



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE CIENCIAS DE LA TIERRA



**Tectónica y volcanismo bimodal en la zona de
transición entre la Sierra Madre Occidental y la
Faja Volcánica Trans-Mexicana al norte de
Guadalajara, Jalisco.**

Tesis que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

Presenta

Argelia Silva Fragoso

Asesor de tesis

Dr. Luca Ferrari

Ciudad Universitaria, México D. F., 2015



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.

*A mi madre
...por su amor incondicional e infinito que todo lo puede.*

Haz sólo lo que amas y serás feliz, el que hace lo que ama, está benditamente condenado al éxito, que llegará cuando deba llegar, porque lo que debe ser será, y llegará naturalmente...

Facundo Cabral

Sé, claro está, que para alcanzar cualquier objetivo hace falta alguien que piense y que disponga. Un responsable.

Albert Einstein

AGRADECIMIENTOS

A mis padres, por el apoyo que me han brindado durante toda mi vida. Por los ánimos frente a los retos que se me han presentado. A ti mamá, por enseñarme a no rendirme, por ser mi ejemplo de fortaleza y por siempre estar a mi lado. A ti papá, por tu esfuerzo diario y por los ánimos que me das para cumplir mis sueños.

A mi hermano Adán, por darme fortaleza y ser la razón principal para luchar por lo que quiero. Por ser mi amigo, mi confidente y por escucharme cuando más lo he necesitado.

Agradezco al Dr. Luca Ferrari por haberme otorgado la oportunidad de desarrollar mi tesis dentro del proyecto PAPIIT IN111114. Por las oportunidades ofrecidas desde antes de iniciar este trabajo y hasta el momento. Por confiar en mis capacidades incluso cuando yo no lo hacía del todo. Por la increíble disposición para compartir sus conocimiento y aclarar mis dudas. Por contagiarme la pasión de la Geología, especialmente por la Tectónica. Gracias Doctor porque no hubo momento que no aprendiera algo de usted.

Gracias al jurado evaluador por sus observaciones para la mejora de este trabajo. Al Dr. Enrique Gonzáles por siempre tener un consejo que dar. A la Dra. Teresa Orozco por su apoyo y contribución desde el trabajo en campo hasta mi estancia en CGEO.

A la Facultad de Ingeniería de la UNAM, porque en ella viví mi carrera, conocí a excelentes profesores y amigos. Porque durante cuatro años y medio fue mi segunda casa y en ella conocí la pasión de mi vida, la Ingeniería Geológica.

A las personas que me permitieron la obtención de resultados: al Dr. Carlos Ortega por los fechamientos U-Pb, a la Dra. Margarita López por los fechamientos Ar-Ar, al Dr. Luigi Solari por las microfotografías de láminas delgadas. A Roberto García por enseñarme el uso del equipo de catodoluminiscencia. A Manuel Albarrán y Juan Vázquez por el acceso al laboratorio de molienda y laminación. Al Centro de Geociencias de la UNAM por permitirme el uso de sus instalaciones para la elaboración de este trabajo.

Quiero hacer un agradecimiento especial a Vanesa Martínez Reséndiz, por enseñarme el procesado de muestras para separación de zircones. Pero principalmente quiero agradecer por la compañía brindada en todo momento. Por los ánimos a diario y las palabras de aliento ante las complicaciones que se presentaron. Gracias Vane, porque me llevo más que una compañera, me llevo a una verdadera amiga, definitivamente, fuiste un punto clave importantísimo a lo largo de este proceso.

Agradezco a mis amigos de la carrera por las experiencias vividas dentro y fuera del aula. En especial a Valeria Martínez por ser mi amiga y hermana, por regresarme tantas veces a la realidad y darme confort.

A Gustavo Ricco, gracias por hablarme de lo maravilloso que era la Geología. Existan o no las coincidencias, tú debías estar justo en el momento en el que requerí ayuda para elegir mi carrera. Sin duda, no estaría aquí si no hubieses estado tú allí. Gracias Tavo, por orientarme fuera y dentro de la Facultad. Por los consejos y vivencias juntos y por seguir tan al pendiente de todo.

A mis amigos mecatrónicos por compartir experiencias maravillosas y hacer de la universidad, la mejor etapa de mi vida. Pablo, por ser el amigo incondicional que cualquiera quisiera; Andrey por todos tus consejos; Vanesa por contagiarme tu felicidad; Verito por tu sinceridad ante todo; César por siempre tener algo que compartir y Carlos por enseñarme que hay que luchar por lo que se quiere.

A Raúl Quinto, por recordarme constantemente que hasta cinco minutos deben de vivirse y gozarse como si fueran una eternidad pero sobre todo, por enseñarme que al final todo toma su lugar. Gracias Rulo por tus ánimos a lo largo de la carrera y a lo largo de este trabajo.

A Nalleli Vega por ser mi mejor amiga y porque a pesar del tiempo y la distancia siempre has estado cuando más te he necesitado.

A Verónica Solano, Brenda Hernández y Eli Rosas, por ser increíbles y por el apoyo que siempre me han dado.

Finalmente, a mi alma máter, la UNAM, porque jamás terminaré de agradecer las magníficas experiencias que viví en tan honorable institución. No tengo la menor duda que día a día crecí académica y personalmente. Gracias UNAM te debo tanto.

Aún retumba dentro de mí aquel goya que sonó justo en el momento indicado y que me hizo sentir y desear formar parte de la UNAM.

Índice

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Marco Teórico.....	3
1.1.1 Grandes provincias ígneas silíceas (SLIPs).....	3
1.2 Antecedentes.....	14
1.3 Caso de estudio.....	15
1.4 Objetivos.....	16
1.4.1 Objetivos del trabajo.....	16
2 .-MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	18
2.1 Volcanismo del Mioceno Temprano en el sector Sur de la Sierra Madre Occidental.....	18
2.1.1 Pulsos ignimbríticos (Ignimbrite flare-up).....	18
2.1.2 Volcanismo post-ignimbrítico.....	19
2.2 Volcanismo del Mioceno Tardío-Plioceno Temprano en el sector occidental de la FVTM.....	21
2.3 Tectónica extensional en el Sur de la Sierra Madre Occidental.....	23
2.3.1 Dominio oriental.....	23
2.3.2 Dominio Meridional.....	23
2.4 Tectónica del Oeste de México.....	24
3. GEOCRONOLOGÍA	27
3.1 Fundamentos Teóricos.....	27
3.1.1 Método U/Pb en zircones.....	27
3.1.2 Método K/Ar.....	31
3.1.3 Método Ar/Ar.....	32
3.2 Metodología.....	36
3.2.1 Análisis U/Pb LA-ICP-MS en zircones.....	36
3.2.2 Análisis ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar, calentamiento por pasos.....	39
3.3 Resultados.....	41
3.3.1 Resultados U/Pb.....	41
3.3.2 Resultados Ar/Ar.....	49
4. PETROGRAFÍA	57
4.1 Metodología.....	57

4.2	Análisis Petrográfico	59
4.2.1	Magmatismo del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano	59
4.2.2	Magmatismo Mioceno Tardío	64
4.2.3	Magmatismo basáltico Plio-Pleistoceno.....	68
5	.- ESTRATIGRAFÍA	70
5.1.1	Sierra Madre Occidental.....	71
5.1.2	Volcanismo Transicional durante el Mioceno Medio	75
5.1.3	Faja Volcánica Trans-Mexicana.....	77
6	.- DISCUSIÓN	84
6.1	Estratigrafía.....	84
6.1.1	Extensión y correlación de las unidades de la Sierra Madre Occidental 84	
6.1.2	Depósitos Volcanosedimentarios.....	85
6.1.3	Diferencias entre el volcanismo de la SMO y de la FVTM	86
6.2	Tectónica.....	87
6.3	Evolución geodinámica	92
7	.- CONCLUSIONES.....	96
8.-	BIBLIOGRAFÍA	98
Anexo 1		107
Análisis U-Pb.....		107
Anexo 2.....		115
Resultados de los fechamientos isotópicos por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$		115

RESUMEN

Los productos de la actividad magmática resultado de la subducción cenozoica cubren gran parte del occidente y centro de México constituyendo dos grandes provincias geológicas: la Sierra Madre Occidental (SMO) y la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). En la región al norte de Guadalajara se encuentra la zona de transición entre ambas provincias donde la porción occidental de la FVTM cubre la margen sur de la SMO. Se considera que la SMO está predominantemente constituida por rocas silíceas mientras que las rocas de la FVTM tienen composición intermedia-máfica. Sin embargo, el límite entre ambas provincias es tectónicamente complejo y ambas se caracterizan por un volcanismo atípico de composición bimodal.

Para establecer la extensión de cada provincia e investigar la estructura general de la transición entre ellas hemos elaborado una nueva cartografía geológica apoyada por un estudio petrográfico de 22 muestras, siete nuevas edades isotópicas Ar-Ar en basaltos y seis U-Pb en ignimbritas.

Las unidades pertenecientes a la SMO dentro del área de estudio corresponden con el episodio volcánico ocurrido entre el Oligoceno-Tardío y Mioceno Temprano al sur de la SMO, formado por una secuencia de ignimbritas con intercalaciones de coladas delgadas de basaltos fisurales abarcando la porción sur de los grábenes de Bolaños, Juchipila y Tlaltenango hasta la latitud 21° N aproximadamente. Las edades disponibles para la secuencia ignimbrítica, incluyendo las que se obtuvieron en este trabajo, oscilan entre 26.3 y 22.3 Ma mientras que las lavas basálticas tienen edades entre 24.5 y 20.9 Ma. Durante el Mioceno medio la actividad volcánica disminuyó drásticamente, siendo representada sólo por una colada riódacítica en la zona de la cortina de la presa de Santa Rosa, cuya edad U-Pb es de 15.5 Ma

El volcanismo de la FVTM empieza con una gruesa secuencia de basaltos fechados entre 13.1 y 10.4 Ma y una toba de 10.6 Ma intercalada en su parte más alta. Esta

secuencia está cubierta por numerosos domos riolíticos y flujos piroclásticos con edades entre 7.2 y 5.1 Ma. Después de un periodo de escaso volcanismo se emplazan nuevamente coladas basálticas y domos riolíticos al este y sureste de la región entre 3.7 y 0.4 Ma. Productos de composición intermedia se limitan al Volcán Tequila, construido a partir de 0.2 Ma.

Estructuralmente, la zona en estudio fue afectada por al menos tres fases de deformación: (a) una etapa de extensión entre finales del Oligoceno y Mioceno medio que formó grábenes N-S en la SMO y el desarrollo de una zona de cizalla izquierda que desacopla la SMO del Bloque Jalisco; (b) una fase de transtensión derecha a principio del Mioceno superior reactiva el límite entre la SMO y el Bloque Jalisco formando un arreglo de fallas en-echelón y (c) un conjunto de fallas normales a partir del Mioceno Tardío.

La estructura de la transición entre SMO y FVTM se caracteriza por una zona transtensional a extensional que formó una depresión tectónica provocando el hundimiento de las unidades de la SMO creando espacio para el emplazamiento de las unidades volcánicas de la FVTM.

1. INTRODUCCIÓN

Los productos de la actividad magmática resultado de la subducción cenozoica cubren gran parte del occidente y centro de México constituyendo dos grandes provincias geológicas: la Sierra Madre Occidental (SMO) y la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). En la región al norte de Guadalajara se encuentra la zona de transición entre ambas provincias volcánicas donde la porción occidental de la FVTM cubre la margen sur de la SMO (Figura 1.1).

Como los límites de placas, los arcos volcánicos son objetos en movimiento sobre la superficie de la Tierra y cualquier definición espacial que se asigne deberá considerarse como temporal dentro de un escenario de continuo cambio (Ferrari et al. 1999).

El periodo de transición entre estas dos provincias está ubicado en el Mioceno medio cuando la rotación anti-horaria del arco que formó la SMO da como resultado la individualización de la FVTM como una entidad geológica distintiva (Ferrari, et al., 2002.). Se considera que la SMO está predominantemente constituida por rocas silíceas mientras que rocas máficas corresponden principalmente a la FVTM (Ortega-Gutiérrez et al., 1992; López-Ramos, 1995), por tanto, un cambio en estilo y composición del volcanismo, siendo silíceo y explosivo en la SMO a intermedio y efusivo en la FVTM, así como la orientación noroeste y este-oeste, respectivamente (Figura 1.1), son características iniciales que permiten distinguir espacialmente cada provincia.

Se ha establecido que la reorientación progresiva del volcanismo de arco, estuvo relacionada con un cambio en la estructura térmica del slab de subducción y a su vez con una modificación en la geometría en los límites de las placas

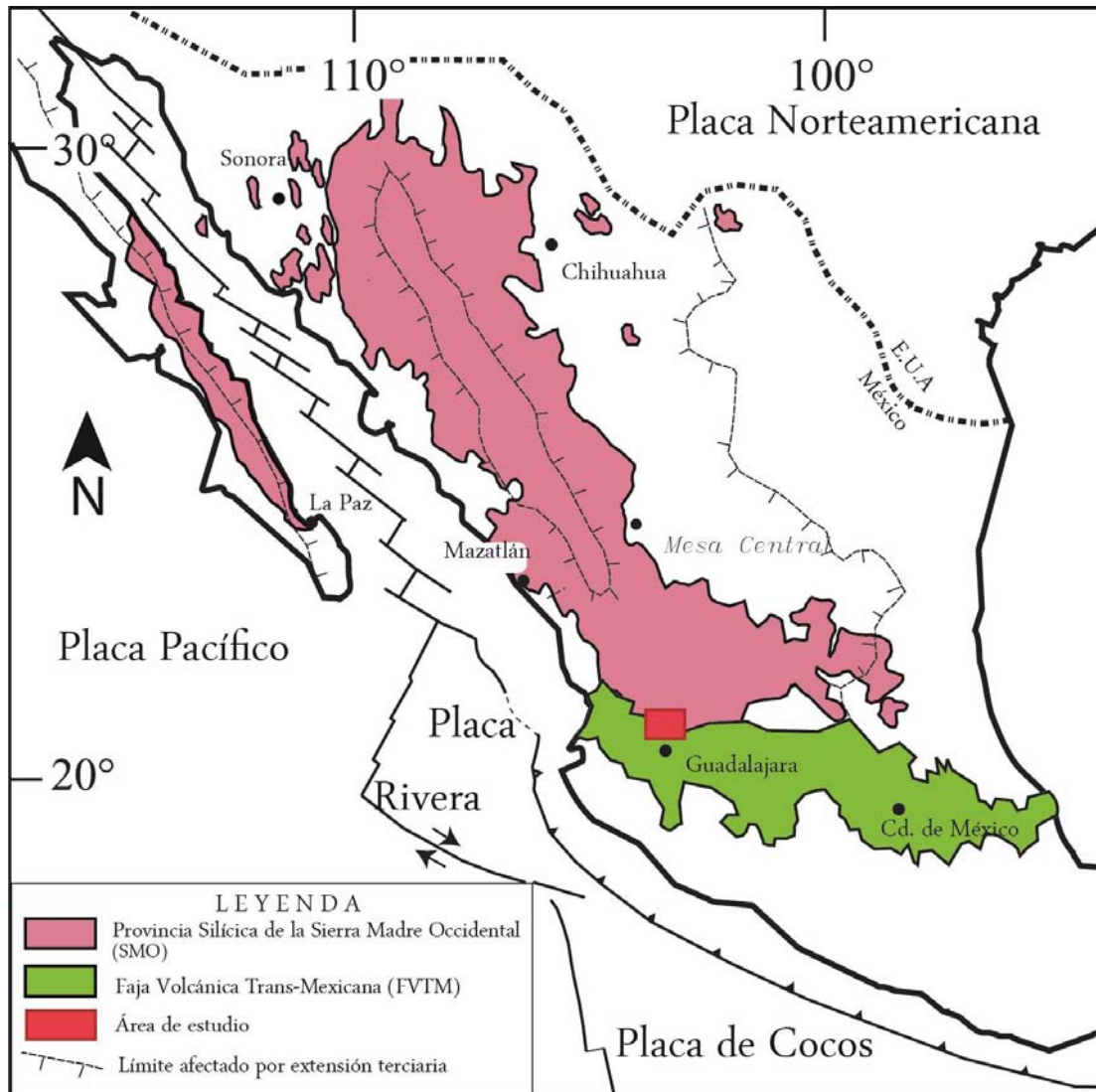


Figura 1.1. Esquema tectónico de México que muestra la relación espacial entre la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Trans-Mexicana. Se señala la ubicación del área de interés en el presente trabajo. Modificado de Ferrari et al. 2005 y autores ahí citados.

Norteamérica-Farallón-Caribe cuando el movimiento hacia el este del Bloque de Chortis (placa Caribe) modificó el límite entre las placas Norteamérica y Farallón formando una nueva trinchera hacia el interior del continente (Morán-Zenteno et al. 1996).

El límite entre la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Trans-Mexicana es tectónicamente complejo y se caracteriza por un volcanismo atípico de composición bimodal. Sin embargo, los detalles de la transición SMO-FVTM en espacio y tiempo son escasamente conocidos (Rossotti et al. 2002).

Con el presente trabajo se realizó una investigación geológica detallada apoyada en nuevos datos geocronológicos y petrográficos para llegar a un mejor entendimiento de la relación espacio-temporal que existe entre ambas provincias volcánicas.

En este capítulo se abordan conceptos teóricos para entender el contexto geodinámico de la FVTM y la SMO, se expondrá el caso de estudio a tratar, sus antecedentes y los objetivos específicos que este trabajo persigue.

1.1 Marco Teórico

1.1.1 Grandes provincias ígneas silíceas (SLIPs)

Las grandes provincias ígneas silíceas (SLIPs por su sigla en Inglés) son consideradas franjas plutónico-volcánicas de composición predominantemente dacítica-riolítica y/o granítica con volúmenes de roca de más de 10^5 km³ (Bryan et al., 2002). Están asociadas a ambientes tectónicos de intraplaca (relacionados con rompimiento continental) o bien con márgenes activos convergentes que fueron sometidos a regímenes extensionales.

Las SLIPs asociadas con rompimiento de una placa continental se encuentran volumétricamente dominadas por ignimbritas, con periodos volcánicos activos de hasta 40 Ma. Las rocas típicamente muestran una afinidad calcialcalina y además se relacionan espacial y temporalmente con otras grandes provincias ígneas máficas (LIPS –por sus siglas en inglés-) (Bryan et al., 2000). La provincia volcánica Whitsunday en Australia y la provincia Chon Aike en Sudamérica han sido consideradas dentro de esta categoría (Figura 1.2) (Ewart et al., 1992; Bryan et al., 1997, 2000).

Las SLIPs relacionadas con márgenes convergentes activos generalmente están asociadas a una extensión continental precedida por la formación de una cuenca backarc, presentan volúmenes de orden de 10^4 - 10^5 km³ con una actividad volcánica que pudo haberse prolongado de 10 a 20 Ma., comúnmente poseen magmas tipo I de composición calcoalcalinos además una mayor cantidad de

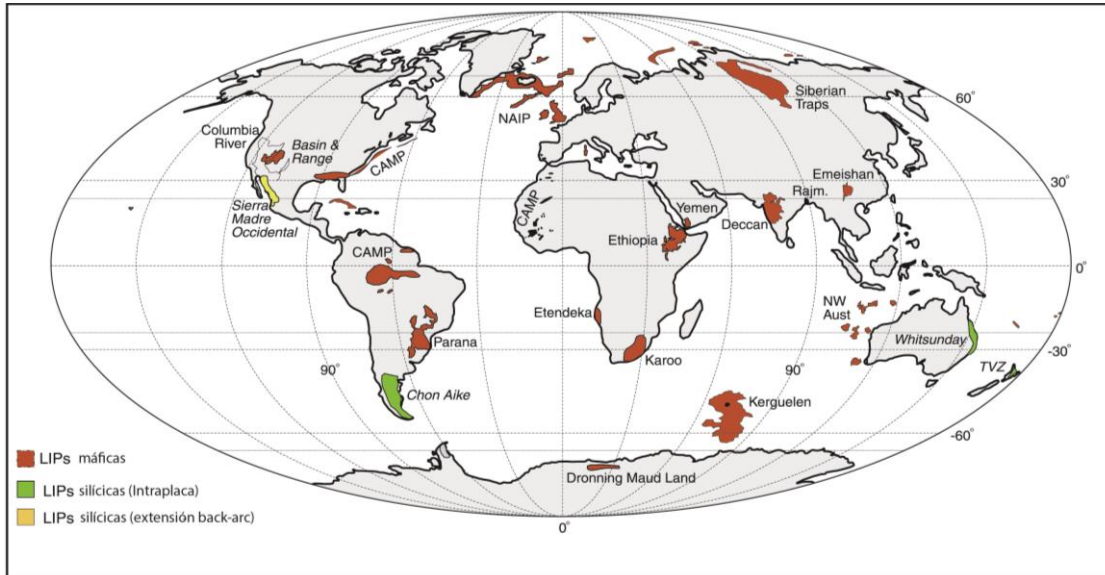


Figura 1.2. Distribución de las grandes provincias ígneas. NAIP: Provincia ígnea del atlántico norte; CAMP: Provincia magmática del Atlántico Central; RAJM: Basaltos Rajmahal; TVZ: Zona Volcánica Taupo; NW: Plateau oceánico del Noroeste de Australia (Bryan et al., 2002).

minerales hidratados (Ewart, 1979). La más grande provincia ígnea silícica de este tipo es la Sierra Madre Occidental de México, que se extiende por alrededor de 1200 km de largo y 200 km de ancho promedio (Fig. 1, y 2) (Ward, 1995) y con un volumen aproximado de 300,000 km³ (Ferrari et al., 2007). El magmatismo que dio origen a esta provincia se formó en un periodo de tiempo relativamente corto (34-18 Ma, McDowell y Cabaugh, 1979; Ferrari et al., 2007) durante la máxima divergencia entre la placa de Pacífico y la de Norteamérica, resultando una extensión de la margen continental (Ward, 1991).

1.1.1.1 Generación del volumen de las Grandes Provincias Ígneas

La fusión parcial del manto es esencialmente el mecanismo principal de la generación de magmas con una fuente principal de material hidratado, andesitas

calcialcalinas altas en potasio, andesitas basálticas y/o anfíbolitas (Roberts y Clemens, 1993). Una continua actividad de subducción permite el desarrollo de una corteza inferior y un manto litosférico hidratado que puede extenderse por cientos de kilómetros del margen activo (Davis et al., 1993), por tanto, una corteza fértil e hidratada tendrá una mayor facilidad de fundir. Altos grados de fusión parcial producirán grandes volúmenes de magmas riolíticos controlados por el contenido de agua, la composición de la corteza y el aporte térmico del manto. La fuente cortical fértil asociada a la Sierra Madre Occidental en parte está relacionada a que su basamento se encuentra formado por rocas volcánicas Paleozoicas y sedimentarias acrecionadas y/o depositadas a lo largo de la margen continental (Bryan et al., 2000).

1.1.1.2 Sierra Madre Occidental

La Sierra Madre Occidental (SMO) es una de las provincias ígneas silíceas más grandes del mundo y la más grande del Cenozoico, se extiende desde la frontera con los Estados Unidos abarcando parte de Chihuahua oriental hasta la Faja Volcánica Trans-Mexicana y está limitada al oeste por el Golfo de California y al este por la Mesa Central (Figura 1.1). Es el resultado de una serie de episodios magmáticos y tectónicos del Cretácico Superior – Cenozoico asociados a la subducción de la placa Farallón así como al largo proceso de rifting que culminó con la apertura del Golfo de California. La SMO está compuesta por cinco grandes complejos ígneos (Ferrari et al., 2005). El primero lo conforman rocas plutónicas y volcánicas del Cretácico Superior al Paleoceno; el segundo está representado por andesitas, dacitas y riolitas del Eoceno; el tercero corresponde a ignimbritas silíceas emplazadas durante el Oligoceno y el Mioceno Temprano intercaladas con el cuarto conjunto constituido por lavas basálticas y andesíticas; el quinto está representado por coladas de basaltos con un marcado carácter alcalino acompañados de ignimbritas emplazados entre el Mioceno Tardío y Plioceno, este último complejo también comprende depósitos sedimentarios continentales que rellenan cuencas extensionales (Ferrari et al., 2007).

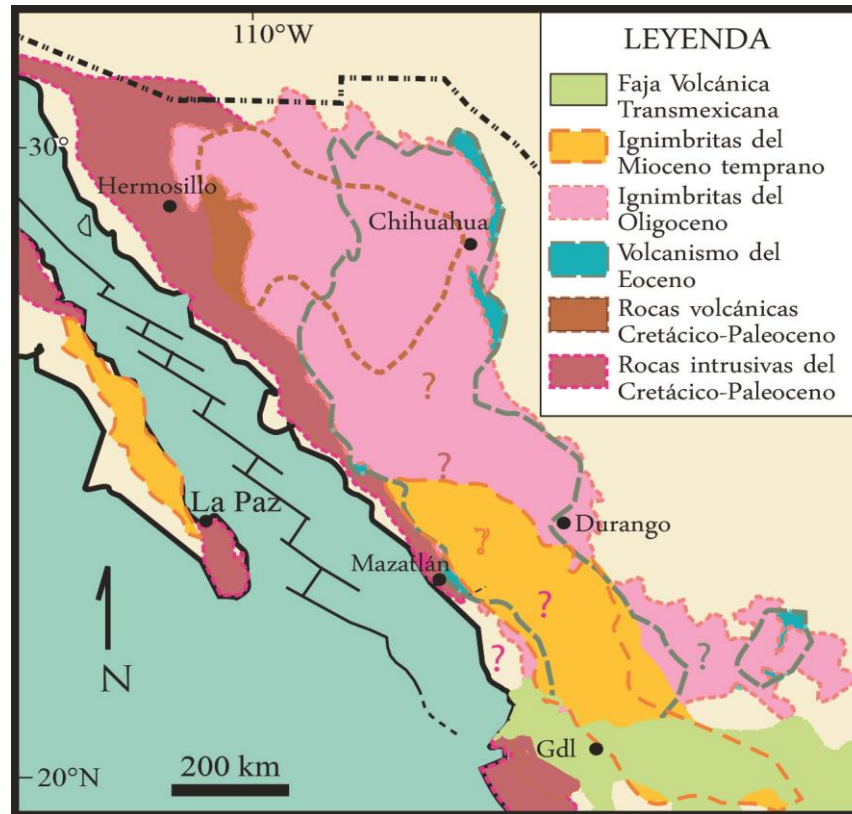


Figura 1.3. Extensión geográfica que cubren los diferentes complejos ígneos de la Sierra Madre Occidental. Gdl: Guadalajara (Ferrari et al., 2005).

El primer y segundo complejo han sido definidos como el Complejo Volcánico Inferior (CVI) mientras que el tercero como el Supergrupo Volcánico Superior (SVS) (McDowell y Keitzer, 1977). Las lavas basáltica e ignimbritas del cuarto complejo han sido consideradas como una prolongación de las Basalto-Andesitas del sur de la Cordillera (SCORBA por su sigla en Inglés) (Cameron et al., 1989) mientras que el último conjunto ha sido relacionado con la apertura del Golfo de California (Figura 1.3) (Henry y Aranda-Gómez, 2000).

Los conjuntos ígneos mencionados previamente se encuentran cubriendo a un basamento heterogéneo del Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico (Ferrari et al., 2005) descrito a continuación:

Mesoproterozoico: Aflorando sólo al noreste de Sonora se encuentra un basamento precámbrico compuesto por plutones graníticos, gneises y esquistos además de carbonatos, rocas clásticas y volcánicas metamorizadas (Garza et al., 2005).

Neoproterozoico y Paleozoico: Rocas deformadas de plataforma marina y sedimentos paleozoicos de cuenca marina profunda (Poole et al, 1991).

Mesozoico: Secuencia de sedimentos clásticos continentales y, en menor medida marinos del Triásico Tardío –Jurásico Temprano (Stewart y Roldán-Quintana, 1991; Valencia-Moreno et al., 1999) sobre los cuales se depositó discordantemente una secuencia clástica con flujos volcánicos intercalados (Ferrari et al., 2005), además de sedimentos fluvio-deltaicos y marinos del Jurásico Tardío y Cretácico Temprano (González-León, 1994). En la parte sur de la SMO se ha sugerido un basamento pre-Cenozoico no volcánico (Gastil et al., 1978, Ferrari et al., 2000) intrusionado por cuerpos graníticos del Oligoceno al Mioceno Temprano (Gastil et al., 1978; Nieto-Obregón et al., 1985, Ferrari et al., 2002).

1.1.1.3 Faja Volcánica Trans-Mexicana

La Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) es el arco volcánico más grande de Norteamérica abarcando 160,000 km² y casi 1000 km de largo en México central. En un contexto geodinámico, la FVTM se encuentra en el borde de la placa Norteamericana, sobre la microplaca Rivera y en la parte norte de la placa de Cocos. Hacia el occidente, la FVTM termina justo al sur de la boca del Golfo de California mientras que al oriente es limitada por el Golfo de México (Figura 1.1) (Ferrari et al., 2012).

Algunas peculiaridades de la FVTM que la distinguen de otros arcos volcánicos son: 1) el alineamiento oblicuo de estratovolcanes con respecto a la orientación general del arco, 2) la presencia de rocas ígneas de composición variable que muestran una firma geoquímica de intraplaca (OIB) yuxtapuestas con productos magmáticos con características típicas de subducción (lavas calco-alcálicas) (Gómez-Tuena et al., 2007b), 3) la edad de las placas en subducción es relativamente joven (10 a 19 Ma. en la trinchera), 4) los sismos asociados con la subducción de la placa de Cocos terminan a los 100 km de profundidad y son ausentes por debajo del arco (Pardo y Suárez, 1995).

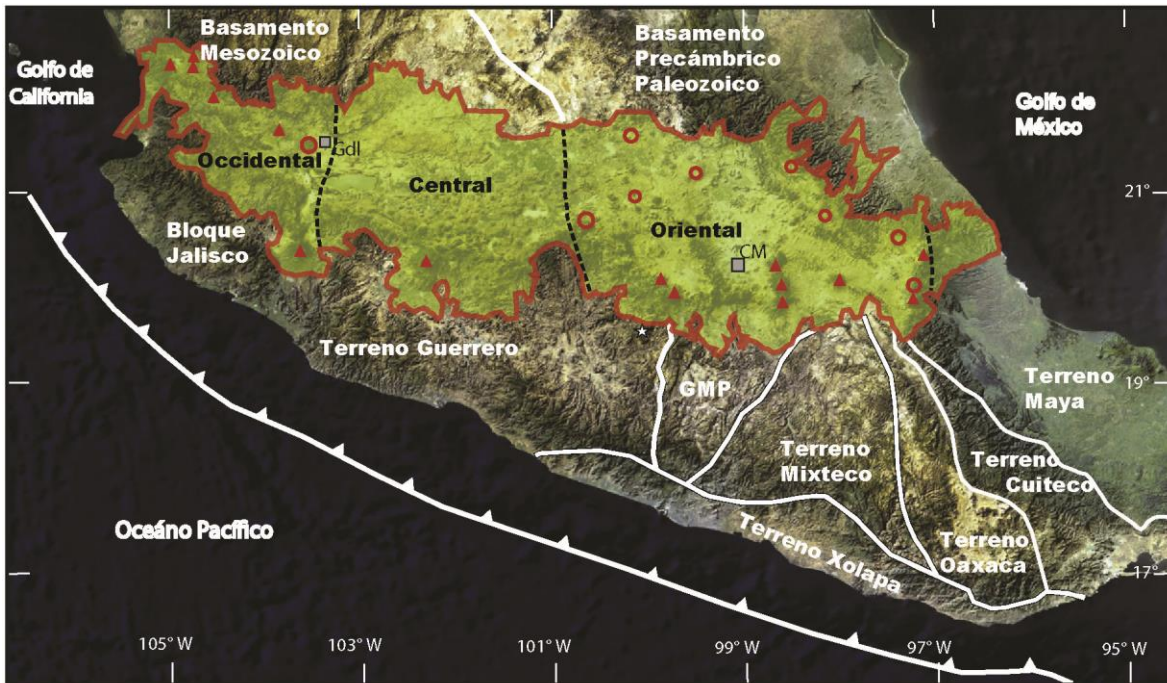


Figura 1.4. Imagen satelital de México Central. La franja amarilla corresponde con la zona de extensión de la Faja Volcánica Trans-Mexicana mostrando los terrenos que forman parte de su basamento. Se esquematizan los principales centros volcánicos (triángulos: volcanes y círculos: calderas). Gdl: Guadalajara; CM: Ciudad de México; GMP: plataforma Guerrero-Morelos. Modificado de Ferrari et al., 2012.

El basamento pre-Cretácico de la FVTM es muy heterogéneo (Ortega-Gutiérrez et al., 2008), hacia la zona oriental está subyacida por el terreno Precámbrico denominado Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995) así como por el terreno Mixteco de edad Paleozoica (Nance et al, 2006) mientras que la parte occidental se encuentra sobre el terreno Guerrero, constituido por un ensamble de arcos marinos acrecionados sobre un basamento de turbiditas siliciclásticas del Triásico Superior (Centeno-García et al., 2011) (Figura 1.4).

1.1.1.3.1 Geometría de las placas en subducción

Con base en la geometría con la que las placas en subducción se comportan, el volcanismo en la FVTM presenta cambios significativos tanto en su composición como en su localización. El primer sector a distinguir se encuentra hacia el oeste del meridiano 103° W en donde la placa Rivera subduce con una inclinación de 40° debajo de la región de ante-arco y de aproximadamente 70° por debajo de la

FVTM (Figura 1.5 a,b, perfil A-A') ésta geometría es similar en la zona occidental de la placa de Cocos aunque con menor grado de inclinación (Figura 1.5 a,c, perfil B-B'). Ambas placas están separadas por una zona de rompimiento ortogonal a la trinchera que inicia al norte del volcán de Colima (Ferrari et al. 2012), lo anterior apoya la existencia de un ventana (slab window) que permite el ascenso de flujo astenosférico a la cuña del manto, dando como resultado la formación de volcanismo con firmas isotópicas típicas de basaltos de islas oceánicas (OIB) (Ferrari et al. 2001).

Por otra parte, en la zona oriental de la FVTM (Figura 1.5 a, d, Perfil C-C'), la placa de Cocos se inclina 15° a lo largo de 80 km desde la costa y luego muestra una subducción plana a los 50 km de profundidad (Kim et al., 2010; Pérez-Campos et al., 2008) y a lo largo de 200 km, posteriormente subduce a 75° (Husker y Davis, 2009; Pérez –Campos et al., 2008) hasta 450 km de profundidad en donde Ferrari (2004) propone un modelo de rompimiento de la placa (slab detachment).

Hacia el sector más oriental del arco volcánico (Figura 1.5 a, Perfil D-D') , el segmento de la placa que presenta una subducción plana, se acorta y desaparece por debajo del Istmo de Tehuantepec en donde la inclinación se vuelve constante alrededor de 26° (Melgar y Pérez-Campos, 2011).

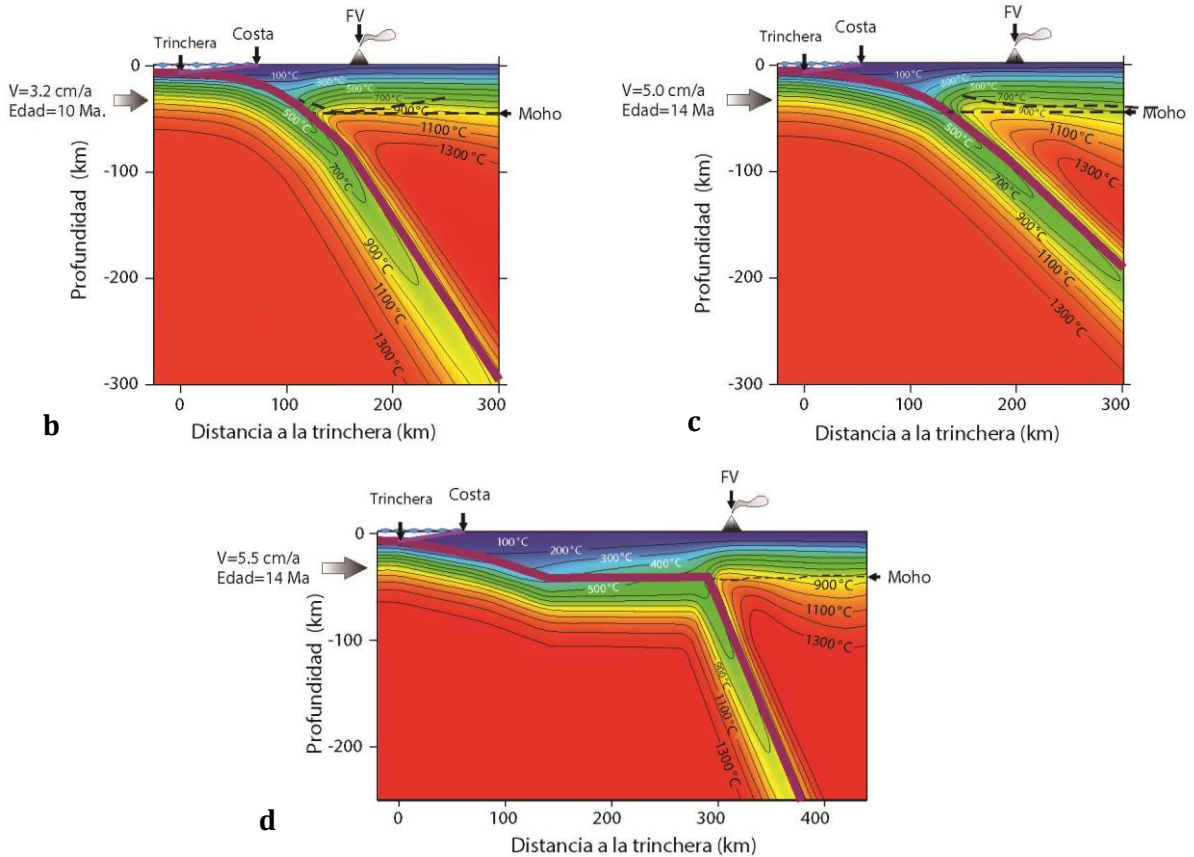
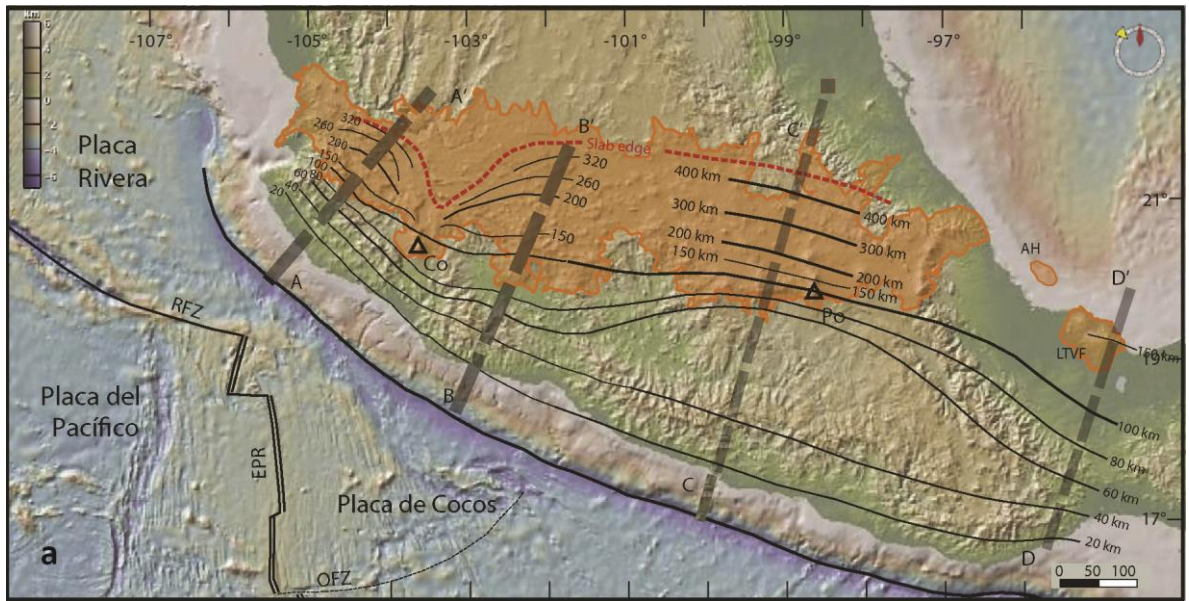


Figura 1.5 a. Con base en estudios tomográficos realizados en los perfiles A-A', B-B', C-C' y D-D' (Melgar y Pérez-Campos, 2011; Pérez-Campos et al., 2008) se obtuvo la profundidad del slab de subducción por debajo de México Central. Co: Volcán Colima; Po= Popocatepetl (Ferrari et al., 2012). Figuras 1.5b, 1.5c, 1.5d representan modelos en 2D de la estructura térmica de la placa en subducción (Manea, V y Manea, 2011) permitiendo saber su comportamiento geométrico a lo largo de los perfiles mostrados en 5a. FV: Frente volcánico. Modificado de Ferrari et al. 2012.

1.1.1.3.2 Evolución geológica de la Faja Volcánica Trans-Mexicana

Tanto la distribución espacial como la composición han sido tomadas en cuenta para dividir la FVTM en cuatro episodios principales (Gómez-Tuena et al. 2007b, Ferrari et al., 2012):

1. Mioceno medio-tardío: El inicio de la actividad de la FVTM está caracterizado por un volcanismo efusivo, sub-alcalino de composición intermedia (andesítica a dacítica). Las edades más antiguas en lavas relacionadas con este episodio se encuentran entre 22 y 16.5 Ma (Ferrari et al., 2012 y autores citados). Algunas de estas rocas tienen composición adakítica que han sido interpretadas como resultado de la fusión del slab de la placa ocasionado por el comportamiento horizontal de la placa en subducción (Figura 1.6a, 1.6b) (Gómez-Tuena et al., 2003; Mori et al., 2007).
2. Mioceno tardío: Un gran volumen de lavas máficas fue emplazado al norte de la zona influenciada por el primer episodio (Ferrari, 2004; Ferrari et al., 1994, 2000a, 2005b). Con base en edades radiométricas, este volcanismo exhibe una migración de oeste a este (Ferrari et al., 2012) con una composición sub-alcalina y potásica media que indica un magmatismo relacionado con una dinámica de subducción hacia el occidente; en contraste, hacia el oriente se tienen rocas con una composición alcalina sódica de afinidad intraplaca (Orozco-Esquivel et al., 2007; Mori et al., 2009) similar a basaltos de islas oceánicas (OIB) (Figura 1.6c, 1.6d).
3. Mioceno tardío-Plioceno temprano: Durante la última parte del Mioceno tardío e inicios del Plioceno, el volcanismo se caracterizó por presentar una composición silícica hacia el sector occidental entre 8.5 y 6.0 Ma (Rossoti et al., 2002) y después adquirió una composición bimodal que se observa en el emplazamiento de flujos basálticos junto con domos silícicos e ignimbritas

(Ferrari et al 2000a, Righter and Rosas-Elguera, 2001). En el sector oriental, este episodio está representando por la formación de grandes calderas que producen amplios volúmenes de ignimbritas y están asociados a depósitos piroclásticos (Ferrari et al., 2012) (Figura 1.6e, 1.6f).

