.09	0.83	16.78	5.59	0.09	3.95	6.06	3.62	1.83	0.16		
SG-105X	70.04	0.35	15.73	2.62	0.05	1.24	2.69	3.72	3.47	0.09		
García-Tovar et al. (2015)	Tlálloc-Apan		76.49	0.11	13.25	1.08	0.05	0.00	0.90	3.49	4.59	0.03
			69.26	0.44	15.25	3.24	0.06	1.12	3.35	4.23	2.95	0.10
			76.81	0.14	12.24	1.54	0.05	0.00	0.43	3.89	4.89	0.01
Martínez-Serrano et al. (2022)	Xihuingo	Xi-01	65.60	0.71	16.74	3.89	0.08	1.72	4.95	4.05	2.05	0.21
		Xi-02	65.54	0.72	16.66	3.93	0.08	1.70	4.90	4.07	2.19	0.20
		Xi-04	65.78	0.69	16.67	3.95	0.08	1.72	4.81	3.95	2.17	0.19
		Xi-06	65.11	0.73	16.79	4.10	0.08	1.77	4.94	3.74	2.52	0.20
		Xi-07	65.42	0.73	17.12	3.87	0.08	1.79	4.83	3.89	2.08	0.18
		Xi-12	65.58	0.73	16.41	4.04	0.08	1.83	4.84	4.02	2.25	0.21
		Xi-17	65.02	0.77	16.91	4.13	0.08	1.75	5.02	3.93	2.17	0.20
		Xi-18	64.99	0.76	16.79	4.14	0.08	1.72	5.12	4.04	2.10	0.24
		Xi-21	65.74	0.71	16.66	3.89	0.08	1.63	4.85	3.97	2.28	0.21
Leroy et al. (2002)	SLP		76.55	0.09	12.30	1.59	0.02	0.59	0.64	1.80	6.41	0.00
			79.32	0.09	11.43	1.29	0.00	0.04	0.39	2.55	4.89	0.00
			78.69	0.09	11.57	1.49	0.00	0.04	0.48	2.80	4.85	0.00
			79.57	0.11	11.58	1.42	0.00	0.08	0.25	1.89	5.07	0.02
			76.79	0.07	12.85	1.33	0.00	0.10	0.48	3.24	5.13	0.02
			76.84	0.07	13.08	1.40	0.00	0.04	0.16	3.19	5.20	0.02
			76.86	0.06	12.85	1.53	0.00	0.03	0.19	3.35	5.11	0.02
			77.53	0.09	12.40	1.73	0.00	0.08	0.24	2.95	4.98	0.00
	77.41	0.07	12.77	1.47	0.00	0.08	0.18	2.77	5.24	0.00		

			76.92	0.07	13.02	1.51	0.02	0.05	0.19	3.26	4.94	0.02
			76.15	0.05	13.86	1.52	0.00	0.00	0.08	3.05	5.28	0.00
Rodríguez-Rios et al. (2007)			76.89	0.07	13.09	1.31	0.02	0.04	0.16	3.19	5.20	0.02
			77.80	0.07	12.78	1.10	0.01	0.11	0.02	2.69	5.40	0.02
			77.07	0.07	12.90	1.24	0.02	0.10	0.18	3.25	5.14	0.02
			76.92	0.06	12.86	1.44	0.03	0.03	0.19	3.35	5.11	0.01
			77.57	0.09	12.40	1.64	0.02	0.08	0.24	2.95	4.98	0.02
			77.32	0.07	12.75	1.56	0.02	0.08	0.18	2.77	5.23	0.02
			76.76	0.06	13.11	1.44	0.02	0.04	0.15	3.36	5.04	0.01
			76.99	0.07	13.03	1.42	0.02	0.05	0.19	3.26	4.94	0.02
			79.63	0.11	11.59	1.33	0.03	0.08	0.25	1.89	5.07	0.02
			78.71	0.09	11.57	1.41	0.02	0.04	0.48	2.80	4.86	0.02
			79.57	0.09	11.19	1.21	0.02	0.04	0.39	2.56	4.91	0.02
			78.06	0.07	12.19	1.78	0.02	0.04	0.20	2.83	4.78	0.02
			78.37	0.09	13.16	1.27	0.02	0.04	0.65	1.84	4.54	0.01
	Torres-Sánchez et al. (2019)			74.91	0.06	14.12	1.42	0.02	0.02	0.33	3.49	5.60
			64.28	0.19	21.24	1.93	0.05	0.45	1.11	3.14	7.49	0.11
			76.49	0.06	13.74	1.34	0.02	0.07	0.29	3.41	4.57	0.01
Rueda et al. (2013)	Tlaloc		74.55	0.07	14.92	1.07	0.08	0.12	0.63	3.45	5.06	0.04
			73.22	0.07	16.09	1.03	0.08	0.19	0.74	3.77	4.76	0.04
			74.46	0.09	14.65	1.40	0.07	0.20	0.68	3.89	4.53	0.03
			75.59	0.06	14.27	0.96	0.07	0.30	0.46	3.75	4.51	0.02
			74.32	0.07	14.76	1.30	0.07	0.14	0.61	3.99	4.72	0.02
			75.65	0.06	13.99	0.87	0.07	0.20	0.48	4.19	4.47	0.02
			76.06	0.05	13.69	0.82	0.07	0.18	0.41	4.14	4.56	0.02
			74.68	0.07	14.65	1.00	0.08	0.14	0.64	3.86	4.84	0.03
			75.33	0.06	13.92	0.97	0.06	0.40	0.59	4.07	4.58	0.01
			76.05	0.06	13.59	0.91	0.06	0.27	0.47	4.08	4.50	0.01
García-Tovar et al. (2011)	Telapón		76.23	0.07	13.43	0.94	0.07	0.30	0.56	4.06	4.33	0.01
			68.38	0.55	16.46	3.53	0.06	0.47	3.86	4.54	1.98	0.16
			60.98	0.92	16.09	5.90	0.08	4.37	5.76	3.65	2.03	0.23
			63.12	0.89	16.25	5.29	0.08	3.19	5.17	4.00	1.81	0.19
			61.87	0.93	16.31	6.05	0.10	3.44	5.57	3.72	1.89	0.12
			59.26	0.96	17.07	6.42	0.11	4.41	6.36	3.71	1.53	0.18
			68.39	0.54	15.62	3.48	0.07	1.81	3.23	3.85	2.93	0.06
			65.02	0.80	16.03	4.74	0.08	2.35	4.55	4.02	2.22	0.19
			68.62	0.55	15.75	3.57	0.07	1.28	3.45	4.12	2.46	0.14
			62.60	0.91	17.16	5.26	0.08	2.80	5.13	4.00	1.89	0.17
			63.33	0.82	15.95	5.17	0.07	3.48	4.94	3.94	2.08	0.22
			64.57	0.76	15.92	4.83	0.07	2.59	4.76	4.18	2.15	0.17
			63.74	0.84	16.35	4.90	0.07	2.94	4.78	4.04	2.17	0.17
			62.54	1.00	15.64	5.79	0.08	3.27	5.00	4.07	2.31	0.29
			62.27	1.01	15.95	6.02	0.08	3.35	5.10	3.91	2.05	0.27
			64.01	0.86	16.41	4.41	0.09	3.02	5.13	3.89	2.02	0.16
			65.34	0.71	16.02	4.48	0.08	2.43	4.25	3.79	2.75	0.16
			65.50	0.73	15.85	4.46	0.07	2.35	4.40	3.82	2.65	0.17
			64.52	0.67	17.75	4.38	0.08	2.31	4.04	4.07	2.02	0.15
			66.29	0.74	15.37	4.52	0.06	2.06	4.06	4.21	2.53	0.16
	66.39	0.72	15.44	4.29	0.08	2.26	4.21	3.94	2.52	0.17		
	60.11	1.00	15.87	6.40	0.09	4.47	5.83	3.87	2.08	0.28		
	66.12	0.71	16.28	4.43	0.07	1.98	3.84	4.01	2.39	0.17		

			66.40	0.70	15.85	4.32	0.08	1.96	4.04	4.14	2.34	0.17