4. Plioceno-Holoceno: Durante este lapso, el estilo y la composición del volcanismo es más diverso. En muchas áreas, el volumen de rocas calcoalcalinas está asociado en tiempo y espacio con un volumen de lavas similares a las intraplaca, con rocas ricas en potasio y con centros volcánicos de composición riolítica-peralcalina (Ferrari et al., 2012) (Figura 1.6g, 1.6h).

Tectónica y volcanismo bimodal en la zona de transición entre la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Trans-Mexicana al norte de Guadalajara, Jalisco.

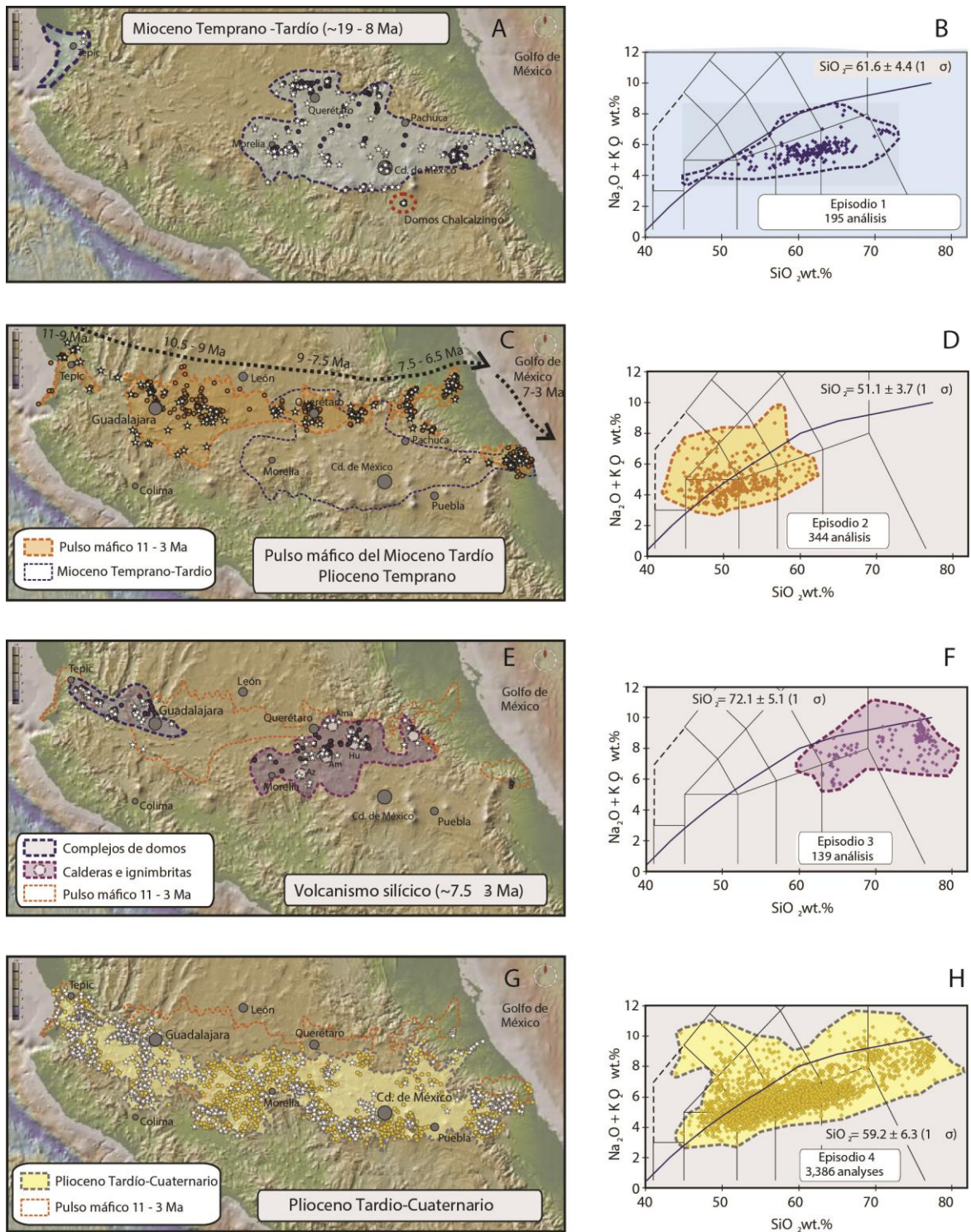


Figura 1.6 (A, C, E, G) Ubicación espacial y temporal de los cuatro episodios magmáticos de la faja volcánica trans-Mexicana. Los puntos representan las muestras utilizadas. B, D, F, H, es una representación de la composición para cada episodio magmático en el diagrama álcalis totales vs. sílice (TAS) (Tomado de Ferrari et al., 2012).

1.2 Antecedentes

La parte occidental de la FVTM es un área muy compleja. Los mapas geológicos de México (Ortega-Gutiérrez et al., 1992; López-Ramos, 1995) típicamente habían considerado que en esta zona, las rocas silícicas pertenecen a la Sierra Madre Occidental mientras que las máficas se relacionan con la actividad magmática que dio origen a la Faja Volcánica Trans-mexicana, sin embargo, en diferentes trabajos geológicos posteriores se ha reportado que también existe volcanismo silícico de edad pliocénica (Ferrari et al., 2000a; Rossotti et al. 2002). Por otra parte, los primeros estudios realizados se han enfocado en establecer las relaciones espacio-temporales entre ambas provincias, entre las características principales que cada autor resalta se encuentran las siguientes:

Gilbert et al. (1985) reporta la presencia de las ignimbritas San Gaspar y Guadalajara de 3.3 y 4.8 m. a., respectivamente, que son cubiertas por derrames de basaltos y andesitas basálticas, además, magmas riolíticos con alto contenido en sílice pertenecientes a los últimos 140,000 años.

Nieto-Obregón et al. (1985) reportan edades radiométricas para un cuerpo intrusivo del Oligoceno Superior así como para ignimbritas del Mioceno Inferior-Medio correlacionando estas unidades con la secuencia vulcano-plutónica de la SMO. Discuten la presencia de volcanismo bimodal del Mioceno superior y rocas basálticas Plio-Pleistocénicas como parte de la FVTM.

Basaltos de edad del Mioceno, Plioceno y Pleistoceno con características similares a los OIB y relacionados a una dinámica de subducción son reportados por Moore et al. (1994)

Ferrari et al. (2000a) apoyado en una amplia cantidad de datos geocronológicos muestra que en la parte occidental de la FVTM en cercanía con el sur de la SMO existe un volcanismo bimodal compuesto por riolitas correspondientes al Oligoceno-Mioceno temprano y basaltos del Mioceno medio; estableciendo una

evolución volcánica del Oligoceno al Cuaternario marcada por episodios de volcanismo muy activo y a su vez separados por otros de baja actividad volcánica.

Como antecedentes directo de este trabajo, Rossoti et al, 2002 realiza un estudio geológico detallado a través de nuevas edades radiométricas reportando una área dominada casi al 75% por rocas silíceas en donde el resto corresponde a flujos máficos.

1.3 Caso de estudio

McDowell y Clabaugh (1979) definen como *ignimbrite flare-up* al pulso ignimbrítico que genera la secuencia silíceas de la SMO. Posteriormente, Ferrari et al. (2002) demuestran que la mayor parte de esta provincia volcánica fue construida a partir de dos pulsos ignimbríticos claramente separados en el Oligoceno (31.5-28 Ma) y Mioceno Temprano (23.5-20 Ma), este último pulso corresponde a la actividad explosiva que se extiende desde Sinaloa hasta Jalisco cubriendo en su mayoría la parte sur de la SMO, a consecuencia de ello, hacia el norte de la ciudad de Guadalajara en el cañón del Río Santiago se encuentran típicas secuencias ignimbríticas (Rossoti et al. 2002). Esta sucesión, se encuentra subyacida por un intrusivo del Mioceno temprano (Nieto Obregón et al. 1985), que aflora en el área de Cinco Minas al noroeste de la Presa de Santa Rosa. Sobreyaciendo a las unidades anteriores, se encuentran flujos de lavas máficas de 21.6 Ma (Rossoti et al. 2002; Ferrari et al. 2002) que se correlacionan con otros flujos y volcanes escudos situados algunos kilómetros al norte del área de estudio en el área de Bolaños y Teul (Nieto et al. 1981 ; Moore et al. 1994).

Por otra parte, se sabe de la existencia de un gap de actividad volcánica con una duración de alrededor de 10 Ma. que separa la parte final de la actividad de la SMO de los indicios del volcanismo de la FVTM (Rossotti et al. 2002). La presencia de flujos basálticos del Mioceno superior indican el comienzo de la actividad volcánica de la FVTM (Ferrari et al. 2002) emplazándose con el límite de la SMO. Se ha documentado que estos basaltos (11-9 Ma.) se encuentran en el cañón del Río Santiago con espesores de 600 m y se extienden hasta los altos de Jalisco (Ferrari

et al. 1994), son sobreyacidos por una secuencia de riolitas y, en menor medida, por ignimbritas y lavas máficas de entre 7.15 y 3.1 Ma (Gilbert et al. 1985) al norte del volcán Tequila hacia el área de El Salvador.

Las secuencias volcánicas mencionadas se encuentran situadas estructuralmente en el sur del graben Plan de Barrancas-Santa Rosa que es una depresión desarrollada entre el límite de la SMO y el Bloque Jalisco (Ferrari y Rosas Elguera, 2000) formado por la falla Santa Rosa-Cinco Minas. Mediante detallados estudios estratigráficos y estructurales estos autores demostraron que la actividad de la falla (Plioceno temprano y tardío) afectó a las secuencias más jóvenes del Mioceno medio.

El presente trabajo tiene como objeto el estudio del límite entre la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Trans-Mexicana al norte de Guadalajara a lo largo de un área de aproximadamente 6500 km² (Cartas Topográficas: San Salvador-F13D44, García de la Cadena-F13D45, Tequila-F13D54, Tesistán-F13D55, Apozolco-F13D34, Teul de González-F13D35 , F13D46-Las Cruces y F13D56-Jalisco, publicadas por INEGI). El trabajo de campo aundado a los datos geocronológico de muestras representativas permitió la elaboración de una cartografía geológica y secciones geológico-estructurales que servirán para establecer con mayor precisión la transición entre las dos provincias. Por otra parte, se analiza la actividad volcánica de composición bimodal característica del área que ha sido observada en estudios previos y en el presente trabajo.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivos del trabajo

El objetivo general del trabajo es la caracterización de la geología en la frontera entre la Sierra Madre Occidental y la Faja volcánica Trans-Mexicana para determinar las relaciones en espacio y tiempo de estas provincias. En particular se tratará de entender la naturaleza geológica de esta transición por medio de una

cartografía geológica que permita visualizar las estructuras tectónicas presentes y su influencia sobre las relaciones estratigráficas entre unidades volcánicas.

1.4.1.1 Objetivos específicos

1. Obtener edades para muestras de rocas volcánicas silíceas mediante el método U-Pb en circones por LA-ICP-MS en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM.
2. Obtener edades para muestras de rocas volcánicas máficas mediante el método Ar-Ar en minerales con diferentes temperaturas de cierre en el Laboratorio de Geocronología del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE).
3. Utilizar los datos geocronológicos en conjunto con las relaciones estratigráficas observadas en el trabajo de campo, así como características petrográficas de muestras de mano obtenidas, para la elaboración de una carta geológica del área de estudio.
4. Elaborar secciones geológicas que permitan establecer la relación estructural y estratigráfica de las unidades volcánicas.

2.-MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La transición de la SMO a la FVTM toma lugar durante el Mioceno Medio y Tardío acompañada por una rotación antihoraria del arco volcánico (Ferrari et al. 1994, 1999). El Mioceno es un periodo importante en la historia de la Margen Pacífica Mexicana que involucra el final de subducción de los remanentes de la placa Farallón, la extensión regional en el Golfo de California y la captura de Baja California por la placa Pacífico (Stock y Hodges, 1989). Estos eventos geodinámicos ocasionaron un reacomodo de placas que tuvieron un efecto en la tectónica y el magmatismo en el norte de la placa Norteamericana (Ferrari et al. 2000b).

2.1 Volcanismo del Mioceno Temprano en el sector Sur de la Sierra Madre Occidental

2.1.1 Pulsos ignimbríticos (Ignimbrite flare-up)

El suroeste de la SMO está cubierto por sucesiones ignimbríticas emplazadas en dos pulsos correspondientes a 32-28 Ma y 24-20 Ma (Ferrari et al. 2002). Las ignimbritas del Oligoceno dominan entre Aguascalientes, Zacatecas y el norte de Jalisco (Nieto-Samaniego et al. 1999) mientras que la secuencia del Mioceno temprano cubre la SMO en Nayarit, los altos de Jalisco, el sur de Zacatecas y la parte central de Guanajuato (Ferrari et al. 2002).

Ferrari et al., (2002) reconoce dos secuencias ignimbríticas para el Mioceno Temprano, la secuencia del Nayar y de las Canoas (Figura 2.1).

La sucesión de las Canoas está formada por flujos de pómez, ceniza y depósitos de caída que forman unidades con al menos 350 m de espesor. Ferrari et al., (2002) y Clark et al., (1981) fecharon esta secuencia en 23.5 Ma por métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K/Ar respectivamente. Ferrari et al., (2002) correlacionaron esta unidad con una

parte expuesta en el sur del Graben de Bolaños (Figura 2.1) en donde Scheubel et al., (1988) reportan una edad de 23.7 ± 0.6 Ma para una andesita intercalada con ignimbritas y riolitas formadas en el interior del graben y una edad de 23.2 ± 0.5 Ma para una ignimbrita de la misma sucesión. También existe correlación hacia el sureste con edades similares de ignimbritas en el Graben de Tlaltenango (23 Ma; Moore et al. 1994, Juchipila (24-23 Ma; Webber et al. 1994), en la presa de Santa Rosa (23.6 Ma; Nieto Obregón et al. 1985) y en la Sierra de Pénjamo (24 Ma; Solé et al., 2007).

La secuencia del Nayar cubre una franja de dirección NNW con un ancho de 75 km en la orilla occidental de la SMO alcanzando su máximo espesor en la región de la Mesa del Nayar (Figura 2.1) (Ferrari et al., 2002). Estos autores obtuvieron 7 edades en diferentes posiciones estratigráficas en un rango de 21.1 a 19.9 con un promedio de 20.9 Ma. La secuencia está correlacionada con ignimbritas expuestas en Santa María del Oro (21.3 Ma; Gastil et al., 1979), Aguamilpa (22.4 Ma; Damon et al., 1979), y en la parte superior de la sucesión del graben de Bolaños (21.3-20.1 Ma; Scheubel et al., 1988) (Ferrari et al., 2002).

2.1.2 Volcanismo post-ignimbrítico

En toda la SMO, lavas de composición basáltico-andesítica fueron emplazadas después de cada episodio ignimbrítico y fueron definidos como una extensión del cinturón "Basalto-Andesitas del Sur de la Cordillera" (SCORBA; Cameron et al. 1989) aflorando en una franja NNE entre Chihuahua y Sonora con edades de entre 33 y 17.6 Ma (Cameron et al., 1989 y referencias incluidas; McDowell et al., 1997; Paz-Moreno et al., 2003). Hacia la parte sur de la SMO no se tiene certeza de que las coladas basálticas emplazadas sobre las ignimbritas de ambos pulsos pertenezcan al cinturón SCORBA.

Después del pulso ignimbrítico del Mioceno Temprano, coladas basálticas han sido reportadas en el área de Milpillas en Zacatecas en donde se han obtenido edades K-Ar de 21 Ma. Lavas basálticas similares se encuentran en el graben de Bolaños en donde han sido fechadas por Nieto-Obregón et al, (1981) en 21 y 19.9 Ma (Ferrari

et al., 2007). Así mismo se han encontrado en el área de la mesa del Nayar y de Jesús María. Estas unidades máficas, representan el último evento volcánico asociado a la Sierra Madre Occidental (Ferrari et al. 2002).

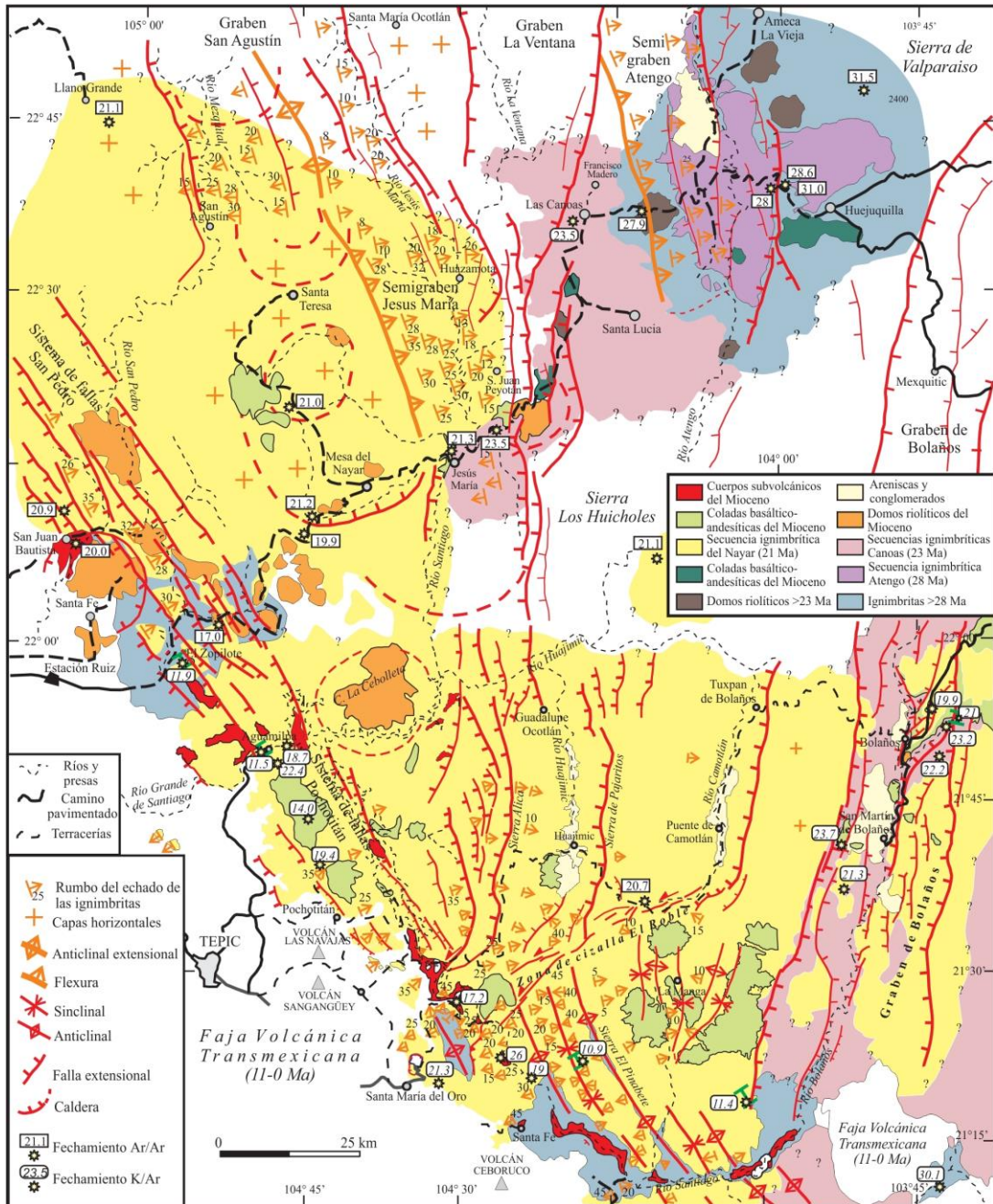


Figura 2. 1 Volcanismo en el sector Sur de la Sierra Madre Occidental (Ferrari et al., 2002)

Una sucesión de lavas basálticos en el límite entre el bloque Jalisco y la Sierra Madre Occidental al norte de Guadalajara, marcan el emplazamiento de la Faja Volcánica Transmexicana a partir de los 11 Ma (Ferrari et al. 2000b).

2.2 Volcanismo del Mioceno Tardío-Plioceno Temprano en el sector occidental de la FVTM

Uno de los eventos geológicos más importantes durante los inicios de la FVTM fue el emplazamiento de lavas máficas a lo largo de un cinturón con orientación E-W que dio origen a estructuras volcánicas formadas por la coalescencia de volcanes escudos, lava fisurales y volcanes monogenéticos en los estados de Nayarit, Jalisco, Guadalajara e Hidalgo (Figura 2.2) (Ferrari et al. 2000b).

Alrededor de 1800 km³ de basaltos se encuentran expuestos a lo largo del cañón del Río Santiago al Norte de Guadalajara, dicha sucesión fue informalmente nombrada por Moore et al., (1994) como *basaltos de San Cristóbal*.

Estas lavas máficas fluyeron dentro de una depresión pre-existente sobre rocas de la Sierra Madre Occidental formando una secuencia masiva y monótona con espesores de 2 a 20 m e inclinaciones de 5 a 8° hacia el SSE. La base de esta sucesión no se encuentra expuesta y el espesor máximo observable es de 800 m (Rossofi et al., 2002), muestras correspondientes a las zonas inferiores del paquete de basaltos han sido fechadas en 11 y 10 Ma (Damon et al., 1979; Moore et al., 1994). Mientras que 20 km al oeste de San Cristóbal en el área de la Presa de Santa Rosa, Nieto-Obregón et al., (1985) fechó en 8.52 ± 0.1 Ma lo que podría ser la parte superior de la secuencia. Rossofi et al., (2002), sugirieron que esta última podría correlacionarse con un único flujo basáltico o bien un lacolito emplazado someramente fechado en 7.5 ± 0.8 Ma ubicado al norte de Tesistán.

Las rocas que conforman esta sucesión varían composicionalmente de basalto a basalto-andesita y poseen una anomalía negativa de Nb y Ta que sugiere una firma orogénica para estos (Ferrari et al. 2000b).

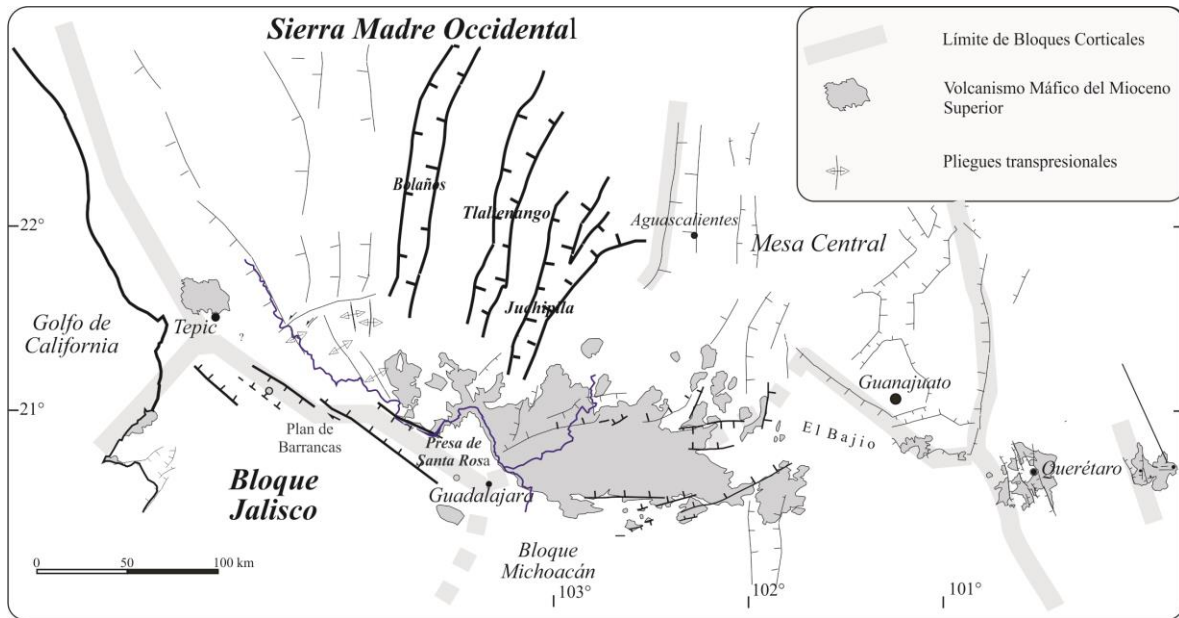


Figura 2. 2 Extensión del volcanismo máfico del Mioceno Tardío mostrando los principales sistemas de fallas durante el emplazamiento de las lavas. Se resaltan en negritas aquellos sistemas de especial interés en el presente trabajo (Ferrari et al., 2000).

Un grupo de domos y en menor medida flujos piroclásticos cubren estratigráficamente las unidades anteriores al norte de la Presa de Santa Rosa, sus rangos de edades se encuentran entre 7.5 y 5 Ma abarcando un área aproximada de 750 km² con un volumen de 350 km³ (Rosotti et al., 2002).

A inicios del Plioceno, basaltos ricos en Ti se emplazaron a lo largo del Rift Tepic-Zacoalco, precedidos por lavas basálticas y flujos piroclásticos distribuidos en 30 km de ancho a lo largo de arco (Ferrari et al. 2001).

2.3 Tectónica extensional en el Sur de la Sierra Madre Occidental

Una buena parte de la SMO ha sido afectada por deformación predominantemente extensional, hacia el sector sur, esta tectónica afecta sistemáticamente toda el área. Ferrari et al. (2002) agrupan las estructuras de la parte sur de la SMO en tres dominios principales: occidental, oriental y meridional (Figura 2.3) de los cuales, los últimos dos afectan estructuralmente una parte de la región en estudio.

2.3.1 Dominio oriental

El dominio oriental está constituido por una serie de grábenes (Bolaños, Tlaltenango y Juchipila) con dirección NNE y N-S y longitudes de entre 40 y 120 km, que cortan a las sucesiones ignimbríticas del Oligoceno Tardío y Mioceno Temprano. Estas estructuras están rodeados por fallas normales de alto ángulo con desplazamientos laterales (Nieto-Samaniego et al., 1999), interpretadas como resultado de un episodio de extensión de dirección WNW a E-W entre 23 y 21 Ma (Figura 2.3) (Ferrari et al. 2005).

2.3.2 Dominio Meridional

En el dominio meridional la secuencia del Mioceno Temprano de la SMO está deformada en pliegues con arreglo escalonado, pequeñas cabalgaduras y fallas izquierdas desarrolladas en el Mioceno medio (Figura 2.3) (Ferrari 1995). Estas estructuras tienen extensiones de 10 a 40 km y están distribuidas en una franja de orientación WNW-ESE que cortan rocas desde 19.0 Ma hasta antes de 10.9 Ma. El estilo de deformación varía siendo compresivo hacia el NW, transpresivo lateral izquierdo e inverso oblicuo hacia el centro y transcurrente lateral-izquierdo en el área de Santa Rosa. (Figura 2.3).

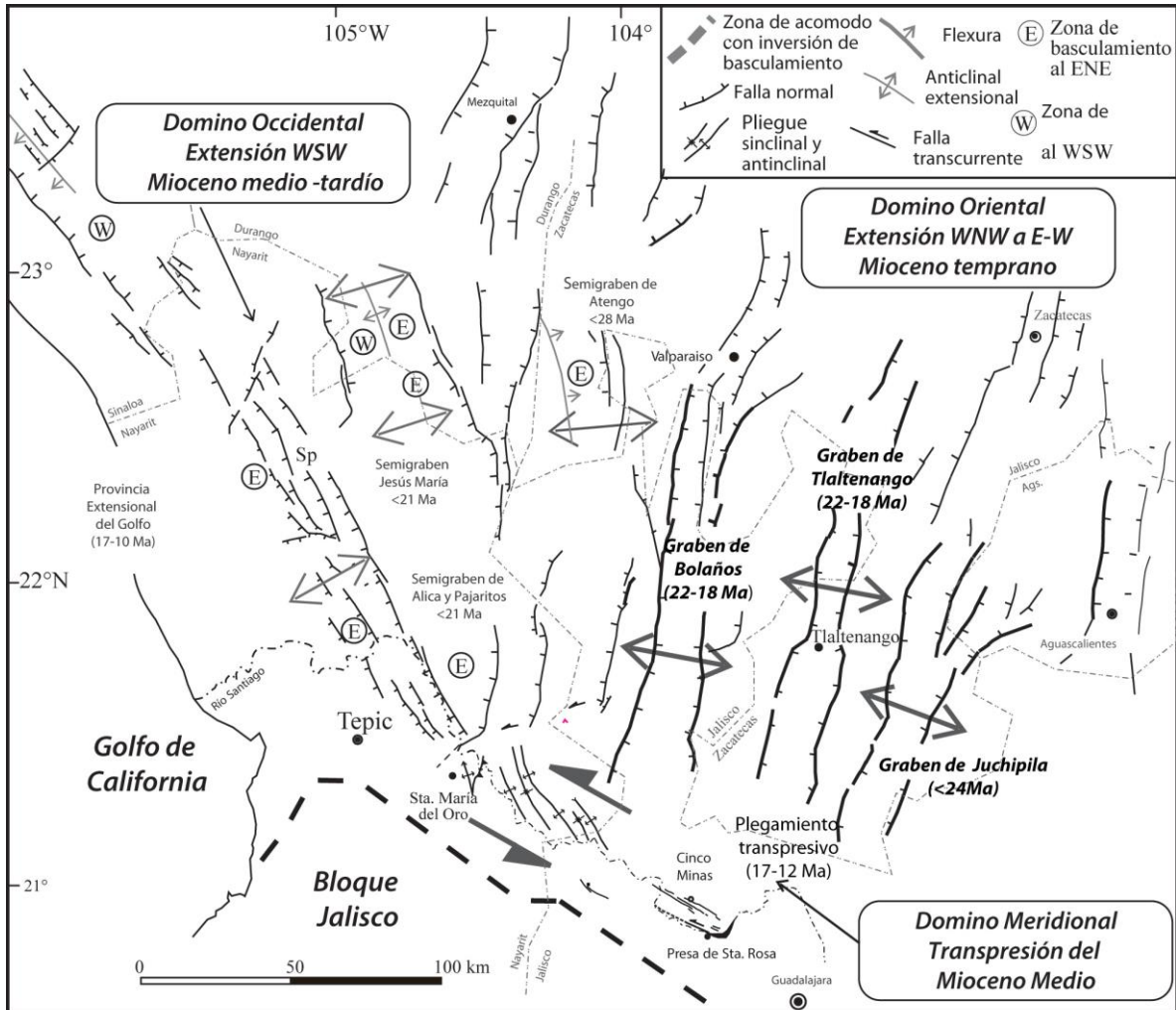


Figura 2. 3 Estructuras tectónicas responsables de la deformación en la SMO. Se indica la dirección (flechas grises) y la edad de deformación extensiva. En resaltado negro los grabenes que afectan la parte norte del área en cuestión (Ferrari et al., 2002).

2.4 Tectónica del Oeste de México

La tectónica regional al oeste de México está dominada por tres sistemas de fallas extensionales con orientaciones N-S, E-W y NW-SE que forman las depresiones tectónicas conocidas como los rifts de Chapala, Colima y Tepic-Zacoalco, (Demant, 1981) (Figura 2.4). Luhr et al. (1985) y Allan et al. (1991) propusieron que el rift de Colima y de Tepic Zacoalco son los límites de una microplaca, el Bloque Jalisco, sometida a un proceso de rifting como resultado del salto de la trinchera del Pacífico este hacia el oriente durante el Plioceno.

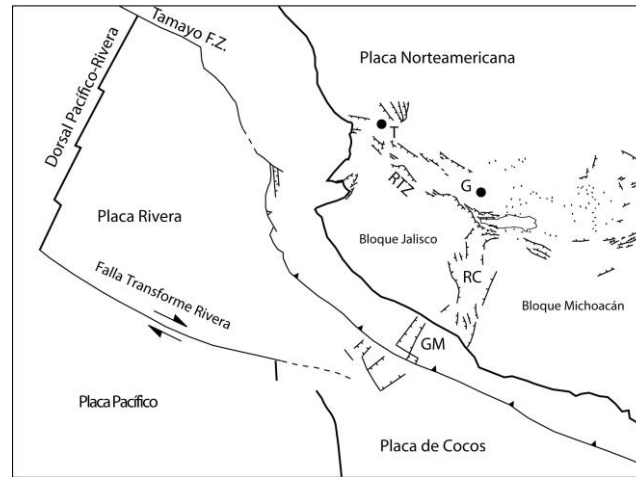


Figura 2. 4 Marco geodinámico del oeste de México. RTZ= Rift Tepic Zacoalco; RC= Rift de Colima; GM= Graben de Manzanillo; G= Guadalajara; T= Tequila (Ferrari et al., 1999).

El área de estudio es una zona en donde la Faja Volcánica Trans-Mexicana cubre el límite entre la Sierra Madre Occidental y el Bloque Jalisco. El sur de la región presenta características tectónicas relacionadas a que es una zona de fallas reactivadas en diferentes tiempos con cinemática distinta. La región abarca una parte de la depresión Tepic-Zacoalco (TZR) que consiste en un sistema de fallas no conectadas de diferente geometría y edad (Ferrari y Rosas-Elguera 2000) desarrolladas durante el Mioceno Tardío y Cuaternario (Ferrari et al., 1994b).

Una de las estructuras que componen al TZR está formada por grábenes en-echelón entre la región de Compostela y Guadalajara, las cuales reactivaron el límite entre el Bloque Jalisco y la SMO (Figura 2.5). Uno de estos grábenes está definido por fallas normales W-NW y es conocido como Graben de Plan de Barrancas-Santa Rosa (Ferrari y Rosas Elguera, 2000) formado al sur por la falla Plan de Barrancas y al norte por la falla Santa Rosa-Cinco Minas (Figura 2.5).

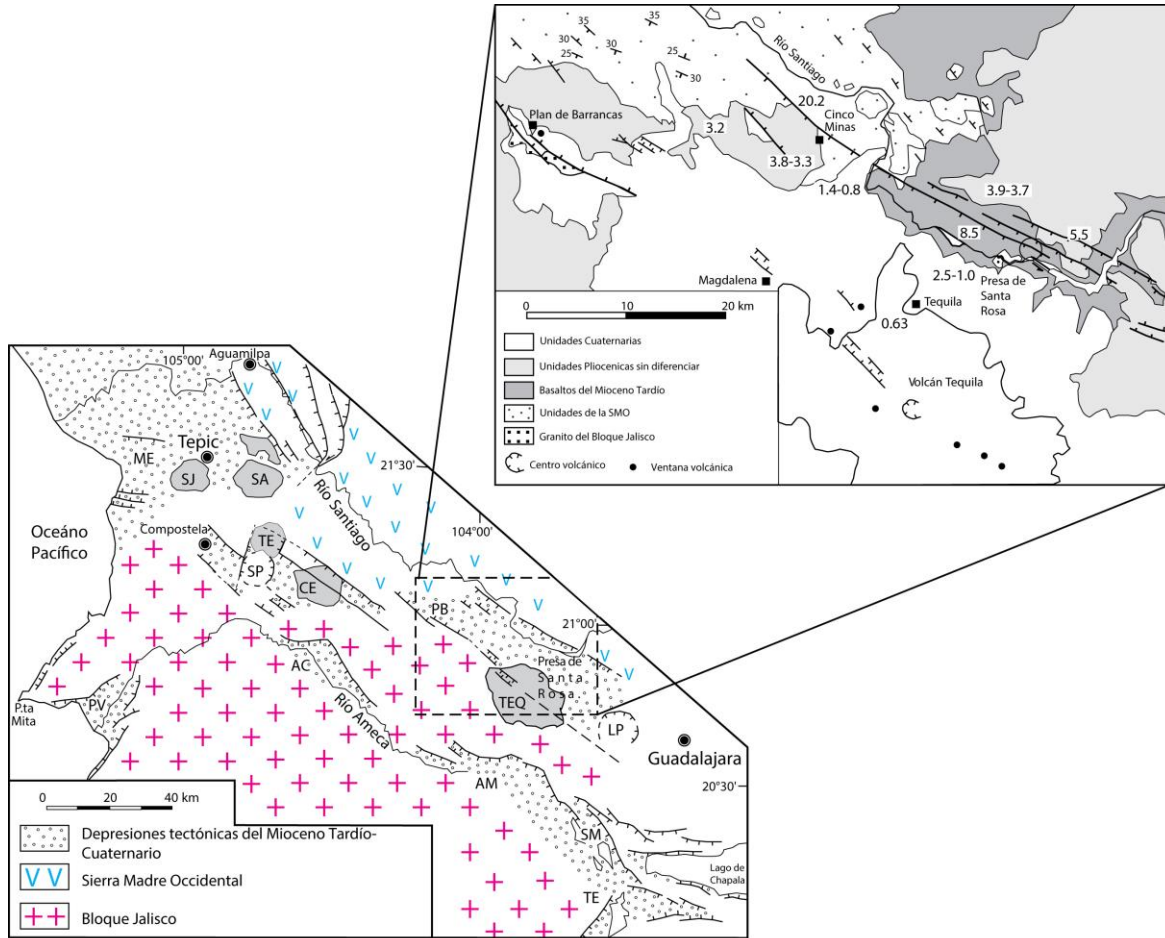


Figura 2. 5. Depresiones tectónicas del Rift Tepic-Zacoalco. Se observa el límite del Bloque Jalisco y la Sierra Madre Occidental. Se muestra una ampliación del sistema de fallas Santa Rosa-Plan de Barrancas. ME= Graben Mecatán; PV= Graben de Pto. Vallarta; AC= semigraben Amatán de las Cañas; PB= Falla Plan de Barrancas; AM= Falla Ameca; SM= Falla San Marcos; TE= Semigraben Sayula; SJ= Volcán San Juan; SA= Volcán Sangangüey; TE= Volcán Tepetitlic; SP= Caldera San Pedro; CE= Volcán Ceboruco; TEQ=Volcán Tequila; LP= Caldera de la Primavera (Modificado de Ferrari et al., 2000).

3. GEOCRONOLOGÍA

3.1 Fundamentos Teóricos

3.1.1 Método U/Pb en zircones

Según Faure y Mensing (2005), el decaimiento de U y Th a isótopos estables de Pb es la base de diversos métodos de fechamientos que gracias al progreso de los procedimientos analíticos y de la instrumentación han llegado a ser los geocronómetros más precisos y exactos.

Durante la fusión parcial de las rocas en el manto de la Tierra, el U y Th se concentran en la fase líquida y por tanto se incorporan a productos más ricos en sílice. Por esta razón, una progresiva diferenciación geoquímica del manto superior dará como resultado un mayor enriquecimiento de U y Th en las rocas de la corteza continental en comparación con las rocas del manto superior.

Las concentraciones de U y Th en minerales formadores de roca son del orden de partes por millón o menos, sin embargo, estos dos elementos son los principales constituyentes o bien, reemplazan a otros elementos de minerales accesorios como la uraninita, zircón, alanita, apatito, monazita, etc.

El Uranio tiene tres isótopos radioactivos: ^{238}U , ^{235}U y ^{234}U mientras que el Torio existe primariamente como ^{232}Th . Estos isótopos son los padres de una cadena de hijos radioactivos que culmina con isótopos estables de Pb.

Los isótopos de ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th decaen a ^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{208}Pb respectivamente. El ^{234}U forma parte de la cadena de desintegración del ^{238}U (Tabla 3.1).

Isótopo Radioactivo (Padre)	Isótopo Radiogénico (Hijo)	Vida Media (Billones de Años)	Constante de decaimiento λ
^{238}U	^{206}Pb	4.47	1.55125×10^{-10}
^{235}U	^{207}Pb	0.704	9.8485×10^{-10}
^{232}Th	^{208}Pb	14.01	4.9475×10^{-11}

Tabla 3.1 Principales isótopos de uranio y torio (Jaffey et al., 1971)

3.1.1.1 U-Pb en zircones

Los zircones presentan una concentración alta de isótopos radioactivos de U y Th con respecto a los isótopos radiogénicos del Pb, pues éstos últimos son escasos al momento de la formación del cristal, por tanto, las relaciones entre isótopos padres e hijos son altas, aumentando su sensibilidad como geocronómetro. Por esta razón, el zircón es frecuentemente usado para fechamientos por métodos isotópicos U, Th-Pb (Doe, 1970).

La acumulación de isótopos radiogénicos de Pb por decaimiento de sus respectivos padres está gobernada por ecuaciones derivables (1, 2, 3) que se encuentran en términos de relaciones isotópicas con el ^{204}Pb debido a que es el único isótopo estable no radiogénico del Pb (Faure y Mensing 2005):

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_p = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}(e^{\lambda_1 t} - 1) \quad (1)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_p = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}(e^{\lambda_2 t} - 1) \quad (2)$$

$$\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_p = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}}(e^{\lambda_3 t} - 1) \quad (3)$$

En donde:

p = abundancia isotópica al momento del análisis

i = abundancia isotópica inicial de Pb

^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th = abundancia isotópica de U y Th al momento del análisis

λ = constante de decaimiento

t = tiempo

Considerando que al tiempo de formación de los zircones no hay suficientes isótopos radiogénicos de plomo, las ecuaciones anteriores se pueden simplificar de la siguiente manera (Dickin, 2005):

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i}{{}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}} = \frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{238}\text{U}} = e^{\lambda_1 t} - 1 \quad (4)$$

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{238}\text{U}} = e^{\lambda_2 t} - 1 \quad (5)$$

Si el zircón no ha sido alterado y ha mantenido al sistema U-Pb cerrado, entonces al valuar las relaciones isotópicas ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$ y ${}^{207}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$ en las ecuaciones 4 y 5, éstas, darán valores de t concordantes que al graficarse resultarán en una curva denominada "concordia" (Wetherill, 1956) (Figura 3.1). Sin embargo, cuando el zircón sufrió algún fenómeno térmico (metamorfismo o recalentamiento posterior) presentará pérdida de Pb ocasionado que las relaciones ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$ y ${}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U}$ formen una curva denominada "discordia" (Holmes, 1954) (Figura 3.1).