			69.62	0.48	15.14	3.01	0.06	1.37	3.20	3.95	3.06	0.11
			69.99	0.46	15.14	2.90	0.05	1.31	3.08	3.91	3.02	0.12
			70.28	0.49	14.97	3.06	0.06	1.39	2.73	3.81	3.09	0.12
			69.88	0.50	14.91	3.18	0.06	1.41	3.02	3.88	3.04	0.13
			70.34	0.47	15.11	2.89	0.07	1.42	2.88	3.76	2.98	0.10
			64.53	0.73	15.81	4.57	0.08	3.08	4.87	4.12	2.02	0.19
			64.64	0.73	16.21	4.63	0.08	2.81	4.56	4.03	2.15	0.17
			63.30	0.89	16.31	5.32	0.06	2.73	5.22	3.90	2.06	0.20
			65.27	0.75	15.71	4.75	0.06	2.39	4.73	4.06	2.10	0.18
			73.18	0.09	15.49	1.42	0.07	0.29	0.80	3.96	4.68	0.03
			57.66	0.96	16.25	6.86	0.10	5.99	6.87	3.63	1.46	0.21
			54.92	1.36	17.85	7.93	0.12	5.55	7.77	3.25	0.98	0.26
			55.96	1.27	17.85	7.41	0.11	5.11	7.32	3.70	1.01	0.24
			53.77	1.14	18.18	8.00	0.13	6.21	8.27	3.19	0.92	0.19
Negendak et al. (1985)			75.45	0.03	14.29	0.70	0.14	0.09	0.50	4.56	4.18	0.04
			75.52	0.04	14.26	0.68	0.15	0.08	0.52	4.51	4.20	0.05
			75.45	0.03	14.19	0.79	0.11	0.16	0.51	4.54	4.15	0.05
			75.50	0.03	14.11	0.75	0.11	0.18	0.52	4.51	4.23	0.05
			75.30	0.03	14.28	0.82	0.08	0.15	0.57	4.52	4.20	0.05
			75.59	0.02	14.10	0.75	0.11	0.15	0.52	4.49	4.21	0.06
			75.57	0.03	13.97	0.79	0.11	0.16	0.53	4.51	4.26	0.05
			75.56	0.03	13.97	0.79	0.11	0.17	0.52	4.56	4.24	0.05
			75.35	0.03	14.12	0.78	0.11	0.22	0.53	4.55	4.25	0.06
			72.70	0.03	18.00	0.71	0.10	0.15	0.46	4.01	3.79	0.05
MacDonald et al. (1992)	Las Derrumbadas		75.21	0.03	14.26	1.07	0.05	0.02	0.61	4.45	4.25	0.05
		Xi-28	48.73	1.86	17.66	9.26	0.16	7.73	9.62	3.80	0.74	0.44
		Xi-22	49.83	1.83	17.35	9.22	0.15	7.12	9.82	3.54	0.68	0.45
		Xi-32	50.67	1.88	17.84	9.54	0.16	4.55	9.25	4.60	1.12	0.40
		Xi-33	48.91	1.88	17.39	9.70	0.16	6.40	10.45	4.02	0.74	0.36
		Xi-39	53.15	1.37	17.38	7.96	0.14	6.30	8.03	3.94	1.30	0.42
		Xi-36	57.86	1.04	18.28	5.74	0.11	4.29	7.11	4.04	1.32	0.20
		Xi-45A	54.77	1.48	17.42	7.93	0.14	4.62	7.72	4.15	1.27	0.50
		Xi-14	56.98	1.42	16.83	7.67	0.12	3.42	6.68	4.16	1.96	0.76
		Xi-44b	51.81	1.69	16.83	8.76	0.15	6.87	8.43	4.02	1.02	0.40
		Xi-11	55.51	1.14	16.02	7.03	0.12	6.60	8.04	3.66	1.44	0.44
		Xi-19	54.55	1.33	17.14	7.50	0.13	5.48	8.65	3.51	1.36	0.35
		Xi-25	54.39	1.17	16.59	7.14	0.12	7.03	7.83	3.96	1.34	0.43
		Xi-27	54.75	1.12	16.46	7.04	0.13	7.06	7.83	3.75	1.46	0.39
		Xi-29	52.80	1.45	17.67	8.03	0.14	6.31	8.34	3.69	1.20	0.39
		Xi-30	53.17	1.56	17.42	8.36	0.15	5.26	8.46	3.79	1.33	0.50
		Xi-31	52.81	1.44	17.33	8.13	0.14	6.54	8.24	3.86	1.12	0.38
		Xi-42	53.27	1.41	17.66	7.78	0.13	6.11	8.10	3.83	1.32	0.37
		Xi-24	58.02	1.00	16.58	6.08	0.11	5.30	6.90	3.96	1.70	0.35
		Xi-15	57.22	1.30	16.60	7.21	0.12	4.03	6.98	3.67	2.23	0.64
		Xi-16	55.81	1.16	16.00	7.15	0.12	6.57	7.72	3.70	1.35	0.42
		Tu-121	53.79	1.35	18.60	8.10	0.13	4.55	8.69	3.62	0.93	0.23
		Tu-130	53.44	1.38	17.71	8.09	0.14	5.20	9.20	3.64	0.99	0.21
		APA76	56.33	0.99	18.01	6.17	0.10	5.26	7.99	3.69	1.22	0.24
		APA78	56.77	0.98	18.61	5.79	0.10	4.64	7.84	3.67	1.40	0.19
		APA85	53.27	1.45	17.54	7.28	0.11	6.53	8.91	3.59	0.95	0.37
García-Palomo et al. (2002)	CVAT											

	APA93	50.65	1.52	17.32	8.47	0.14	7.22	10.18	3.30	0.89	0.31
	APA99	55.27	0.93	17.02	6.54	0.10	7.14	7.67	3.88	1.22	0.23
García-Tovar <i>et al.</i> (2015)		52.85	1.41	17.06	8.97	0.13	5.70	8.34	3.95	1.16	0.43
		54.77	1.07	18.88	8.00	0.12	4.42	7.61	3.71	1.20	0.21
		52.63	1.33	18.19	8.81	0.13	5.12	9.04	3.58	0.97	0.21
		55.62	1.38	16.61	8.43	0.13	5.25	6.82	3.71	1.69	0.35
		57.80	1.14	16.71	7.58	0.11	3.75	7.13	3.95	1.60	0.23
		55.54	1.06	18.08	7.52	0.12	5.45	7.17	3.91	0.96	0.20
		52.95	1.37	17.57	8.91	0.14	5.16	9.12	3.61	0.98	0.21
		52.44	1.39	17.46	9.02	0.14	6.11	8.50	3.53	0.94	0.48
		56.61	0.95	19.95	6.24	0.09	3.92	7.23	3.85	0.90	0.25
		56.03	0.95	17.59	7.13	0.10	5.93	7.83	3.71	0.56	0.16
		55.88	1.00	18.26	6.71	0.11	4.91	7.96	3.79	1.19	0.18
		50.54	1.61	18.02	9.94	0.15	6.20	8.85	3.45	0.68	0.56
		52.56	1.46	17.05	8.26	0.13	6.94	9.02	3.42	0.79	0.36
		51.87	1.58	16.98	9.64	0.15	6.00	8.40	3.70	1.05	0.62

ii) muestra	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cs	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	K	La	Ce
TX-015															
TX-014															
TX-019															
TX-021															
APA79	12	106	128		42	0.6	36	533	7.0	1.1			11945	28	47
APA84		83	13		32		24	399	3.0				10858		
APA94		95	18		40		25	299	4.0				7106		
TL233-3					30	0.5	18	280	2.4	0.7	3.8	0.3	9614	13	27
TL233-HO					70	0.5	20	251	1.9	0.7	3.4	0.3	9960	13	29