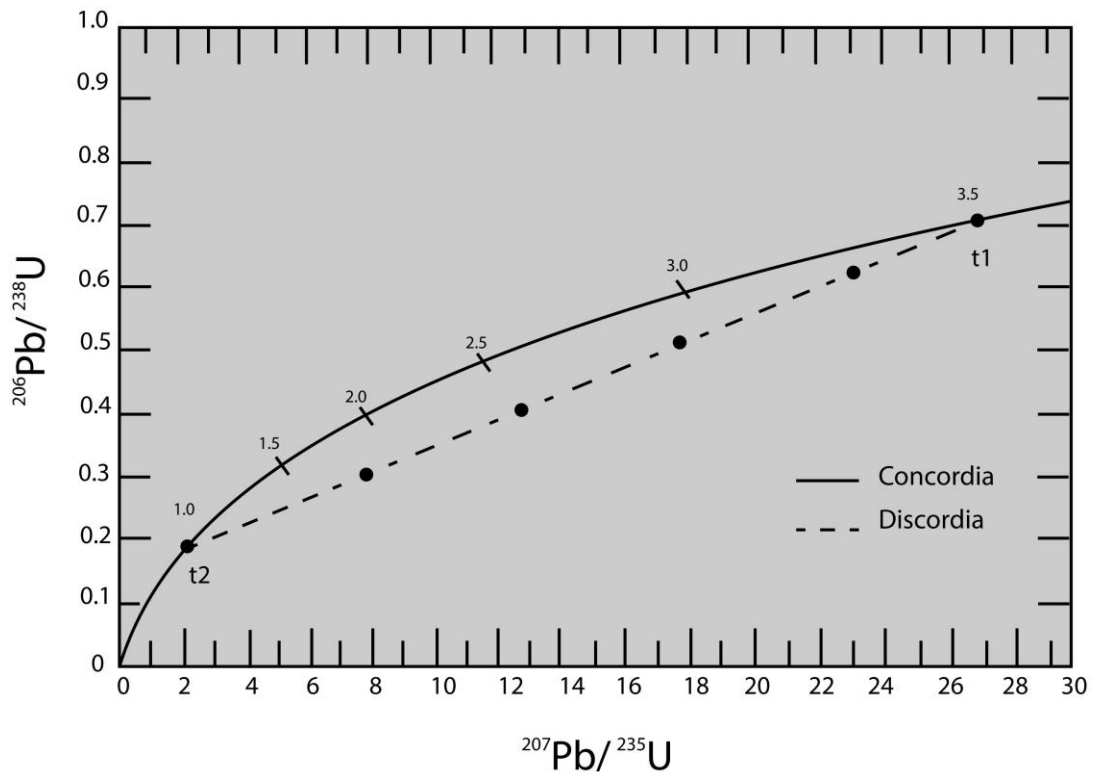


Figura 3.1 Diagrama de concordia de Wetherill para la interpretación de edades en minerales ricos en Pb. Tomada de Faure y Mensing, 2005.

Wetherill (1965), interpretó la relación que existía entre la curva de discordia y concordia estableciendo que la intersección superior entre ambas corresponde a la edad de formación de los minerales (t_1) mientras que la intersección inferior representa el tiempo de un evento térmico que ocasionó pérdida de plomo (t_2) (Figura 3.1) (Dickin, 2005).

Tera y Wasserburg (1972) idearon una nueva concordia que no requiere conocer la relación inicial de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. La concordia propuesta por los autores es construida al igualar las ecuaciones 6 y 7:

$$^{206}\text{Pb} = ^{206}\text{Pb}_i + ^{238}\text{U}(e^{\lambda_1 t} - 1) \quad (6)$$

$$^{207}\text{Pb} = ^{207}\text{Pb}_i + \frac{^{238}\text{U}}{137.88}(e^{\lambda_1 t} - 1) \quad (7)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}\right) = \frac{1}{137.88} \left(\frac{e^{\lambda_2 t} - 1}{e^{\lambda_1 t} - 1}\right) \quad (8)$$

La línea de discordia (Figura 3.2) interseca a la concordia en dos puntos correspondientes a dos edades, t_1 representa la relación $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que se formó en el intervalo entre t_1 y t_2 . Mientras que el intercepto inferior corresponde a la edad de cristalización (Tera y Wasserburg, 1974; Jäger et al., 1979).

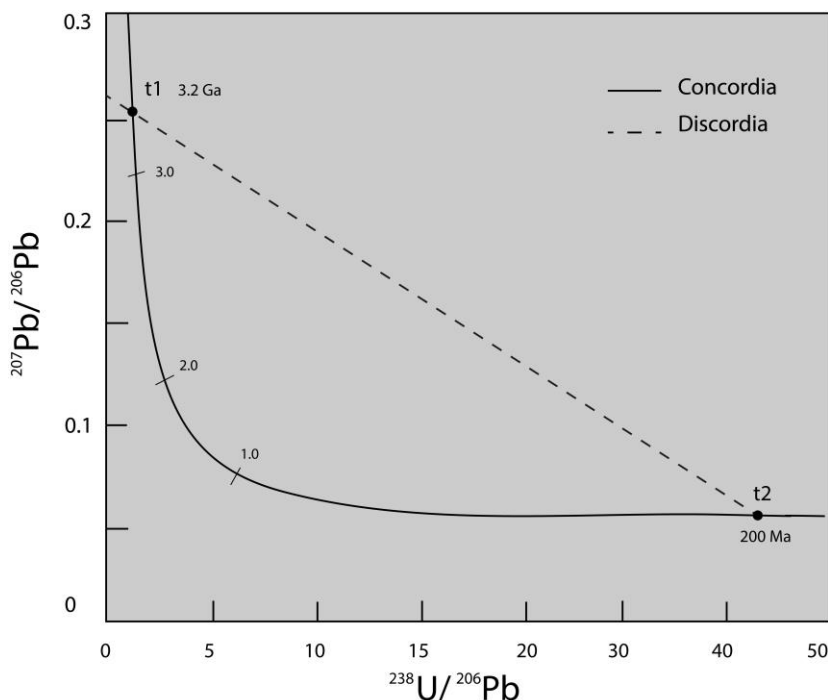


Figura 3.2 Diagrama de Tera-Wasserburg, que muestra los interceptos de la concordia con la línea de discordia. El intercepto superior representa la relación $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ común y el inferior la edad de cristalización. Tomado de Jäger et al., (1979).

Este modelo de discordia preferentemente es usado para datar rocas más jóvenes (Schärer et al., 1984) porque muestra las líneas de discordia con mayor claridad que el diagrama convencional.

3.1.2 Método K/Ar

El potasio es uno de los ocho elementos químicos más abundantes en la corteza de la Tierra y es el mayor constituyente de muchos minerales formadores de roca (Heier et al., 1964). El K tiene tres isótopos naturales ^{39}K , ^{40}K y ^{41}K , de los cuales, el ^{40}K posee una abundancia de $0.01167 \pm 0.00004\%$ y una vida media de 1250 Ma. La desintegración radioactiva del ^{40}K produce un decaimiento dual a ^{40}Ca y ^{40}Ar , éste último a través de su acumulación sobre tiempo geológico, provee las bases para la técnica de datación por K/Ar a través de la ecuación:

$$t = \frac{1}{\lambda} \text{Ln} \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{40}\text{K}} \frac{\lambda}{\lambda_e} + 1 \right) \quad (9)$$

En donde:

t = tiempo transcurrido desde la formación de la roca (millones de años)

$\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}$ años $^{-1}$ que representa la constante de decaimiento del ^{40}K por la captura de un electrón (Steiger y Jäger, 1977).

$\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}$ años $^{-1}$ que representa la constante de decaimiento total de ^{40}K por emisión de una partícula β^- (Steiger y Jäger, 1977).

λ = constante de decaimiento total igual a la suma de λ_e y λ_β (Faure, 1977).

El método K/Ar es uno de los más versátiles y ampliamente aplicados para datar rocas; la vida media del ^{40}K permite obtener edades tan jóvenes como de hasta alguno miles de años, o bien, tan viejas como desde la formación del Sistema Solar. Otra razón de su popularidad es su alta sensibilidad para detectar argón radiogénico (McDougall et al., 1999). Sin embargo, pese a las ventajas que el método ofrece, existen limitantes del método como son problemas de inhomogeneidad originados al tener que realizar por separado la medición de

isótopos Ar y K para una muestra, la incapacidad de distinguir fuentes distintas y tipos de argón en la muestra o bien la existencia de pérdida o exceso de argón.

Durante las dos últimas décadas, se ha desarrollado el método Ar/Ar que resulta de una variante de la técnica K-Ar, las edades obtenidas por ambas son parecidas, sin embargo, las limitantes del método convencional pueden ser superadas utilizando la técnica Ar/Ar (Dickin, 2005) y así realizar una mejor interpretación de la historia de la roca.

3.1.3 Método Ar/Ar

El método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se basa en la formación de ^{39}Ar a partir de la irradiación con neutrones. La muestra es irradiada en un reactor nuclear en donde la reacción de interés es la transformación del ^{39}K mediante la captura de un neutrón y liberación de un protón:



El número de átomos de ^{39}Ar formados de la irradiación de la muestra, está definido por la función (10), mientras que los átomos de ^{40}Ar en la muestra irradiada que decaen del ^{40}K durante su tiempo de vida, está expresado por (11):

$$^{39}\text{Ar} = ^{39}\text{K} \Delta \int \Phi(\varepsilon) \sigma(\varepsilon) \delta\varepsilon \quad (10)$$

$$^{40}\text{Ar} = \frac{\lambda_e}{\lambda} ^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1) \quad (11)$$

En donde:

^{39}K = es la cantidad de átomos del isótopo ^{39}K en la muestra
 ΔT = la duración de la irradiación

$\Phi (e)$ = la densidad del flujo de electrones a una energía e

$\sigma (e)$ = sección transversal del ^{39}K para la captura de neutrones con energía e

^{40}Ar = el argón radiogénico, producto del decaimiento radioactivo del ^{40}K .

$\lambda = 5.543 \times 10^{-10} \text{ años}^{-1}$, constante de decaimiento total de ^{40}K .

$\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{ años}^{-1}$,constante de decaimiento del ^{40}K por la captura de un electrón.

La relación isotópica entre el ^{40}Ar y el ^{39}Ar está dada por (12) resultado del cociente entre (10) y (11) que se simplifica al introducir el parámetro J (13) calculado a partir de la irradiación de una muestra estándar de edad conocida junto con las de edad desconocida.

$$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} = \frac{\lambda_e}{\lambda} \frac{^{40}\text{K}(e^{\lambda t} - 1)}{^{39}\text{K}\Delta T \int \Phi(\epsilon)\sigma(\epsilon) \delta\epsilon} \quad (12)$$

$$J = \frac{\lambda_e}{\lambda} \frac{^{39}\text{K}\Delta T}{^{40}\text{K}} \int \Phi(\epsilon)\sigma(\epsilon) \delta\epsilon \quad (13)$$

Obtenido el parámetro J , se sustituye y despeja de la ecuación (12) de aquí, resulta la fórmula fundamental de este método (15) (Faure y Mensing, 2005):

$$J = \frac{(e^{\lambda t_m} - 1)}{(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m} \quad (14)$$

$$t = \frac{1}{\lambda} \text{Ln} \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} J + 1 \right) \quad (15)$$

En donde:

t_m = la edad conocida de una muestra (monitor de irradiación)

t = la edad aparente de la muestra

La técnica convencional de este método es conocida como *fusión total* que consiste en fundir completamente la muestra una vez que ha sido irradiada, para posteriormente medir el argón liberado mediante un sólo experimento. Sin

embargo existe otra variante, conocida como *calentamiento por pasos*, en la cual, se realiza la liberación de argón por calentamientos incrementales sucesivos de la muestra, consecuentemente, una serie de edades son obtenidas para una sola muestra (Faure y Mensing, 2005). Esta técnica presenta una gran ventaja sobre la de fusión total, pues, la desgasificación progresiva permite identificar los subsistemas anómalos y excluirlos de los resultados que presentan un comportamiento adecuado, principalmente es utilizada para entender muestras que han sufrido pérdida o exceso de argón (Dickin, 2005).

El exceso de argón, heredado por procesos de metamorfismo o contaminación, ocasiona que se obtengan edades mayores a las esperadas, caso contrario a lo que sucede por efecto de pérdida de argón, ocasionada por factores geológicos como metamorfismo, intemperismo, incapacidad de la pared mineral para retener argón, recalentamiento por intrusión somera, influencia de un sistema hidrotermal etc., o bien, por factores derivados de la preparación y manejo de la muestra como la influencia de reactivos químicos, calentamiento, entre otros (Cerca-Martínez, 1998).

Si la roca se comporta como un sistema cerrado tanto para el K como para el Ar desde el tiempo de enfriamiento inicial, entonces las edades calculadas en cada paso serán constantes (Faure y Mensing, 2005). Los resultados obtenidos con la técnica de calentamientos por pasos, son presentados graficando la edad obtenida vs. la temperatura de cada paso (Figura 3.3a) o bien, graficando el porcentaje acumulado de ^{39}Ar liberado en cada incremento de temperatura y construyendo una gráfica conocida como *espectro de edad* (Turner et al. 1966) (Figura 3.3 b,c). Si el espectro de edades presenta una forma de "U" indicara que existió exceso de ^{40}Ar (Figura 3.3 b) (Lanphere y Dalrymple, 1976) mientras la pérdida parcial de argón radiogénico mostrará un espectro en forma escalonada (Figura 3.3 c).

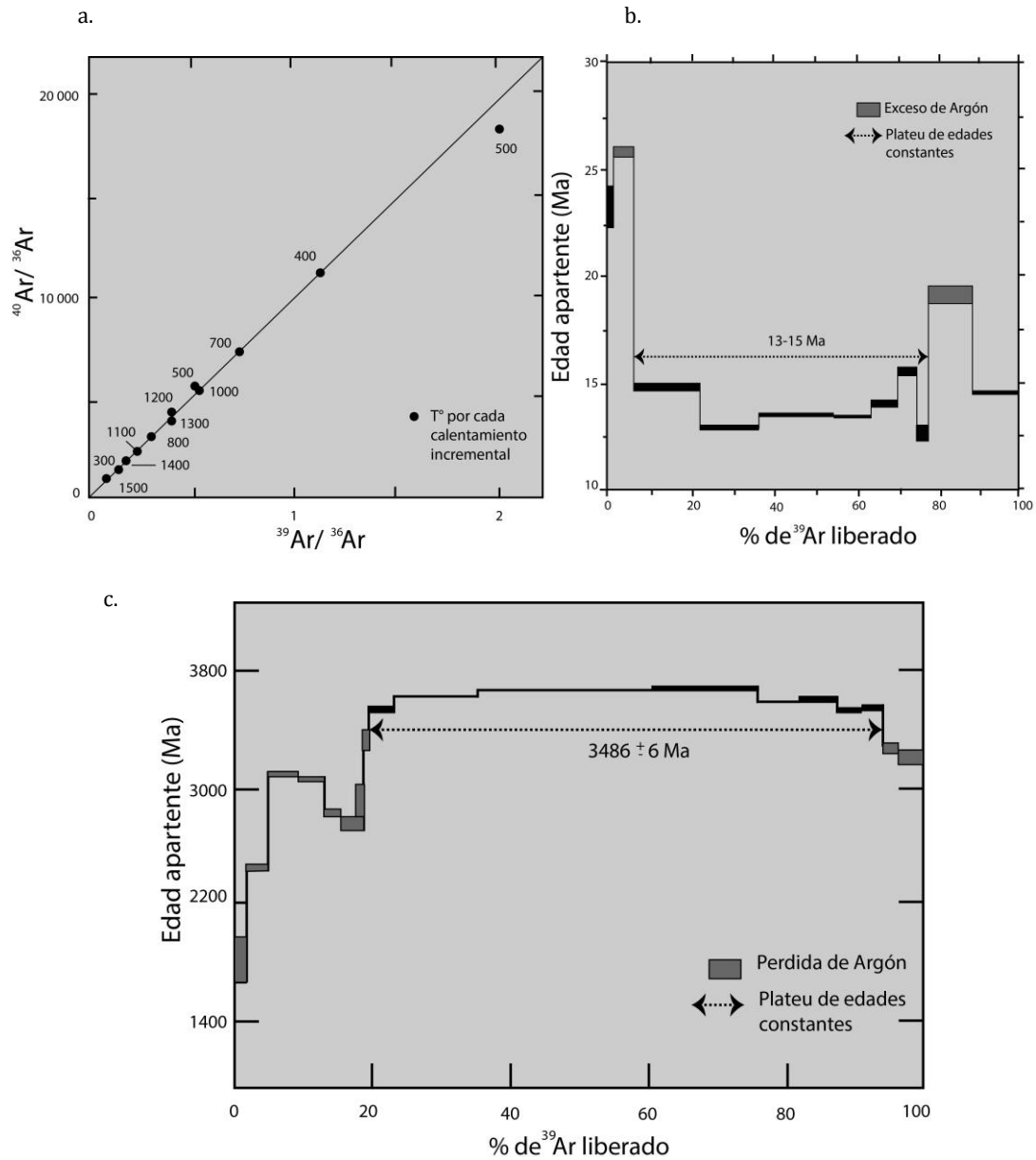


Figura 3.3.(a) Diagrama de isocrona Ar-Ar. Los puntos representan la temperatura de cada calentamiento incremental en °C (Modificada de Dickin 2005). (b) muestra el espectro de edad de una muestra de biotita (Heizler y Harrison, 1988). La forma de este espectro está asociada con un exceso de argón. (c) Espectro de edad para una muestra de komatita. La forma del espectro muestra pérdida de argón (Modificado de López-Martínez et al., 1984).

3.2 Metodología

3.2.1 Análisis U/Pb LA-ICP-MS en zircones

3.2.1.1 Separación de zircones para fechamiento

El proceso de molienda, pulverizado y tamizado, fue realizado en el Taller de Molienda y Pulverizado del Centro de Geociencias. Primeramente, para cada muestra de roca, se utilizó una prensa hidráulica que permitió obtener fragmentos de tamaño grava que fueron tamizados mediante una serie de mallas (32, 60, 80, 100). Posteriormente, se seleccionaron los fragmentos con granos menores a la malla 80 pero mayores a la 100.

3.2.1.1.1 Concentración de minerales por batea

Desde la más remota antigüedad, la batea es una herramienta utilizada para la separación de minerales ligeros de pesados. Consiste simplemente en una pieza de plástico o metal con forma de plato cónico.

El proceso de lavado y concentrado consistió en llenar la batea con agua corriente y con los sedimentos obtenidos del tamizado, posteriormente, la suspensión se hizo girar con movimientos oscilatorios (Figura 3.4); como los minerales más pesados (zircones) resisten al movimiento y quedan concentrados en el fondo de la batea mientras que los más ligeros flotan, éstos últimos fueron retirados por el borde de la batea y los acumulados en el fondo, vertidos en una caja de Petri.

Se utilizó una batea de plástico y de tipo "pan californiano" que posee una serie de escalones diseñados para impedir la pérdida de los minerales pesados durante el lavado (Toscano et al. 2012).

3.2.1.1.2 Preparación de la probeta

El proceso de separación de zircones fue realizado en el Laboratorio de Separación de Minerales del Centro de Geociencias, en donde, bajo una lupa



Figura 3.4 Método de concentración por batea. Se muestra un plato tipo "pan californiano" con una serie de escalones que impiden la pérdida de minerales más densos.

binocular se seleccionaron, de la muestra concentrada en la caja de Petri, entre 50 y 60 zircones para ser montados en una superficie con pegamento.

Utilizando un molde circular se agregó resina epóxica junto con un endurecedor que sirvió para montar fijamente los zircones y obtener una preparación conocida como *probeta* que al secarse fue pulida manualmente mediante abrasivos especiales hasta dejar la probeta traslúcida con el fin de exponer los cristales de zircón en una superficie homogénea. En cada probeta se pegan zircones procedentes de diversas muestras. Con el fin de tener una clave de identificación para cada muestra, se realizó un mapa que mostrara la disposición de los zircones que fueron montados.

Posteriormente, se tomaron imágenes de catodoluminiscencia (CL) mediante una cámara digital conectada a un microscopio binocular ELM 3R, en el Laboratorio de Fluidos Corticales del CGEO, con el objetivo de observar la estructura zonada de los zircones, relacionada a variaciones en composición química o bien a cambios asociados con recrecimientos o herencias que provocan diferencias en la luminiscencia del cristal. La importancia de lo anterior radica en que los detalles obtenidos de las imágenes CL deben ser tomados en cuenta al momento de elegir el punto de ablación por láser y en la interpretación de los resultados analíticos.

3.2.1.2 Análisis U-Pb en zircones

Utilizando la técnica LA-ICP-MS (Laser ablation inductively couple mass spectrometry) se realizó el análisis de U-Pb para los cristales de zircones, en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del CGEO, UNAM.

La ablación se desarrolló mediante el sistema de ablación láser Resonetics Resolution M-50, un láser excímero de ArF (Figura 3.5 b) que opera con 121 milijoules permitiendo la liberación de un haz de argón de 193 nm de longitud de onda que impactó la estructura del zircón y realizó un cráter (spot) de 10 micras de profundidad por 23 de diámetro (Figura 3.5 a), generando cierta cantidad de gas volatilizado. Este sistema se encuentra adaptado a una celda con una atmósfera de He en donde un flujo de Ar y N₂ transportó el gas hasta el equipo de análisis ICP-MS cuádruplo Thermo Xii (Figura 3.5 c). Al llegar al ICP-MS, el gas es ionizado por un plasma a 7000 °C y expuesto a un campo electromagnético que separa los isótopos de interés con base en la masa y mide su cantidad durante 30 segundos.

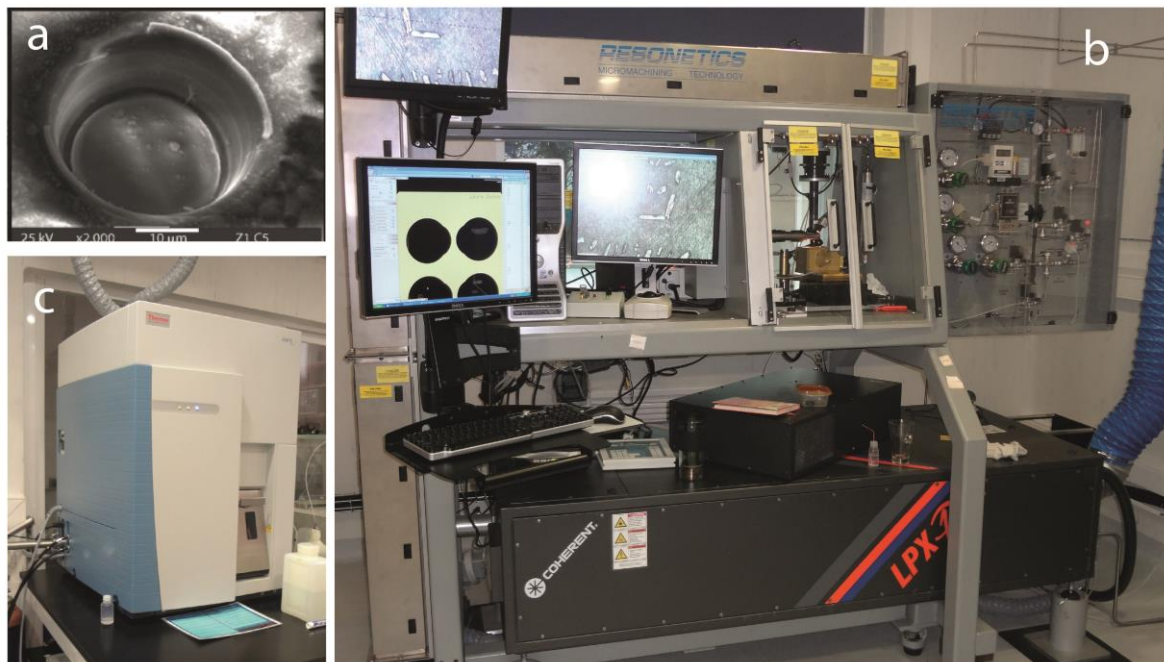


Figura 3.5. Equipo de LA-ICP-MS del Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias. (a) Ejemplo del cráter de ablación en cristal de zircón (Duque, 2010). (b) Sistema de ablación Láser Resonetics Resolution M-50. (c) Equipo de análisis ICP-MS cuádruplo Thermo Xii.

Con la finalidad de hacer la corrección por fraccionamiento de los isotopos de Pb y de la deriva instrumental, la secuencia de análisis incluyó la medición de una muestra de referencia (vidrio NIST 612) y la medición de un zircón estándar, 91-500 de edad concordante de 1062 Ma, por cada 10 mediciones de zircones desconocidos (Solari, et al. 2009).

La reducción de datos de cada análisis fue realizado mediante el paquete de software libre *lolyte* que funciona a través del software de análisis de datos *Wavemetrics Igor Pro* permitiendo además, calcular los coeficientes isotópicos $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ (Paton et al. 2010) y sus errores estándares a 2 sigma y realizó las correcciones por fraccionamiento y por deriva instrumental.

Las edades fueron calculadas con el promedio ponderado de las relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{236}\text{U}$ usando una hoja de cálculo de Excel y los datos fueron graficados con el programa *Isoplot 3.0* usando los diagramas de concordia de Wetherill (1956) y diagramas de edades media ponderadas calculados a partir del promedio ponderado, utilizando cada uno de los valores obtenidos y sus errores; éste cálculo excluye valores atípicos considerados así con base a 2 sigmas de error (Ludwig 2004).

3.2.2 Análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, calentamiento por pasos

Siete muestras de basaltos fueron sometidas a fechamientos isotópicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Primeramente se realiza una descripción detallada de las características físicas y petrográficas de la muestra observando detalles como alteraciones, recristalización, tamaño, contenido y forma de los fenocristales y presencia de vidrio (Moreno y López-Martínez, 1996).

El vidrio volcánico es descartado debido a que no se comporta como un sistema cerrado.

Por ser muestras afaníticas fueron trituradas y tamizadas con mallas -25 +45, cada triturado fue lavado con agua desionizada de 18.2 M Ω y posteriormente se sometió a un baño ultrasónico de 15 minutos. La cantidad de muestra que se prepara es de algunos cuantos mg, debido principalmente a la cantidad de argón que

contienen las muestras y la sensibilidad del espectrómetro para manejar esa cantidad de gas.

Los concentrados minerales se irradiaron en el reactor de uranio enriquecido de la Universidad de McMaster en Hamilton, Ontario, Canadá. El análisis isotópico de argón se realizó en el laboratorio de geocronología del Centro de Investigación Científica y Educación superior de Ensenada (CICESE), utilizando el espectrómetro de masa VG5400. La línea de extracción de argón utiliza un láser de iones de argón Coherent Innova 310 para el calentamiento de las muestras.

Las constantes recomendadas por Steiger y Jäger (1977) fueron utilizadas para el cálculo de la edad.

La edad integrada es calculada de la adición de isótopos de cada una de las fracciones de gas liberado siguiendo el procedimiento que Hall (1981) describe (Ver edades integradas en Anexo 2).

Según Fleck et al. (1977), un "plateau" o meseta se identifica cuando tres o más fracciones de gas contiguas representan más del 50% del total de ^{39}Ar liberado de la muestra. Las fracciones de gas no presentan diferencias de edad dentro de sus límites de error, esto permite que al calcular el promedio ponderado de las edades que definen al plateau se obtenga una edad de meseta (t_p) con un 95% de confiabilidad.

Para cada muestra se realiza el ajuste de los datos para obtener la mejor línea recta y se genera un diagrama de isócrona $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. York et al., (2004) proporciona las ecuaciones que permiten realizar el cálculo de la línea recta. Finalmente, es calculada la edad de isócrona (t_c) mediante el inverso de la intercepción de la línea de correlación con el eje x, mientras que el inverso de la intercepción de la isócrona con el eje y indica la relación inicial de $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de la muestra. Junto con cada isócrona se define un valor de MSWD (mean squared weighted deviation) que representa la bondad del ajuste de la línea recta calculada.

Los errores en las edades de meseta, integrada e isócrona se reportan a 1 sigma incluyendo la incertidumbre del parámetro J. Los detalles de los experimentos se muestran en el Anexo 2.

3.3 Resultados

3.3.1 Resultados U/Pb

Se determinaron seis edades de cristalización, preferentemente analizando los bordes del cristal de zircón con el fin de determinar el último evento de cristalización y tratando de excluir mediciones de edades de herencia. Algunos datos fueron descartados para el cálculo de edades al presentar valores altos de discordancia (>20%) debido a que presentan una mala señal analítica causada posiblemente por fluctuaciones instrumentales o bien, porque la ablación afectó diferentes dominios en los zircones al momento del análisis.

Las muestras sometidas a análisis U-Pb corresponden a seis ignimbritas (Tabla 3.2). Los resultados obtenidos en cada muestra se incluyen en el Anexo 1.

Muestra	Tipo de roca	Edad y error (Ma)	Longitud (m)	Ubicación Latitud (m)	Altitud (m)
SMB 07	Ignimbrita	23.84 ± 0.13	687221.30	2340996.00	1402.6
SMB 12	Ignimbrita	22.30 ± 0.19	660926.90	2336595.96	988.1
SMB 36	Ignimbrita	10.664 ± 0.085	663429.46	2333870.92	1229.0
SMB 44	Ignimbrita	3.720 ± 0.025	630676.70	2319515.28	1818
SMB 45	Riolita-Riodacita	15.54 ± 0.17	634314.55	2312546.71	723.0
SMB 49	Ignimbrita	25.8 ± 0.12	612888.00	2327273.00	1203

Tabla 3. 2 Muestras analizadas por método U-Pb, se indica el tipo de roca analizada así como la ubicación (UTM) de éstas y la edad obtenida.

3.3.1.1 Ignimbritas del Oligoceno Tardío

La muestra SMB-49, recolectada en el Cerro del Abra al noreste del poblado de Cinco Minas, corresponde a una ignimbrita lítica rica en cristales, para la cual se analizaron 35 puntos.

Los cristales seleccionados poseen formas prismáticas y piramidales bien desarrolladas con distintos tamaños siendo algunos de ellos fracturados.

Algunos cristales presentan zoneamientos bien desarrolladas que permite inferir zonas de enriquecimientos y empobrecimiento de elementos trazas, principalmente U (Figura 3.6 c).

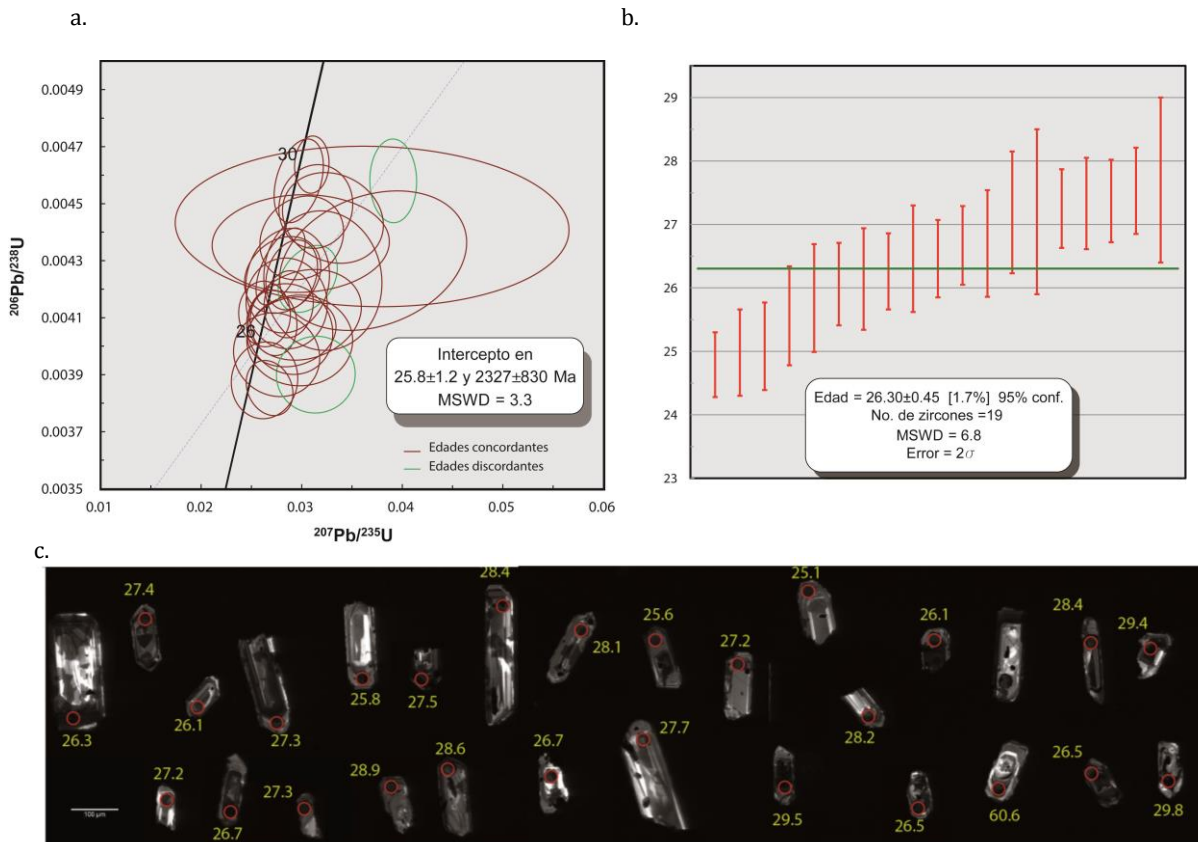


Figura 3.6 Resultados obtenidos para SMB-49. (a) Gráfico de concordia tipo Wetherill mostrando edades concordantes (rojo) y discordantes (verde). (b) Diagrama de edad media ponderada. (c) Imagen de catodoluminiscencia mostrando alguno de los puntos analizados y la edad resultante (números en amarillo).

En el diagrama de concordia de Wetherill se observan muy pocos datos discordantes mientras que los concordantes están formados por una cantidad considerable de zircons. En conjunto, todos los datos forman una recta que intercepta en 25.8 ± 1.2 y en 2327 ± 830 Ma (Figura 3.6 a). Se obtuvo una edad de 26.30 ± 0.45 Ma mediante el diagrama de edad media ponderada, presentado un 95% de confiabilidad, resultado de la selección de 19 zircons (Figura 3.6 b). Se

seleccionó la edad de concordia como representativa para esta muestra tomando en cuenta que posee un valor de MSWD = 3.3 que resulta menor al obtener la media ponderada.

La muestra SMB-07, colectada al oeste del Cerro La Bolsa hacia el este del Río Juchipila, corresponde con una ignimbrita lítica y rica en cristales.

Las imágenes de catodoluminiscencia muestran cristales de zircones en su mayoría subhedrales y en menor medida euhedrales con formas prismáticas y fracturadas. En algunos cristales se observa un incipiente zoneamiento indicativo de pequeñas diferencias composicionales (Figura 3.7 a).

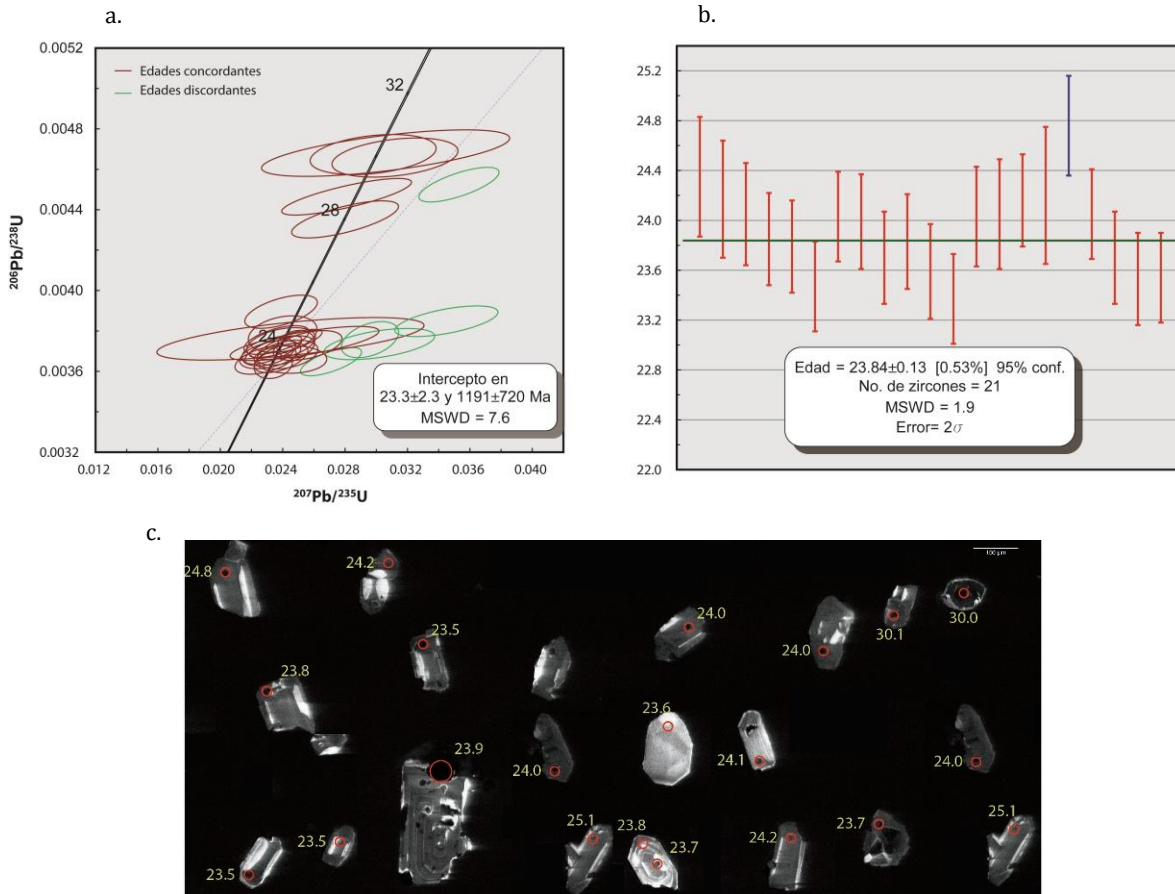


Figura 3.7 Resultados obtenidos para SMB-07. (a) Gráfico de concordia tipo Wetherill mostrando edades concordantes (rojo) y discordantes (verde). (b) Diagrama de edad media ponderada. (c) Imagen de catodoluminiscencia mostrando alguno de los puntos analizados y la edad resultante (números en amarillo).

De esta muestra se analizaron 35 puntos de los cuales 7 fueron descartados por arrojar edades poco coherentes y que podrían afectar los resultados, los datos

restantes fueron graficados en el diagrama de concordia de Wetherill en donde se muestra la presencia de abundantes datos concordantes y muy pocos que no lo son. Los datos se agrupan en dos poblaciones, una más antigua que otra (Figura 3.7 a), indicando una herencia de zircones resultado de la refusión de un plutón, como evidencia se cuenta con la presencia de zircones con bordes, geometrías irregulares, zoneamiento interno y además con edades más antiguas, características típicas de xenocristales (Corfu et al. 2003) . Los datos en conjunto forman una línea de discordia que intercepta en 23.3 ± 2.3 y en 1191 ± 720 Ma.

Una selección de edades coherentes en 21 zircones de la población de cristales más jóvenes define una edad media ponderada de 23.84 ± 0.13 Ma con un 95% de confiabilidad (Figura 3.7 b).

Debido a que en el diagrama de concordia se consideraron edades correspondientes a la presencia de xenocristales además de obtener un valor de $MSWD = 7.6$, se decidió utilizar la edad obtenida por la media ponderada que además de excluir edades incongruentes, presenta un valor de $MSWD= 1.9$, mucho menor que el anterior.

3.3.1.2 Ignimbritas del Mioceno Temprano

Una toba rica en pómez representa a la muestra SMB-12 que fue colectada cerca del río Patitos en dirección a El Malacate.

Los zircones seleccionados muestran formas cristalinas subhedrales con características prismáticas y en algunos casos, cristales fragmentados.

La mayoría de los zircones presenta patrones de zoneamiento concéntrico que exhiben diferencias composicionales notables. Una minoría de cristales posee concentraciones de elementos traza que generan una zonación convoluta, resultado de un estado de recristalización (Figura 3.8 c) (Pidgeon et al., 1998). Al igual que la anterior, se realizaron 35 mediciones, sin embargo, se descartaron los datos que presentaban altas diferencias de edad con el resto y sólo 23 fueron graficados en el diagrama de concordia de Wetherill, arrojando muy pocos resultados discordantes. Los datos que tocan la línea de concordia se agrupan en

una familia de edades cercanas a 22.5 Ma y sólo uno presenta una edad más antigua. En conjunto estos datos definen una línea de discordia con intercepta en 22.76 ± 0.93 y 2905 ± 1700 Ma con MSWD= 9.8 (Figura 3.8 a).

A partir de un grupo de edades coherentes de 12 zircones, el diagrama de edad media ponderada indica una edad de 22.30 ± 0.19 Ma con un 95% de confiabilidad y con MSWD= 2.2 (Figura 3.8 b). Tomando en cuenta que esta última edad posee un valor menor de MSWD además de excluir la edad del xenocristal incluido en la concordia, se decidió que la edad media ponderada es la más indicada.

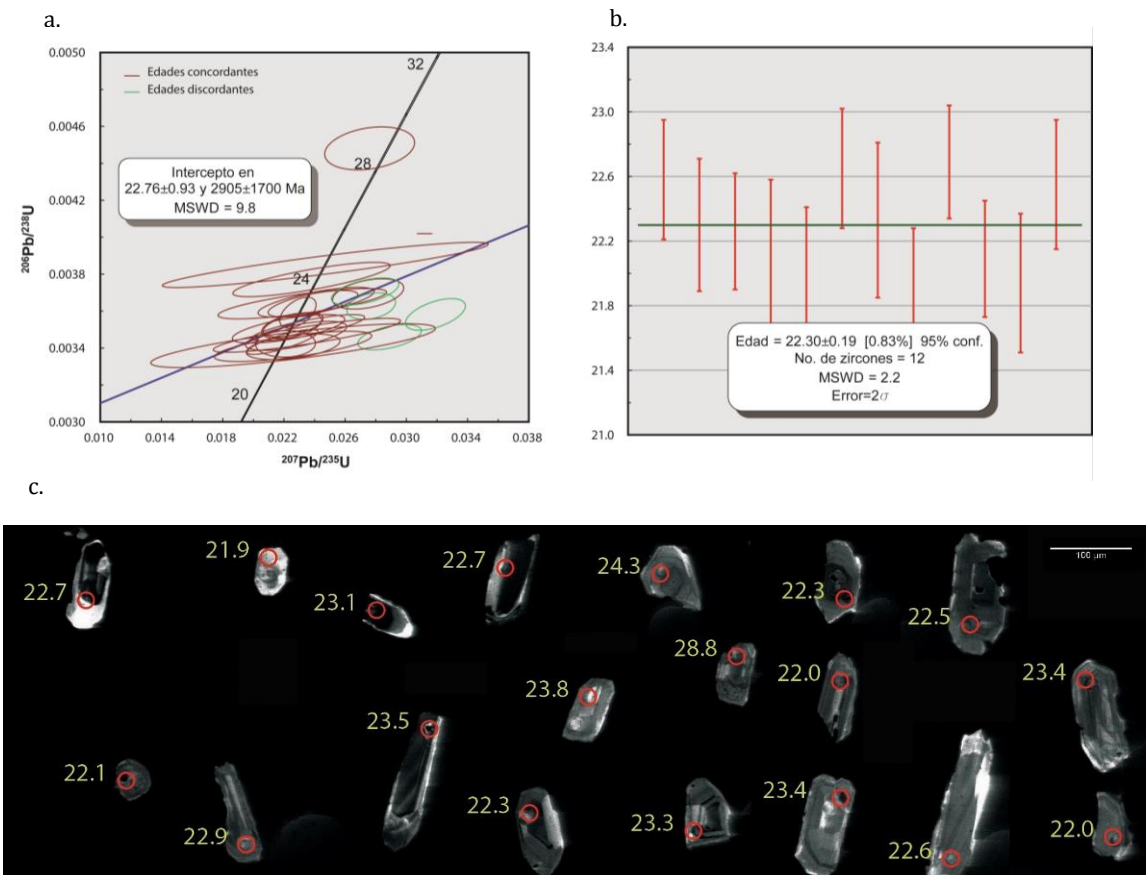


Figura 3.8 Resultados obtenidos para SMB-12. (a) Gráfico de concordia tipo Wetherill mostrando edades concordantes (rojo) y discordantes (verde). (b) Diagrama de edad media ponderada. (c) Imagen de catodoluminiscencia mostrando alguno de los puntos analizados y la edad resultante (números en amarillo).