TL233-10P					80	0.8	26	297	2.5	0.9	3.8	0.3	8050	15	30
TL233-12P					50	0.6	26	287	2.2	0.8	3.7	0.3	14058	14	28
TL 6					70	0.4	14	247	1.8	0.6	3.0	0.2	13306	13	25
TL 11					70	0.5	11	153	1.6	0.9	2.7	0.2	8007	9	22
TL 15					60	0.2	10	270	2.2	0.5	3.2	0.3	8113	14	27
TO 4					20	0.3	13	252	2.1	0.6	2.7	0.2	7763	12	23
TL250-1					80	0.2	17	205	1.6	0.5	3.9	0.3	7485	15	31
TL250-5P					60	0.9	20	320	1.5	0.6	3.8	0.3	4665	12	26
SO 7					40	0.4	13	257	2.0	0.6	3.5	0.3	9905	12	25
SO 9					40	0.5	13	251	2.0	0.5	3.4	0.3	5634	16	26
SO 14					60	1.3	21	232	2.5	0.8	4.7	0.4	6578	15	27
TEP3-SL-1					0	0.6	24	314	2.3	0.8	2.9	0.3	8727	12	25
TEP3-SL-2					20	0.4	20	328	2.4	5.0	3.2	0.3	53241	15	28
TEP3-SL-3 A					20	0.4	29	328	2.1	0.6	4.8	0.3	40625	17	36
TEP3-SL-4					20	0.5	23	323	2.2	0.8	3.1	0.3	40285	14	29
TEP3-SL-5					20	0.5	24	304	2.3	0.8	3.0	0.3	42049	15	29
TEP3-SL-6					30	0.7	25	302	2.1	0.7	3.1	0.3	42543	14	29
SA 1					40	0.8	21	263	2.0	0.7	3.1	0.3	43143	13	26
SA 2					40	0.9	22	232	2.0	0.7	3.4	0.3	42413	13	26
SA 10					30	0.9	21	266	2.0	0.7	3.2	0.3	41321	13	29
SA 11					40	0.8	27	273	2.2	0.7	3.2	0.3	43459	13	28
SA 16					40	0.9	34	302	2.8	0.9	4.2	0.3	40985	17	36
SA 17					40	0.6	22	289	2.5	0.7	4.6	0.3	43849	17	37
SA 18					30	0.9	35	313	2.8	0.7	3.9	0.3	43174	16	34
TE 3					40	0.3	15	304	1.5	0.5	3.3	0.2	44793	24	27
TE 4					40	0.4	13	308	2.3	0.5	3.5	0.3	42705	16	31
TE 5					100	0.9	33	298	2.4	0.9	3.7	0.3	42443	15	31
M 062					120	0.7	15	227	1.1	0.5	2.8	0.2	41341	13	22
M 073					150	0.3	16	227	1.1	0.4	2.8	0.2	43412	10	23
M 153					50	0.2	19	577	3.0	1.0	3.5	0.3	41870	36	65
M 211-14					160	0.4	5	262	1.3	0.5	2.9	0.2	41024	10	22
M 027					230	0.3	12	174	1.3	0.5	2.6	0.2	42078	10	22
M 141					90	0.5	27	414	2.3	0.7	5.5	0.4	40301	18	36
M 158					30	0.3	24	348	1.9	0.6	4.9	0.4	40753	15	32
M 210					110	0.2	4	289	1.5	0.6	3.2	0.3	39682	15	27
MA 1					50	0.3	20	271	2.2	0.6	2.9	0.2	37658	17	29
MA 6					60	0.7	23	248	2.1	0.8	3.2	0.3	46471	12	28
MA 10					80	0.8	21	232	1.8	0.7	3.2	0.2	62187	13	25
AHUATENCO 2					50	0.7	26	364	2.4	0.7	3.4	0.2	37917	86	68
TEPEXI 1					30	3.1	44	229	2.5	0.6	4.1	0.3	12035	16	36
TEPEXI 3					50	1.7	22	312	1.8	0.6	3.5	0.3	9381	13	27
TEPEXI 4					50	3.0	31	197	2.3	0.5	3.1	0.3	12782	13	27
AJU 2					70	0.8	33	366	2.1	0.8	4.1	0.3	11206	32	50
AJU 3					0	0.4	13	251	1.8	0.6	2.4	0.2	6805	9	19
TLAJO 1					30	2.1	46	298	2.9	1.1	4.1	0.3	5977	17	31
ZEMP 1					0	0.5	27	446	1.9	0.6	5.7	0.4	7305	17	30
ZEMP 10					40	0.3	25	319	2.8	0.8	4.8	0.3	8384	16	30
ZEMP 11					160	0.4	13	275	1.3	0.4	3.1	0.2	6807	11	21
ZEMP 12					70	0.5	15	326	2.8	0.8	4.8	0.3	9546	25	43
ZEMP 13					70	0.3	10	477	3.3	0.9	4.2	0.3	6974	26	54
FC 4					50	1.2	25	430	2.6	0.9	4.8	0.3	6891	42	38
FC 5					0	1.2	26	400	2.7	0.9	5.4	0.3	6641	19	38
SG-1501	17	127	169	20.10	49	1.3	40	1141	4.3	1.1	6.6	0.4	14610	22	36
SG-1506B	17	122	100	13.50	12	0.6	32	502	4.0	0.8	7.5	0.4	11290	19	39
SG-1506C	10	81	74	7.90	8	7.1	167	631	17.8	4.7	13.7	1.1	12204	33	69

SG-1502	13	107	81	12.10	10	1.5	75	525	8.9	2.3	7.6	0.6	11872	20	43
SG-1503	7	39	51	6.70	5	2.6	69	702	7.0	1.3	8.0	0.6	12535	21	42
SG-1504	12	101	88	10.20	5	2.2	63	636	6.9	1.7	8.7	0.6	12452	23	46
SG-1607	12	94	31	10.40	8	2.1	65	457	8.0	1.9	6.6	0.5	11123	18	38
SG-1515B	13	129	109	11.70	4	1.4	68	670	6.7	1.7	9.5	0.7	10042	25	56
SG-1521C	6	55	94	7.30	7	3.9	86	554	10.5	2.7	7.9	0.7	10544	20	42
SG1620	12	100	58	12.50	12	1.5	47	539	4.6	1.1	6.4	0.5	15191	18	35
SG-1623	10	81	28	8.90	8	2.1	68	494	7.3	1.6	7.5	0.6	20672	19	38
SG-1512A	16	178	67	16.30	7	0.9	30	407	3.8	1.0	5.7	0.4	10044	26	36
SG-1618	14	129	136	15.40	11	1.5	50	450	6.3	1.6	6.3	0.5	14029	23	40
SG-1510	16	122	147	17.70	39	2.8	71	504	8.4	2.2	7.6	0.6	9379	20	42
SG-1523	13	113	141	15.70	27	2.3	68	447	6.6	1.7	7.0	0.5	7554	18	38
SG-1601	14	115	112	13.90	12	0.7	34	473	4.2	0.8	7.5	0.4	11371	19	40
SG1609	14	130	78	15.10	12	1.1	39	769	4.3	1.1	6.1	0.4	7887	15	32
SG-105X	70.04	0.35	15.73	2.62	0.05	1.24	2.69	3.72	3.47	0.09	100.00	7.18	5.6	48.2	265
	4	10	63	1.00	2	6.1	119	577	9.0	5.3	8.8	1.2	9614	17	33
	7	42	134	8.00	15	1.4	82	386	10.9	2.9	10.5	1.0	9960	22	43
	2	5	196	1.00	2	5.7	162	66	17.3	5.6	43.8	3.3	8050	54	114
Xi-01	8	66	100	7.12	4	1.6	50	584	4.7	1.4	7.8	0.5	16982	43	22
Xi-02	9	68	112	7.27	4	1.6	51	592	4.8	1.4	7.9	0.5	18163	44	22
Xi-04	10	66	129	7.64	6	1.7	51	612	5.0	1.4	7.9	0.5	18021	45	22
Xi-06		59	132	11.00	9		52.0	546	5.0		6.0		20947		
Xi-07	10	74	71	8.18	5	1.6	48	643	5.1	1.3	8.1	0.6	17286	45	22