3.3.1.3 Riolíta-Riodacíta del Mioceno Medio

Junto a la cortina de la margen sur de la presa de Santa Rosa se colectó una riolíta-riodacíta rica en cristales que corresponde a la muestra SMB-45. Los zircones seleccionados se encuentran fracturados con formas subhedrales y anhedrales, pobremente zoneados (Figura 3.9 c).

El diagrama de concordia de Wetherill incluye los datos de 19 puntos analizados, mostrando sólo edades concordantes agrupadas en dos poblaciones (Figura 3.9 a), las más jóvenes forman una población más concentrada que las edades más antiguas. La población más antigua (Mioceno Temprano) está relacionada a la presencia de zircones heredados incorporados de la roca encajonante o de un proceso de refusión de un plutón correspondiente a un pulso magmático previo, mientras que la población más joven representa las edades más próximas a la erupción de la ignimbrita. En su conjunto, estos datos generan una línea que intercepta en 12.3 ± 6.9 y 201 ± 207 Ma.

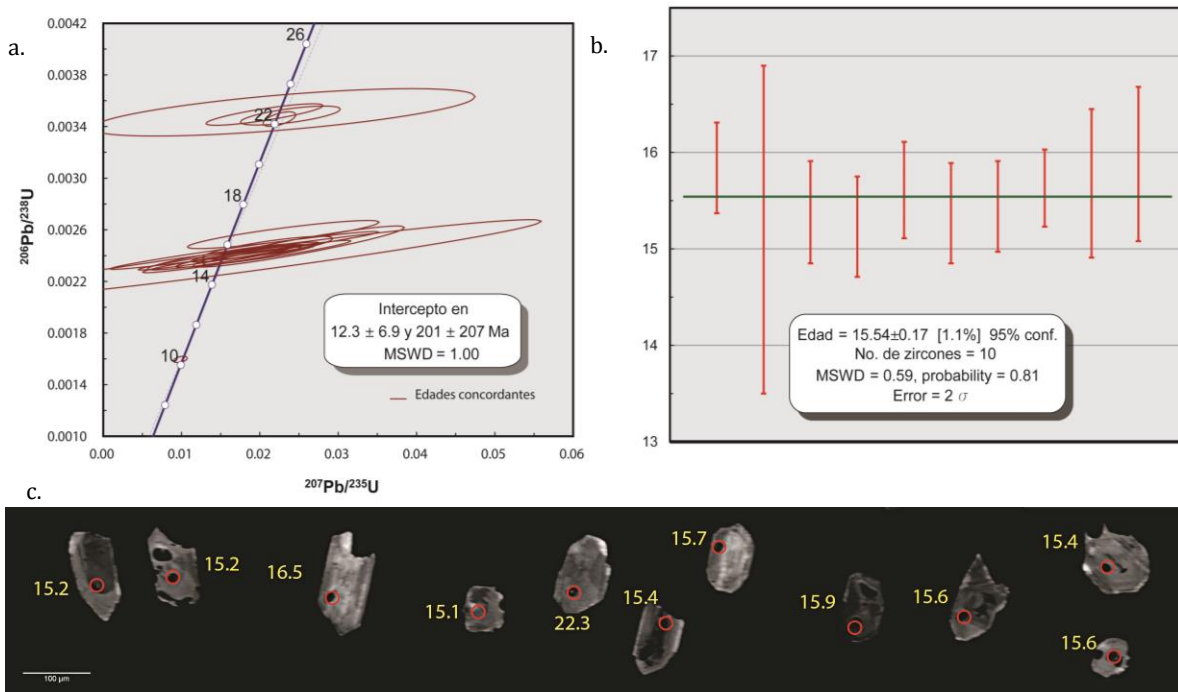


Figura 3. 9 Resultados obtenidos para SMB-45. (a) Gráfico de concordia tipo Wetherill mostrando edades concordantes (rojo). (b) Diagrama de edad media ponderada. (c) Imagen de catodoluminiscencia mostrando alguno de los puntos analizados y la edad resultante (números en amarillo).

La edad obtenida en el diagrama de edad media ponderada corresponde a 15.54 ± 0.17 Ma con un 95% de confiabilidad, definida por un grupo de 10 zircones (Figura 3.9 b). Se eligió utilizar esta edad, debido a que en el cálculo se consideraron datos más coherentes que en el diagrama de Wetherill, el cual involucró edades de antecristales y posee un valor mayor de MSWD.

3.3.1.4 Ignimbrita del Mioceno Tardío

Colectada al norte de San Cristóbal de las Barrancas en dirección a García de la Cadena, la muestra SMB-36 corresponde a una toba rica en fragmentos líticos de lavas. Las imágenes CL permiten observar que los zircones seleccionados son euhedrales con formas cristalinas prismáticas; muy pocos presentan patrones de zoneamiento (Figura 3.10c).

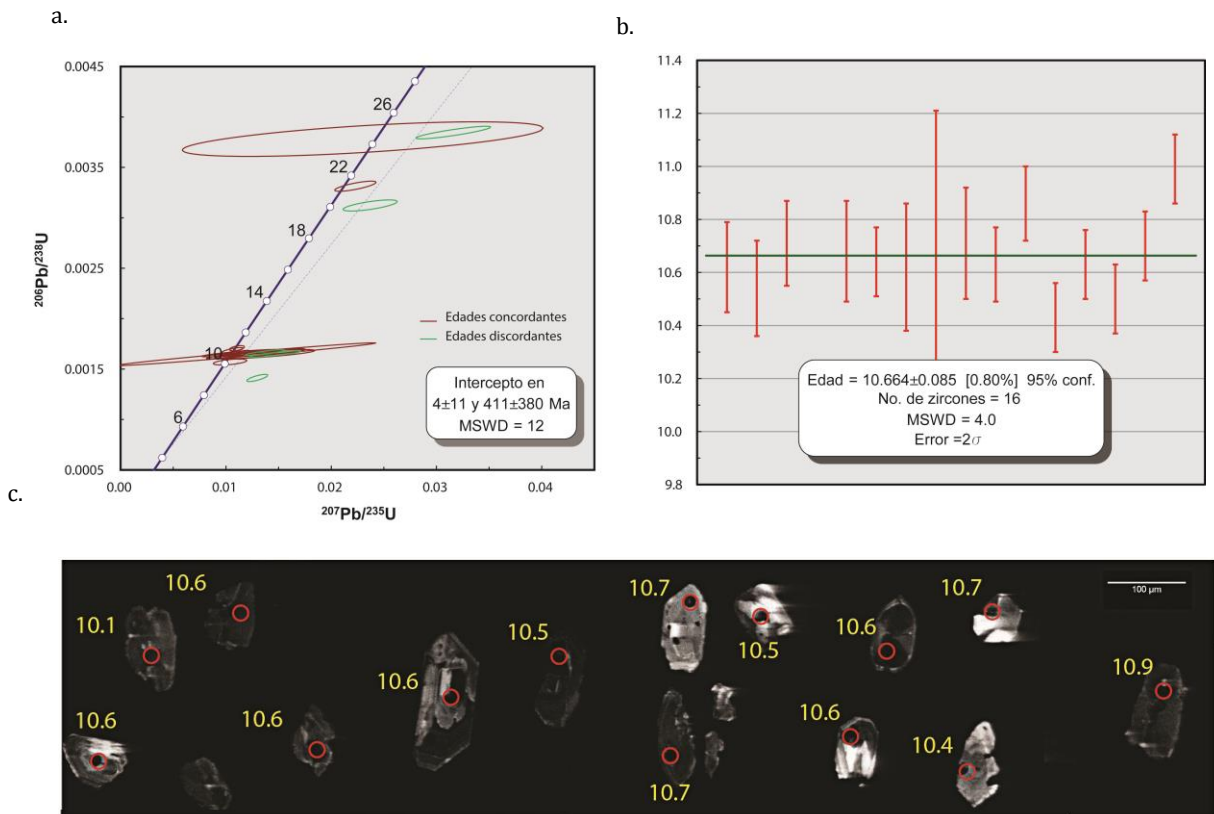


Figura 3.10 Resultados obtenidos para SMB-36. (a) Gráfico de concordia tipo Wetherill mostrando edades concordantes (rojo) y discordantes (verde). (b) Diagrama de edad media ponderada. (c) Imagen de catodoluminiscencia mostrando alguno de los puntos analizados y la edad resultante (números en amarillo).

Para esta muestra se realizaron 20 mediciones, que fueron graficadas en su totalidad en el diagrama de Wetherill exhibiendo dos poblaciones de zircones, una más joven que otra, cada una presentando muy pocos datos discordantes. La línea de discordia definida por los puntos analizados, intercepta en 4 ± 11 y en 411 ± 380 Ma (Figura 3.10 a). Debido a la presencia de las dos poblaciones y a un valor muy alto de $MSWD = 12$, se decidió no tomar en cuenta esta edad como representativa, y por tanto de los 20 puntos medidos, 16 edades coherentes fueron utilizadas para construir el diagrama de edad media ponderada dando un resultado de 10.664 ± 0.085 Ma y $MSWD=4.0$ (Figura 3.10 b).

3.3.1.5 Ignimbrita del Plioceno

En San Salvador de Amatitán, fue colectada la muestra SMB-44, correspondiente a una toba de ceniza y pómez.

Los zircones seleccionados presentan formas euhedrales con tamaños similares; para todos los cristales se observa un marcado zoneamiento (Figura 3.11 c).

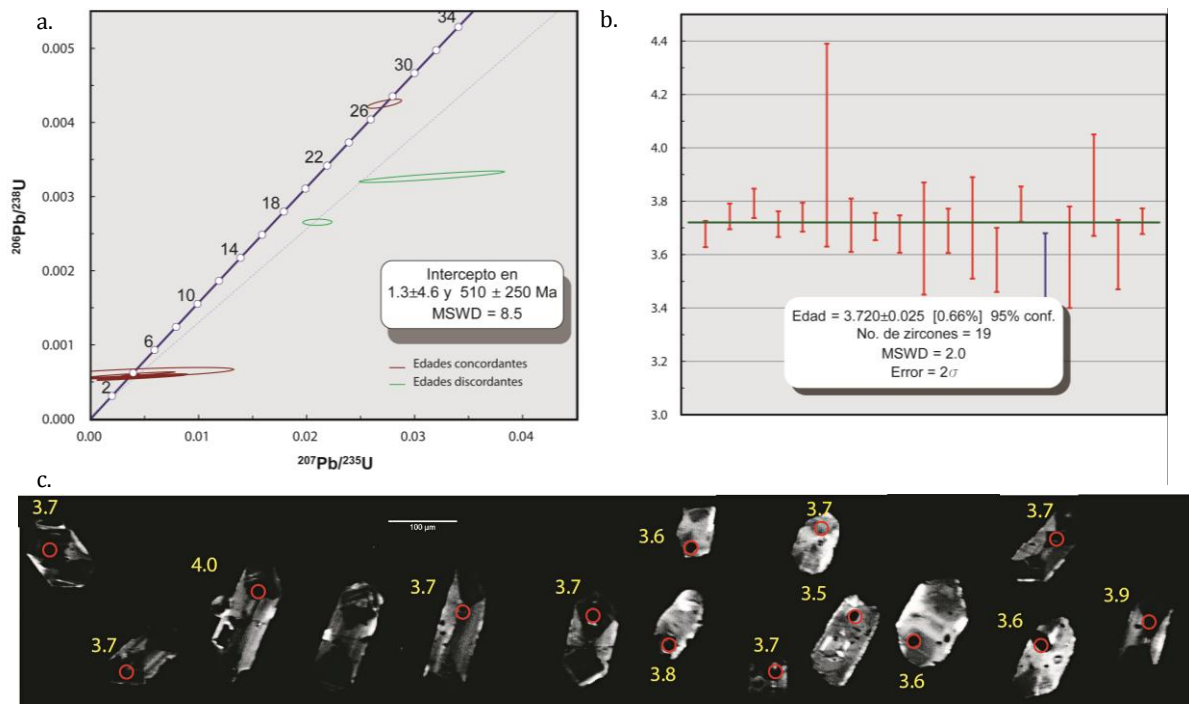


Figura 3.11 Resultados obtenidos para SMB-44. (a) Gráfico de concordia tipo Wetherill mostrando edades concordantes (rojo) y discordantes (verde). (b) Diagrama de edad media ponderada. (c) Imagen de catodoluminiscencia mostrando alguno de los puntos analizados y la edad resultante (números en amarillo).

Para esta muestra se analizaron 22 puntos que fueron graficados en la concordia de Wetherill en donde se pueden observar la presencia de sólo dos edades discordantes mientras que las edades concordantes se muestran en dos grupos, el primero está representado por una población más abundante con respecto al segundo que incluye un solo zircón del Oligoceno tardío. En conjunto, estos datos generan una línea que intercepta en 1.3 ± 4.6 y en 510 ± 250 Ma (Figura 3.11 a).

La edad obtenida en el diagrama de edad media ponderada corresponde a 3.720 ± 0.025 Ma con un 95% de confiabilidad y MSWD= 2, definida por un grupo de 18 zircones con edades coherentes (Figura 3.11 b). Debido al bajo valor del MSWD y por no incluir edades que difieren por mucho con la mayoría de los zircones, se optó por considerar a esta edad más confiable en comparación con la obtenida en la concordia.

3.3.2 Resultados Ar/Ar

Siete lavas máficas fueron fechadas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. En la Tabla 3.3 se enlistan las rocas muestreadas para el análisis, así como su ubicación y la edad obtenida. Los detalles de los experimentos se incluyen en el Anexo 2.

Muestra	Tipo de roca	Edad y error (Ma)	Ubicación		
			Longitud (m)	Latitud (m)	Altitud (m)
SMB 06	Basalto	10.45 ± 0.41	687694.74	2340779.88	1635
SMB 08	Basalto	12.02 ± 0.17	681702.93	2352779.88	1705
SMB 09	Basalto	11.00 ± 0.13	676706.00	2350777.49	1857
SMB 10	Basalto	13.16 ± 0.18	661918.89	2338870.73	1407
SMB 34	Basalto	12.48 ± 0.15	673493.58	2355397.29	2117
SMB 37	Basalto	10.48 ± 0.20	665852.36	2336682.20	1530
SMB 40	Basalto	24.76 ± 0.13	644959.25	2356126.31	1886

Tabla 3. 3 Muestras analizadas por método Ar-Ar. Se indica el tipo de roca analizada, la edad obtenida y la ubicación del muestreo.

3.3.2.1 Basalto del Mioceno Temprano

La muestra SMB-40 procede de un derrame basáltico de la Mesa de Milpillas de Allende. Se trata de una roca con matriz muy vesiculada rellena por minerales de alteración, sin embargo, se procuró que la muestra tomada para análisis contuviera la menor cantidad de vesículas posibles. Se efectuaron tres experimentos de calentamiento por pasos utilizando un concentrado de matriz. La edad de plateau se determinó mediante el espectro de edad del segundo experimento con una edad de 25.07 ± 0.17 Ma representando el 83.13% de gas liberado y un MSWD = 0.9, esta edad es consistente con la edad de isócrona de 24.53 ± 0.25 Ma, calculada con las fracciones basales de los tres experimentos, esto último permite involucrar

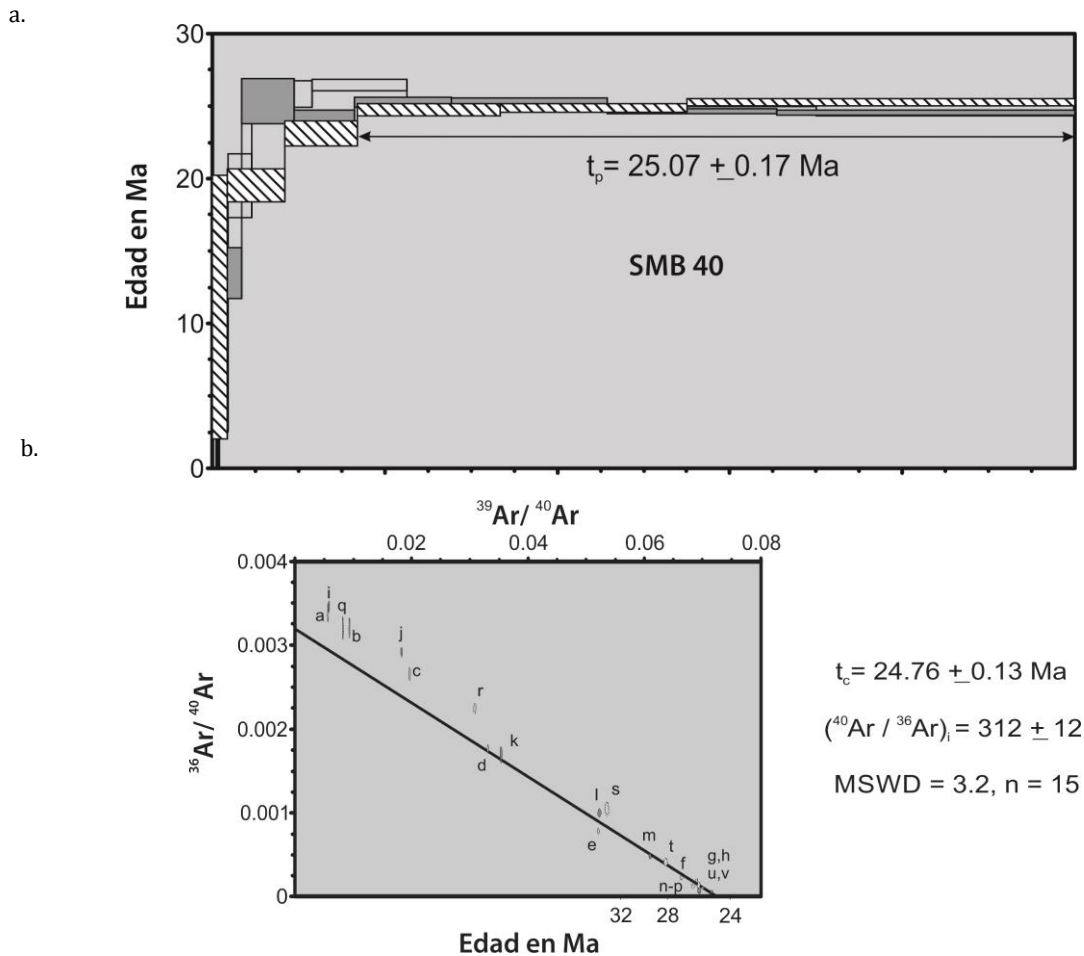


Figura 3. 12. Resultados obtenidos para SMB-40. (a) Espectro de edad obtenido para los experimentos de calentamiento por pasos (t_p : edad de meseta). (b) Isócrona calculada (t_c : edad de isócrona).

una mayor cantidad de datos y así obtener una edad de mayor confiabilidad (Figura 3.12).

3.3.2.2 Basaltos del Mioceno Tardío

Sobre el camino del Malacate que va hacia el Río Santiago, se colectó una lava basáltica microporfídica y pervasivamente alterada, de la cual se utilizó una muestra de roca entera para realizar un experimento que constó de ocho pasos de calentamiento, de los cuales, seis definieron una edad de meseta (89.77% de Ar liberado) correspondiente a 13.34 ± 0.13 Ma y acorde con la edad 13.16 ± 0.18 Ma que fue obtenida del diagrama de isócrona (Figura 3.13). Aunque ambas edades son similares dentro del error, se prefirió usar la edad de isócrona considerando que posee un MSWD = 0.3 menor al de 0.7 para la edad de meseta.

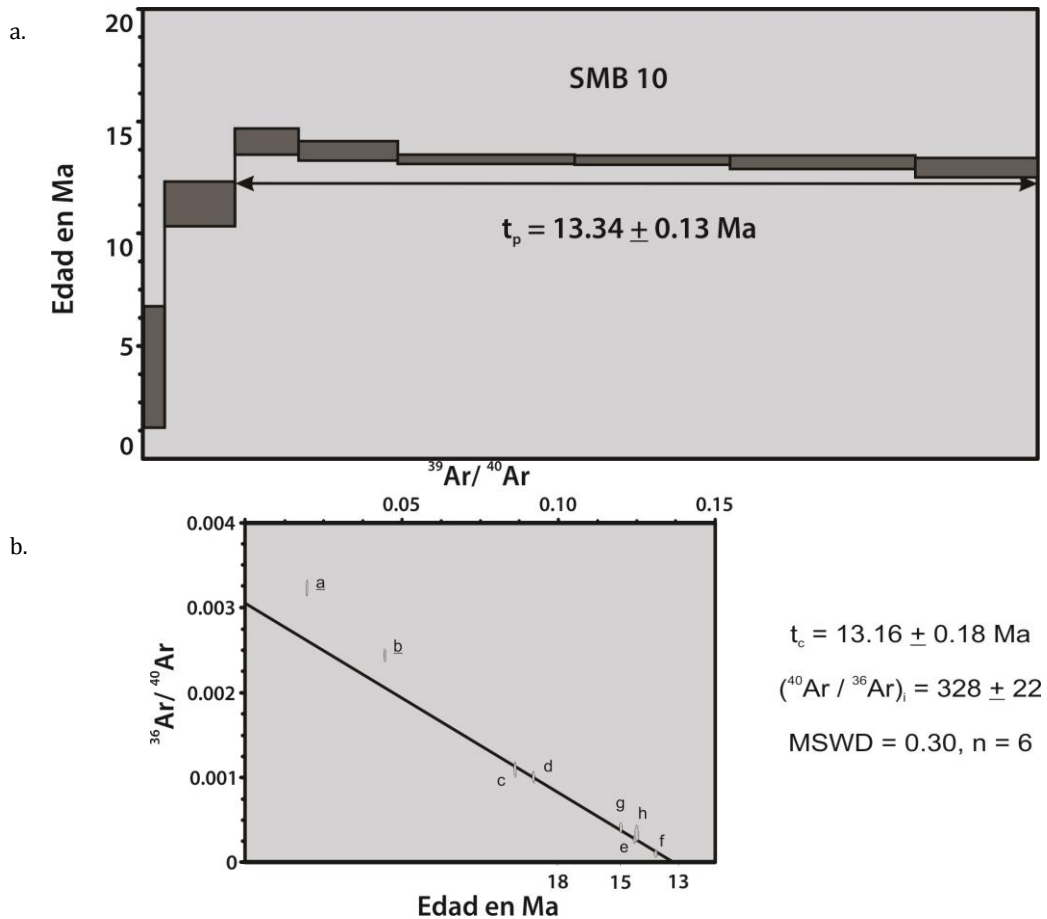


Figura 3. 13. Resultados obtenidos para SMB-10. (a) Espectro de edad obtenido para los experimentos de calentamiento por pasos (t_p : edad de meseta). (b) Isócrona calculada (t_c : edad de isócrona).

La muestra SMB-34 fue colectada en el hombro W del graben de Juchipila al norte de Mezquital del Oro de Allende. Se trata de un basalto masivo en el que se analizaron fragmentos de la matriz, realizando dos experimentos con ocho y seis calentamientos consecutivos; el segundo experimento se utilizó para definir una edad de meseta de 12.48 ± 0.15 Ma representada al liberarse 67.23% de Ar en cuatro fracciones consecutivas y con un MSWD de 1.6. El diagrama de isócrona define una edad de 12.22 ± 0.19 Ma con un alto valor de MSWD = 6 por lo que se optó por utilizar la edad de meseta (Figura 3.14).

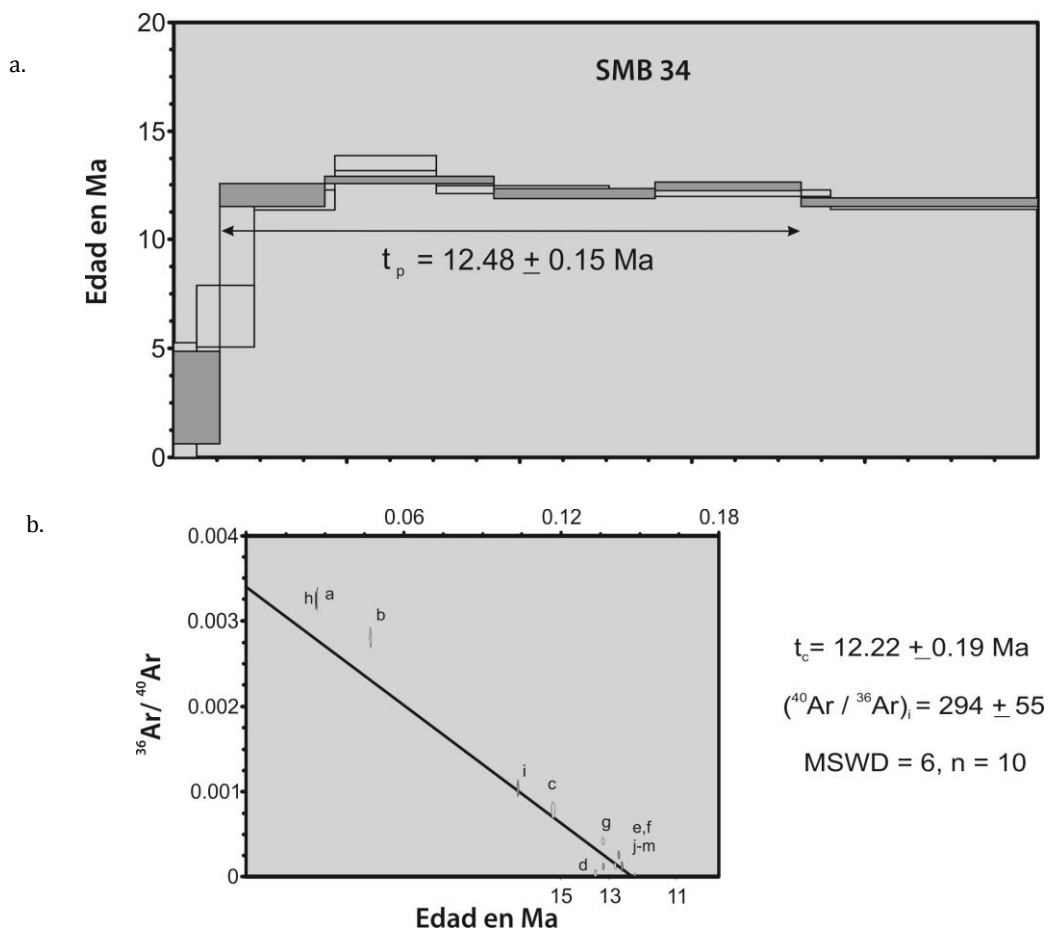


Figura 3. 14. Resultados obtenidos para SMB-34. (a) Espectro de edad obtenido para los experimentos de calentamiento por pasos (t_p : edad de meseta). (b) Isócrona calculada (t_c : edad de isócrona).

La muestra SMB-08 corresponde a un basalto microporfidítico con microfenocristales de olivino, fue colectado en el camino de Moyahua hacia Mezquital del Oro. Utilizando una muestra de roca entera, se obtuvieron nueve fracciones de gas hasta la fusión total de la muestra, generando una meseta que representa el 71.36% de gas en cuatro fracciones de Ar liberado, arrojando una edad de 12.22 ± 0.14 Ma. El espectro de edad muestra un patrón ligeramente escalonado, posiblemente por una pequeña perturbación inicial de Ar, que es confirmada por $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 350 \pm 20$, esta relación permite tomar el diagrama de isócrona como la mejor estimación de la edad del basalto (12.02 ± 0.17 Ma) (Figura 3.15).

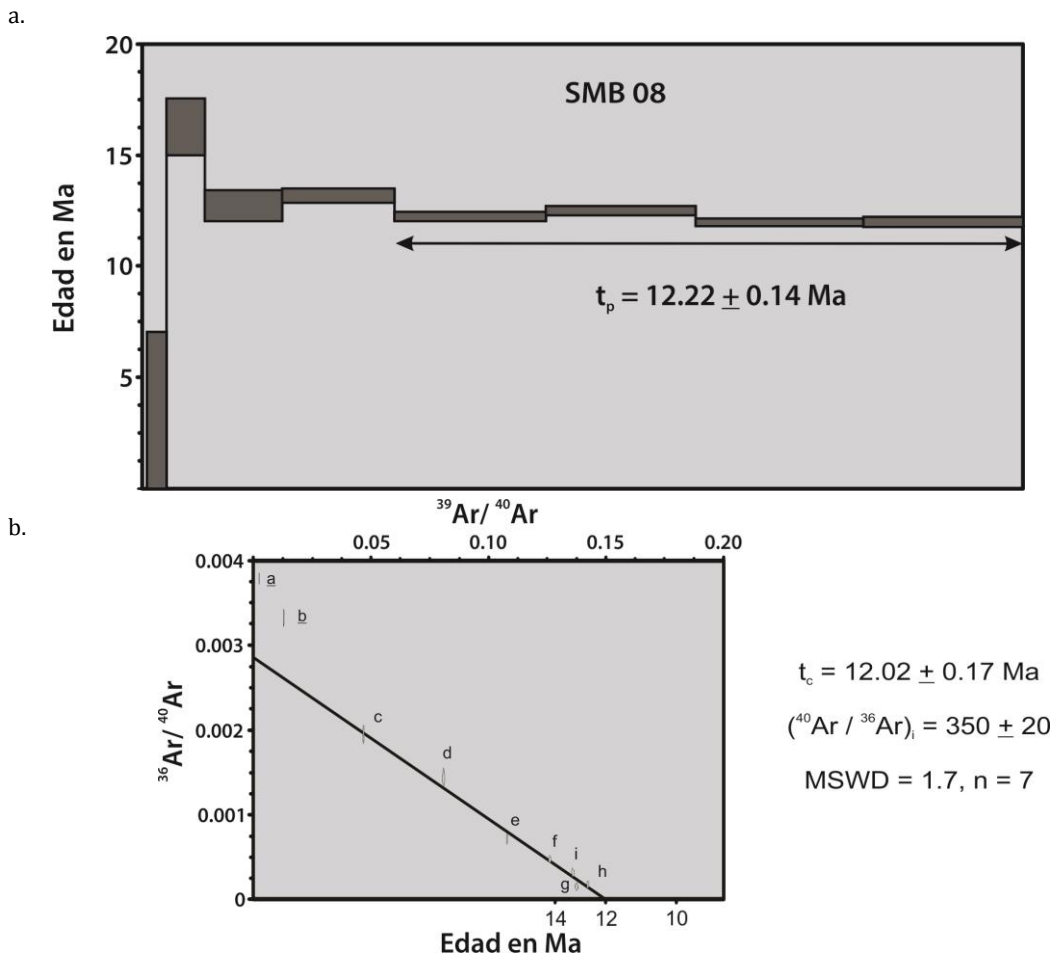


Figura 3. 15. Resultados obtenidos para SMB-08. (a) Espectro de edad obtenido para los experimentos de calentamiento por pasos (t_p : edad de meseta). (b) Isócrona calculada (t_c : edad de isócrona).

Colectada en el camino que va hacia el poblado los Arroyos, la muestra SMB-09 está representada por una lava basáltica de características petrográficas similares a la muestra SMB-08.

Al igual que los análisis anteriores, se utilizó una muestra de roca entera para realizar un experimento que constó de nueve pasos que dieron como resultado una meseta casi perfecta formada por siete fracciones de gas representando el 87.69% de Ar liberado y que corresponde a una edad de 11.00 ± 0.13 Ma. El diagrama de isócrona permitió obtener una edad de 10.80 ± 0.35 Ma (Figura 3.16). Para ambas edades corresponde un MSWD=0.30, sin embargo, se consideró a la edad del plateau como preferida al presentar un menor error.

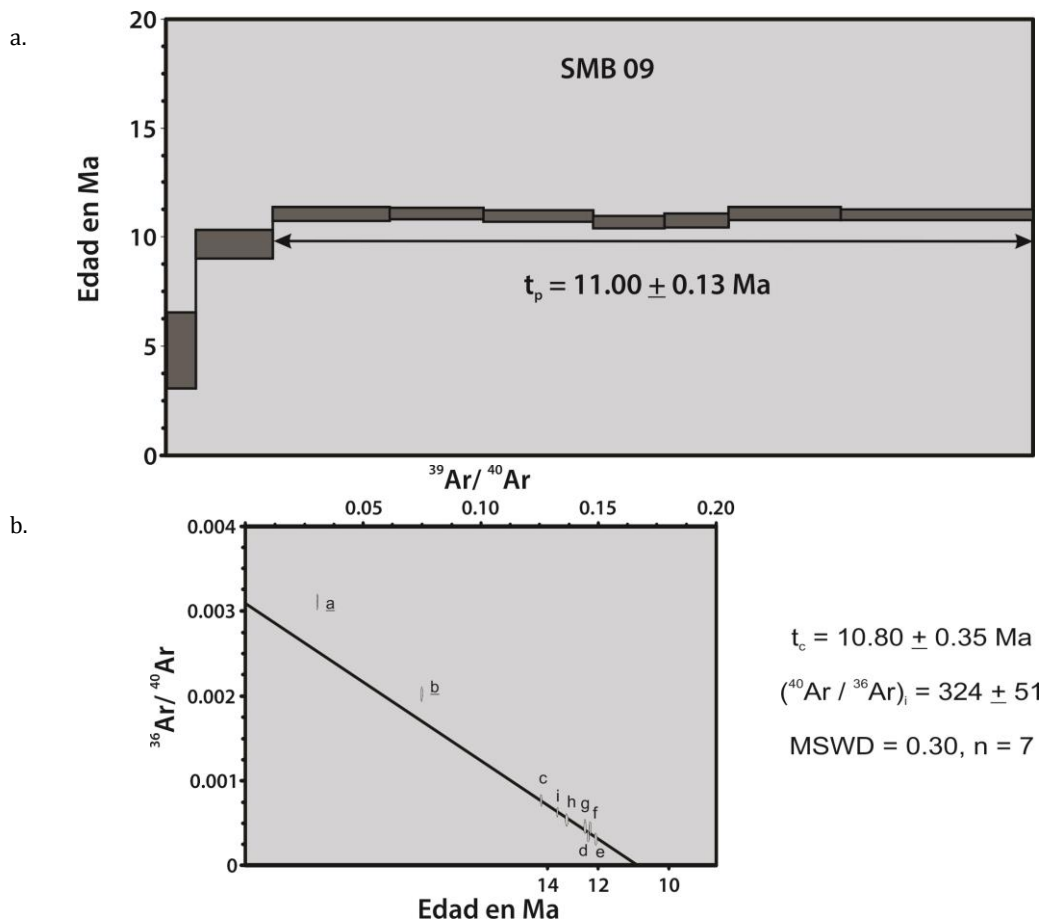


Figura 3. 16. Resultados obtenidos para SMB-09. (a) Espectro de edad obtenido para los experimentos de calentamiento por pasos (t_p : edad de meseta). (b) Isócrona calculada (t_c : edad de isócrona).

La muestra SMB 37 corresponde con una lava basáltica pervasivamente alterada y fractura que fue colectada hacia el este del poblado El Malacate. Utilizando una muestra de roca total, se realizaron dos experimentos totalmente reproducibles con ocho y siete pasos de calentamiento que produjeron un espectro de edad plano con una pequeña perturbación inicial. La edad de meseta obtenida constituye un 68.83% de Ar liberado, y corresponde a 10.73 ± 0.16 Ma con un MSWD=0.59. Mientras que el diagrama de isócrona, al presentar una buena distribución de datos permitió obtener resultados mejor constreñidos con un MSWD=1, resultando en una edad similar a la anterior (10.48 ± 0.20 Ma) (Figura 3.17). Se consideró como edad adecuada la correspondiente a la obtenida en el diagrama de isocrona.

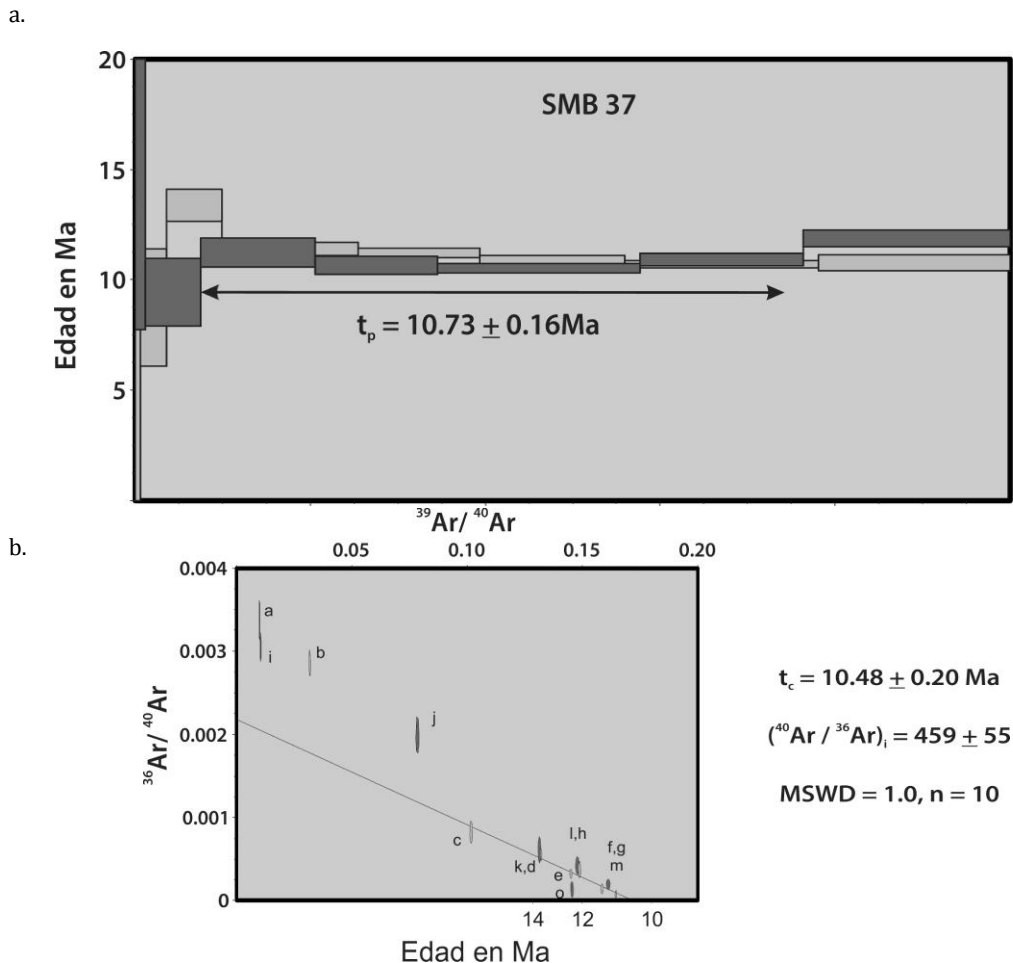


Figura 3.17. Resultados obtenidos para SMB-37. (a) Espectro de edad obtenido para los experimentos de calentamiento por pasos (t_p : edad de meseta). (b) Isócrona calculada (t_c : edad de isócrona).

La muestra SMB-06 fue colectada en la parte alta del Cerro La Bolsa al este del Río Juchipila, corresponde a una lava basáltica con textura afanítica. Se efectuó un experimento de calentamientos por pasos, utilizando muestras de roca total. Se obtuvieron ocho fracciones de gas hasta la fusión total de la muestra. El espectro de edad define una meseta compuesta por cinco fracciones de argón que representan el 54.2% del total liberado, obteniéndose una edad de 10.45 ± 0.41 Ma.

El diagrama de isócrona muestra una edad resultante de 12.52 ± 1.67 Ma sin embargo, los datos se agrupan en la parte central del diagrama por lo que no se constriñe adecuadamente la intercepción con las abscisas además de que indican un $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$ menor que el atmosférico. Al forzar la línea de regresión a $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 295.5$ se obtiene una edad de 10.43 ± 0.52 Ma con $\text{MSWD} = 1.4$, que dentro del error es idéntica a la edad de meseta con un MSWD de 1, factor que fue considerado para elegir a la edad de meseta como representativa. (Figura 3.18).

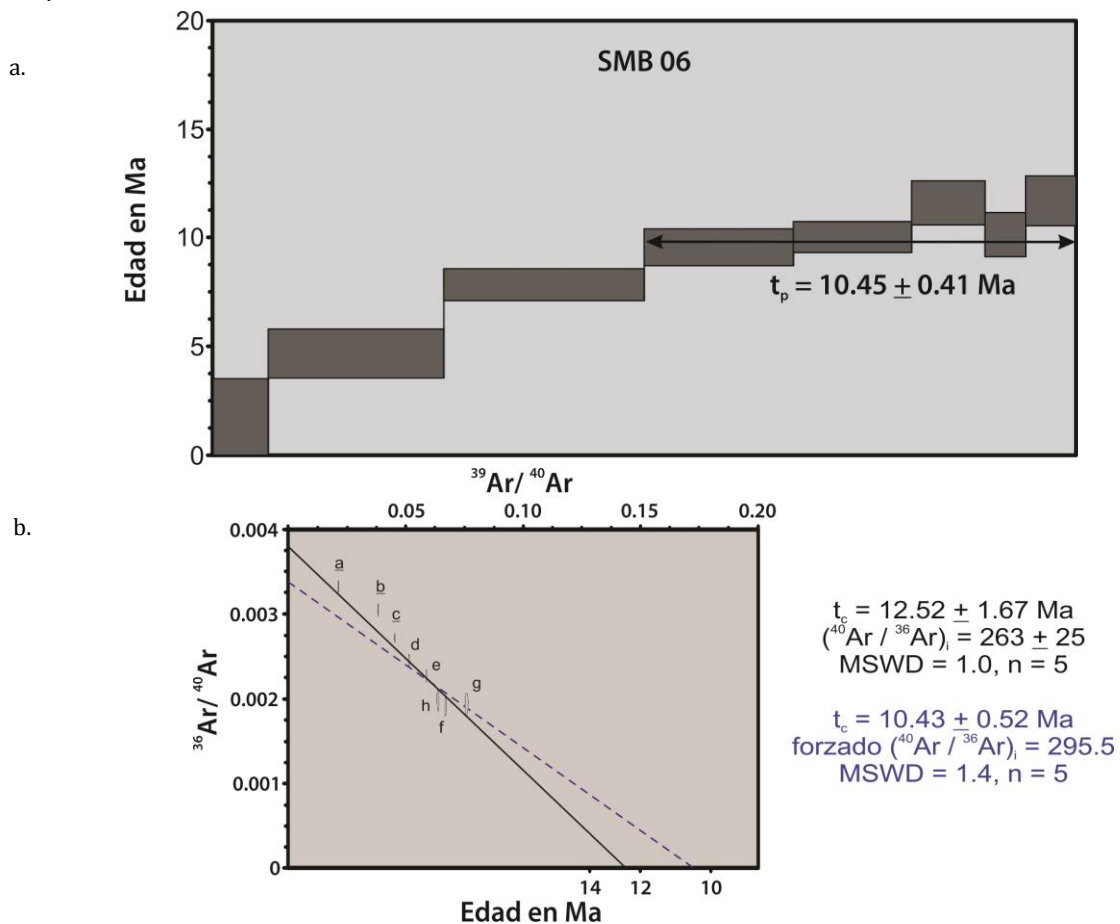


Figura 3. 18 Resultados obtenidos para SMB-06. (a) Espectro de edad obtenido para los experimentos de calentamiento por pasos (t_p : edad de meseta). (b) Isócrona calculada (t_c : edad de isócrona).

4. PETROGRAFÍA

4.1 Metodología

Veintiocho rocas en puntos clave dentro del área de estudio formaron parte del muestreo para realizar una caracterización petrográfica de lámina delgada (Tabla 4.1).

Las muestras fueron agrupadas por edades, dato que fue soportado por los análisis geocronológicos presentados en el apartado anterior. Para aquellas muestras que no fueron sometidas a fechamientos isotópicos se consideraron las observaciones realizadas en campo, como descripción macroscópica, posición estratigráfica, o bien, datos disponibles en la literatura. Lo anterior permitió realizar una descripción generalizada para cada grupo de muestras estableciendo las similitudes y diferencias entre ellas (Tabla 4.2).

Se reportan las microfotografías de los rasgos petrográficos de cada muestra tomada. Las abreviaturas que identifican a los componentes minerales se utilizaron de acuerdo a Siivola et al. (2007).

El proceso de laminación fue realizado en el Taller de Laminación del Centro de Geociencias, UNAM. Mediante una sierra de diamante se obtuvo una sección prismática con dimensiones menores a las de un portaobjetos, posteriormente, una de las caras fue pulida con polvos abrasivos con el fin de nivelar alguna imperfección ocasionada por el disco de la sierra. La cara pulida fue pegada a un portaobjetos mediante resina de curado UV que fue expuesta primeramente a los rayos del sol y posteriormente colocada bajo una lámpara de luz UV durante 10 minutos. Con ayuda de una sierra de baja velocidad, la muestra es desbastada hasta adelgazarla cerca de 60 micras. Con el fin de obtener un grosor de 30 micras, se realizó el acabado de la lámina mediante el empleo de polvos abrasivos de carborundum (disminuyendo el tamaño de grano de 400 y 600 a 1000) realizando frecuentemente una inspección microscópica que permitiera observar colores de

interferencia típicos en los minerales de la roca y así evitar obtener una lámina con imperfecciones en grosor. Finalmente, se etiquetó y colocó un cubre objetos que protegiera a la muestra.

Muestra	Tipo de roca	Edad	Ubicación		
			Longitud	Latitud	Altitud
SMB-11	Basalto	Mioceno Temprano	687221.30	2340996.24	1403
SMB-39	Basalto	Mioceno Temprano	646763.23	2359505.49	1768
SMB-40	Basalto	Mioceno Temprano	644959.25	2356126.31	1886
SMB-46	Basalto	Mioceno Temprano	633473.40	2313880.65	742
SMB-50	Basalto	Mioceno Temprano	611722.73	2327225.53	1222
SMB-06	Basalto	Mioceno Tardío	687694.74	2340779.88	1635
SMB-08	Basalto	Mioceno Tardío	681702.93	2352779.88	1705
SMB-09	Basalto	Mioceno Tardío	676706.00	2350777.49	1857
SMB-10	Basalto	Mioceno Tardío	661918.89	2338870.73	1407
SMB-34	Basalto	Mioceno Tardío	673493.58	2355397.29	2117
SMB-35	Basalto	Mioceno Tardío	658173.39	2331388.15	1281
SMB-37	Basalto	Mioceno Tardío	665852.36	2336682.20	1530
SMB-38	Basalto	Mioceno Tardío	672158.68	2322576.33	1669
SMB-46	Basalto	Mioceno Tardío	633473.40	2313880.65	742
SMB-48	Basalto	Mioceno Tardío	625003.60	2343174.89	1485
SMB-41	Basalto	Plio-Pleistoceno	639044.01	2342388.83	1704
SMB-43	Basalto	Plio-Pleistoceno	631298.63	2319360.08	1764
SMB-07	Toba	Oligoceno Tardío	687221.30	2340996.24	1403
SMB-12	Toba	Mioceno Temprano	660926.90	2336595.96	988
SMB-36	Toba	Mioceno Tardío	663429.46	2333870.92	1221
SMB-45	Riolita-Riodacita	Mioceno Medio	634314.55	2312546.71	723
SMB-49	Ignimbrita	Oligoceno Tardío	612888.00	2327273.00	1203
SMB-61	Basalto	Mioceno Tardío	621811.12	2322638.32	1424
SMB-62	Ignimbrita	Mioceno Tardío	620515.17	2323813.97	1220
SMB-63	Riolita-Riodacita	Mioceno Medio	633189.84	2312946.07	749
SMB-64	Ignimbrita	Oligoceno Tardío	661833.86	2334838.94	928
SMB-65	Basalto	Mioceno Temprano	660790.90	2336362.71	919
SMB-66	Basalto	Mioceno Tardío	661183.95	2337813.48	1301

Tabla 4. 1 Muestras consideradas para análisis petrográfico en lámina delgada. Se indica la clave correspondiente a cada roca así como el tipo de litología, la edad y su ubicación en coordenadas UTM.

4.2 Análisis Petrográfico

4.2.1 Magmatismo del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano

4.2.1.1 Ignimbritas del Oligoceno Tardío – Mioceno Temprano

La muestra SMB-49 corresponde con una ignimbrita hipohialina con matriz afectada por devitrificación axiolítica ocasionando un crecimiento de fibras radiales y generando una textura esferulítica con intercrecimientos en un 15% de cristaloclastos de cuarzo de 3 hasta 6 mm y 20% de plagioclasas xenomórficas con alteración por sericitización (Figura 4.1).

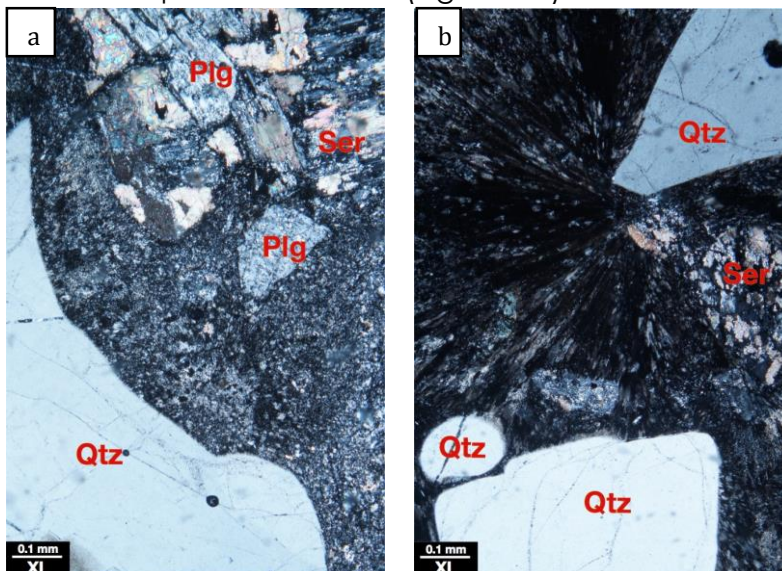


Figura 4. 1. Microfotografías de SMB-49. (a) Matriz devitrificada con cristaloclasto de cuarzo y plagioclasa alterada a sericita. (b) Textura esferulítica. Plg: plagioclasa, Ser: sericita, Qtz: cuarzo, XL: Nícoles cruzados

La muestra SMB-07 es una roca hipohialina poco soldada, formada por una matriz con estructura de mosaico félsico resultado de un estado de desvitrificación, recristalización e intercrecimiento de cuarzo y feldespato con aspecto micropoikilítico y vitroclástico, indicando el posible desarrollo inicial de una textura granofírica.

Piroclastos cristalinos de cuarzo y plagioclasa rellenan cavidades miarolíticas con tamaños de 0.2 a 4 mm representando el 30% de la roca con geometrías

xenomorfos y engolfamientos en los bordes, mismos que han reaccionado con la matriz (Figura 4.2 a).

Un 10% de la roca está constituido por fragmentos líticos de aspecto microcristalino con dimensiones de hasta 6 mm probablemente corresponda a un fragmento piroclástico devitrificado (Figura 4.2 b).

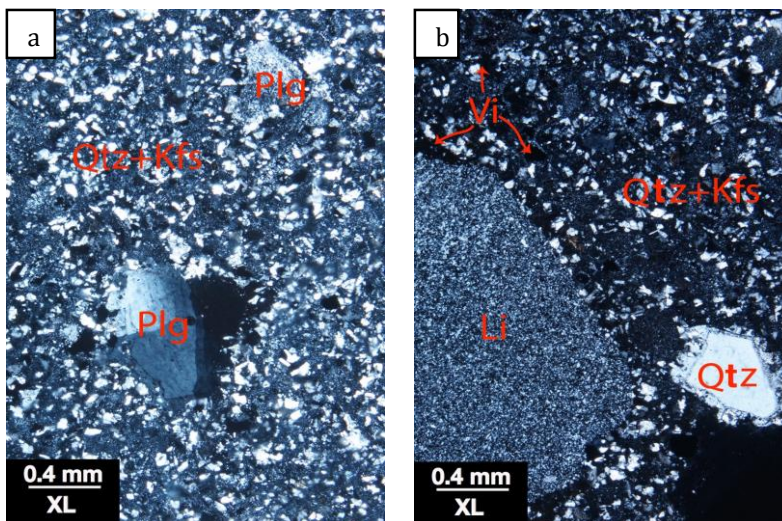


Figura 4. 2. Microfotografía de SMB-07. (a) Mosaico de cuarzo y feldespato con cavidad miarolítica ocupada por cristaloclasto de plagioclasa. (b) Vidrio intersertal en matriz. Lítico con devitrificación. Plg: plagioclasa, Kfs: Feldespato, Qtz: cuarzo, Vi: vidrio volcánico, Li: lítico XL: Nícoles cruzados.

La muestra SMB-12 representa a ignimbríta vítrea del Mioceno Temprano, no soldada y rica en pómez (30%). Está compuesta por una matriz con textura vitroclástica en donde minerales de grano muy fino y en fase de cristalización rellenaron espacios generados por fracturamiento perlítico y cavidades en clastos de pómez.

Se observan piroclastos cristalinos formados por cuarzo subhédrico de 0.1-1.0 mm con un 10% de abundancia y plagioclasas anhédricas de 0.4 a 1.5 mm (5%), ambos presentando fracturamientos y engolfamientos. Hay presencia de glóbulos de vidrio incluidos en otros fragmentos vítreos como evidencia de inmiscibilidad de líquidos. Se tiene un contenido de 10% de minerales opacos y alterados por oxidación (Figura 4.3).

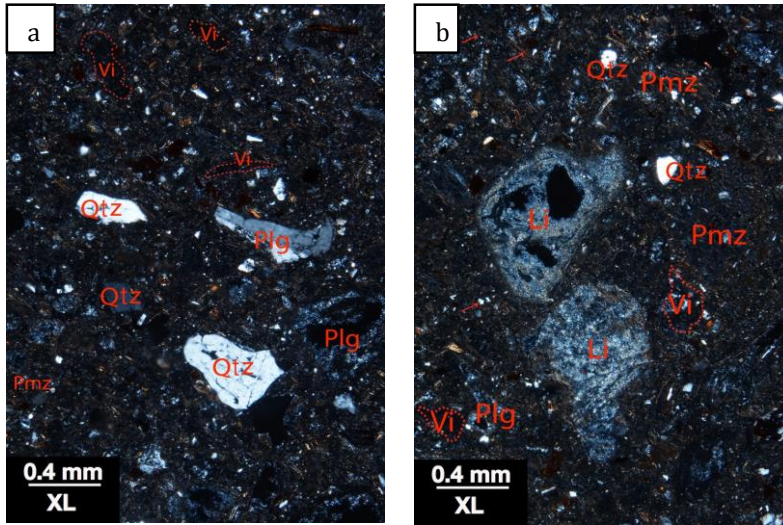


Figura 4. 3. Microfotografías de SMB-12. En ambas fotos se observan pequeños cristales en fracturas perlíticas (Flechas en fotografía b). (a) Abundante vidrio en matriz, cuarzo xenomorfo y plagioclasa esquelética y alterada. (b) Lítico con alteración y reaccionando con matriz. Plg: plagioclasa, Qtz: cuarzo, Vi: vidrio volcánico, Li: lítico, Pmz: pómez XL: Nícoles cruzados.

4.2.1.2 Lava Riolítica-Riodacítica

Las muestras SMB-45 y SMB-63 representan a una lava de composición riolítica-riodacítica formada por una matriz granofírica compuesta por un mosaico de cristaloclastos de cuarzo y feldespato (micropoikilítica) como resultado de un fuerte proceso de desvitrificación.

Abundando en un 30% y con dimensiones de 4 a 6 mm se encuentran fenocristales de plagioclasas con texturas de disolución en tamiz y de forma esquelética, que han sido reemplazados por matriz. Se pueden observar minerales altamente oxidados que tal vez correspondan con anfíboles (Figura 4.4).

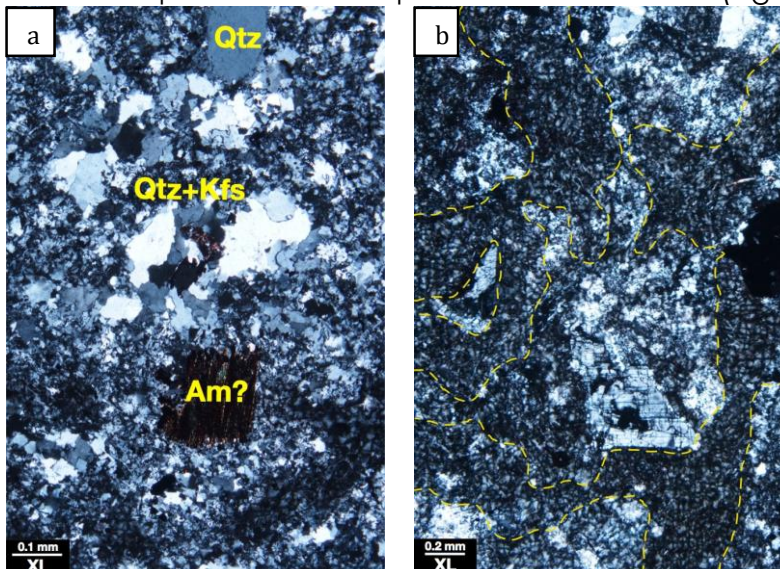


Figura 4. 4. Microfotografías de SMB-45. (a) Matriz devitrificada mostrando mosaico félsico y con textura micropoikilítica. (b) Texturas con estructura fluidal.

Plg: plagioclasa, Qtz: cuarzo, Am: anfíbol, Li: lítico, Kfs: Feldespato K, XL: Nícoles cruzados.

4.2.1.3 Lavas basálticas

Seis muestras representan a los basaltos del Mioceno Temprano. Son lavas afaníticas y holocristalinas, caracterizadas por presentar componentes inequigranulares y adoptar una textura porfídica.

El porcentaje de matriz es alrededor de 15-20%, presentando un arreglo intergranular dominado en un 50%-60% por cristales de plagioclasa con formas cristalinas hipidiomórficas principalmente y en algunos casos xenomórfas, variando en tamaños desde 0.5 hasta 3 mm. Típicamente, se observan cristales con texturas de disolución por descompresión que afectan en algunos casos el núcleo y en otros el borde, ambos sin observar una clara evidencia en un cambio composicional del magma.

Es común la presencia de clinopiroxeno (augita titanífera) xenomorfo con magnitudes desde 0.1 a 3 mm que se encuentran entre los espacios de cristales de plagioclasa compartiendo límites dentados y lobulados. Se encuentra con una abundancia de entre 10% y 15%, en algunos casos, se puede observar un crecimiento tipo ofítico, en donde el clinopiroxeno encierra total y parcialmente a plagioclasas más pequeñas.

Los fenocristales de estas lavas están conformados por olivino con geometrías hipidiomórficas y xenomórficas, resultado de la gran alteración que presentan. Representan un 20% de la roca y poseen tamaños de 2 a 5 mm.

Las muestras SMB-50 y SMB-11 presentan fenocristales de plagioclasas idiomorfas e hipidiomorfas con tamaños de 2 a 5 mm y texturas de disolución en cedazo. Las muestras SMB-50 Y SMB-46 exhiben una orientación anisotrópica con estructura fluidal, mientras que el resto presentan una distribución isotrópica. En general, son rocas con estructura compacta y panidiomorfa (Figura 4.5).

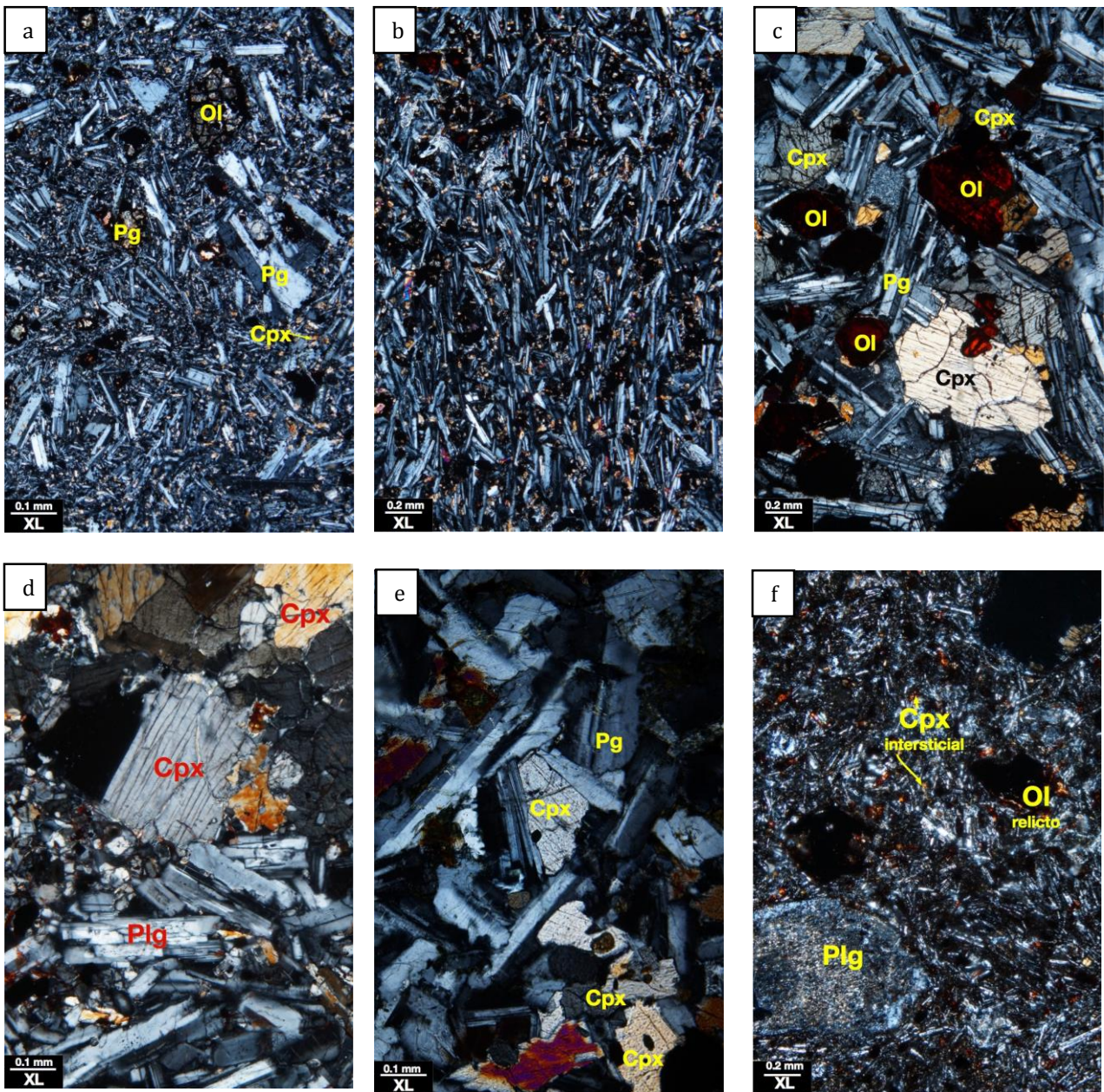


Figura 4. 5. Microfotografías de basaltos. (a) Muestra SMB-11, se observa textura intergranular formada por el arreglo entre plagioclasas y clinopiroxenos. Se aprecia un fenocristale de olivino. (b) Muestra SMB-39, textura anisotrópica que indica la dirección del flujo. Cristales de clinopiroxeno intergranulares. (c) Muestra SMB-40, clinopiroxeno absorbiendo ofíticamente a un cristale de olivino; se observan otros fenocristales de olivino muy oxidado. (d) Muestra SMB-46, glomeropórfido de clinopiroxeno intercrecido en matriz. (e) Muestra SMB-50, cristales de plagioclasas con bordes afectados por disolución. Se aprecian cristales de clinopiroxeno intergranulares. (f) Muestra SMB-65 con gran alteración en olivino y plagioclasa, alto contenido intersticial Ol: olivino; Plg: plagioclasa; Cpx: clinopiroxeno; XL: Nícoles cruzados.

4.2.2 Magmatismo Mioceno Tardío

4.2.2.1 Ignimbritas del Mioceno Tardío

La muestra SMB-36 y SMB-62 representa tobas hipohialinas con textura vitroclástica. Se encuentra moderadamente soldada al presentar fragmentos de pómez compactado y deformado, en algunos casos, devitrificado.

La matriz contiene cristales de plagioclasas macladas, hipidiomorfas y sin alteración, con tamaños de 0.1-0.2 mm formando una estructura anisotrópica con incipiente arreglo fluidal que genera una textura microlítica con tendencia a porfidítica.

Se observan fragmentos líticos de basaltos (con tamaños de 0.5-1 cm y abundando en un 30%) con alteración por oxidación y que contienen vesículas rellenas con vidrio, formando bordes coroníticos alterados por palagonitización, además, contiene microlitos de grano fino formados por plagioclasas con texturas traquíticas acompañadas por concentraciones finas de sericita (Figura 4.6).

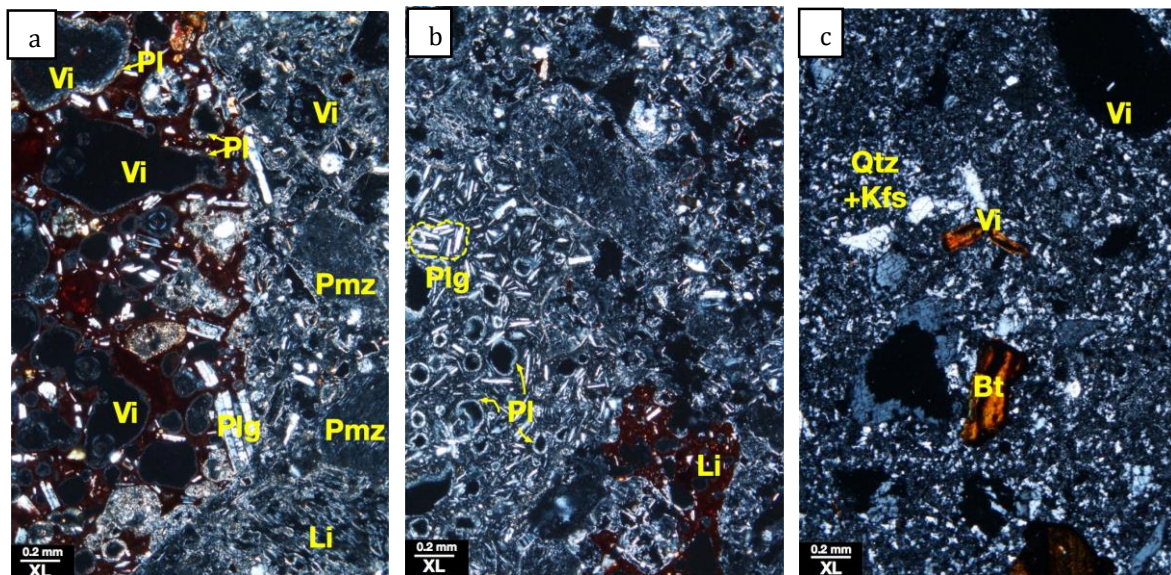


Figura 4. 6. Microfotografía de SMB-36 y SMB-62. (a) Vesículas rellenas de vidrio alterado a palagonita. Se observan fragmentos de pómez con devitrificación incipiente y ligeramente aplastados. (b) Lítico con plagioclasas en textura traquítica. (c) Ignimbrita con matriz cristalina con abundante vidrio volcánico y biotita Vi: vidrio volcánico; Plg: plagioclasa; Pmz: pómez; Li: lítico; Bt: biotita. XL: Nícoles cruzados.

4.2.2.2 Lavas basálticas

Doce muestras fueron consideradas como representativas de lavas máficas del Mioceno Tardío. Se trata de basaltos afaníticos que, al presentar inequigranularidad en sus componentes, poseen textura porfídica seriada. Varían en grado de cristalinidad, en donde, el 60% de las muestras se diferencian por ser hipocristalinas al contener vidrio volcánico intersertal como parte de la matriz (Figura 4.7 a, g).

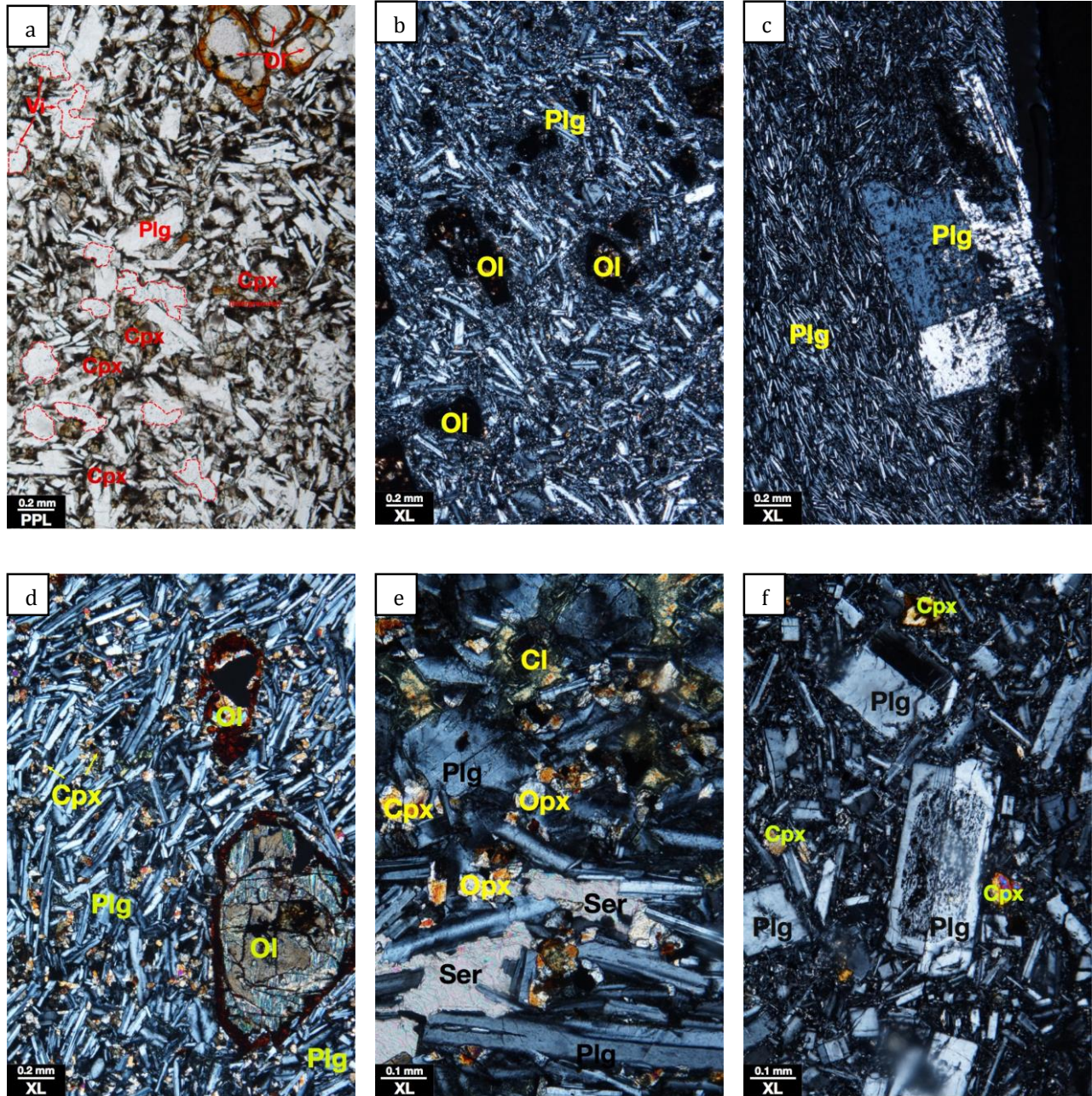
En general, poseen una matriz con contenido mineralógico compuesto por cristales de plagioclasas hipidiomórficas con forma de listones que dominan entre un 50% y 80%, presentándose en tamaños que van desde 0.2 mm hasta 1.5 mm y formando una textura intergranular con cristales de clinopiroxeno xenomorfo (0.2-0.8 mm con aumento 10x) con abundancias de 15%-30%. Contienen ortopiroxeno como parte de la matriz representando un 5%-10% con tamaños de 0.2 -0.4 mm.

Para todas las muestras, los fenocristales están representados por olivino de 0.5-2.5 mm con abundancias de 10-20%. Encontrándose con geometrías xenomórfas y muchas veces de manera esqueletal, como evidencia de una gran alteración; se presentan altamente oxidados y fracturados con texturas coroníticas de reacción.

Un segundo grupo de fenocristales está formado por plagioclasas hipidiomórficas con tamaños que oscilan entre 0.2-8.0 mm y que dominan en un 5-20%, se encuentran caracterizadas por presentar texturas de disolución con un aspecto de cedazo en núcleo de los cristales, y presentando bordes de disolución, la mayoría presentan zoneamientos concéntricos.

Las muestras SMB 35, SMB 37 y SMB 48, poseen fenocristales de clinopiroxeno de entre 2 y 8 mm en un 10% con geometrías hipidiomórficas y xenomórficas que encierran típicamente pequeños cristales de plagioclasa. Otro grupo de fenocristales característicos para estas muestras lo conforman ortopiroxenos con tamaños de 2-4 mm (10x), abundancias en un 10% y con geometrías hipidiomórficas y xenomórficas.

En general, también existen minerales postmagmáticos de reemplazamiento secundario como clorita y sericita (Figura 4.5 j).



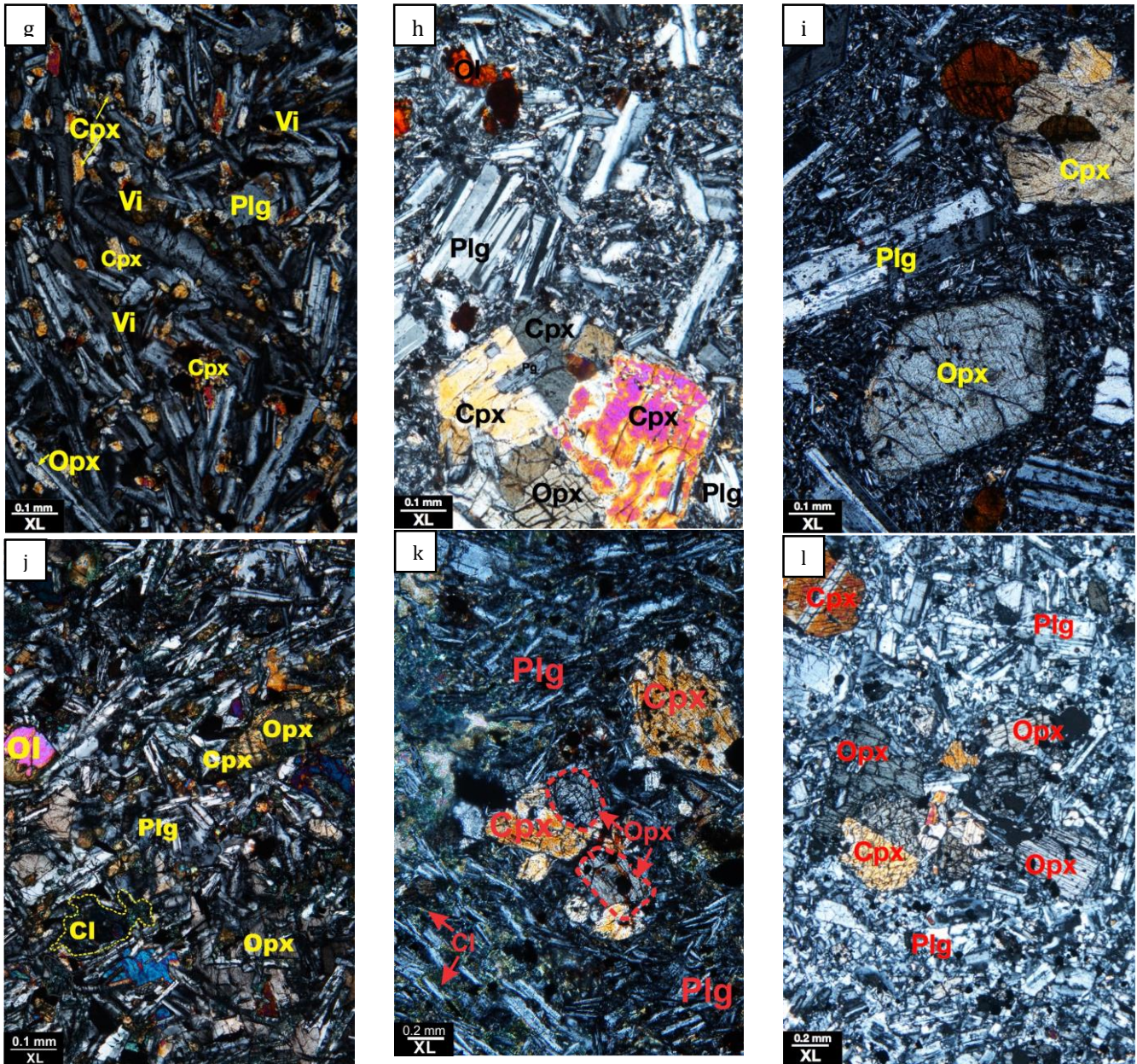


Figura 4. 7. (a) Microfotografía en luz polarizada de muestra SMB-06 que contiene vidrio intersertal en matriz, textura intergranular de plagioclasas y clinopiroxenos así como fenocristales de olivino y plagioclasas. (b) Muestra de SMB-08 con fenocristales de olvino esqueletal y clinopiroxeno intergranular. (c) Muestra de SMB-09 en donde se observa un cristal de plagioclasa con textura de disolución tipo cedazo afectando el centro y bordes del cristal. El basalto posee una estructura anisotrópica de flujo. (d) Muestra de basalto porfídico SMB-10, con textura intergranular en la matriz y fenocristales de olvino con coronas de reacción. (e) SMB-10, presenta alteraciones post-magmáticas de reemplazamiento secundario de sericitización y cloritización. Cristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno forman una textura intergranular con plagioclasas. (f) Basalto SMB-34 con fenocristales de plagioclasas con textura de tamiz en el núcleo. (g) Muestra SMB-38, se observa vidrio volcánico intersertal, clinopiroxeno y ortopiroxeno intergranular en matriz y fenocristales xenomórfos de plagioclasas. (h) Muestra SMB-37 con intercrecimiento de clinopiroxeno y ortopiroxeno encerrando poikilíticamente a un grano de plagioclasa. Se aprecian fenocristales de olivino y plagioclasas en una matriz de grano fino. (i) Muestra SMB-48 con presencia de fenocristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasas afectadas por disolución y olvino con corona de reacción y oxidación. (j) Muestra SMB-35, se puede observar fenocristal de clinopiroxeno alterado y encerrando ofíticamente (parcial y totalmente) a cristales de plagioclasas. Se observa alteraciones a clorita. (k)(l) Plg: plagioclasa; Cpx: clinopiroxeno; Opx: ortopiroxeno; Ol: olivino; Cl: clorita; Ser: sericita.

4.2.3 Magmatismo basáltico Plio-Pleistoceno

Se cuenta con dos muestras de basaltos Plio-cuaternarios, ambos, afaníticos con textura porfídica, formados por una matriz rica en cristales de plagioclasa hipidiomórfica que, junto con clinopiroxeno xenomórfo y alterado con abundancias de 10% a 20%, forman una textura intergranular.

Plagioclasas con dimensiones de 2 a 4 mm, forman parte de los fenocristales, dominando en alrededor de un 20% y con texturas de disolución tipo sieve.

La muestra SMB-41 contiene alrededor de un 20% de vidrio intersticial dentro de la matriz, mientras que el segundo basalto es completamente holocristalino (Figura 4.8 a, b)

La muestra SMB-43 no presenta un arreglo preferencial de los componentes minerales, por lo que la estructura de la roca es isotrópica y vesicular. Mientras que para SMB-41 se distingue una arreglo anisótropo semifluidal. Ambos basaltos son de aspecto granudo hipidiomórfo (Figura 4.8 c).

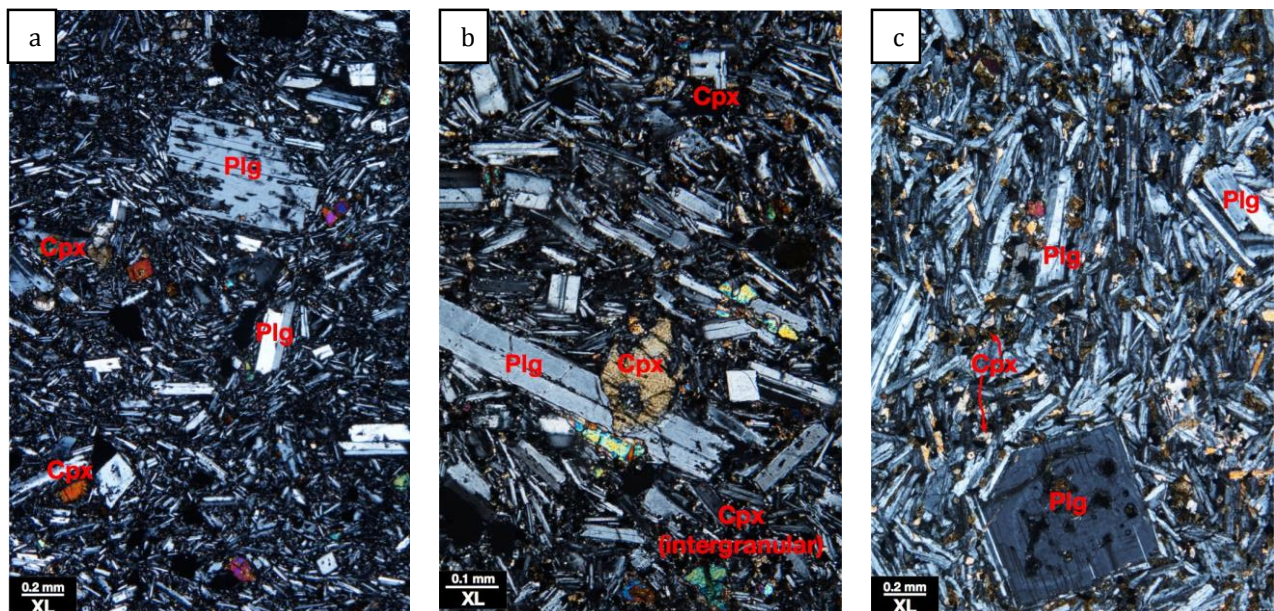


Figura 4. 8. Microfotografías de basaltos plio-cuaternarios. (a,b) SMB-41, con presencia de vidrio intersertal, la matriz presenta un arreglo fluidal de cristales de plagioclasas subhedrales. (a,b,c) Se observan fenocristales de plagioclasas con texturas de disolución. Cristales xenomórfos de clinopiroxeno como parte de una matriz con textura intergranular. Plg: plagioclasa; Cpx: clinopiroxeno.

Basaltos			
	Mioceno Temprano	Mioceno Tardío	Plío- Pleistoceno
Cristalinidad	Holocristalinas	Hipocristalinas	Holocristalinas
Textura	Intergranular y ofítica	Porfídica	Porfídica e intergranular
Estructura	Isotrópica	Isotrópica y anisotrópica tipo fluidal	Isotrópica vesicular y anisotrópica fluidal
Matriz	(15-25%) Existe una tendencia a un arreglo granosoportado más que a matriz. Formado por plagioclasa intergranular y clinopiroxeno intersticial y ofítica.	(50-60%) Matriz formada por plagioclasas euhedrales y subhedrales con clinopiroxeno intersticial.	(60-70%) Matriz formada por plagioclasas euhédricas y clinopiroxeno intersticial.
Fenocristales	Olivino oxidado y raramente plagioclasa	Plagioclasa Ortopiroxeno Clinopiroxeno (augita titanífera) Olivino Relícto	Plagioclasas euhedrales
Alteraciones	Oxidación en olivino Palagonita	Clorita y Sericita	Sin alteración
Ignimbritas			
	Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano	Mioceno Tardío	
Cristalinidad	Hipohialina	Hipohialina	
Textura	Axiolítica y eutaxítica	Granofírica , micropoikilitica y vitroclástica	
Matriz	Rica en ceniza y pómez	Cristalina	
Contenido	Cristaloclastos de plagioclasa y cuarzo	Contenido en líticos formado por lavas basálticas, bajo contenido en pómez	
Alteraciones	Sericitización	Palagonitización en líticos basálticos y sericitización	

Tabla 4. 2 Características generales para cada litología agrupada por edad

5.-ESTRATIGRAFÍA

En esta sección se describen las unidades estratigráficas identificadas en la región en estudio, se presentan en orden temporal desde la más antigua hasta la más reciente y se agrupan de acuerdo a la provincia geológica a la que pertenecen (SMO ó FVTM). Las descripciones realizadas se basan tanto en las observaciones de campo, el análisis petrográfico en lámina delgada y la información reportada previamente en la literatura.

Al final de este apartado se presenta el mapa geológico resultado de la cartografía realizada en campo, el análisis de imágenes satelitales mediante Google Earth Pro, la integración los datos geocronológicos obtenidos en el presente trabajo con los reportados en la literatura y las características en lámina delgada (Mapa 1).