Xi-12		68	121	9.00	10		58.0	596	5.0		7.0		18708		
Xi-17		66	98	11.00	8		53	536	5.0		7.0		18012		
Xi-18	10	75	131	8.23	5	1.6	52	602	4.8	1.4	8.0	0.5	17468	46	23
Xi-21		52	115	9.00	8		55	504	5.0		7.0		18938		
		3	1	0.60	2	15.9	286	72	35.7	11.0	21.9	2.8	53241	49	120
		5	2	0.20	1	11.1	276	625	33.4	7.5	20.6	2.5	40625	46	118
		10	3	0.30	2	10.1	265	101	33.4	7.6	20.1	2.5	40285	50	96
		7	3	0.50	2	10.4	262	276	33.8	4.6	19.3	2.2	42049	68	124
		6	4	0.20	1	14.9	479	22	61.9	8.0	32.4	4.8	42543	68	122
		6	5	0.20	1	20.1	484	17	55.4	7.4	33.7	5.1	43143	37	69
		4	0	0.80	1	12.8	520	13	50.8	7.4	34.6	5.6	42413	18	36
		3	3	0.30	3	11.2	399	34	38.3	7.1	25.2	3.4	41321	21	51
		3	0	0.30	1	14.0	538	16	25.7	6.3	33.0	4.9	43459	12	26
		11	3	0.40	2	20.8	471	62	44.7	8.1	33.7	5.1	40985	13	60
		3	1	66.40	0	4.3	416	1	33.4	7.3	108.0	13.9	43849	5	21
						20.2	484	17	55.4	7.4	33.7	5.1	43174	37	69
						13.3	499	43	37.3	6.4	35.5	5.3	44793	25	73
						15.0	479	22	61.9	8.0	32.4	4.8	42705	68	122
						12.8	520	13	50.8	7.4	34.6	5.6	42443	18	36
						11.2	399	34	38.3	7.1	25.2	3.4	41341	20	51
						14.0	538	16	25.6	6.3	33.0	4.9	43412	12	26
						13.8	75	62	46.5	8.3	33.0	5.0	41870	12	50
						20.8	471	62	44.7	8.1	33.7	5.0	41024	13	60
						10.4	262	276	33.8	4.6	19.3	2.2	42078	68	124
						10.6	265	101	33.4	7.6	20.1	2.5	40301	50	90
						11.1	275	625	33.4	7.5	20.6	2.5	40753	46	118
						15.9	286	72	35.7	11.0	21.9	2.8	39682	49	120
						18.4	432	77	35.7	10.1	29.2	4.2	37658	13	45
			10		2	5.2	397	7	18.3	6.7	100.5	9.7	46471	7	17
	7	8			2	11.9	319	255	25.3	4.2	20.8	1.9	62187	38	87
	8	2	11	0.68	2	3.7	291	4	44.1	6.7	124.4		37917	6	12
		7	3		7		251	106	15.0		14.0		41985		
		5	14		9		241	117	15.0		14.0		39471		
		12	15		0		228	130	9.9	8.8	11.7	1.7	37611	8	20
		7	9		19		210	118	11.5	9.8	12.9	1.9	37399	7	22
		9	14		0		231	134	11.5	8.9	12.2	1.8	39200	8	23
		5	7		18		205	67	7.0	6.2	8.8	1.2	37122	5	15
		4	7		17		200	57	4.5	4.3	6.4	0.8	37841	4	11
		12	9		8		267	90	14.0		14.0		40165		
		11	21		22		204	98	8.2	8.5	10.2	1.2	38002	7	19
		0	3		18		35	46	25.2	13.5	5.4	2.3	37396	124	10
		0	8		18		34	55	26.2	11.1	9.7	2.1	35957	143	9
		59	160	7.00	13	1.2	41	540	3.6	1.4	4.5	0.4	16408	17	34

	14	76	194	13.00	15	1.9	67	580	7.0	1.8	6.0	0.7	16842	22	47
		107	178	15.20	27	1.4	43	463	4.3	1.7	6.6	0.6	15031	18	35
		120	179	19.70	38	1.5	52	462	5.3	2.1	5.8	0.5	15675	24	40
		123	199	28.00	56		30	441	4.0		4.0		12668		
	10	58	136	11.00	15	4.6	79	603	8.0	3.9	6.0	0.9	24332	30	45
		83	156	14.00	27	2.1	50	568	5.8	2.7	6.4	0.6	18459	22	44
		54	195	9.60	11	1.8	55	625	5.4	2.2	5.5	0.5	20408	20	41
		108	153	15.00	18		45	461	5.0		6.0		15724		
	14	102	234	16.00	48	1.3	49	541	4.0	1.8	7.0	0.7	17240	22	46
	14	85	145	12.00	15	1.3	54	555	5.3	2.0	7.7	0.6	17823	18	35
	13	87	166	13.00	17	1.4	52	561	4.0	2.0	5.0	0.7	18011	21	42
	14	83	170	17.00	31	1.5	63	591	5.0	2.1	11.0	0.9	19179	26	55
		98	195	20.00	42		52	554	4.0		10.0		17026		
		98	174	14.30	24	1.8	37	495	4.4	1.8	6.0	0.6	16778	19	39
	11	68	142	13.00	17	2.8	64	585	6.0	2.4	7.0	0.7	22816	25	47
		82	181	17.00	22		64	616	7.0		7.0		22021		
		67	195	12.00	21		55	555	6.0		7.0		16802		
		85	138	16.00	27		55	577	3.0		6.0		21039		
		80	175	11.40	16	2.5	58	601	6.6	2.6	6.5	0.6	20926	23	46
	17	114	264	23.00	81	2.3	62	501	5.0	2.1	9.0	0.8	17245	27	54
	10	54	155	13.00	15	1.6	61	626	5.0	1.6	5.0	0.7	19808	22	44
		58	173	10.00	15		59	587	5.0		6.0		19414		
		46	242	6.00	11	5.4	98	668	9.6	3.8	7.3	0.8	25382	23	44
		42	227	6.00	13	5.3	98	634	9.4	3.7	7.1	0.8	25104	21	41
		44	183	6.00	12	4.5	98	678	9.9	3.9	7.2	0.9	25643	23	44
		47	242	7.30	12	5.5	91	687	9.4	3.7	6.8	0.7	25250	23	46
		42	287	8.00	12		99	644	10.0		5.0		24714		
		82	186	13.00	34	1.6	43	532	4.8	1.9	5.5	0.5	16733	20	39
	12	73	179	14.00	20	2.2	59	525	5.0	2.0	6.0	0.6	17882	19	39
	13	98	219	14.00	16	2.0	49	538	5.0	1.7	5.0	0.6	17077	21	44
	13	87	186	15.00	32	1.6	47	620	5.0	1.4	5.0	0.6	17430	21	44
	6	10	259	6.00	8	14.0	184	213	12.0	1.4	9.0	2.1	38823	10	25
	18	131	334	24.00	65	21.5	33	424	3.0	1.4	7.4	0.5	12080	18	38
		156	286	25.00	44		20	331	0.0	1.4	8.0		8128		
		155	238	26.00	40		21	387	0.0	1.4	7.0		8420		
		150	321	33.00	75		19	350	0.0	1.4	4.0		7638		
			4	0.00	5		192	0	7.0		23.0		34665		10
			4	0.00	4		194	0	7.0		23.0		34829		10
													34482	25	23
													35124	30	27
													34906	27	24
													34969	43	34
													35393	36	31
													35224	33	30