Con fines de un mejor entendimiento sobre la distribución del volcanismo bimodal de la región, se realizó un cálculo volumétrico para las litologías máficas y silíceas de cada provincia. La estimación de los volúmenes se realizó con el Software Google Earth Pro, mediante la creación de polígonos que abarcaran las áreas ocupadas por cada una de las litologías, por otra parte se consideró un espesor uniforme, limitado entre el punto de afloramiento máximo y el mínimo. El volumen de la ignimbritas de la SMO se reporta al valor de la densidad del magma riolítico original (2.6 g/cm^3) (Aguirre-Díaz, 1996). Los valores obtenidos se concentran en la Tabla 5.1.

Sierra Madre Occidental			
Ignimbritas	Área total (km ²)	Volumen de roca (km ³)	Volumen (Densidad equivalente 2.6 g/cm ³) (km ³)
	1749	1500	1100
Basaltos	27	5	
Faja Volcánica Trans-mexicana			
	Area total (km²)	Volumen (km³)	
Domos riolíticos y flujos piroclásticos	1216	760	
Basaltos Mioceno Superior	2154	2300	
Basaltos Plio-pleistocénicos	475	222	

Tabla 5. 1 Volúmenes obtenidos para las litologías de la SMO y FVTM

5.1.1 Sierra Madre Occidental

5.1.1.1 Volcanismo silíceo del Oligoceno Superior-Mioceno Temprano

Las rocas más antiguas corresponden a secuencias ignimbríticas pertenecientes a la Sierra Madre Occidental que afloran en la parte septentrional de la región en estudio, desde San Pedro Analco hacia el norte y sur del poblado García de la Cadena hasta llegar al hombro oriental del graben de Juchipila en cercanías al poblado las Cruces.

Las características generales corresponden a ignimbritas ricas en ceniza y pómez con aproximadamente 15% de cristales de plagioclasa, cuarzo y micas. Poseen baja densidad con un grado de soldamiento nulo a moderado.

Al norte y noroccidente de García de la Cadena, las ignimbritas forman capas de más de 20 m (Rossofi et al., 2002) y se encuentran intrusionadas por diques basálticos. Hacia el sur del poblado, a la base del Río Patitos esta unidad aflora con aproximadamente 80 m de espesor y con un ligero basculamiento de 5-8° hacia el SW. La muestra SMB-12 y SMB-64 representan a las ignimbritas de esta área, la primera de éstas con una edad de 22.30 Ma y ambas con características petrográficas similares (Figura 5.1).

Estas rocas se extienden hasta el poblado de Cinco Minas en donde son cortadas por el Río Santiago. En esta zona, se obtuvo una edad U-Pb de 25.8 ± 1.2 Ma (SMB-49) para una toba rica en cristales de cuarzo y componentes líticos. En el Cerro el Águila, esta misma unidad tiene una edad isotópica K-Ar de 20.05 ± 0.5 (Niето et al., 1985), sin embargo, las observaciones macro y microscópicas hacen notar una gran alteración que afecta a la roca pudiendo ocasionar pérdida de Ar y en consecuencia una edad menor a la obtenida en el presente trabajo por U-Pb. Niето et al., (1985) reportan en esta misma área una unidad basáltica de 24.7 ± 0.6 que subyace a las ignimbritas, el valor de las edades tomando en cuenta el error concuerdan con la posición estratigráfica en la que se encuentra cada unidad.

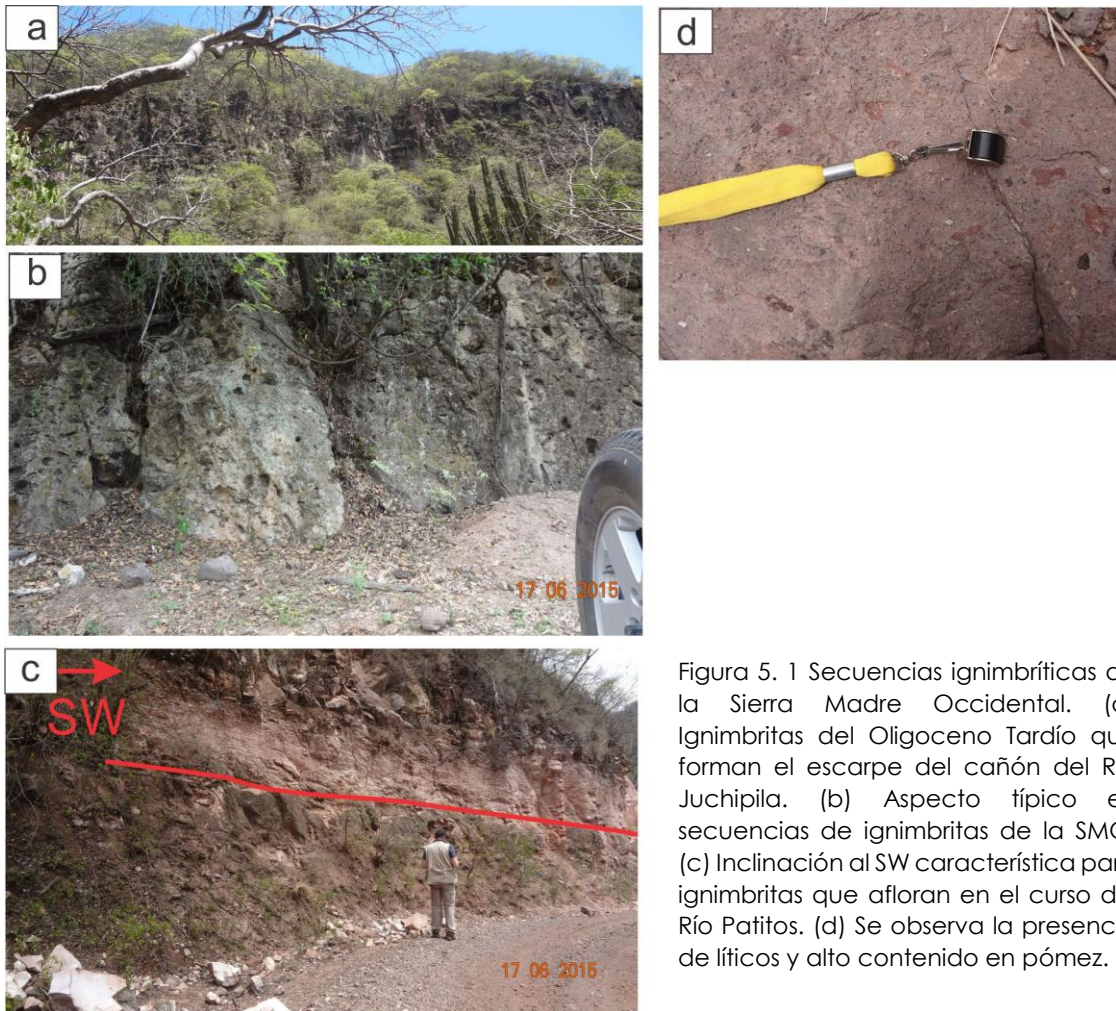


Figura 5. 1 Secuencias ignimbríticas de la Sierra Madre Occidental. (a) Ignimbritas del Oligoceno Tardío que forman el escarpe del cañón del Río Juchipila. (b) Aspecto típico en secuencias de ignimbritas de la SMO. (c) Inclinación al SW característica para ignimbritas que afloran en el curso del Río Patitos. (d) Se observa la presencia de líticos y alto contenido en pómez.

Finalmente, estas unidades se encuentran expuestas al oeste de Palmarejo en el cañón del Río Juchipila con edades restringidas al Oligoceno Tardío, esto es soportado por una edad de 23.84 ± 0.13 Ma obtenida en la parte superior de la secuencia para la muestra SMB-07. Hacia la parte inferior de la misma, se colectó la muestra SMB-67 para análisis petrográfico obteniendo características similares para ambas muestras (Figura 5.1a,b).

Un cuerpo granodiorítico se encuentra expuesto a la base del río Santiago al Norte de Cinco Minas. Nieto et al., (1985) fecharon este intrusivo en 26.6 ± 0.6 Ma. Los mismos autores reportan que un cambio de facies de diorita a microdiorita con una variación de edad de entre 26 y 24 Ma (Figura 5.2).



Figura 5. 2 Intrusivo granodiorítico al Norte de Cinco Minas

5.1.1.2 Volcanismo máfico del Oligoceno Superior-Mioceno Temprano

Basaltos con edades correspondientes a finales del Oligoceno e inicios del Mioceno afloran al norte y noreste del área de estudio.

Al norte de García de la Cadena y sobre las unidades de ignimbritas descritas anteriormente se observan coladas basálticas aisladas altamente fracturadas, intemperizadas y con alteraciones rojizas (Figura 5.3). Los basaltos son microvesiculados y con fenocristales de olivino alterados a iddingsita y altamente

oxidados. Zonas de alimentación de las coladas están representadas por diques emplazados a lo largo de fallas N-S que intrusionan a rocas subyacentes.

Sobre la mesa de Milpillas de Allende se fechó una muestra (SMB-40) obteniendo una edad de 25.07 ± 0.17 . A 13 km al este de la zona muestreada, sobre la carretera 23 a Teul de Gonzáles, Castillo et al., (1991) reporta una edad de 21 ± 1 Ma.

En el cañón del Rio Patitos, estos basaltos están expuestos sobre la secuencia ignimbrítica del Mioceno Temprano formando una capa de no más de 15 m de espesor. Rossoti et al., (2002) reportan una edad de 21.8 ± 0.3 para la matriz de estas lavas, quienes las describen como porfídicas con fenocristales de plagioclasa y en menor cantidad olivino.

Finalmente, estas lavas afloran cerca de la carretera Guadalajara-Juchipila en el cañón del Río Juchipila en donde Nieto-Obregón et al., (1981) obtienen una edad de 20.89 ± 0.44 Ma por medio de K-Ar en roca entera.

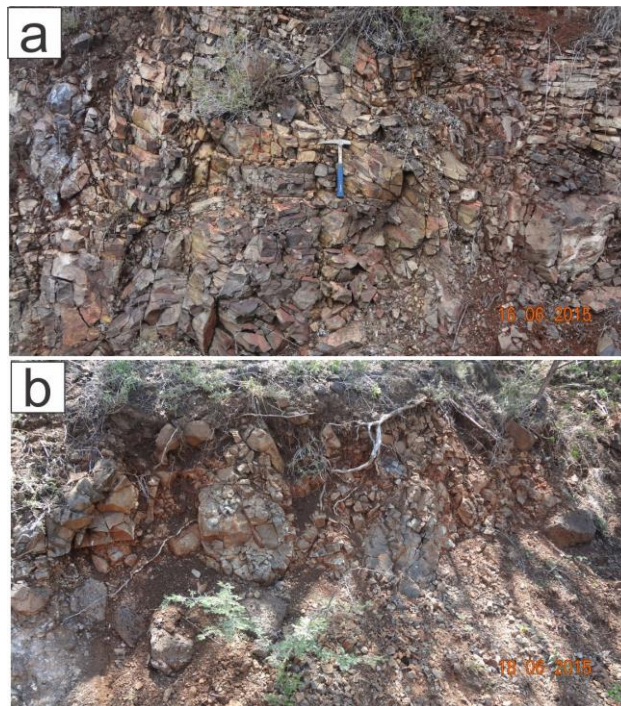


Figura 5. 3. Basaltos del Mioceno Temprano. (a)(b) Aspecto general y característicos de estos basaltos, se encuentran totalmente fracturados e intemperizados.

5.1.2 Volcanismo Transicional durante el Mioceno Medio

Hacia la presa de Santa Rosa, aflora una secuencia silícica identificada por Nieto et al., (1981) como una toba ácida con una edad 16.9 ± 0.5 Ma en cristales de plagioclasa; Moore et al., (1994) fecharon lo que ellos consideraron una riodacita, obteniendo una edad K-Ar de 15.2 ± 2.5 y 14.5 ± 0.4 .

La muestra SMB-45 y SMB-63 fueron tomadas como representativas de la misma unidad que los autores

mencionados tratan, la primera fue sometida a fechamiento isotópico resultando una edad de 15.54 ± 0.17 Ma mientras que ambas fueron utilizadas para realizar observaciones petrográficas de lámina delgada.

La roca tiene un alto contenido en cristales de cuarzo y plagioclasa,

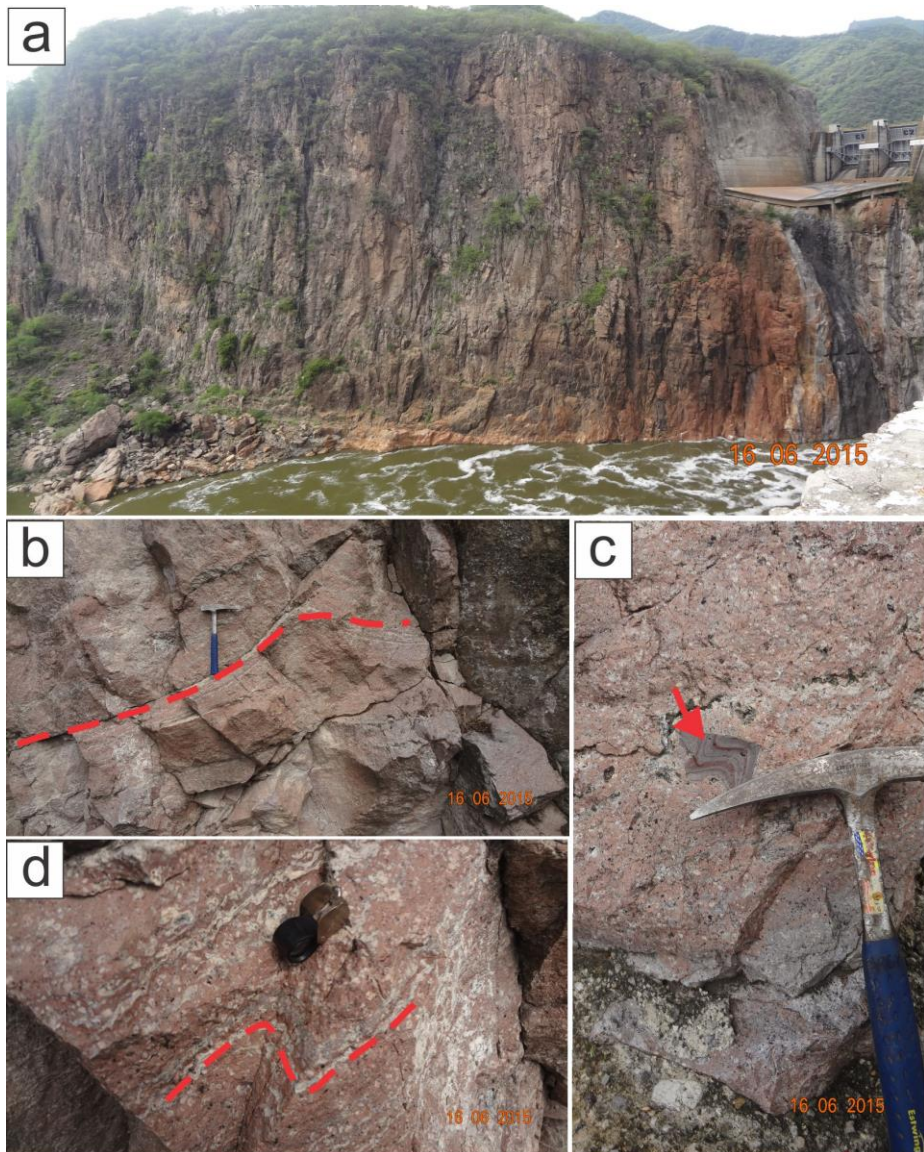


Figura 5. 4 Lava ríolítica-riodacita de la Presa de Santa Rosa. (a) Lava emplazada a la base del Río Santiago en la margen izquierda de la Presa de Santa Rosa. (b)(c)(d) Características texturales de la riolita, presentan un alto contenido en cuarzo y plagioclasa. Se observan micropliegues.

macroscópicamente presenta características fluidales y micropliegues. Además tomando en cuenta que la unidad presenta una extensión de área limitada se ha concluido que esta unidad corresponde a un flujo riolítico-riodacítico y no a un flujo piroclástico como fue sugerido por otros autores. (Figura 5.4).

Hacia el sur de García de la Cadena a lo largo del Río Patitos, se encontraron depósitos epiclásticos, estratificados con inclinación de 9-10° hacia el SE formados por lodo y pómez que soportan clastos de basaltos del Mioceno Temprano (Figura 5.5).

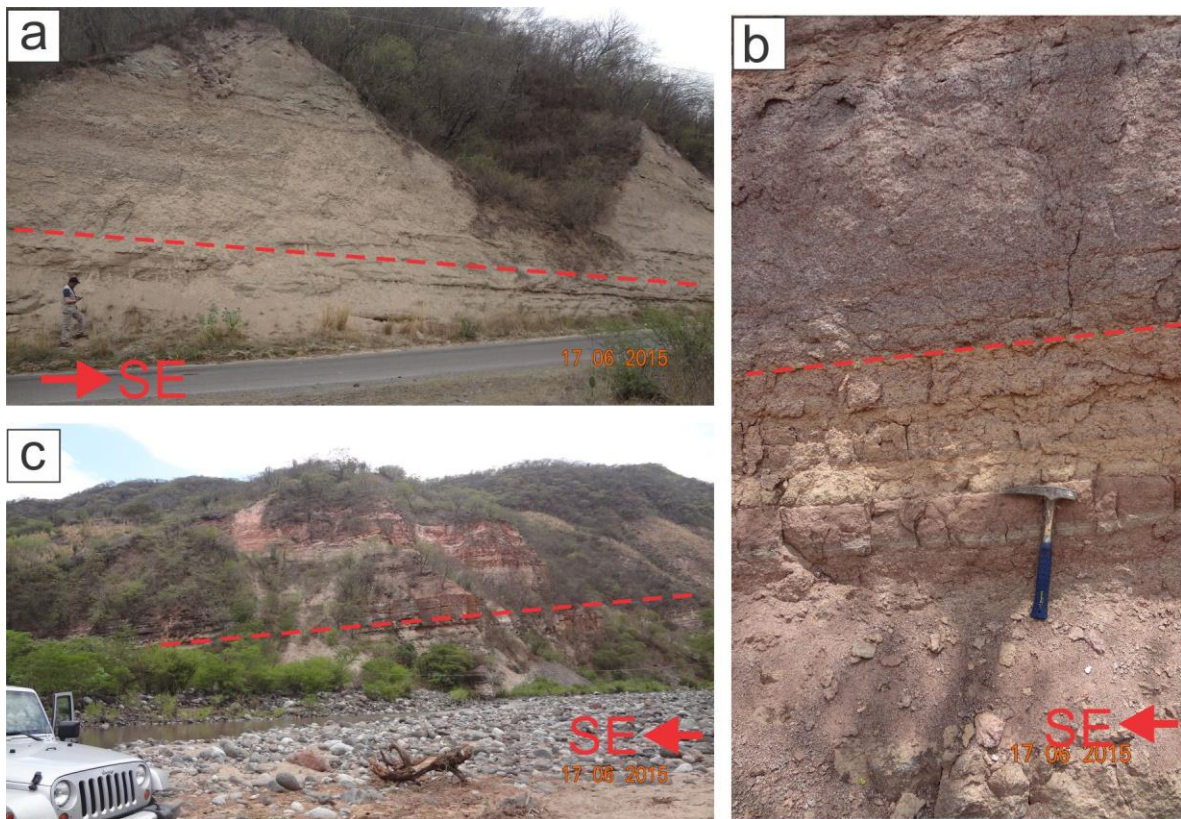


Figura 5. 5. Depósitos epiclásticos del Mioceno Medio en las tres imágenes se observa el ligero basculamiento hacia el SE. (a,b) Se observan depósitos de grano fino y medio estratificado. (c) Depósitos discordantes con los basaltos del Mioceno Temprano en el cañón del Río Patitos.

5.1.3 Faja Volcánica Trans-Mexicana

5.1.3.1 Volcanismo máfico del Mioceno Tardío

Flujos basálticos del Mioceno Tardío marcan el inicio de la actividad volcánica de la FVTM. Están distribuidos en toda la región de estudio, siendo más abundantes en el valle por donde corren los ríos Juchipila y Mezquital y que corresponde al sector sur del Graben de Juchipila. En esta área, es frecuente encontrar hialoclastitas compuestas por clastos monolíticos provenientes de los primeros flujos basálticos y formados por una matriz de sedimento no consolidado rico en agua (Figura 5.5 a,b). En general son basaltos masivos con tonalidades oscuras, de texturas porfídicas con microfenocristales de plagioclasas y en menor cantidad de olivino iddignitizado.

Coladas basálticas de espesores de 10 m con un basculamiento en dirección SE de 15-20° rellenan el graben (Figura 5.5 c). Hacia la base de las coladas se puede distinguir zonas de autobrechamiento generadas por la llegada de flujos subsecuentes y tonalidades rojiza-amarillentas provocadas por alteración termal (Figura 5.5 d,e).

Se obtuvo una edad Ar-Ar de 12.22 ± 0.15 Ma para un basalto procedente del hombro occidental del Graben de Juchipila (SMB-34) mientras que al interior de éste se obtuvieron tres edades correspondientes a las muestras SMB-06, 08, 09 de 10.45 ± 0.41 , 12.02 ± 0.17 , 11.00 ± 0.13 , respectivamente.

En el cañón del Río Patitos, se exhibe claramente la posición estratigráfica de estas coladas basálticas subyacidas por depósitos epiclásticos del Mioceno Medio y unidades del Mioceno Temprano correspondientes a la SMO (Figura 5.5 f).

La parte norte de la sucesión fue originada por dos volcanes escudos cercanos al poblado de García la Cadena que fueron fechados por Moore et al., (1994) y Rosotti et al., (2002) en 10.99 ± 0.23 y 10.2 ± 0.4 Ma, respectivamente.

En el presente trabajo, se obtuvo una fecha de 13.16 ± 0.18 Ma (SMB-10) para un basalto situado en el sur del escudo sobre el cual se encuentra el poblado de García de la Cadena y que marca el contacto con las unidades basálticas del Mioceno Temprano.

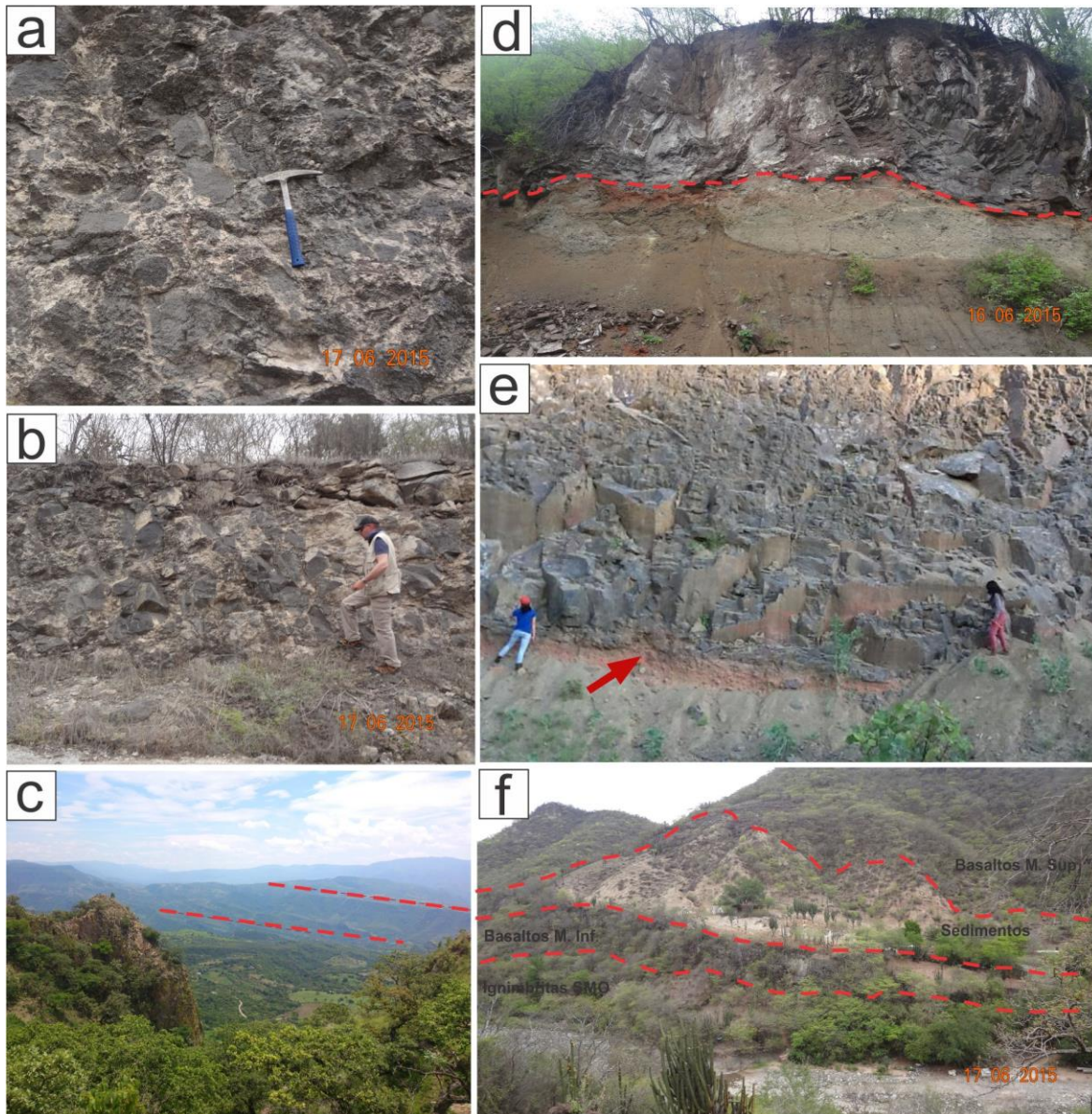


Figura 5. 6 Basaltos del Mioceno Tardío. (a)(b)Depósitos de hialoclastitas, clastos monolíticos de basaltos con aspecto vidrioso. (c) Bascamiento de los basaltos al interior del Graben de Juchipila. (d) Se observa el frente de la lava y el contacto con sedimento sin presencia de autobrecha pero sí de alteración térmica. (e) La fleja roja semana una zona de alteración térmica a la base de la colada, también se observa autobrecha (f) Posición estratigráfica de los basaltos del Mioceno Tardío con respecto a las unidades inferiores.

Hacia el norte de Palmarejo en el interior del Graben de Juchipila, estos basaltos se encuentran cubiertos por sedimentos fluvio-lacustres que forman una sucesión sedimentaria compuesta por areniscas volcánicas epiclásticas, depósitos de caída y lodolitas (Lahiere, 1982; López, 1991). Son sedimentos finos y masivos con incipiente inclinación hacia el SW formados en cuencas ocupadas por lagos extensos durante el Mioceno tardío y Plioceno temprano (U-Pb, 6.95-5.59 Ma) (Figura 5.7) (Carranza-Castañeda et al. 2013).



Figura 5. 7 Sedimentos fluvio-lacustres al interior del Graben de Juchipila

Watkins et al., (1971), reportan flujos de estos basaltos ubicados a lo largo del río Santiago en cercanías a la ciudad de Guadalajara con edades de entre 9, 9.1, 9.2 y 9.5 Ma.

Las características anteriores corresponden a aquellos paquetes de basaltos situados hacia la zona oriental del área en estudio, las cuales son las últimas unidades litológicas expuestas, en contraste, en la porción centro y occidental del área, estos basaltos se encuentran sobreyacidos por rocas silíceas del Mioceno Tardío y rocas máficas Plio-pleistocénicas (descritas en los siguientes apartados).

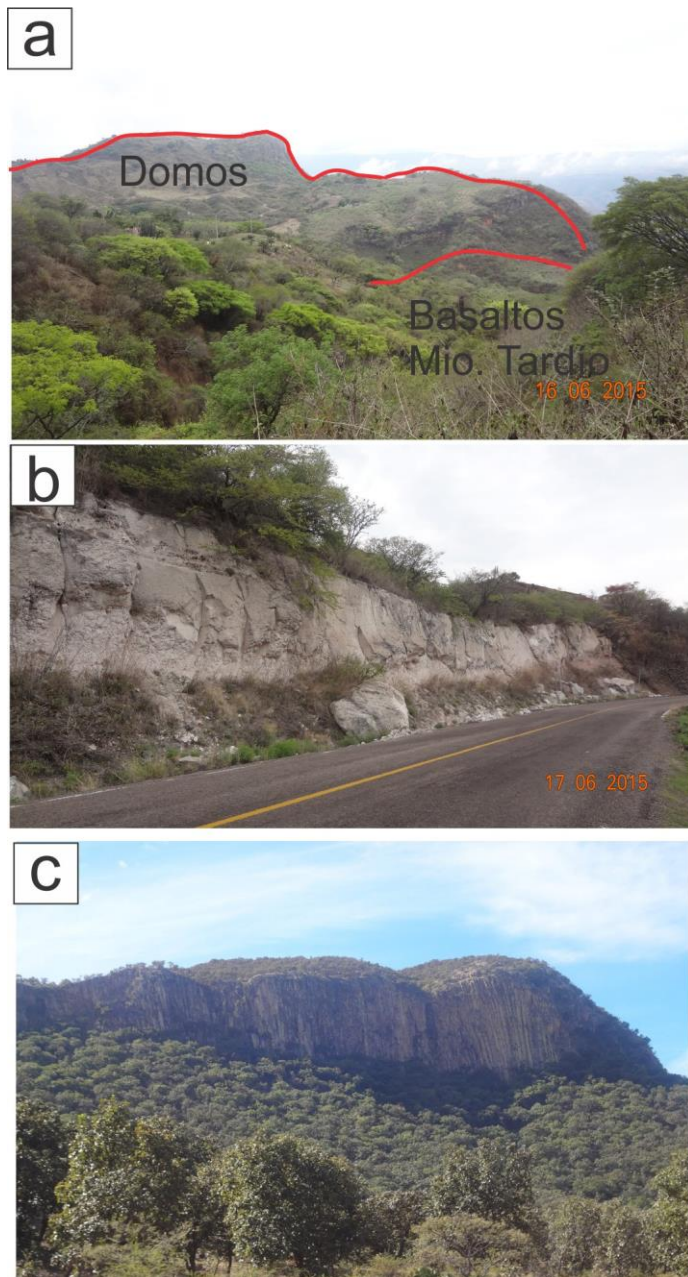
Estos basaltos afloran a lo largo del cañon del Río Santiago, pasando por Santa Rosa, extendiéndose hasta llegar a Cinco Minas, a 8 km al este del poblado, Nieto et al., (1985) obtuvo una edad de 8.52 ± 0.1 Ma.

En la parte central un gran cantidad de domos silíceos cubren a los basaltos (Figura 5.8a) mientras que hacia la parte noroccidental estas unidades se encuentran

directamente sobre las ignimbritas de la SMO presentándose con menor espesor en comparación con las lavas expuestas en el Cañón del Río Santiago y Juchipila.

5.1.3.2 Volcanismo silícico del Mioceno Tardío

En cercanías al río Patitos una toba de color blanca, rica en líticos basálticos y fragmentos cristalinos de cuarzo y plagioclasa fue fechada en 10.66 ± 0.08 Ma (SMB-36), se extiende hacia el sur, cerca del poblado de San Cristóbal de la Barranca



en donde el espesor disminuye (no visibles en el mapa geológico) y se encuentra a la base de una colada basáltica fechada en 10.48 ± 0.20 Ma (SMB-37) (Figura 5.8b).

Moore et al., (1994) nombran esta ignimbrita "*inversely welded tuff*" fechándola en 10.71 ± 0.04 Ma indistinguible de la edad de este trabajo. La importancia de este depósito volcanoclastico es que sirve como indicador de la parte inferior de la secuencia de basaltos del Mioceno Tardío y como zona de contacto con los del Mioceno Temprano.

Figura 5. 8 (a) Toba lítica (b,c) Domos silícicos sobre Basaltos del Mioceno Tardío en la parte central del área en estudio.

Una serie de extensos domos riolíticos alternados con depósitos piroclásticos se encuentran estratigráficamente sobre basaltos del Mioceno Tardío abarcando la parte central del área en estudio y al norte del poblado de Tesistán. Poseen texturas porfídicas con gran cantidad de fenocristales de plagioclasa y cuarzo, son ricos en pómez. Fueron fechados obteniendo edades de entre 5 y 7 Ma (Gilbert et al., 1985, Rossoti et al., 2002). Hacia el norte de Santa Rosa, depósitos de lahares, pómez y ceniza a la base de los domos son indicativos de una actividad volcánica explosiva (Figura 5.8 b,c).

5.1.3.3 Volcanismo Plió-Pleistocénico

Entre Tesistán e Ixtlahucán del Río lavas basálticas se encuentran cubriendo tanto domos riolíticos como a basaltos del Mioceno Tardío. Han sido reportados con edades de entre 3.7 y 4.7 ± 0.1 Ma por Gilbert et al., (1985) y Moore et al., (1994).

Basaltos plio-pleistocénicos afloran al norte del volcán Tequila formando amplias y extensas mesetas; las coladas fluyeron hacia el norte a lo largo del cañón del Río Santiago y forman prominentes escarpes (Figura 5.8a). El curso del río probablemente siguió la traza de fallas que fueron el conducto de pequeñas erupciones jóvenes de estos basaltos (Moore et al., 1994).

En la parte central de la zona en estudio se encuentran estratigráficamente sobre los domos riolíticos del Mioceno Tardío. Son distinguidos por presentar una matriz muy fresca con grandes fenocristales de plagioclasa, augita y raramente con olivino (Rossoti et al., 2002).

Diversos autores han obtenido edades isotópicas de entre 0.91 ± 0.20 y 2.5 ± 0.06 Ma (Damon et al., 1979; Nieto-Obregón et al., 1985; Nixon et al., 1987).

Sobreyaciendo los basaltos anteriormente descritos se encuentran domos riolíticos con depósitos piroclásticos ricos en ceniza y pómez. Son formados por lavas porfídicas con matriz cristalina compuesta por fenocristales de plagioclasa y cuarzo. A 7 km al NW de la Presa de Santa Rosa se fechó una ignimbrita (SMB-44) subyaciendo a una colada basáltica fechada en 3.7 Ma por Nieto et al., (1985), la ignimbrita arrojó una edad de 3.7 ± 0.02 Ma acorde con un rango de edades

de entre 3.7 y 2.05 Ma reportadas por Gilbert et al., 1985 y Rossoti et al., 2002. Ignimbritas de esta edad no fue encontrada más al norte de la unidad datada en este trabajo (Figura 5.9b).

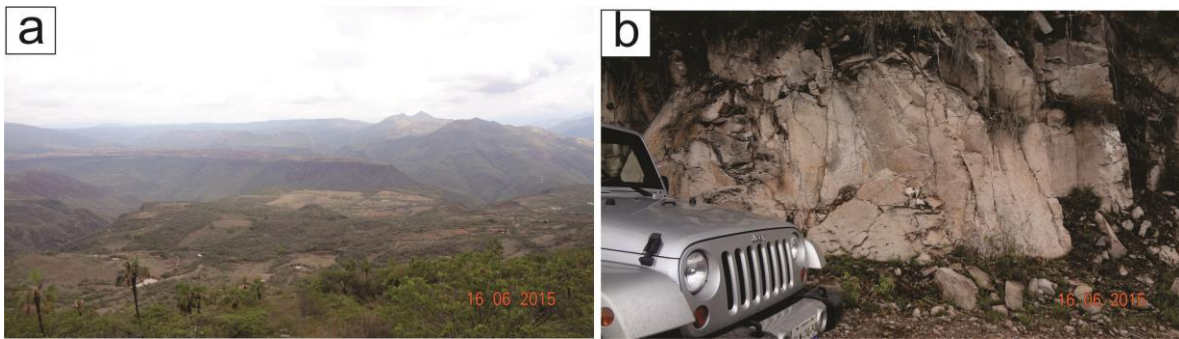
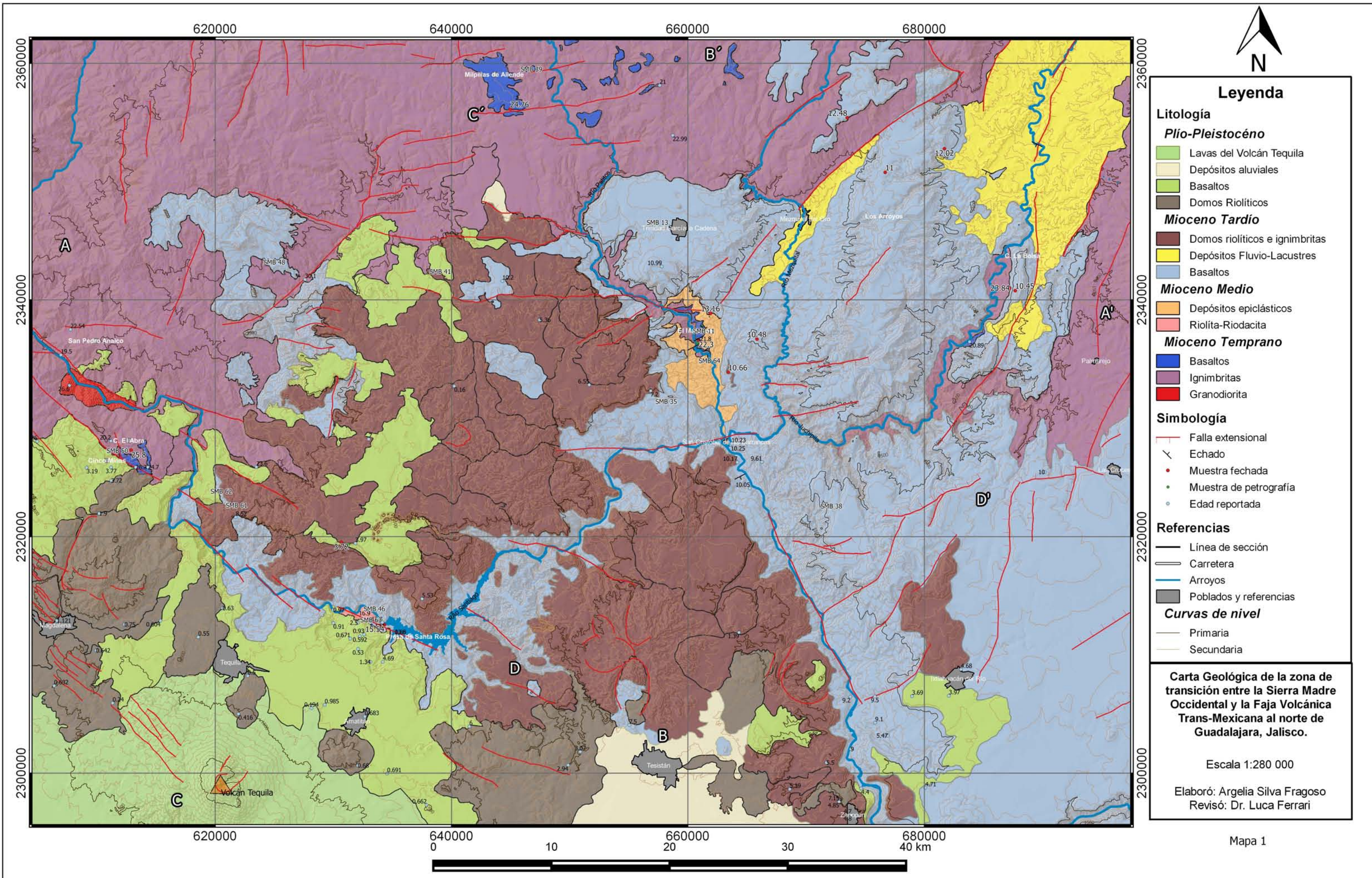


Figura 5. 9 Volcanismo plio-pleistocénico. (a) Mesa de Tapexco, formada por flujos basálticos. (b) Afloramiento de riolita.



Leyenda

- Litología**
- Plio-Pleistoceno**
- Lavas del Volcán Tequila
 - Depósitos aluviales
 - Basaltos
 - Domos Riolíticas
- Mioceno Tardío**
- Domos riolíticas e ignimbritas
 - Depósitos Fluvio-Lacustres
 - Basaltos
- Mioceno Medio**
- Depósitos epiclásticos
 - Riolita-Riodacita
- Mioceno Temprano**
- Basaltos
 - Ignimbritas
 - Granodiorita
- Simbología**
- Falla extensional
 - Echado
 - Muestra fechada
 - Muestra de petrografía
 - Edad reportada
- Referencias**
- Línea de sección
 - Carretera
 - Arroyos
 - Poblados y referencias
- Curvas de nivel**
- Primaria
 - Secundaria

Carta Geológica de la zona de transición entre la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Trans-Mexicana al norte de Guadalajara, Jalisco.

Escala 1:280 000

Elaboró: Argelia Silva Frago
Revisó: Dr. Luca Ferrari



6.- DISCUSIÓN

La integración de los resultados geocronológicos y petrográficos junto con la elaboración y análisis de la carta geológica permiten vincular las características del área de estudio con los eventos volcánicos que distinguen a cada provincia, así como establecer el panorama geodinámico asociado a los rasgos tectónicos de la zona en estudio.

6.1 Estratigrafía

6.1.1 Extensión y correlación de las unidades de la Sierra Madre Occidental

Ferrari et al., (2007) demostraron que en la parte sur de la Sierra Madre Occidental el volcanismo silícico acompañado en menor proporción por coladas basáltico-andesíticas, fue emplazado en dos lapsos correspondientes a 34-28 Ma y 24-18 Ma. A su vez, identificaron la ocurrencia de dos eventos para el Mioceno Temprano, estos comprenden un pulso ocurrido entre el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (24-22 Ma) alineado con una dirección SW que migró hacia el SE entre 21 y 18 Ma. Los datos geocronológicos obtenidos para las muestras de la SMO en el área de estudio (SMB-7-12-49-40) tienen edades entre 25.8 y 22.30 Ma. Para estas rocas se calculó que el paquete ignimbrítico tiene aproximadamente 1100 km³ y sólo 5 km³ (Tabla 5.1, Figura 6.1) de basaltos fisurales. Ambas litologías correspondientes al episodio volcánico de la SMO ocurrido entre el Oligoceno-Tardío y Mioceno Temprano. Las secuencias ignimbríticas se encuentran expuestas en la parte norte del área de estudio hasta algunos kilómetros al norte de San Cristóbal (Figura 6.2) limitadas a la latitud 21° N (Figura 6.3 a, b) contrario a lo propuesto por Rossotti et al., (2002) y Nieto-Obregón et al., (1985), quienes plantearon que una unidad ignimbrítica de la SMO era expuesta en el área de la presa de Santa Rosa. Para esta roca en el presente trabajo se ha determinado con base en las características petrográficas, así como la edad de cristalización (Mioceno Medio -muestras SMB-

45-63) que se trata de un flujo de lava riolítico-riodacítico que no pertenece a la secuencia ignimbrítica de la SMO.