													35279	25	23
													31464	46	38
	1			0.00		5.2	122	1040	4.2	3.6	13.0	1.3	35275	13	24
Xi-28	24	189	290	39.20	103	0.1	8	224	1.2	0.3	15.2	0.9	6114	40	17
Xi-22	24	196	284	38.80	100	0.1	8	228	1.2	0.4	14.7	0.8	5644	40	17
Xi-32	16	196	100	30.30	15	0.2	14	376	2.2	0.7	15.3	0.9	9309	47	21
Xi-33		177	149	41.00	47		13	217	<3		9.0		6162		
Xi-39	20	147	312	30.10	98	0.5	25	427	2.8	1.0	16.9	1.0	10819	59	28
Xi-36	17	142	87	17.70	13	0.4	23	486	3.6	0.9	8.0	0.5	10981	42	20
Xi-45A		127	192	24.00	45		24	348	<3		15.0		10531		
Xi-14		79	112	16.00	23		45	588	4.0		27.0		16244		
Xi-44b													8451		
Xi-11	19	129	268	27.80	123	0.6	25	470	3.3	1.0	12.8	0.7	11960	66	32
Xi-19	21	160	200	25.40	52	0.5	22	432	2.8	0.8	13.8	0.8	11279	54	27
Xi-25		119	304	31.00	123		28	457	4.0		11.0		11100		
Xi-27	18	130	268	27.80	130	0.5	25	461	3.2	1.0	12.4	0.7	12158	64	30
Xi-29		149	250	30.00	68		21	422	<3		13.0		9945		
Xi-30	20	142	194	25.50	61	0.4	23	624	3.6	1.0	21.2	1.2	11076	74	36
Xi-31	21	162	234	29.50	87	0.3	15	397	2.6	0.7	15.4	0.9	9285	53	25
Xi-42	20	153	214	26.80	68	0.5	22	399	2.5	0.8	15.0	0.9	10972	51	25
Xi-24		107	239	24.00	71		34	457	<3		9.0		14095		
Xi-15	17	118	143	19.60	32	0.9	45	617	4.9	1.5	26.1	1.4	18508	103	50

M 158		4.1	549	88	18	148	3.5	3.8	1.3	553	3.8	0.6	3.3	0.6	1.7	1.6	18.4	0.2
M 210		4.1	479	88	18	119	3.3	4.2	1.4	433	4.3	0.7	4.0	0.8	2.3	2.2	23.5	0.3
MA 1		4.2	598	44	18	133	3.6	4.0	1.2	566	3.6	0.6	3.2	0.6	1.7	1.6	17.3	0.2
MA 6		3.2	550	150	13	130	3.5	3.0	1.0	359	2.9	0.5	2.5	0.5	1.3	1.3	14.1	0.2
MA 10		3.7	579	486	16	118	3.2	3.9	1.2	1155	3.6	0.6	3.3	0.6	1.8	1.7	18.8	0.2
AHUATENCO 2		28.7	446	44	128	126	3.4	28.4	8.3	359	23.5	3.5	18.3	3.0	7.6	6.9	78.5	0.9
TEPEXI 1		4.5	725	785	18	140	3.6	3.9	1.2	3776	3.6	0.5	3.0	0.6	1.6	1.4	17.1	0.2
TEPEXI 3		3.4	467	873	14	136	3.5	3.3	1.1	4676	3.3	0.5	2.8	0.5	1.4	1.3	15.6	0.2
TEPEXI 4		3.6	455	785	15	122	3.2	3.3	1.1	4195	3.1	0.5	2.6	0.5	1.3	1.2	14.5	0.2
AJU 2		8.9	578	786	37	154	4.0	7.3	2.3	4555	6.8	1.0	5.1	0.9	2.4	2.2	27.6	0.3
AJU 3		2.3	413	829	9	107	2.7	2.0	0.8	4555	1.7	0.2	1.2	0.2	0.6	0.6	6.1	0.1
TLAJO 1		4.1	545	655	17	148	3.8	3.7	1.2	4376	3.6	0.6	3.2	0.6	1.8	1.7	24.0	0.3
ZEMP 1		4.9	481	742	21	141	3.5	4.6	1.6	3716	4.3	0.7	3.8	0.7	2.2	2.0	20.5	0.3
ZEMP 10		4.4	467	829	19	159	3.9	4.0	1.3	3297	3.9	0.6	3.2	0.6	1.9	1.8	20.0	0.3
ZEMP 11		3.5	450	1004	16	107	2.7	3.9	1.3	5335	4.1	0.7	3.8	0.8	2.4	2.3	24.2	0.3
ZEMP 12		7.2	763	829	33	188	4.6	7.1	2.2	5035	7.0	1.1	5.6	1.1	3.3	3.0	36.7	0.4
ZEMP 13		8.0	988	829	34	187	4.7	7.0	2.1	4856	5.9	0.8	4.4	0.8	2.5	2.3	25.8	0.3
FC 4		10.0	772	698	39	152	3.7	7.1	2.2	4496	6.3	0.9	4.5	0.8	2.5	2.1	25.5	0.3
FC 5		5.3	839	611	22	160	4.0	4.7	1.5	5395	4.2	0.7	3.6	0.7	2.2	2.1	23.2	0.3
SG-1501	8	6.1	466	655	24		3.9	5.3	1.5	3297	4.9	0.7	4.2	0.8	2.2	2.0	23.0	0.3
SG-1506B	8	5.2	540	2619	21		4.2	4.5	1.3	3357	4.2	0.6	3.7	0.7	2.0	1.9	20.4	0.3
SG-1506C	17	8.7	326	1091	33		5.5	6.7	1.2	5695	5.9	0.9	5.0	1.0	2.7	2.5	27.8	0.4
SG-1502	11	5.4	400	655	21		3.2	4.6	1.1	3237	4.3	0.6	3.8	0.7	2.0	1.9	22.3	0.3
SG-1503	12	5.0	582	698	19		2.0	3.7	1.0	3117	3.3	0.5	2.6	0.5	1.4	1.3	14.8	0.2
SG-1504	10	6.1	502	698	24		3.2	5.1	1.4	3836	4.5	0.6	3.6	0.7	1.9	1.8	19.9	0.3
SG-1607	8	5.0	417	655	20		3.0	4.4	1.1	4196	4.1	0.6	3.6	0.7	1.9	1.8	20.5	0.3
SG-1515B	9	7.4	731	654	30		3.4	6.5	1.7	4495	5.5	0.8	4.0	0.7	1.9	1.7	20.8	0.3
SG-1521C	13	5.0	326	567	19		3.6	3.8	0.9	4257	3.5	0.5	3.0	0.6	1.6	1.6	17.0	0.3
SG1620	9	4.7	620	786	19		2.9	4.0	1.2	3956	3.7	0.5	3.2	0.6	1.7	1.7	18.6	0.2
SG-1623	9	4.8	539	1047	19		2.0	3.8	1.1	4256	3.5	0.5	2.9	0.6	1.5	1.4	15.7	0.2
SG-1512A	6	7.5	798	1135	30		3.7	6.3	1.7	5934	5.8	0.9	4.9	0.9	2.6	2.3	26.9	0.3
SG-1618	8	6.4	521	829	25		3.5	5.3	1.4	4555	4.9	0.7	4.1	0.8	2.2	2.0	23.1	0.3
SG-1510	11	5.5	372	873	22		3.8	4.9	1.2	4675	4.7	0.7	4.1	0.8	2.2	2.2	23.4	0.3
SG-1523	10	5.0	452	829	20		4.3	4.5	1.2	4795	4.2	0.6	3.7	0.7	2.0	1.9	21.1	0.3
SG-1601	7	5.2	484	742	21		5.0	4.6	1.3	4076	4.4	0.7	3.9	0.8	2.1	2.0	21.9	0.3
SG1609	8	4.1	608	698	17		3.5	3.7	1.2	4316	3.6	0.5	3.2	0.6	1.7	1.7	18.1	0.3
SG-105X	70.04	0.35	15.73	2.62	0.05	1.24	2.69	3.72	3.47	0.09	100.00	7.18	5.6	48.2	265	7	9	2
	22	3.9	75	1890	14	59	2.5	2.8	0.5	8452	2.3	0.4	2.2	0.5	1.5	1.5	15.0	0.2
	5	4.9	577	932	17	60	1.9	3.1	0.7	6399	2.7	0.4	2.5	0.5	1.5	1.6	15.0	0.3
	18	11.8	8	907	41	202	6.6	8.0	0.3	7948	7.2	1.2	7.6	1.5	4.6	5.4	51.0	0.8
Xi-01	9	5.4	461	928	21	176	4.2	4.2	1.2	4249	3.8	0.6	3.2	0.6	1.8	1.7	18.4	0.3
Xi-02	9	5.5	471	884	21	181	4.3	4.2	1.2	4311	3.8	0.6	3.2	0.7	1.8	1.8	18.7	0.3
Xi-04	9	5.4	464	837	21	185	4.4	4.1	1.2	4116	3.7	0.6	3.1	0.6	1.7	1.7	17.9	0.3
Xi-06	<5		417	888		225				4391							19.0	
Xi-07	10	5.3	452	794	20	178	4.4	4.0	1.2	4363	3.7	0.6	3.1	0.6	1.7	1.6	17.4	0.2
Xi-12	9		440	935		224				4401							20.0	
Xi-17	8		450	885		231				4619							21.0	
Xi-18	9	5.8	487	1065	22	182	4.3	4.5	1.3	4570	4.1	0.6	3.4	0.7	1.9	1.8	19.7	0.3
Xi-21	8		447	925		226				4236							19.0	
	38	14.7	13	0	61	137	5.5	15.7	0.3	554	14.8	2.3	15.2	3.4	8.2	8.5	82.2	1.2
	34	12.6	27	0	49	125	5.1	10.8	0.2	552	8.9	1.4	8.5	1.8	4.5	4.9	42.0	0.7
	35	14.0	17	0	56	124	4.9	13.1	0.2	549	11.1	1.7	10.3	2.3	5.5	5.6	54.0	0.7
	31	19.1	27	89	74	160	5.6	15.3	0.3	675	10.9	1.7	9.7	2.0	4.9	5.1	48.8	0.7
	41	19.6	7	88	78	134	6.6	21.2	0.1	425	19.8	3.6	22.2	5.0	12.7	13.2	144.0	2.0
	46	9.6	6	88	35	137	6.8	8.1	0.1	423	6.7	1.2	7.2	1.6	4.2	4.5	43.6	0.7
	43	4.3	5	88	19	129	6.7	4.2	0.1	362	3.4	0.7	4.2	0.9	2.2	3.2	19.0	0.5
	39	4.2	9	0	15	141	5.9	3.4	0.1	545	3.3	0.6	4.5	1.1	3.1	3.6	31.2	0.6
	39	2.2	6	0	8	152	7.3	2.1	0.1	426	2.2	0.5	3.1	0.8	2.0	2.3	20.8	0.4
	39	3.1	12	89	12	130	6.3	3.3	0.1	427	3.1	0.6	3.8	0.9	2.4	3.3	23.4	0.5
	58	1.2	0	0	5	158	10.3	2.6	0.1	304	3.6	0.8	5.6	1.3	3.7	4.7	32.6	0.7
		9.6	6	87	35	137		8.1	0.1	426	6.7	1.2	7.2	1.6	4.2	4.2	43.6	0.7
		6.4	8	87	24	135		5.9	0.1	426	5.7	1.2	8.1	1.9	5.0	5.4	56.0	0.8
		19.6	7	88	78	134		21.1	0.1	427	19.8	3.6	22.2	5.0	12.7	13.2	144.0	2.0
		4.3	5	44	16	129		4.2	0.1	360	3.4	0.7	4.2	0.9	2.2	3.2	19.0	0.5
		4.2	9	87	15	141		3.4	0.1	539	3.3	0.6	4.5	1.1	3.1	3.6	31.2	0.6
		2.2	6	87	8	152		2.1	0.1	420	2.2	0.5	3.1	0.8	2.0	2.3	20.8	0.4

		2.5	10	44	10	127		3.5	0.1	366	3.8	0.9	6.3	1.5	4.3	5.7	31.9	0.8
		3.1	12	87	12	130		3.3	0.1	426	3.1	0.6	3.8	0.9	2.4	3.3	23.4	0.5
		19.1	27	87	74	160		15.3	0.3	677	10.9	1.7	9.7	2.0	4.9	5.1	48.8	0.7
		14.0	17	87	56	124		13.1	0.2	551	11.1	1.7	10.3	2.3	5.5	5.6	53.9	0.7
		12.6	27	88	49	125		10.8	0.2	553	8.9	1.4	8.5	1.8	4.5	4.9	42.0	0.7
		14.7	13	88	61	137		15.7	0.3	433	14.8	2.3	15.2	3.4	8.2	8.5	82.2	1.2
		3.5	8	44	13	131		4.2	0.1	566	5.0	1.0	7.2	1.9	5.2	6.0	52.3	0.8
	62	1.3	6	150	4	135	8.9	1.2	0.1	359	1.4	0.4	2.6	0.6	2.0	2.6	16.9	0.4
	32	10.1	33	486	37	121	4.8	8.4	0.4	1155	7.7	1.2	7.7	1.5	4.1	3.9	39.0	0.6
	52	1.3	2	44	5	166	11.3	1.8	0.1	359	2.4	0.6	4.2	0.9	3.0	3.7	22.8	0.6
	23		28	180		59				445							53.0	
	26		37	180		61				434							59.0	
	24	2.2	44	135	8	73	2.3	2.7	0.1	558	2.7	0.5	3.1	0.7	2.0	2.1	22.7	0.3
	25	2.4	33	92	8	46	2.0	2.6	0.4	378	2.7	0.6	3.4	0.8	2.2	2.3	25.5	0.4
	25	2.6	36	92	9	54	2.1	3.0	0.1	441	3.1	0.6	3.3	0.7	2.1	2.2	24.8	0.4
	16	1.6	19	92	6	46	1.3	1.9	0.1	380	1.9	0.4	2.1	0.5	1.3	1.4	15.9	0.2
	12	1.2	13	90	4	45	0.9	1.4	0.1	311	1.6	0.3	1.7	0.4	1.1	1.1	12.7	0.2
	24		30	134		56				430							56.0	
	22	2.1	28	45	7	52	1.4	2.3	0.1	373	2.4	0.5	2.7	0.6	1.7	1.8	20.2	0.3
	2	24.9	195	45	3	24	12.8	10.2	3.2	372	0.1	3.4	27.5	3.6	0.8	2.3	0.6	2.3
	2	22.5	190	45	2	38	12.7	8.6	2.7	433	0.2	2.8	22.6	3.0	0.7	1.9	0.5	2.0
	14	4.2	525	704	16	142	3.8	3.1	1.1	3325	2.5	0.4	2.0	0.4	1.0	1.1	11.0	0.2
	13	5.9	362	1008	23	169	4.5	4.7	1.3	5539	4.3	0.6	3.7	0.7	2.0	1.9	20.0	0.3
	8	4.6	441	825	16	149	4.1	3.5	1.2	5361	3.2	0.5	3.1	0.7	2.0	1.9	17.0	0.3
	7	6.4	432	526	22	149	4.2	4.6	1.4	5575	4.2	0.6	3.7	0.7	2.2	2.1	20.0	0.3
	8		445	789		156				5777							20.0	
	15	6.9	286	268	24	163	2.7	4.5	1.1	3256	3.8	0.6	3.2	0.6	1.7	1.7	21.0	0.3
	10	5.7	383	831	19	158	4.3	4.0	1.1	4815	3.4	0.6	3.2	0.6	1.9	1.8	17.0	0.3
	7	5.1	383	611	18	148	4.1	3.7	1.0	3319	3.1	0.5	2.8	0.6	1.8	1.8	17.0	0.3
	10		416	751		159				5465							21.0	
	7	5.7	407	963	22	189	2.8	4.4	1.2	4931	4.0	0.6	3.4	0.7	1.8	1.7	19.0	0.3
	10	4.4	391	744	17	121	2.9	3.6	1.1	4571	3.4	0.5	3.0	0.6	1.7	1.7	18.0	0.3
	9	5.3	373	749	20	161	3.1	4.1	1.2	5021	3.7	0.6	3.2	0.6	1.7	1.7	18.0	0.3
	11	6.8	414	1266	26	222	4.1	5.3	1.4	5995	4.8	0.7	4.2	0.8	2.3	2.2	24.0	0.3
	10		428	1185		207				6027							23.0	
	10	5.0	438	702	17	141	3.9	3.7	1.2	5129	3.4	0.5	3.1	0.6	1.9	1.9	18.0	0.3
	13	6.2	383	706	23	175	2.6	4.5	1.2	4240	3.9	0.6	3.3	0.7	1.8	1.7	20.0	0.3
	13		386	748		179				4353							22.0	
	13		355	673		168				4003							17.0	
	10		389	699		167				4444							18.0	
	9	5.8	359	745	20	164	4.4	4.0	1.1	4292	3.6	0.6	3.2	0.7	2.0	2.0	19.0	0.3
	8	7.2	435	1226	28	203	4.5	5.7	1.5	6016	5.2	0.8	4.4	0.9	2.4	2.2	25.0	0.3
	14	5.3	353	750	20	159	2.0	4.0	1.1	4242	3.6	0.5	3.0	0.6	1.6	1.5	20.0	0.2