En la parte sur del graben de Tlaltenango, Moore et al., (1994) reportaron ignimbritas con edades de 23 Ma que pueden seguirse hacia el sur hasta el Río Santiago, en donde Nieto-Obregón et al. (1985, 1981) obtuvieron edades K-Ar de 23.6 y 20.2 Ma. La ignimbrita SMB-49 con edad de 25.80 ± 0.12 representa una unidad estratigráficamente inferior de la misma secuencia que tratan los autores mencionados. Esta edad es la más antigua hasta ahora reportada para el segundo episodio ignimbrítico de la parte sur de la SMO.

Hacia el área de Juchipila, Webber et al., (1994) describen una sucesión de diez unidades ignimbríticas, cuatro de ellas con edades de entre 25.2 ± 2.2 y 23.7 ± 0.13 . La muestra SMB-07 con una edad de 23.84 ± 0.13 Ma es parte de la misma secuencia.

Por otra parte, las litologías ignimbríticas de la región en estudio exhiben características litológicas y petrográficas (tobas de ceniza poco densas, con fenocristales de biotita, plagioclasa, feldespato alcalino y hornblenda) y edades similares a la fase del volcanismo miocénico que genera la sucesión de las Canoas reconocida por Ferrari et al., (2002) al norte del área de estudio.

6.1.2 Depósitos Volcanosedimentarios

En el presente estudio, se identificó la presencia de depósitos volcanosedimentarios en dos posiciones estratigráficas distintas. La importancia de estos depósitos es que representan periodos de baja o nula actividad volcánica durante los cuales por la acción de procesos de erosión se han producido estos sedimentos continentales.

Los primeros depósitos se encuentran entre las unidades ignimbríticas y basálticas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano y los primeros basaltos del Mioceno Tardío, quedando limitados en un periodo de gap volcánico aproximadamente de 10 Ma entre la actividad volcánica de la SMO y el inicio de la FVTM. La formación de estos depósitos de carácter epiclástico está asociada con la erosión y redepositación de las unidades de la SMO. Se encuentran a lo largo del cañón del

Río Patitos (Figura 6.2) en donde la erosión del río ha expuesto la unidad generando una inversión del relieve.

El segundo grupo de sedimentos, se encuentran hacia el área del Graben de Juchipila (Figura 6.2), lo que permite inferir que esta depresión tectónica fue rellenada a partir del Mioceno Tardío. Las características sedimentarias de esta secuencia indican un ambiente de depósito fluvio-lacustre asociado a un lago formado cuando el curso del Río Juchipila fue interrumpido por el emplazamiento de los basaltos del Mioceno Tardío.

6.1.3 Diferencias entre el volcanismo de la SMO y de la FVTM

Tanto en la SMO como en la FVTM es indiscutible la presencia de volcanismo bimodal formado por lavas basálticas, flujos riolíticos e ignimbritas. Sin embargo, este volcanismo presenta marcadas diferencias para cada provincia. La primera y más evidente resulta de hacer un comparativo en volúmenes de cada litología. Para el área de estudio se estimaron 1 100 km³ de volcanismo silíceo y apenas 5 km³ de lavas basálticas para el volcanismo de la Sierra Madre Occidental, lo que contrasta con los 2522 km³ de lavas basálticas del Mioceno Tardío y Plio-pleistoceno

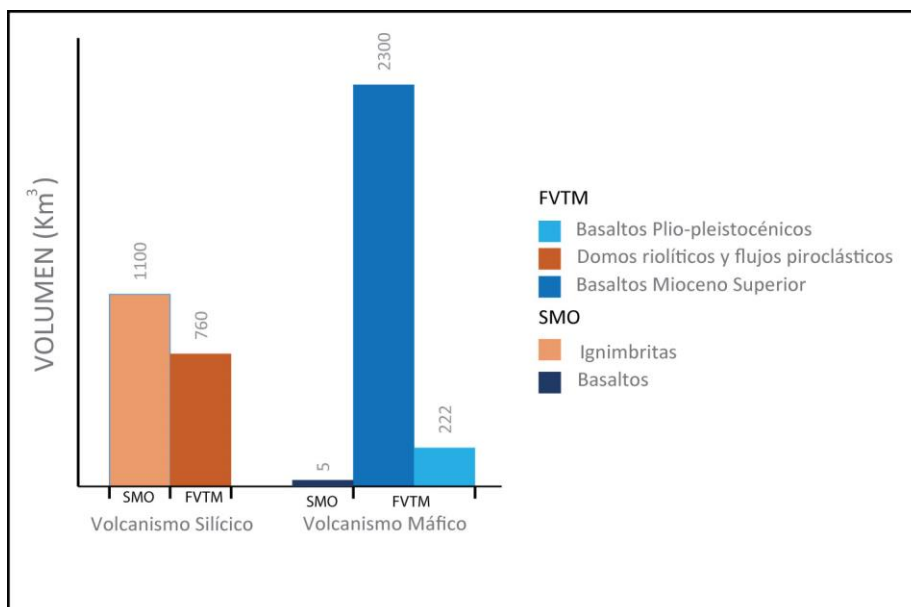


Figura 6. 1. Histograma que presenta una comparación entre los volúmenes del volcanismo bimodal para la SMO y la FVTM.

y 760 km³ de rocas silíceas que fueron calculadas para el volcanismo la Faja Volcánica Trans-Mexicana (Figura 6.1).

Cada una de las provincias en cuestión, poseen características geoquímicas relacionadas con su naturaleza geodinámica. Las rocas máficas correspondientes a la SMO presentan una tendencia alcalina que puede ser asociada a un ambiente extensional intraplaca (Ferrari et al 2007 y autores citados) mientras que la FVTM está caracterizada en mayor medida por rocas subalcalinas típicas en zonas de subducción (tholeiíticas y calcoalcalinas) (Ferrari et al., 2012 y autores citados). Es de esperarse que cada suite volcánica presente características mineralógicas típicas que pueden observarse en lámina delgada (Tabla 4.2). Las características petrográficas de cada suite fueron utilizadas para distinguir entre basaltos del Mioceno Temprano (SMO) y del Mioceno Tardío (FVTM) particularmente para aquellas muestras que no pudieron someterse a análisis geocronológicos. La principal característica mineralógica fue el contenido de ortopiroxeno, clinopiroxeno tipo augita y ocasionalmente hornblenda, comunes en rocas subalcalinas como los basaltos del Mioceno Tardío. En cambio, los basaltos del Mioceno Temprano se caracterizan por ser olivínicos ricos en augita titanífera rasgo común en rocas alcalinas. La naturaleza alcalina de estos basaltos es comprobada por estudios geoquímicos de roca total (Martínez-Reséndiz, en proceso).

6.2 Tectónica

El área de estudio es una zona en donde convergen tres sistemas de fallas, como se mencionó en el capítulo 2, hacia el norte de la región se observan fallas normales con dirección NNE-SSO que representan la terminación meridional de los grábenes de Bolaños, Tlaltenango y Juchipila (Figura 6.4). Las fallas asociadas a los dos primeros afectan únicamente a los paquetes de secuencias ignimbríticas de la SMO. Sin embargo hacia el este, en la porción meridional del graben de Juchipila se puede observar la estructura general de transición entre la SMO y la FVTM (Figura 6.2).

El inicio de la extensión E-W que da origen al graben se puede fechar a los 24 Ma (Ferrari et al., 2002), y es responsable del basculamiento al SE observado en los depósitos epiclásticos y posiblemente de las primeras coladas basálticas que forman el un paquete inferior de los basaltos de San Cristóbal. Lo anterior permite suponer que la depresión originada por la formación del graben facilitó el emplazamiento de los primeros basaltos de la FVTM discordantes sobre los paquetes ignimbríticos de la SMO como se observa en la porción SW de la sección A-A' y hacia el NE de la sección B-B' (Figura 6.2, 6.3 a, b).

La influencia del fallamiento transpresivo del dominio meridional definido por Ferrari et al., (2002), sólo puede observarse en la parte occidental del área de estudio, donde las ignimbritas de la SMO forman pliegues abiertos con dirección NW-SE. El basculamiento de las ignimbritas que se observa entre los poblados de Cinco Minas y San Pedro Analco corresponde con uno de los flancos de estos pliegues en echelón, característicos del régimen de deformación transpresional izquierdo. Asimismo se puede hipotizar que la zona de deformación lateral-izquierda que se observa en el Río Santiago entre Santa Rosa y San Pedro Analco (Nieto-Obregón et al., 1985) controló el emplazamiento del flujo riolítico-riodacítico del Mioceno Medio de la zona de la cortina y de otros cuerpos subvolcánicos expuestos en el cauce del Río hacia el NW.

Una serie de fallas normales con orientación NW-SE se observan desde San Pedro Analco hasta Tesistán y corresponden con el sistema de fallas del graben Plan de Barrancas-Santa Rosa (Figura 6.4) (Ferrari y Rosas Elguera, 2000). La actividad de la falla de Santa Rosa es responsable de la presencia de indicadores cinemáticos de movimientos normales con componentes laterales derechos en la lava silícica del Mioceno Medio de la zona de la cortina, fechada en el presente trabajo (SMB-45). Este fallamiento se considera que fue activo entre 12 Ma y 8.5 Ma y asociado a un régimen de deformación transtensional que afectó el límite entre la SMO y el Bloque Jalisco (Ferrari, 1995).

Posterior al episodio de deformación transcurrente y antes de 4 Ma (Michaud et al., 1991), un evento importante de extensión reactiva fallas de dirección NW-SE afectando los basaltos del Mioceno Tardío expuestos en el Cañón del Río

660000

680000

2340000

2340000

660000

680000



Leyenda

Litología

Mioceno Tardío

- Domos riolíticas e ignimbritas
- Depósitos Fluvio-Lacustres
- Basaltos

Mioceno Medio

- Depósitos epiclásticos

Mioceno Temprano

- Basaltos
- Ignimbritas

Simbología

- Falla extensional
- Echado
- Muestra fechada
- Muestra de petrografía
- Edad reportada

Referencias

- Arroyos
- Poblados

Curvas de nivel

- Primaria
- Secundaria

Ampliación hacia el Sector nororiental de la Carta Geológica de la zona de transición entre la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Trans-Mexicana al norte de Guadalajara, Jalisco.

Escala 1: 110000

Elaboró: Argelia Silva Fragozo
Revisó: Dr. Luca Ferrari

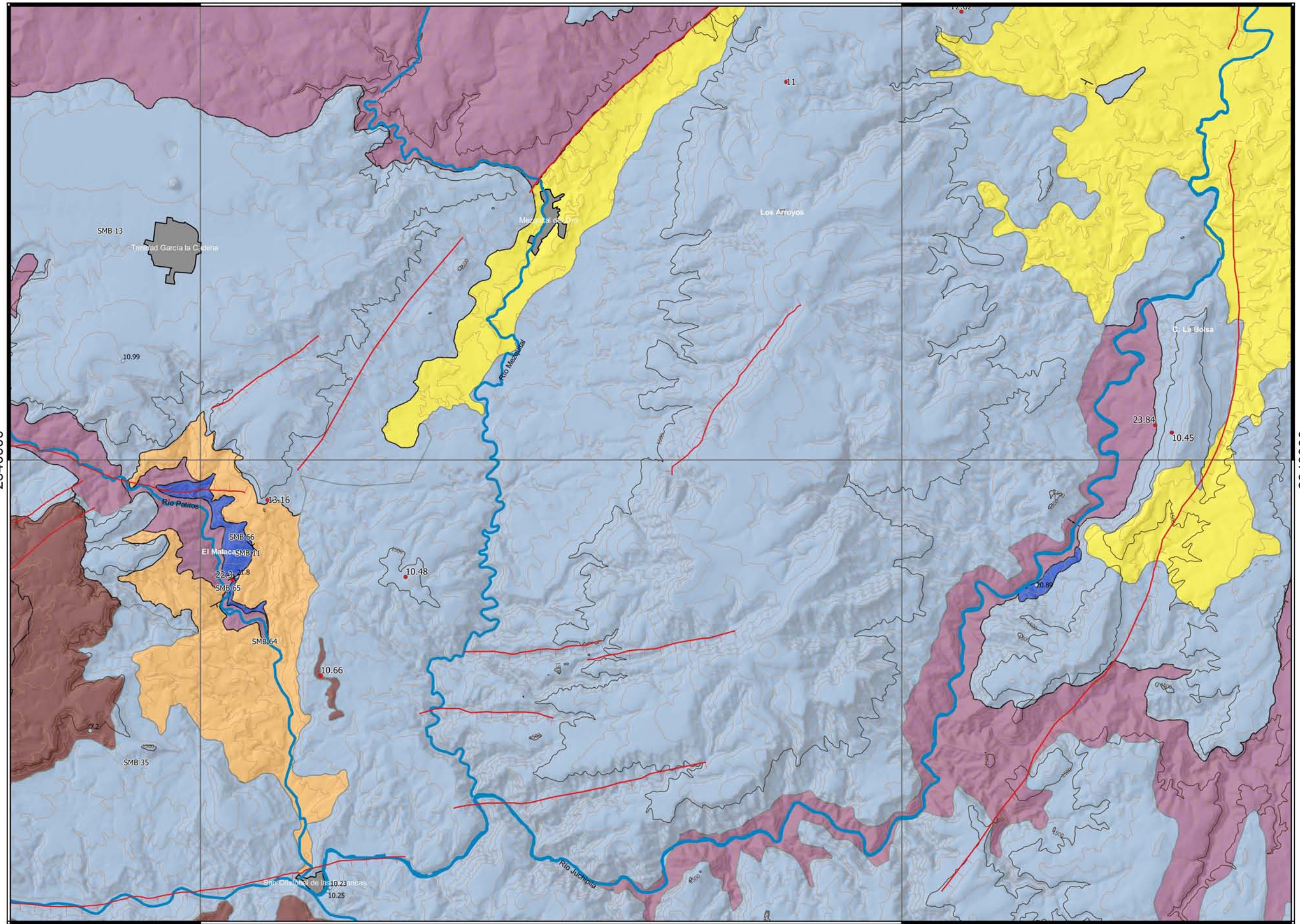
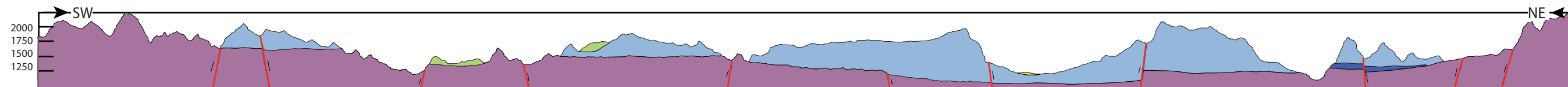
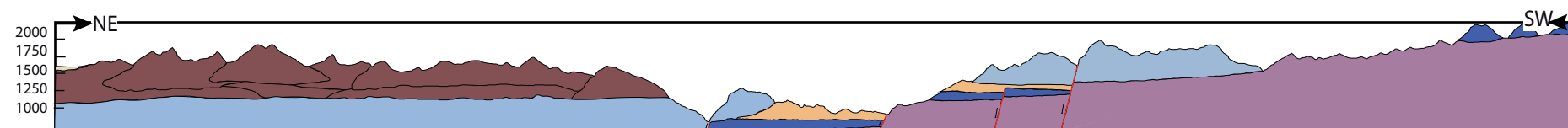


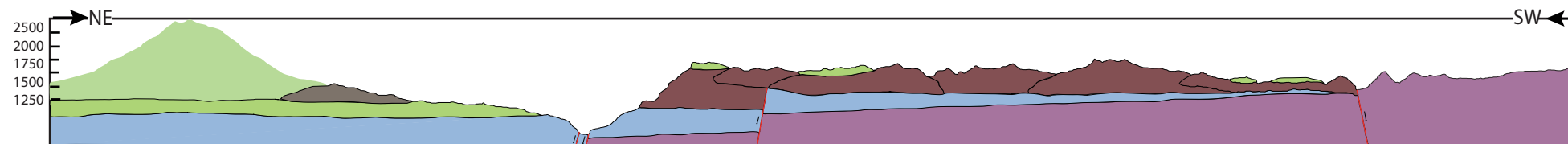
Figura 6.2



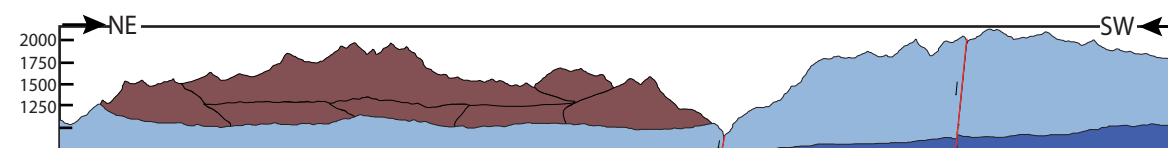
SECCIÓN A-A'



SECCIÓN B-B'



SECCIÓN C-C'



SECCIÓN D-D'

SIMBOLOGÍA

Plío-Pleistoceno

- Lavas del volcán Tequila
- Depósitos aluviales
- Basaltos
- Domos Riolíticos

Mioceno Tardío

- Domos Riolíticos e ignimbritas
- Depósitos Fluvio-Lacustres
- Basaltos

Mioceno Medio

- Depósitos epiclásticos
- Riolíta-Riodacita

Mioceno Temprano

- Basaltos
- Ignimbritas
- Granodiorita

Figura 6.2 Secciones geológicas en el área de estudio. Las secciones se realizaron con una proporción de 1:3 basadas en el mapa geológico de este trabajo con escala 1:280 000.

Santiago. La extensión reactiva la zona de cizalla Santa Rosa y provoca un desplazamiento vertical de aproximadamente 500 m (Ferrari et al., 1994) observable en la sección C-C' (Figura 6.3 c).

Como continuación de la Falla de Santa Rosa, hacia el área de Cinco Minas, una sucesión volcánica de la SMO es hundida al menos 400 m hacia el suroeste; el escarpe de falla muestra indicadores cinemáticos propios de movimientos de deslizamiento normal (Allan et al., 1991).

En la zona de Cinco Minas, una falla normal antitética (Figura 6.4) hunde al menos 50 metros a basaltos alcalinos, fechados por Nieto et al., 1985 en 3.8 Ma formando un pequeño graben. Otras fallas menores indican la ocurrencia de una segunda fase extensional con orientación NE-SW durante el Plioceno Tardío – Pleistoceno temprano (Quintero y Guerrero, 1992) ya que durante el Pleistoceno tardío, las fallas son inactivas al no afectar conos basálticos de estas edades (Michaud et al., 1991, Quintero et al., 1992).

La falla de plan de Barrancas parece no tener relación estructural con las secuencias volcánicas expuestas en el área en estudio, sin embargo, datos aeromagnéticos y gravimétricos indican que la falla puede continuar hacia el SE por debajo del Volcán Tequila hasta la Caldera de la Primavera (Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez, 1992), además, la traza de la falla coincide con la alineación del cráter del Volcán Tequila y con conos cineríticos monogenéticos (Figura 6.4) (Ferrari et al., 2000).

En la parte oriental del área estudiada el cauce del Río Santiago sigue un trazo muy rectilíneo por aproximadamente 22 km en dirección NNW entre Guadalajara y San Cristóbal. Este lineamiento sugiere la presencia de una falla normal anterior a los basaltos del Mioceno tardío ya que como se observa en la sección geológica D-D' (Figura 6.3 d) los domos silíceos del Mioceno Tardío cubren a los basaltos de San Cristóbal que presentan una diferencia de altura de 200 m con respecto de los basaltos ubicados en el bloque de techo. Por lo tanto, la actividad de la falla pudo propiciar el hundimiento de los basaltos y la formación de una depresión dentro de la cual se emplazaron los domos silíceos. El ligero basculamiento de los basaltos de

San Cristóbal hacia el WSW sugiere una reactivación posterior de esta falla, misma que podría también ser responsable del evento sísmico ocurrido en 1912 cerca de San Cristóbal (Ordóñez, 1912).

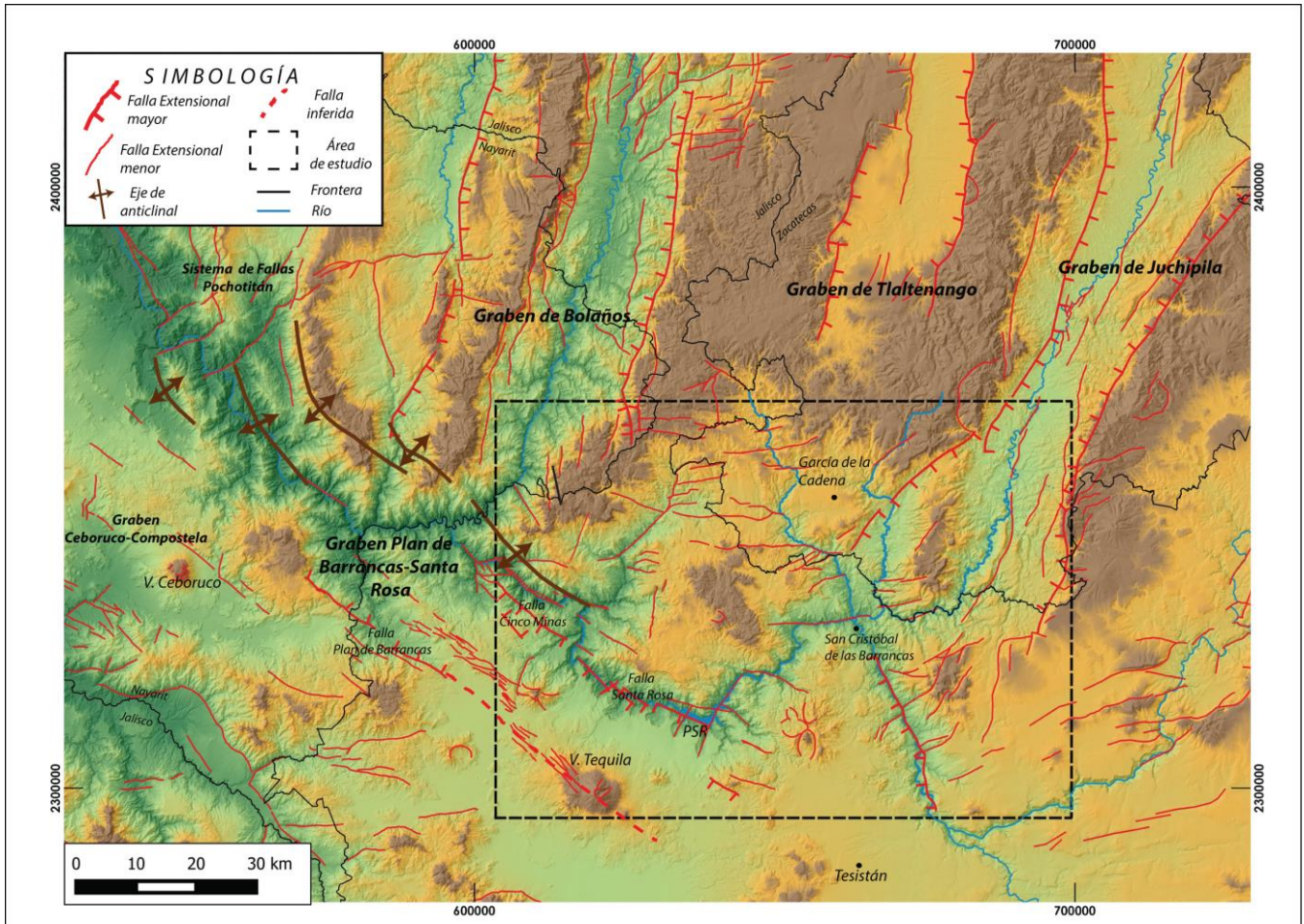


Figura 6. 4. Sistemas de fallas que afectan la región en estudio.

6.3 Evolución geodinámica

A nivel regional la tectónica extensional que caracteriza a la SMO está asociada al regreso del volcanismo hacia la trinchera en respuesta a la variación del ángulo de subducción de la placa Farallón debajo de la Norteamericana (Ferrari et al., 2002). Entre el final del Oligoceno y el inicio del Mioceno Temprano el frente extensional migra hacia el oeste, en este periodo la placa Farallón aún subduce debajo de México, sin embargo, la placa Pacífico y Norteamérica entran en contacto en el

Tectónica y volcanismo bimodal en la zona de transición entre la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Trans-Mexicana al norte de Guadalajara, Jalisco.

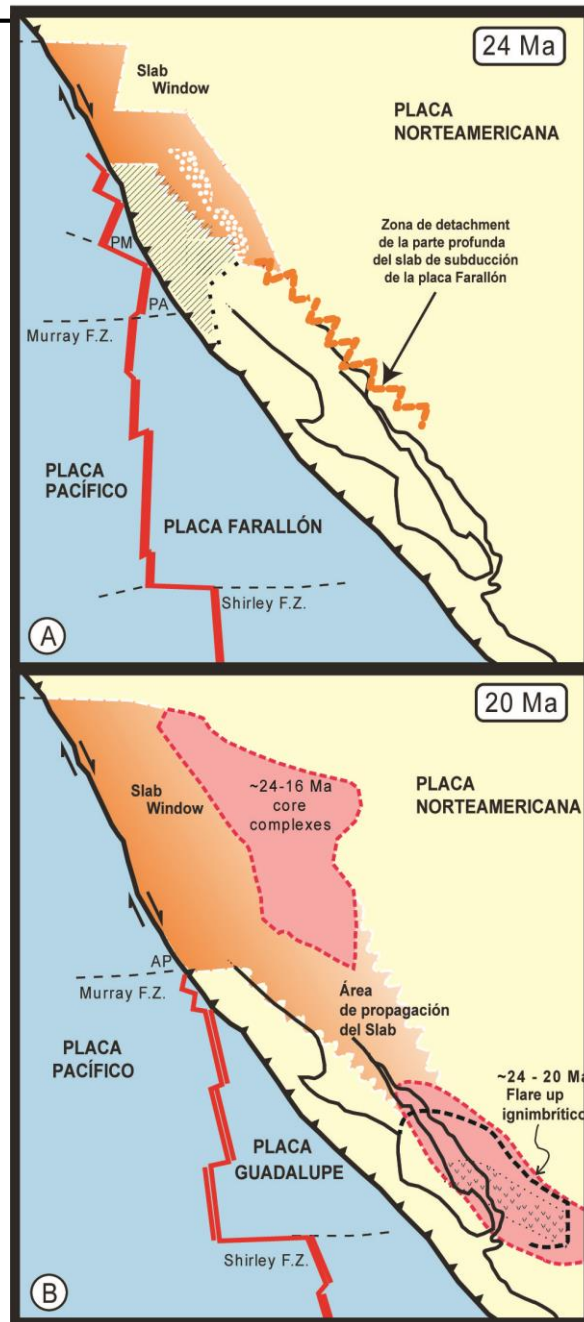
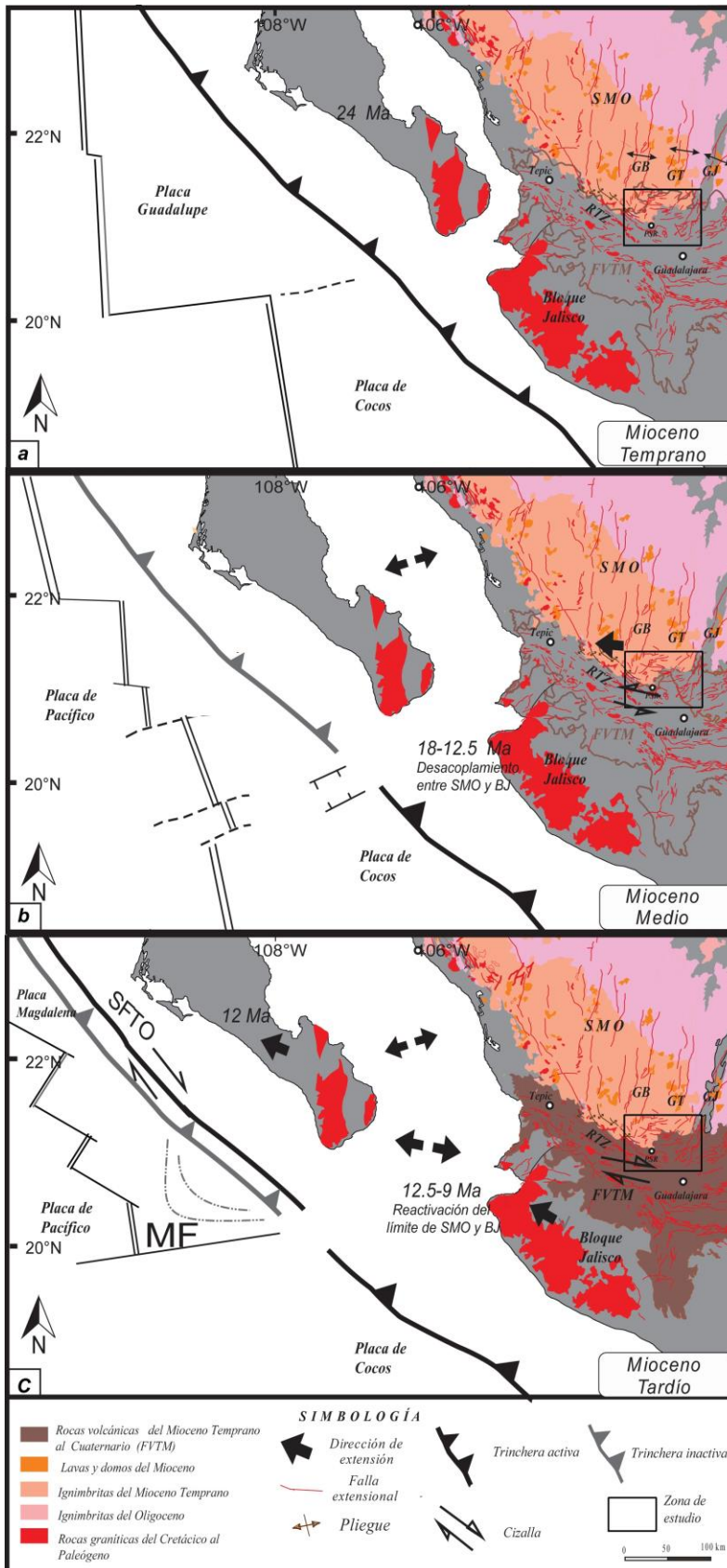


Figura 6.5 Reconstrucción de la interacción entre la placa Norteamericana y la del Pacífico relacionado con los eventos volcánicos del sur de la SMO durante el Mioceno Inferior. (a) Contacto entre la placa Pacífico y Norteamérica y formación del *slab window*. Inicio del detachment hacia el SE de la placa Farallón. (b) Propagación del detachment del slab de subducción hacia el Sur de la SMO; formación de la microplaca Guadalupe después de la subducción de Farallón. (Tomado de Ferrari, [1995] y Ferrari et al., [2002]).

sur de California provocando la formación de un *slab window* (Figura 6.5 a) (Atwater y Stock, 1998, Dickinson, 2002) que se propaga hacia el sureste en la parte todavía unida de la placa en subducción (Figura 6.5 b) (Ferrari et al., 2002). Lo anterior generaría la extensión que se manifiesta en el sur de la SMO con la formación de los grábenes de dirección NNE-SSO (Figura 6.6 a) (Ferrari et al., 2002).

Estos grábenes no continúan hacia el sur, en el bloque Jalisco, ya que existe una zona de acomodo a la altura del área de estudio que permite el desacoplamiento entre la SMO y el Bloque Jalisco. Durante el Mioceno Medio, esta zona de acomodo sufre una deformación por cizalla izquierda (localmente transpresiva) durante la fase final de la subducción de la placa Farallón y el progresivo acercamiento entre la Dorsal del Pacífico Este y la parte sur de Baja California (Mammerickx y Klitgord, 1982).

Entre 14.5 y 12.5 Ma el rifting que separó al Bloque Jalisco del Bloque los Cabos acompañado por un movimiento hacia el E-SE del bloque Jalisco genera un esfuerzo diferencial en el límite de



placas Magdalena-Cocos; hacia los 14.5 Ma la velocidad de subducción de la microplaca Magdalena disminuye rápidamente ocasionando una reorientación antihoraria de la placa y una reactivación del límite entre la SMO y el Bloque Jalisco (Ferrari 1995). Este evento geodinámico genera una zona de deformación de cizalla responsable del fallamiento lateral

Figura 6.6 Eventos geodinámicos durante el Mioceno responsables de los sistemas de deformación en el área de estudio. (a) Etapa de extensión entre finales del Oligoceno e inicios del Mioceno. Formación de grábenes N-S. (b) Desacoplamiento de la SMO y el BJ y desarrollo de una cizalla izquierda. (c) Progresiva subducción de la placa de Cocos y reactivación del límite entre el BJ y la SMO. GB: Graben de Bolaños; GT: Graben de Tlaltenango; GJ: RTZ: Riff Tepic Zacualco; SFTO: Sistema de Fallas Tosco Abreojos; MF: Abanico Magdalena (Modificado de Ferrari et al., [2002] y Duque et al., [2015])

izquierdo en la Presa de Santa Rosa y de los pliegues en sucesiones ignimbríticas de la SMO (Figura 6.6b).

Entre 12 y 9 Ma el límite entre el Bloque Jalisco y la SMO fue reactivado en un régimen de transtensión derecho (Figura 6.6 c) (Ferrari 1995) originando un sistema de fallas en-echelón que comprende a la Falla de Santa Rosa-Cinco Minas.

Los basaltos del Mioceno temprano del área de estudio son parte del pulso máfico ocurrido entre 11 y 8.5 Ma en la FVTM occidental como resultado de la propagación del proceso de ruptura (slab detachment) de la parte profunda de la placa de Rivera desde el Golfo de California hasta el Golfo de México (Ferrari 2004). Este fenómeno geodinámico generó la descompresión y subsecuente fusión

del manto originando la llegada de lavas máficas a la corteza. Sin embargo, debido a su alta densidad, una parte de estos magmas se estacionaron en la corteza inferior-media formando complejos gabroicos.

Después de la pérdida del slab de subducción (Figura 6.7 a) ocurre un fenómeno de extensión ocasionado por el roll back de la placa Rivera que expone la base de la corteza alto flujo de calor (Figura 6.7 b) permitiendo la fusión de los cumulatos gabroicos y originando así

el primer episodio de volcanismo silícico (Petrone et al., 2014) que formó los domos riolíticos e ignimbritas de la región (Figura 6.1) y por tanto el fallamiento normal al sur de la margen del cañón del Río Santiago que afecta a basaltos de 11 y 8.5 Ma.

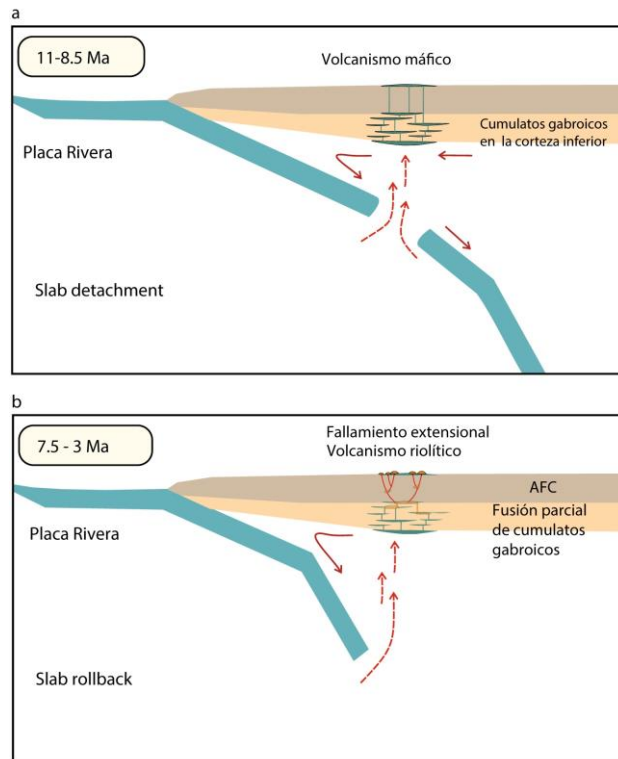


Figura 6.7 Formación del volcanismo máfico y silícico del Mioceno Tardío-Plioceno en el área en estudio. (a) La pérdida del slab de subducción permitió la infiltración astenosférica y ascenso de magma máfico, aquel más denso no fue extruido y quedó estacionario a la base de la corteza formando complejos gabroicos. (b) El roll back de la placa de Rivera ocasiona una extensión y descompresión que permite que los cumulatos gabroicos fundan parcialmente y formen volcanismo silícico. (Tomado de Petrone et al., 2014).

7.- CONCLUSIONES

La caracterización petrográfica evidencia la naturaleza volcánica de las muestras analizadas para cada provincia y es comprobada con las trece nuevas edades isotópicas, ambos elementos en conjunto con la cartografía geológica realizada en el presente trabajo permiten establecer los siguientes puntos:

- Las edades isotópicas y las observaciones petrográficas de las litologías correspondientes a la Sierra Madre Occidental (SMB-7-12-40-49) confirman su correlación con el segundo evento volcánico del Mioceno Temprano formado por una gran cantidad de ignimbritas y algunos domos riolíticos acompañados por una pequeña cantidad de lavas basálticas fisurales concurrentes con un fallamiento extensional (Ferrari et al., 2013). La ignimbrita representada por la muestra SMB-49 fue fechada en 25.80 ± 0.12 Ma, esta edad es hasta el momento la más antigua del segundo pulso ignimbrítico del Sur de la SMO.
- Durante el Mioceno Medio la actividad volcánica de la SMO disminuye considerablemente. Este cambio es representado por el emplazamiento de una colada riolítica-riodacítica en la zona de la Presa de Santa Rosa para la cual se obtuvo una edad U-Pb de 15.54 Ma (SMB-45). La presencia de depósitos epiclásticos entre unidades del Mioceno Temprano y Tardío es otro indicador de un periodo de baja actividad volcánica.
- El área de estudio se encuentra sobre la proyección del límite de dos placas, el primero corresponde con la actividad de subducción de la placa de Cocos mientras que el segundo se asocia a la extensión generada por la apertura del Golfo de California. Por lo tanto, las diferencias composicionales y el contraste volumétrico entre el tipo de roca de cada provincia están controladas por la presencia de los mecanismos petrogenéticos asociados a los ambientes tectónicos mencionados.

- Las relaciones de corte, consideraciones estratigráficas y el análisis de eventos geodinámicos permiten concluir que el fallamiento de la región representa la transición entre tres regímenes de deformación: a) el primero corresponde a una etapa de extensión entre finales del Oligoceno y el Mioceno medio que formó los grábenes NNE-SSO en el norte del área y el desarrollo de una zona transpresiva izquierda que genera el desacoplamiento entre la SMO y el Bloque Jalisco, b) a inicios del Mioceno Tardío se desarrolla una zona de transtensión derecha responsable del arreglo de fallas en-echelón y de la reactivación del límite entre el Bloque Jalisco y la SMO y c) una fase extensional que ocasiona fallamiento normal durante el Mioceno Tardío.
- La estructura general de la transición entre ambas provincias es sugerida como una zona transtensional a extensional que formó una depresión tectónica que provocó el hundimiento de las unidades de la SMO creando el espacio que fue ocupado por el emplazamiento de las unidades volcánicas de la FVTM.

Finalmente, es indispensable enmarcar que la tectónica de placas durante el Mioceno controla el estilo volcánico y la deformación de la región. Para cada evento geodinámico existen características estratigráficas y estructurales bien distinguidas unas de otras.

8.- BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre-Díaz, G.J., 1996, Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, Central Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13, p. 10-51
- Alatorre-Zamora, M. A., y Campos-Enriquez, J. O. 1992. La Primavera Caldera (Mexico): Structure inferred from gravity and hydrogeological considerations. *Geofísica Internacional*, 31 (4).
- Allan, J., Nelson, S., Luhr, J., Carmichael, I., Wopat, M., Wallace, P., 1991. Pliocene–Recent rifting SW Mexico and associated volcanism. In: Dauphin, J., Simoneit, B. (Eds.), *American Association of Petroleum Geologists Memoir*., 425–445.
- Atwater, T., y Stock, J., 1998, Pacific–North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States: An update: *International Geology Review*, v. 40, p. 375–402, doi:10.1080/00206819809465216.
- Bryan, S.E., Constantine, A.E., Stephens, C.J., Ewart, A., Schön, R.W., y Parianos, J., 1997, Early Cretaceous volcano-sedimentary successions along the eastern Australian continental margin: Implications for the break-up of eastern Gondwana: *Earth and Planetary Science Letters*, 153, 85-102.
- Bryan, S.E., Ewart, A., Stephens, C.J., Parianos, J., y Downes, P.J., 2000, The Whitsunday Volcanic Province, central Queensland, Australia: Lithological and stratigraphic investigations of a silicic-dominated large igneous province: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 99, 55–78.
- Bryan, S. E., Riley, T. R., Jerram, D. A., Leat, P. T., Stephens, C. J., 2002, Silicic volcanism: an undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins, en Menzies, M.A., Klemperer, S. L., Ebinger, C. J., Baker J., *Magmatic Rifted Margins: Geological Society of America Special Paper*, 362, 97-118.
- Cameron, K. L., Nimz, G. J., Kuentz, D., Niemeyer, S., Gunn, S., 1989, Southern Cordilleran basaltic andesite suite, southern Chihuahua, Mexico; a link between Tertiary continental arc and flood basalt magmatism in North America: *Journal of Geophysical Research*, 94, 7817-7840.
- Carranza-Castañeda, O. et al., 2013. the Early-Late Hemphillian (Hh2) Faunal Assemblage From Juchipila Basin, State of Zacatecas, Mexico, and Its Biochronologic Correlation With Other Hemphillian Faunas in Central Mexico. *Contributions in science*, 8113, 13–49.
- Castillo-Hernandez, D., y F. Romero-Rios, 1991, Estudio geológico-regional de Los Altos, Jalisco y El Bajío, *Open File Rep.*, 02-91, 35 pp., Com. Fed. de Electr., Gerencia de Proy. Geotermoelectr., Dep. Explor., Morelia, Mich., Mexico, 2-91, 35.
- 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. *Geological Society of America Bulletin*, 123, 1776–1797.