	11		387	748		166				4169							19.0	
	19	5.4	292	481	20	151	4.3	4.0	1.0	2884	3.2	0.5	2.7	0.5	1.4	1.5	15.0	0.2
	20	5.0	279	530	19	146	4.1	3.8	0.9	2728	3.1	0.5	2.6	0.5	1.4	1.5	15.0	0.2
	17	5.5	254	532	21	151	4.2	4.1	0.9	2924	3.4	0.5	2.9	0.5	1.5	1.6	16.0	0.3
	13	5.8	289	570	19	154	4.5	3.8	0.9	2973	3.2	0.5	2.8	0.6	1.7	1.7	15.0	0.2
	15		268	442		165				2792							21.0	
	10	5.1	434	836	20	151	3.8	4.0	1.2	4350	3.5	0.5	2.9	0.6	1.5	1.6	16.0	0.2
	11	4.8	408	740	19	164	2.5	3.8	1.1	4364	3.4	0.5	3.0	0.6	1.7	1.6	19.0	0.2
	11	5.4	380	880	21	182	3.7	4.5	1.2	5319	4.1	0.6	3.5	0.7	1.9	1.9	18.0	0.3
	8	5.4	468	785	21	174	3.2	4.2	1.2	4495	3.7	0.5	3.0	0.6	1.6	1.5	17.0	0.2
	24	3.1	54	134	12	61	1.9	3.5	0.3	553	3.5	0.6	3.7	0.7	2.0	2.2	39.0	0.3
	7	4.9	426	926	20	169	4.0	4.3	1.3	5755	4.1	0.6	3.6	0.7	2.0	1.9	20.0	0.3
	0		522	1145		163				8169							18.0	
	6		538	1062		166				7600							19.0	
	0		540	838		145				6849							19.0	
	19		22	178		67				184							24.0	
	18		22	221		68				242							25.0	
		16.0		222	13			16.0	0.0	183	3.0	9.0	10.0	7.0	9.0	10.0		9.0
		19.0		220	16			18.0	1.0	181	4.0	7.0	9.0	6.0	8.0	9.0		8.0
		17.0		221	14			16.0	0.0	182	2.0	8.0	0.0	7.0	8.0	9.0		9.0
		23.0		265	19			21.0	1.0	121	10.0	10.0	3.0	9.0	11.0	12.0		11.0
		21.0		219	17			19.0	0.0	180	0.0	10.0	12.0	8.0	10.0	11.0		10.0
		21.0		219	18			20.0	1.0	181	7.0	11.0	14.0	10.0	12.0	13.0		12.0

		17.0		262	15			18.0	0.0	180	4.0	10.0	13.0	9.0	11.0	12.0		11.0
		25.0		199	21			22.0	2.0	164	16.0	10.0	14.0	10.0	12.0	13.0		12.0
	20		111	222	10	54	2.3	3.0	0.5	183	2.6	0.3			0.2	8.0	0.0	
Xi-28	3	5.6	546	1937	24	204	4.3	5.8	1.8	11127	5.8	0.9	5.5	1.1	3.0	2.7	30.8	0.4
Xi-22	2	5.5	569	1949	24	212	4.2	5.7	1.8	10949	5.8	0.9	5.3	1.1	2.9	2.6	29.7	0.4
Xi-32	5	6.5	754	1735	27	235	4.8	6.2	1.9	11244	6.1	0.9	5.6	1.1	3.1	2.9	32.6	0.4
Xi-33	<5		566	1553		178				11275							26.0	
Xi-39	6	7.8	492	1852	31	288	5.9	6.6	1.8	8236	6.2	0.9	5.5	1.1	3.0	2.8	31.3	0.4
Xi-36	7	5.6	548	881	23	163	4.0	5.0	1.4	6234	4.7	0.7	4.2	0.8	2.3	2.1	22.7	0.3
Xi-45A	<5		513	2197		261				8871							25.0	
Xi-14	9		463	3319		485				8508							37.0	
Xi-44b				1760						10151								
Xi-11	7	8.8	648	1935	35	265	5.5	7.2	1.9	6824	6.3	0.9	5.1	1.0	2.7	2.5	28.0	0.4
Xi-19	6	7.1	585	1549	29	237	5.0	6.2	1.7	7962	5.9	0.9	5.2	1.0	2.9	2.7	30.1	0.4
Xi-25	5		649	1887		272				6991							27.0	
Xi-27	6	8.5	641	1719	34	258	5.4	7.0	1.8	6720	6.0	0.9	4.9	1.0	2.6	2.4	27.2	0.4
Xi-29	<5		550	1684		232				8703							25.0	
Xi-30	8	9.7	582	2178	38	345	6.9	8.1	2.0	9341	7.4	1.1	6.4	1.3	3.5	3.2	36.8	0.5
Xi-31	6	7.1	574	1671	29	249	5.2	6.3	1.7	8638	6.0	0.9	5.3	1.0	2.9	2.7	29.9	0.4
Xi-42	6	7.0	551	1629	29	237	5.0	6.2	1.7	8467	5.9	0.9	5.2	1.0	2.8	2.6	29.5	0.4
Xi-24	7		460	1544		226				5998							23.0	
Xi-15	4	12.6	510	2799	47	503	9.0	9.2	2.1	7811	8.2	1.2	6.8	1.3	3.7	3.4	38.1	0.5
Xi-16	7	8.4	580	1812	33	271	5.6	6.9	1.8	6982	6.1	0.9	5.0	1.0	2.7	2.5	28.1	0.4
Tu-121	4	4.4	516	1015	19	163	3.9	4.8	1.6	8121	5.4	0.8	5.1	1.0	3.0	2.7	30.5	0.4
Tu-130	4	4.5	528	922	19	161	3.8	4.8	1.5	8264	5.3	0.9	5.4	1.1	3.0	2.9	31.0	0.4
APA76	9		553	1036	30	170	5.0	6.2	1.7			0.8				2.8	17.0	0.4
APA78	5		445	827	31	142	5.2	6.1	1.8			0.7				2.3	17.0	0.3
APA85	3		731	1588		176											17.0	
APA93	4		443	1357		150											19.0	
APA99	4		599	1014		133											12.0	
	6	8.6	581	1890	35	260	5.6	7.3	1.9	8452	6.9	1.0	6.0	1.2	3.3	3.0	34.0	0.5
	4	4.0	659	932	18	128	3.1	4.3	1.5	6399	4.5	0.6	3.8	0.8	2.2	2.0	22.0	0.3
	4	4.5	528	907	19	161	3.8	4.8	1.5	7948	5.3	0.9	5.4	1.1	3.0	2.9	31.0	0.4
	11	14.9	527	1531	55	574	10.5	10.9	2.4	8289	9.5	1.4	7.9	1.5	4.2	3.9	44.0	0.6
	7	8.3	637	999	32	269	5.6	6.7	1.8	6863	5.9	0.9	5.0	1.0	2.6	2.4	28.0	0.4
	4	4.1	633	877	17	141	3.2	4.0	1.3	6324	4.1	0.6	3.7	0.8	2.1	2.0	22.0	0.3
	4	4.5	528	914	19	161	3.8	4.8	1.5	8190	5.3	0.9	5.4	1.1	3.0	2.9	31.0	0.4
	5	7.3	606	2106	30	290	5.0	6.4	1.8	8317	6.1	0.9	5.4	1.1	2.9	2.7	36.0	0.4
	5	6.3	1365	1105	24	137	3.3	4.6	1.4	5709	4.1	0.6	3.4	0.7	1.8	1.7	18.0	0.2
	2	3.8	680	701	17	93	2.4	4.0	1.4	5714	4.0	0.6	3.3	0.7	1.9	1.6	18.0	0.2
	6	3.9	517	788	16	135	3.3	3.9	1.3	6010	4.0	0.6	3.8	0.8	2.1	2.0	21.0	0.3
	6	10.0	648	2431	40	322	6.5	8.4	2.2	9654	8.0	1.2	6.9	1.4	3.8	3.4	41.0	0.5
	3	6.1	837	1576	25	170	3.9	5.2	1.6	8778	4.9	0.7	4.3	0.8	2.3	2.1	23.0	0.3
	6	9.1	594	2709	37	318	6.3	7.7	2.1	9483	7.3	1.1	6.4	1.3	3.5	3.2	36.0	0.5

Anexo G. análisis modal de las láminas delgadas. **reconteo con escaneos de 9600 dpi en rocas frescas.

muestra	mtx	Pl	Pl	Hbl	Hbl	Sa	Qz	Bt	OPx	CPx	opacos amorfos
AZ2002	90.60	5.20	2.00	1.40	0.00	0.30	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00
AZ2005	88.10	5.70	3.90	0.90	0.00	0.50	0.80	0.00	0.20	0.00	0.00
AZ2003b**	90.7	1.2	4.1	0.3	0	0.1	0.5	2.5	0	0	0.6
AZ2004**	88.4	1.8	4.7	1.3	0.5	0.1	0.4	2.8	0	0	0
AZ2009**	83.6	4	6	3.4	1.8	0.3	0.5	0.4	0	0	0
AZ2010	89.72	4.59	1.80	1.90	0.90	0.10	0.60	0.00	0.40	0.00	0.00
cumulato	25.60	29.80	7.60	18.50	18.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
AZ2012	86.70	6.10	3.20	2.00	1.70	0.10	0.20	0.00	0.00	0.00	1.50
AZ2013a	90.30	3.60	2.50	2.60	0.50	0.00	0.50	0.00	0.00	0.00	0.50
AZ2015a	90.50	3.60	2.30	2.40	0.30	0.20	0.70	0.00	0.00	0.00	0.60
AZ2019**	87.3	2.3	3.4	5.1	0.6	0	1.2	0.1	0	0	0
AZ2015b	89.40	3.70	3.10	3.50	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.60
AZ2025	87.90	7.40	2.30	1.10	0.60	0.00	0.10	0.00	0.60	0.00	0.10
AZ2026	88.70	2.60	1.70	3.80	2.10	0.00	0.60	0.00	0.50	0.00	0.50
		>300 μ m - <1000 μ m	>1000 μ m	>300 μ m - <1000 μ m	>1000 μ m						

Anexo H. Mejores edades de los zircones ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) con sus errores estándar (SE) y las temperaturas estimadas a partir de las concentraciones de Ti.

zircón	Mejor edad (Ma)	$\pm 2\text{se}$	T($^{\circ}\text{C}$)	Ti (ppm)
AZ2004_Zrn-01	13.825	0.746	657.98	3.6
AZ2004_Zrn-02	24.005	2.393	793.67	17.7
AZ2004_Zrn-03	13.988	1.555	693.16	5.6
AZ2004_Zrn-04	13.622	0.637	639.70	2.8
AZ2004_Zrn-05	15.373	0.910	695.32	5.8
AZ2004_Zrn-06	15.392	1.389	767.82	13.5
AZ2004_Zrn-07	14.501	0.552	725.42	8.3
AZ2004_Zrn-08	14.705	0.681	669.17	4.1
AZ2004_Zrn-09	12.847	0.319	672.31	4.3
AZ2004_Zrn-10	13.774	0.468	670.66	4.2
AZ2004_Zrn-11	14.283	0.891	636.25	2.6
AZ2004_Zrn-12	15.198	0.758	1225.33	416.0
AZ2004_Zrn-13	14.377	0.690	613.06	1.9
AZ2004_Zrn-14	14.383	0.903	697.39	6.0
AZ2004_Zrn-15	14.073	0.607	677.76	4.6
AZ2004_Zrn-16	14.214	0.656	660.28	3.7
AZ2004_Zrn-17	14.854	1.430	690.24	5.4
AZ2004_Zrn-18	14.316	0.717	659.65	3.7
AZ2004_Zrn-19	14.708	1.128	680.86	4.8
AZ2004_Zrn-20	14.889	1.601	716.27	7.5
AZ2004_Zrn-21	13.978	0.960	613.85	1.9
AZ2004_Zrn-22	14.967	1.505	686.65	5.2
AZ2004_Zrn-23	15.959	1.482	679.82	4.8
AZ2004_Zrn-24	14.854	0.390	653.60	3.4
AZ2004_Zrn-25	14.887	0.609	677.27	4.6
AZ2004_Zrn-26	13.707	0.716	669.36	4.2
AZ2004_Zrn-27	14.399	0.646	656.34	3.5
AZ2004_Zrn-28	15.490	1.395	704.55	6.5
AZ2004_Zrn-29	16.992	2.119	765.00	13.0
AZ2004_Zrn-30	14.619	0.579	704.26	6.5
AZ2004_Zrn-31	13.736	0.455	684.48	5.1
AZ2004_Zrn-32	17.508	1.975	732.25	9.0
AZ2004_Zrn-33	15.251	0.903	695.37	5.8

AZ2004_Zrn-34	13.334	0.535	621.94	2.2
AZ2004_Zrn-35	15.220	1.186	608.66	1.8
AZ2004_Zrn-36	13.826	1.164	685.65	5.1
AZ2004_Zrn-38	14.375	0.581	665.29	3.9
AZ2004_Zrn-39	15.803	1.908	964.51	80.3
AZ2004_Zrn-40	148.025	6.915	717.69	7.6
AZ2004_Zrn-41	13.120	0.478	745.99	10.6
AZ2004_Zrn-42	14.891	0.709	655.16	3.4
AZ2004_Zrn-43	15.124	1.215	756.92	11.9
AZ2004_Zrn-44	13.913	0.854	586.43	1.3
AZ2004_Zrn-45	13.778	0.980	704.62	6.5
AZ2004_Zrn-46	14.147	0.950	660.87	3.7
AZ2004_Zrn-47	12.892	1.197	727.71	8.6
AZ2004_Zrn-48	20.092	2.115	954.33	74.2
AZ2004_Zrn-49	13.584	1.348	723.08	8.1
AZ2004_Zrn-50	14.666	0.719	681.37	4.9
AZ2004_Zrn-51	14.097	1.708	735.89	9.4
AZ2004_Zrn-52	14.015	0.884	749.93	11.1
AZ2004_Zrn-53	13.723	1.891	691.38	5.5
AZ2004_Zrn-54	14.097	0.541	680.36	4.8
AZ2004_Zrn-55	14.208	0.920	684.68	5.1
AZ2004_Zrn-56	14.134	0.688	657.11	3.5
AZ2004_Zrn-57	15.673	2.157	698.11	6.0
AZ2004_Zrn-58	14.388	1.091	685.37	5.1
AZ2004_Zrn-59	13.774	1.760	778.50	15.1
AZ2004_Zrn-60	15.764	1.698	719.60	7.8
AZ2004_Zrn-61	15.204	0.801	613.96	1.9
AZ2004_Zrn-62	12.547	1.788	711.48	7.1
AZ2004_Zrn-63	13.802	0.631	651.17	3.3
AZ2004_Zrn-64	14.723	1.049	700.92	6.2
AZ2004_Zrn-65	1152.262	46.594	693.05	5.6
AZ2004_Zrn-66	15.385	0.862	688.98	5.4
AZ2004_Zrn-67	15.542	0.835	681.68	4.9
AZ2004_Zrn-68	14.250	0.770	647.93	3.1
AZ2004_Zrn-69	19.290	1.069	981.58	91.3
AZ2004_Zrn-70	15.670	1.634	725.96	8.4