- Clark, K. F., P. E. Damon, M. Shafiquillah, B. F. Ponce, D. Cardenas., 1981 Sección geológica-estructural a través de la parte sur de la Sierra Madre Occidental, entre Fresnillo y la costa de Nayarit: Asociación de Ingenieros Mineros, Metalurgistas y Geólogos de Mexico, Mem. Téc., XIV, 69-99.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O., Kinny, P., 2003, Atlas of Zircon Textures: En: Hanchar JM, Hoskin PWO (eds) Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53, 469–500.
- Damon, P. E., Nieto-Obregón, J., y Delgado-Argote, L., 1979, Un plegamiento neogénico en Nayarit y Jalisco y evolución geomórfica del Rio Grande de Santiago. Mem. Téc., XIII, 156-191.
- Davis, J.M., Elson, W.E., y Hawkesworth, C.J., 1993, Basic and intermediate volcanism of the Mogollon-Datil volcanic field: Implications for mid-Tertiary tectonic transitions in southwestern New Mexico, USA en Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., y Neary, C.R., eds., Magmatic processes and plate tectonics: Geological Society, 76, 469–488.
- Demant, 1981. Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. Revista Instituto de Geología, 5, 217–222
- Dickin, A. P., 2005, Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press. Inglaterra, 491p.
- Dickinson, W.R., 2002, The Basin and Range Province as a composite extensional domain: International Geology Review, v. 44, p. 1–38, doi:10.2747/0020-6814.44.1.1.
- Doe, B.R., 1970, Lead Isotopes. Springer-Verlag. Nueva York.
- Duque-Trujillo, J. 2010. Geocronología (U/Pb y 40Ar/39Ar) y geoquímica de los intrusivos paleógenos de la Sierra Nevada de Santa Marta y sus relaciones con la tectónica del Caribe y el arco magmático circun-Caribeño. Tesis de Maestría. UNAM. 197 p.
- Duque-Trujillo, J., Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., López-Martínez, M., Lonsdale, P., Bryan, S. E., y Solari, L. 2014. Timing of rifting in the southern Gulf of California and its conjugate margins: Insights from the plutonic record. Geological Society of America Bulletin, B31008-1.
- Ewart, A., 1979, A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks, en Barker, F., ed., Trondhjemites, dacites and related rocks: Amsterdam, Elsevier, 13-121.
- Ewart, A., Schön, R.W., y Chappell, B.W., 1992, The Cretaceous volcanic plutonic province of the central Queensland (Australia) coast: A rift related "calc-alkaline" province: Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 83, 327–345.
- Faure, G., Mensing, T. M., 2005, Isotopes: principles and applications, John Wiley & Sons Inc, E.U.A, 896p.
- Ferrari, L., Garduño, V., Innocenti, F., Manetti, P., Pasqueré, G., Vaggelli, G., 1994. A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Querétaro. Geofísica Internacional 33, 107–123. Ferrari, L., Garduño, V. H., Pasqueré, G. y Tibaldi A., 1994b, Volcanic and tectonic evolution of Central Mexico: Oligocene to Present: Geofísica Internacional, 33, 91-105.

- Ferrari, L., 1995. Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California. *Geology*, 23(8), p.751.
- Ferrari, L. et al., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico : From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, (4), 303–306.
- Ferrari, L. et al., 1999a. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico : From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, (4), 303–306.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., 2000. Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic-Zacoalco rift revisited: *Geological Society America Special Paper* 334, 41-64.
- Ferrari, L., Pasquarè, G., Venegas, S., Romero, F., 2000a. Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block. En: DelgadoGranados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J. (Eds.), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Geological Society of America Special Paper*, 334, 65–84.
- Ferrari, L. et al., 2000b. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318(1-4), pp.161–185.
- Ferrari, L., Petrone, C., Francalanci, L., 2001. Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican volcanic belt by slab rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting. *Geology* 29, 507–510.
- Ferrari, L., López-Martínez, M. & Rosas-Elguera, J., 2002. Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallon plate. *Tectonics*, 21(4), pp.1–25.
- Ferrari, L., 2004. Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology* 32, 77–80.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005. Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 3, 343-378. Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M., Petrone, C., Jacobo-Albarrán, J., López-Martínez, M., 2005b. Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: the Eastern Alkaline Province revisited. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 146, 284–306. doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.02.004.
- Ferrari, L. & Bryan, S., 2007. Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of the western margin of North America. *Geological Society of America*, 2422(01), .1–39.
- 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. doi:10.1016/j.tecto.2011.09.018.

- Garza, R. S. M., e Iriando, A., 2005. La megacizalla Mojave Sonora: la hipótesis, la controversia y el estado actual de conocimiento. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 1-26.
- Gastil, G., Krummenacher, D., & Minch, J., 1979, The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, 90(9), 839-857.
- Gastil, R. G., Krummenacher D., Jensky W. E., 1978, Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico: Geological Society of America, text to accompany Map and Chart Series, Map MC-24.
- Gilbert, C.M., Mahood, G.A. y Carmichael, I.S.E., 1985. Volcanic Stratigraphy of The Guadalajara Area, Mexico. *Geofísica Internacional*, 24-1, pp.169–191.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C., Goldstein, S., Ortega-Gutiérrez, F., CarrascoNúñez, G., 2003. Temporal control of subduction magmatism in the Eastern Trans- Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions and crustal contamination. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., 2007b. Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt. En: Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F. (Eds.), *Geology of México: celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper*, 422, 1–53.
- González-León, C. M., 1994, Early Cretaceous tectono-sedimentary evolution on the southwestern margin of the Bisbee basin: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11, 139-146.
- Hall, C.M., 1981, The application of K-Ar and Ar/Ar methods to the dating of recent volcanics and the Laschamp event [Tesis de Doctorado], University of Toronto, 186 pp.
- Heier, K. S., Adams, J. A. S., 1964, The geochemistry of the alkali metals. En Faure, G., Mensing, T. M., 2005, *Isotopes: principles and applications*, John Wiley y Sons Inc, E.U.A, 896p.
- Heizler, M. T., Harrison, T. M., 1988, Multiple trapped argon isotope components revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isochron analysis: *Geochimica et Cosmochimica acta* 52, 1295-1303.
- Henry, C. D., Aranda-Gómez, J. J., 2000, Plate interactions control middlelate Miocene proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: *Tectonophysics*, 318, 1-26.
- Holmes, A., 1947, An estimate of the age of the Earth: *Geological Magazine*, 84, 123-126.
- Husker, A., Davis, P.M., 2009. Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City. *Journal of Geophysical Research* 114, B04306. Doi: 10.1029/2008JB006039.
- Jaffey, A. H., Flynn, K. F., Glendenin, L. E., Bentley, W. T., y Essling, A. M., 1971, Precision measurement of half-lives and specific activities of U 235 and U 238. *Physical Review*, 4(5), 1889.
- Jäger, E., 1979, Introduction to geochronology. En: Jäger, E., y Hunziker, J. C., (eds.), *Lectures in isotope geology*. Berlin, Springer-Verlag, 1-12.

- Kim, Y., Clayton, R.W., Jackson, J.M., 2010. Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico. *Journal of Geophysical Research* 115, B06310. Doi: 10.1029/2009JB006942.
- Lahiere, L. 1982. Petrology of lacustrine deposits, Juchipila quadrangle, Zacatecas. Master's thesis, University of New Orleans, New Orleans, Louisiana.
- Lanphere, M. A. Dalrymple, G. B., 1976, Identification of excess ^{40}Ar by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum technique: *Earth and Planetary Science Letters*, 32, 141-148. en: Cerca-Martínez, L. M. 1998, Relación estratigráfica y geocronológica entre el volcanismo de la Sierra Madre Occidental y el Cinturón Volcánico Mexicano en la parte sur de la Sierra de Guanajuato, 105p.
- López Martínez, M., York, D., Hall, C. M., Hanes, J. A., 1984, Oldest reliable $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for terrestrial rocks: Barberton Mountain komatiites: *Nature*, 307, 352-4.
- López, J.C. 1991. Stratigraphy and petrology of Miocene-Pliocene lacustrine deposits, Juchipila Quadrangle, Zacatecas, México. Master's thesis, University of New Orleans, Louisiana.
- López-Ramos, E., 1995, Carta geológica de los estados de Jalisco y Aguascalientes con resumen de la geología de la carta geológica de los estados de Jalisco y Aguascalientes: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas Estatales, Serie 1:50,000, 1 mapa, texto al reverso.
- Ludwig, K.R., 2004, Isoplot/Ex, ver. 3, A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley, Geochronology Center, Publication n. 4.
- Luhr, J., Nelson, S., Allan, J., Carmichael, I., 1985. Active rifting in south-western Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology* 13, 54-57.
- Mammerickx, J., & Klitgord, K. D., 1982, Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 my BP to the present. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012), 87(B8), 6751-6759.
- Manea, V., Manea, M., 2011. Flat-slab thermal structure and evolution beneath central Mexico: *Pure and Applied Geophysics*, 168, 1475-1478.
- Martínez-Reséndiz, E. V., 2015. Geoquímica y Petrografía del volcanismo máfico del sector sur de la Sierra Madre Occidental. Tesis de Licenciatura. En Proceso.
- McDougall, I., Harrison, T. M., 1999, *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*. Oxford University Press, 269.
- McDowell, F. W., Keizer, R. P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1479-1487.
- McDowell, F.W., y Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico: *Geological Society of America Special Paper* 180, 113-124.

- McDowell, F. W., Roldán-Quintana, J., & Amaya-Martínez, R. (1997). Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 109(10), 1349-1360.
- Melgar, D., Pérez-Campos, X., 2011. Imaging the Moho and subducted oceanic crust at the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, from receiver functions. *Pure and Applied Geophysics* 168, 1449–1460.
- Michaud, F., Quintero, O., Barrier, E., y Michaud, F., Quintero, O., Barrier, E., & Bourgois, J. (1991). La Frontiere Nord du Bloc Jalisco (Ouest du Mexique): localisation et evolution de 13 Maa l'actuel. *Comptes Rendus Academy Sciences Paris*, 312, 1359-1365.
- Moore, G. et al., 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 106(3), 383–394.
- Morán-Zenteno, D.J., Corona-Chavez, P. & Tolson, G., 1996. Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene : pluton geobarometry constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 141, 51–65.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S., 2007. Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt: *Chemical Geology* 244, 452–473.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., Goldstein, S. L., Pérez-Arvizu, O., y Solís-Pichardo, G. 2009. Lithospheric removal as a trigger for flood basalt magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of petrology*, epg 072.
- Nance, R.D., Miller, B.V., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Dostal, J., 2006. Acatlán Complex, southern Mexico: record spanning the assembly and breakup of Pangea. *Geology* 34, 857–860.
- Nieto-Obregón, J., Delgado-Argote, L., & Damon, P. E. (1981). Relaciones petrológicas y geocronológicas del magmatismo de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico en Nayarit. Jalisco y Zacatecas: Asociación Ingenieros Mineros, Metalúrgicos y Geólogos de México, *Memoria Técnica*, 14, 327-361.
- Nieto Obregón, J., Delgado L., A. & Damon E., P., 1985. Geochronologic, petrologic, and structural data related to large morphologic features between the Sierra Madre Occidental and The Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 24, pp.623–663.
- Nieto-Samaniego, Á.F. et al., 1999. Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *GSA Bulletin*, 111(3), pp.347–363.
- Nixon, G. T., Demant, A., Armstrong, R. L., y Harakal, J. E. 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 26(1).
- Ordóñez, E., 1912, The recent Guadalajara earthquakes: *Bulletin of the Seismological Society*, 2, 134-137.

- Orozco-Esquivel, M., Petrone, C., Ferrari, L., Tagami, T., Manetti, P., 2007. Geochemical and isotopic variability controlled by slab detachment in a subduction zone with varying dip: The eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Lithos* 93, 149–174.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic micro-continent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology* 23, 1127–1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda- Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D. J., Alaniz-Alvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., 1992, Carta Geológica de la República Mexicana, Quinta Edición escala 1:2'000,000: México, D. F., UNAM
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Dávalos-Elizondo, M.G., 2008. On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 25, 346–364.
- Pardo, M., Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research* 100, 12,357–12,373.
- Paton, C., Woodhead, J. D., Hellstrom, J. C., Hergt, J. M., Greig, A., Maas, R. 2010, Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11. doi:10.1029/2009GC002618
- Paz Moreno, F. A., Demant, A., Cocheme, J. J., Dostal, J., y Montigny, R., 2003. The Quaternary Moctezuma volcanic field: A tholeiitic to alkali basaltic episode in the central Sonoran Basin and Range province, México. *Special paper-Geological Society of America*, (374), 439-455.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Manea, V.C., Gurnis, M., 2008. Horizontal subduction and truncation the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters* 35, L18303. Doi: 10.1029/2008GL035127.
- Petrone, C. M., Orozco-Esquivel, T., & Ferrari, L., 2014, Petrogenesis and geodynamic significance of silicic volcanism in the western Trans-Mexican Volcanic Belt: Role of gabbroic cumulates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167, 1–21. <http://doi.org/10.1007/s00410-014-1006-6>
- Pidgeon, R.T., Nemchin, A.A., Hitchen, G.J., 1998, Internal structures of zircons from Archean granites from the Darling Range batholith: Implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages: *Contrib Mineral Petrol*, 132. 288-299.
- Poole, F. G., Madrid, R. J., Oliva-Becerril, J. F., 1991, Geological setting and origin of stratiform barite in central Sonora, Mexico, en Raines, G. L., Lisle, R. E., Schafer, R. W., Wilkinson, W. H. (eds.), *Geology and ore deposits of the Great Basin: Geological Society of Nevada*, 1, 517-522.
- Quintero, O y J. Guerrero, 1992. Different tectonic stress regimens at the Tepic-Chapala rift. *EOS, Transac. Am. Geophys. Un.*, 43, 533.

- Righter, K., Rosas-Elguera, J., 2001. Alkaline lavas in the volcanic front of the western Mexican volcanic belt: geology and petrology of the Ayutla and Tapalpa volcanic fields. *Journal of Petrology* 42, 2333–2361. doi:10.1093/petrology/42.12.2333.
- Roberts, M.P., y Clemens, J.D., 1993, Origin of high-potassium, calcalkaline, I-type granitoids: *Geology*, 21, 825–828.
- Rossotti, A. et al., 2002. Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19, 1–15.
- Schärer, U., 1984, The effect of initial ²³⁰Th disequilibrium on young U Pb ages: the Makalu case, Himalaya: *Earth and Planetary Science Letters*, 67, 191-204.
- Scheubel, F. R., K. F. Clark, E. W. Porter, 1988, Geology tectonic environment and structural controls in the San Martín de Bolaños district, Jalisco, México: *Economic Geology*., 83, 1703-1720.
- Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J. P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M., 2009. Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J. P., Pérez-Arvizu, O., & Tanner, M. (2009). U-Pb Zircon Geochronology with an Integrated LA-ICP-MS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34, 5–18.
- Solé, J., Salinas, J. C., González-Torres, E., Cendejas Cruz, J. E., 2007, Edades K/Ar de 54 rocas ígneas y metamórficas del occidente, centro y sur de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v, 24, 104-119.
- Steiger, R., y Jäger, E., 1977, Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology: *Earth and planetary science letters*, 36, 359-362. en Faure, G., y Mensing, T. M., *Isotopes: principles and applications*, John Wiley y Sons Inc, 2005.
- Stewart, J. H., Roldán-Quintana, J., 1991, Upper Triassic Barranca Group; Nonmarine and shallow-marine rift-basin deposits of northwestern Mexico, en Pérez-Segura, E., Jacques-Ayala, C. (eds.), *Studies of Sonoran geology: Geological Society of America, Special Paper*, 254, 19-36.
- Stock, J. M., Hodges, K. V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate, *Tectonics*, 8, 99-115.
- Tera, F., Wasserburg, G. J., 1972, U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks: *Earth and Planetary Science Letters*, 14, 281-304.
- Toscano, M., Pérez-López, R., Sáez, R. 2012, Concentración de minerales pesados mediante técnicas de batea y su interpretación: *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 20, 164.
- Turner, G., Miller, J. A., y Grasty, R. L., 1966, The thermal history of the Bruderheim meteorite: *Earth and Planetary Science Letters*, 1, 155–157. doi:10.1016/0012-821X(66)90061-6
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Roldán-Quintana, J., 1999, Geochemistry of Laramide granitic rocks across the southern margin of the Paleozoic North American continent, Central Sonora, Mexico: *International Geology Review*, 41, 845-857.

- Ward, P.L., 1995, On plate tectonics and the geologic evolution of southwestern North America: *Journal of Geophysical Research*, 96, 12479-12496.
- Watkins, N., Gunn, B. M., Baksi, A. K., York, D., y Ade-Hall, J. 1971. Paleomagnetism, geochemistry, and potassium-argon ages of the Rio Grande de Santiago volcanics, central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 82(7), 1955-1968.
- Webber, K.L., Fernandez, L.A. & Simmons, W.B., 1994. Geochemistry and mineralogy of the Eocene-Oligocene volcanic sequence, Southern Sierra Madre Occidental, *Geofísica Internacional*, 33, pp.77-89.
- Wetherill, G., 1956, Discordant uranium-lead ages: *Transactions-American Geophysical Union*, 37, 320-326.
- York, D., Evensen, N.M., López-Martínez, M., y De Basabe-Delgado, J., 2004, Unified equations for the slope, intercept, and standard errors of the best straight line: *American Journal of Physics*, v. 73, n. 3, p.367-375.

Anexo 1

Análisis U-Pb

Los análisis fueron realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias (CGEO), UNAM mediante la técnica LA-ICP-MS (laser ablation inductively couple plasma mass spectrometry), se utilizó el sistema de ablación láser Resolution M050, láser excímero (ArF) operado a 193 nm. Las concentraciones fueron calculadas empleando el zircón estándar como en Paton et al., 2010. Las incertidumbres son reportadas a nivel 2-sigma.

Muestra	Concentración			Relaciones Isotópicas							Edades Aparentes						Edad (Ma)	±2s	Discordancia %
	U (ppm) ₁	Th (ppm) ₁	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s			
SMB-07																			
Zircon 67	308	126	0.41	0.0458	0.0051	0.0281	0.0034	0.004464	0.000074	0.79434	28.72	0.48	28.1	3.3	50	200	28.7	0	-2.21
Zircon 68	612	331	0.54	0.0463	0.0035	0.024	0.0018	0.003784	0.000074	0.27753	24.35	0.48	24.1	1.8	20	130	24.4	0	-1.04
Zircon 69	1133	884	0.78	0.0572	0.0026	0.0296	0.0015	0.003757	0.000073	0.4073	24.17	0.47	29.6	1.5	485	99	24.2	0	18.34
Zircon 70	697	433	0.62	0.0464	0.0033	0.0239	0.0018	0.003738	0.000064	0.38831	24.05	0.41	24	1.8	30	130	24.1	0	-0.21
Zircon 71	573	322	0.56	0.046	0.0028	0.0234	0.0015	0.003706	0.000057	0.70736	23.85	0.37	23.5	1.5	20	110	23.9	0	-1.49
Zircon 72	630	306	0.49	0.0454	0.0025	0.0231	0.0014	0.003697	0.000057	0.39358	23.79	0.37	23.2	1.4	0	100	23.8	0	-2.54
Zircon 73	869	590	0.68	0.0539	0.0026	0.0271	0.0016	0.003648	0.000057	0.68417	23.47	0.36	27.1	1.5	350	110	23.5	0	13.39
Zircon 74	334	121	0.36	0.103	0.064	0.05	0.2	0.0038	0.0018	0.53897	24	11	50	110	1650	350	24.0	1	52.00
Zircon 75	3399	3145	0.93	0.0482	0.0017	0.02484	0.00099	0.003734	0.000056	0.2015	24.03	0.36	24.91	0.98	111	81	24.0	0	3.53
Zircon 76	562	257	0.46	0.0498	0.0031	0.0256	0.0018	0.003728	0.00006	0.46795	23.99	0.38	25.7	1.7	180	120	24.0	0	6.65
Zircon 77	110	66	0.60	0.0464	0.0092	0.0306	0.0065	0.00468	0.000094	0.64264	30.1	0.6	30.4	6.3	-20	290	30.1	1	0.99
Zircon 78	257	231	0.90	0.0482	0.0048	0.0312	0.0033	0.004658	0.000079	0.3402	29.96	0.51	31.2	3.2	90	180	30.0	1	3.97
Zircon 79	97	54	0.56	0.0365	0.0092	0.024	0.0062	0.004522	0.000085	0.90392	29.09	0.55	23.8	6.1	-420	350	29.1	1	-22.23

Zircon 80	638	362	0.57	0.07	0.0036	0.0375	0.0022	0.003856	0.00006	0.6336 1	24.81	0.38	37.3	2.1	916	94	24.8	0	33.49
Zircon 81	656	383	0.58	0.0476	0.0029	0.0243	0.0016	0.003683	0.000058	0.3554 8	23.7	0.37	24.4	1.6	90	110	23.7	0	2.87
Zircon 82	604	335	0.55	0.047	0.0026	0.0242	0.0015	0.003703	0.000059	0.4946	23.83	0.38	24.2	1.4	60	110	23.8	0	1.53
Zircon 83	712	460	0.65	0.0469	0.0025	0.0239	0.0014	0.003666	0.000059	0.5313 2	23.59	0.38	24	1.4	60	110	23.6	0	1.71
Zircon 84	1765	1856	1.05	0.0465	0.0018	0.0234	0.001	0.003632	0.000055	0.2136 1	23.37	0.36	23.5	1	32	81	23.4	0	0.55
Zircon 85	319	206	0.65	0.046	0.005	0.0298	0.0033	0.004673	0.000081	0.3113 9	30.05	0.52	29.8	3.2	0	190	30.1	1	-0.84
Zircon 86	473	330	0.70	0.0442	0.0032	0.0239	0.0019	0.003895	0.000067	0.5638 7	25.06	0.43	24	1.9	-60	130	25.1	0	-4.42
Zircon 87	751	436	0.58	0.0585	0.005	0.0302	0.0029	0.003735	0.000063	0.5054 6	24.03	0.4	30.2	2.8	520	150	24.0	0	20.43
Zircon 88	529	254	0.48	0.0387	0.0044	0.0199	0.0023	0.003678	0.00006	0.8643 4	23.66	0.38	20	2.3	-310	170	23.7	0	-18.30
Zircon 89	464	407	0.65	0.546	0.021	0.905	0.058	0.01201	0.00044	0.8958 6	77	2.8	654	29	4370	53	4370.0	53	88.23
Zircon 90	582	298	0.51	0.0488	0.0066	0.0254	0.0039	0.003738	0.000069	0.7248 7	24.05	0.44	25.4	3.8	100	210	24.1	0	5.31
Zircon 91	1012	642	0.63	0.0455	0.0031	0.0236	0.0017	0.003755	0.000058	0.5892 1	24.16	0.37	23.7	1.7	0	120	24.2	0	-1.94
Zircon 92	419	75	0.63	0.24	0.021	0.184	0.027	0.00565	0.00025	0.9783 2	36.3	1.6	171	22	3060	130	3060.0	130	78.77
Zircon 93	566	295	0.52	0.047	0.012	0.0245	0.007	0.003761	0.000086	0.6296 1	24.2	0.55	24.6	6.7	60	290	24.2	1	1.63
Zircon 94	700	397	0.57	0.065	0.0046	0.0345	0.0027	0.003848	0.000062	0.5926	24.76	0.4	34.4	2.7	730	140	24.8	0	28.02
Zircon 95	710	321	0.45	0.0567	0.003	0.0353	0.0021	0.004524	0.00007	0.7140 4	29.1	0.45	35.3	2	490	110	29.1	0	17.56
Zircon 96	650	423	0.65	0.0468	0.0034	0.0242	0.0019	0.003738	0.000057	0.7865 5	24.05	0.36	24.2	1.9	50	140	24.1	0	0.62
Zircon 97	551	274	0.50	0.0454	0.0033	0.0232	0.0016	0.003683	0.000057	0.4398 2	23.7	0.37	23.3	1.8	30	130	23.7	0	-1.72
Zircon 98	647	346	0.53	0.0453	0.003	0.0229	0.0016	0.003657	0.000058	0.4997 7	23.53	0.37	23	1.6	-10	120	23.5	0	-2.30
Zircon 99	1009	782	0.78	0.0483	0.0033	0.0245	0.0019	0.003659	0.000056	0.0213 85	23.54	0.36	24.5	1.8	110	120	23.5	0	3.92
Zircon 100	425	227	0.53	0.0464	0.0046	0.028	0.0028	0.004352	0.000075	0.6967 3	28	0.48	28.1	2.7	50	180	28.0	0	0.36
Zircon 101	286	111	0.39	0.028	0.012	0.0155	0.0068	0.003943	0.000081	0.6568 3	25.37	0.52	15.6	6.8	-680	440	25.4	1	-62.63
SMB-12																			
Zircon 100	448	252	0.56	0.0605	0.0036	0.0289	0.0017	0.003459	0.000056	0.4987 5	22.26	0.36	28.9	1.7	600	130	22.3	0	22.98
Zircon 101	467	67	0.40	0.359	0.044	0.29	0.12	0.0059	0.0011	0.9755 6	37.6	6.8	260	71	3720	160	3720.0	160	85.54

Tectónica y volcanismo bimodal en la zona de transición entre la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Trans-Mexicana al norte de Guadalajara, Jalisco.

Zircon 102	50	18	0.36	0.039	0.024	0.023	0.013	0.00363	0.00012	0.9308 2	23.39	0.78	22	13	-600	730	23.4	1	-6.32
Zircon 103	331	206	0.62	0.046	0.069	0.03	0.19	0.0036	0.0016	0.9986 9	23	10	25	99	-260	570	23.0	10	8.00
Zircon 104	2660	1125	0.42	0.0466	0.0017	0.02291	0.00097	0.003592	0.000068	0.5091 6	23.11	0.44	23	0.96	31	73	23.1	0	-0.48
Zircon 105	184	147	0.80	0.0178	0.0065	0.0088	0.0031	0.003459	0.000065	0.7177 2	22.26	0.42	8.8	3.1	-1080	250	22.3	0	-152.95
Zircon 106	295	162	0.55	0.0477	0.0056	0.0241	0.0031	0.003648	0.000066	0.7154 6	23.47	0.42	24.1	3.1	130	210	23.5	0	2.61
Zircon 107	328	222	0.68	0.075	0.015	0.037	0.011	0.00356	0.00016	0.8487 7	22.9	1	37	10	970	240	22.9	1	38.11
Zircon 108	246	101	0.41	0.0455	0.0084	0.0232	0.0045	0.00364	0.000067	0.7619 2	23.42	0.43	23.1	4.4	-60	300	23.4	0	-1.39
Zircon 109	216	126	0.58	0.0469	0.0076	0.0238	0.0042	0.003771	0.000076	0.8029	24.27	0.49	23.7	4.1	-50	270	24.3	0	-2.41
Zircon 110	162	62	0.38	0.0258	0.0075	0.0125	0.0037	0.003486	0.000066	0.4931 4	22.43	0.42	12.5	3.7	-770	290	22.4	0	-79.44
Zircon 111	328	184	0.56	0.0486	0.0057	0.0236	0.003	0.00351	0.000058	0.7974 3	22.58	0.37	23.7	3	110	210	22.6	0	4.73
Zircon 112	255	162	0.64	0.0476	0.0051	0.0228	0.0027	0.003466	0.000064	0.6443 8	22.3	0.41	22.9	2.7	90	180	22.3	0	2.62
Zircon 113	509	208	0.41	0.1775	0.0098	0.1018	0.0069	0.004156	0.000088	0.8036	26.74	0.56	98.3	6.4	2607	96	2607.0	96	72.80
Zircon 114	202	90	0.45	0.29	0.017	0.207	0.018	0.00512	0.00016	0.9784 8	32.9	1	190	15	3392	93	3392.0	93	82.68
Zircon 115	359	229	0.64	0.047	0.014	0.0226	0.0076	0.003413	0.000097	0.7859 3	21.96	0.62	22.7	7.3	40	320	22.0	1	3.26
Zircon 116	679	379	0.56	0.0468	0.0031	0.0221	0.0016	0.003423	0.000059	0.0365 86	22.03	0.38	22.2	1.6	60	120	22.0	0	0.77
Zircon 117	299	137	0.46	0.0277	0.0076	0.0136	0.0036	0.003497	0.000076	0.7132	22.51	0.49	13.7	3.6	-690	290	22.5	0	-64.31
Zircon 118	550	278	0.51	0.0473	0.0046	0.0239	0.0024	0.00364	0.000059	0.6556 7	23.42	0.38	23.9	2.4	100	190	23.4	0	2.01
Zircon 119	100	42	0.42	0.043	0.015	0.0247	0.0087	0.00385	0.0001	0.9130 1	24.76	0.65	24.3	8.6	-280	490	24.8	1	-1.89
Zircon 120	432	251	0.58	0.0426	0.0069	0.0204	0.0035	0.003442	0.000063	0.6331	22.15	0.4	20.5	3.5	-120	260	22.2	0	-8.05
Zircon 121	531	741	1.40	0.0445	0.0037	0.0276	0.0024	0.004481	0.000095	0.2656 4	28.82	0.61	27.6	2.4	-10	160	28.8	1	-4.42
Zircon 122	1665	1877	1.13	0.055	0.0023	0.0277	0.0013	0.003627	0.000059	0.2860 3	23.34	0.38	27.7	1.3	407	89	23.3	0	15.74
Zircon 123	125	115	0.92	0.09	0.014	0.0454	0.0089	0.003819	0.000095	0.8577 4	24.57	0.61	48.2	8.5	1170	290	24.6	1	49.02
Zircon 124	368	214	0.58	0.0461	0.003	0.0225	0.0016	0.00352	0.000057	0.4544 4	22.65	0.37	22.6	1.6	30	120	22.7	0	-0.22
Zircon 125	775	671	0.87	0.0536	0.0032	0.0275	0.0019	0.003693	0.000067	0.3938 3	23.76	0.43	27.6	1.9	320	120	23.8	0	13.91
Zircon 126	170	74	0.44	0.0522	0.0099	0.0235	0.005	0.003469	0.000075	0.8534 2	22.33	0.48	23.5	4.9	140	290	22.3	0	4.98

Zircon 127	800	660	0.83	0.0532	0.0031	0.0273	0.0018	0.003706	0.00006	0.5262 3	23.84	0.39	27.4	1.8	320	120	23.8	0	12.99
Zircon 128	2928	3249	1.11	0.0645	0.0029	0.0319	0.0016	0.003582	0.00007	0.5356 4	23.05	0.45	31.9	1.5	745	95	23.1	0	27.74
Zircon 129	460	318	0.69	0.0478	0.0049	0.0226	0.0025	0.003407	0.000057	0.4383 5	21.92	0.36	22.7	2.5	70	180	21.9	0	3.44
Zircon 130	264	157	0.59	0.0985	0.0086	0.0526	0.0055	0.003945	0.000075	0.8073 5	25.38	0.48	53.4	5.2	1530	150	25.4	0	52.47
Zircon 131	907	822	0.91	0.0464	0.0032	0.0226	0.0016	0.003526	0.000054	0.5407 9	22.69	0.35	22.7	1.6	60	130	22.7	0	0.04
Zircon 132	345	240	0.70	0.046	0.0037	0.0219	0.0019	0.003433	0.000055	0.8176 7	22.09	0.36	22	1.9	20	150	22.1	0	-0.41
Zircon 133	263	147	0.56	0.0477	0.0088	0.0226	0.0042	0.003409	0.000067	0.6976 2	21.94	0.43	22.6	4.1	70	260	21.9	0	2.92
Zircon 134	431	214	0.50	0.0461	0.0055	0.0223	0.003	0.003504	0.000063	0.6735 4	22.55	0.4	22.3	3	50	190	22.6	0	-1.12
SMB-36																			
Zircon 69	1162	598	0.51	0.0471	0.0023	0.0111	0.0006	0.0017	0.0000	0.50	11.0	0.13	11.2	0.6	162	53	11.0	0.1	1.52
Zircon 70	2239	2430	1.09	0.0505	0.0026	0.0116	0.0006	0.0017	0.0000	0.57	10.7	0.13	11.7	0.6	268	59	10.7	0.1	8.55
Zircon 71	529	318	0.60	0.0488	0.0034	0.0223	0.0016	0.0033	0.0000	0.77	21.3	0.27	22.4	1.6	440	100	21.3	0.3	4.82
Zircon 72	1951	2228	1.14	0.0456	0.0036	0.0104	0.0009	0.0017	0.0000	0.67	10.6	0.13	10.5	0.9	200	150	10.6	0.1	-1.24
Zircon 73	1696	1409	0.83	0.0427	0.0029	0.0097	0.0007	0.0016	0.0000	0.23	10.5	0.13	9.8	0.7	650	340	10.5	0.1	-6.71
Zircon 74	927	937	1.01	0.0456	0.0034	0.0106	0.0008	0.0017	0.0000	0.76	10.9	0.14	10.7	0.8	360	100	10.9	0.1	-1.31
Zircon 75	1489	1852	1.24	0.0440	0.0024	0.0101	0.0006	0.0016	0.0000	0.28	10.4	0.13	10.2	0.6	730	120	10.4	0.1	-2.76
Zircon 76	489	273	0.56	0.0610	0.0100	0.0141	0.0028	0.0017	0.0000	0.83	10.7	0.21	14.2	2.8	730	170	10.7	0.2	24.58
Zircon 77	1135	1162	1.02	0.0585	0.0045	0.0134	0.0011	0.0017	0.0000	0.70	10.6	0.14	13.5	1.1	570	110	10.6	0.1	21.26
Zircon 78	718	423	0.59	0.0548	0.0045	0.0237	0.0021	0.0031	0.0000	0.71	20.1	0.29	23.7	2.0	380	130	20.1	0.3	15.19
Zircon 79	2190	3190	1.46	0.0458	0.0028	0.0103	0.0007	0.0017	0.0000	0.79	10.6	0.13	10.4	0.7	226	97	10.6	0.1	-1.92
Zircon 80	414	188	0.45	0.0600	0.0150	0.0138	0.0038	0.0016	0.0000	0.78	10.6	0.24	13.9	3.8	880	200	10.6	0.2	23.60
Zircon 81	152	87	0.57	0.0400	0.0390	0.0120	0.0100	0.0016	0.0001	0.98	10.6	0.59	12.0	10.0	1990	240	10.6	0.6	11.50
Zircon 82	568	316	0.56	0.0604	0.0049	0.0316	0.0029	0.0038	0.0001	0.88	24.7	0.33	31.6	2.8	650	120	24.7	0.3	21.71
Zircon 83	399	528	1.32	0.0490	0.0120	0.0115	0.0031	0.0017	0.0000	0.86	10.7	0.19	11.6	3.1	790	130	10.7	0.2	7.93
Zircon 84	352	188	0.53	0.0410	0.0250	0.0230	0.0140	0.0038	0.0001	0.63	24.3	0.88	23.0	13.0	550	530	24.3	0.9	-5.70

Tectónica y volcanismo bimodal en la zona de transición entre la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Trans-Mexicana al norte de Guadalajara, Jalisco.

Zircon 85	532	295	0.55	0.0638	0.0079	0.0147	0.0020	0.0016	0.0000	0.87	10.6	0.17	14.8	2.0	720	170	10.6	0.2	28.24
Zircon 86	474	253	0.53	0.0473	0.0083	0.0106	0.0020	0.0016	0.0000	0.91	10.5	0.18	10.7	2.1	830	150	10.5	0.2	1.50
Zircon 87	455	250	0.55	0.0601	0.0060	0.0137	0.0015	0.0017	0.0000	0.84	10.7	0.16	13.8	1.5	730	140	10.7	0.2	22.39
Zircon 88	477	261	0.55	0.0488	0.0056	0.0104	0.0013	0.0016	0.0000	0.51	10.1	0.15	10.5	1.3	550	140	10.1	0.2	3.71
SMB-44																			
Zircon 100	2508	2147	0.86	0.0512	0.0039	0.0040	0.0003	0.0006	0.0000	-0.01	3.7	0.05	4.1	0.3	272	74	3.7	0.0	10.10
Zircon 101	2317	2152	0.93	0.0458	0.0041	0.0037	0.0004	0.0006	0.0000	0.85	3.7	0.05	3.8	0.4	339	87	3.7	0.0	0.45
Zircon 102	2317	2700	1.17	0.0716	0.0050	0.0058	0.0004	0.0006	0.0000	0.73	3.8	0.06	5.9	0.4	1040	110	3.8	0.1	35.62
Zircon 103	2469	2487	1.01	0.0478	0.0034	0.0038	0.0003	0.0006	0.0000	0.55	3.7	0.05	3.9	0.3	297	82	3.7	0.0	3.53
Zircon 104	1398	1117	0.80	0.0508	0.0040	0.0041	0.0004	0.0006	0.0000	0.88	3.7	0.05	4.2	0.4	730	90	3.7	0.1	10.10
Zircon 105	1083	1115	1.03	0.0550	0.0410	0.0047	0.0070	0.0006	0.0001	0.64	4.0	0.38	4.8	6.9	590	370	4.0	0.4	16.46
Zircon 106	234	148	0.63	0.0701	0.0090	0.0316	0.0055	0.0033	0.0001	0.88	21.0	0.40	31.5	4.9	1050	140	21.0	0.4	33.24
Zircon 107	508	341	0.67	0.0630	0.0170	0.0050	0.0017	0.0006	0.0000	0.92	3.7	0.10	5.1	1.7	1150	180	3.7	0.1	27.25
Zircon 108	2326	2221	0.95	0.0438	0.0031	0.0035	0.0003	0.0006	0.0000	0.73	3.7	0.05	3.6	0.3	930	240	3.7	0.1	-4.07
Zircon 109	1409	1048	0.74	0.0456	0.0094	0.0037	0.0008	0.0006	0.0000	0.94	3.7	0.07	3.7	0.8	780	210	3.7	0.1	1.42
Zircon 110	319	167	0.52	0.0630	0.0310	0.0048	0.0034	0.0006	0.0000	0.96	3.7	0.21	4.9	3.4	1230	310	3.7	0.2	25.31
Zircon 111	613	528	0.86	0.0690	0.0130	0.0053	0.0012	0.0006	0.0000	0.96	3.7	0.08	5.3	1.2	1140	160	3.7	0.1	30.40
Zircon 112	370	211	0.57	0.0450	0.0400	0.0040	0.0037	0.0006	0.0000	0.98	3.7	0.19	4.0	3.7	2330	320	3.7	0.0	7.50
Zircon 113	845	442	0.52	0.0480	0.0210	0.0038	0.0023	0.0006	0.0000	0.95	3.6	0.12	3.9	2.3	1260	390	3.6	0.1	8.21
Zircon 114	1638	880	0.54	0.0452	0.0073	0.0037	0.0007	0.0006	0.0000	0.76	3.8	0.07	3.8	0.7	490	180	3.8	0.1	-0.77
Zircon 115	360	207	0.58	0.0470	0.0290	0.0034	0.0023	0.0005	0.0000	0.95	3.5	0.15	3.5	2.3	1860	400	3.5	0.2	-0.86
Zircon 116	562	460	0.82	0.0580	0.0290	0.0047	0.0033	0.0006	0.0000	0.96	3.6	0.19	4.7	3.2	1000	350	3.6	0.2	23.62
Zircon 117	2125	188	0.09	0.0576	0.0029	0.0210	0.0011	0.0027	0.0000	0.06	17.1	0.22	21.1	1.1	464	96	17.1	0.2	19.05
Zircon 118	1706	1107	0.65	0.0463	0.0021	0.0272	0.0013	0.0043	0.0001	0.72	27.4	0.32	27.3	1.3	77	55	27.4	0.3	-0.18
Zircon 119	431	261	0.61	0.0420	0.0300	0.0039	0.0032	0.0006	0.0000	0.94	3.9	0.19	3.9	3.2	1200	190	3.9	0.2	1.03

Zircon 120	589	482	0.82	0.0530	0.0210	0.0040	0.0019	0.0006	0.0000	0.95	3.6	0.13	4.0	1.9	970	260	3.6	0.1	10.00
Zircon 121	3233	3803	1.18	0.0558	0.0039	0.0045	0.0003	0.0006	0.0000	0.73	3.7	0.05	4.5	0.3	528	97	3.7	0.0	17.41
SMB-45																			
Zircon 133	621	239	0.38	0.0471	0.0033	0.0225	0.0017	0.0035	0.0000	0.59	22.3	0.30	22.6	1.7	360	110	22.3	0.3	1.55
Zircon 134	363	157	0.43	0.0510	0.0100	0.0239	0.0052	0.0035	0.0001	0.68	22.4	0.38	24.0	5.1	470	230	22.4	0.4	6.54
Zircon 135	149	63	0.42	0.0420	0.0120	0.0206	0.0061	0.0035	0.0001	0.83	22.5	0.44	20.6	6.1	730	300	22.5	0.4	-9.13
Zircon 136	142	113	0.80	0.0600	0.0170	0.0210	0.0068	0.0025	0.0001	0.82	15.8	0.47	21.0	6.6	880	230	15.8	0.5	24.57
Zircon 137	116	88	0.76	0.0330	0.0570	0.0180	0.0310	0.0024	0.0003	0.96	15.2	1.70	17.0	28.0	1850	230	15.2	1.7	10.59
Zircon 138	95	65	0.68	0.0580	0.0260	0.0230	0.0100	0.0026	0.0001	0.88	16.5	0.57	22.0	10.0	1430	240	16.5	0.6	25.00
Zircon 139	2041	2706	1.33	0.0447	0.0031	0.0099	0.0007	0.0016	0.0000	0.42	10.3	0.13	10.0	0.7	50	220	10.3	0.1	-3.11
Zircon 140	861	636	0.74	0.0470	0.0290	0.0230	0.0200	0.0035	0.0002	0.67	22.6	0.99	23.0	18.0	570	260	22.6	1.0	1.74
Zircon 141	98	60	0.61	0.0440	0.0220	0.0152	0.0078	0.0024	0.0001	0.92	15.4	0.53	15.0	7.8	1340	280	15.4	0.5	-2.53
Zircon 142	107	91	0.85	0.0410	0.0220	0.0152	0.0083	0.0024	0.0001	0.96	15.2	0.52	15.0	8.1	1300	360	15.2	0.5	-1.53
Zircon 143	125	84	0.67	0.0610	0.0190	0.0222	0.0077	0.0024	0.0001	0.95	15.6	0.50	22.1	7.6	1450	180	15.6	0.5	29.37
Zircon 144	84	51	0.61	0.0430	0.0260	0.0150	0.0086	0.0024	0.0001	0.97	15.4	0.52	14.6	8.6	1640	300	15.4	0.5	-5.27
Zircon 145	124	96	0.77	0.0490	0.0200	0.0182	0.0073	0.0024	0.0001	0.93	15.4	0.47	18.0	7.2	1460	160	15.4	0.5	14.22
Zircon 146	105	71	0.68	0.0540	0.0180	0.0194	0.0067	0.0024	0.0001	0.93	15.6	0.40	19.3	6.6	1050	220	15.6	0.4	19.02
Zircon 147	91	72	0.79	0.0490	0.0260	0.0180	0.0140	0.0024	0.0001	0.98	15.7	0.77	18.0	13.0	1920	190	15.7	0.8	12.89
Zircon 148	101	47	0.47	0.0700	0.0260	0.0250	0.0110	0.0025	0.0001	0.93	15.9	0.80	25.0	11.0	1310	250	15.9	0.8	36.48
SMB-49																			
Zircon-108	266	84.2	0.32	0.0570	0.0230	0.0370	0.0160	0.0044	0.0002	-0.05	0.0018	340.0	28.4	1.5	37.0	930	15.0	2	23.24
Zircon-109	354	133.8	0.38	0.0542	0.0076	0.0298	0.0043	0.0040	0.0001	0.00	0.0016	130.0	25.8	0.9	29.7	900	4.2	1	13.00
Zircon-110	575	196.3	0.34	0.0519	0.0043	0.0306	0.0024	0.0042	0.0001	0.32	0.0017	80.0	27.3	0.6	30.6	518	2.4	1	10.95
Zircon-111	1051	405	0.39	0.0479	0.0032	0.0272	0.0019	0.0041	0.0001	-0.08	0.0013	87.0	26.3	0.6	27.2	277	1.9	1	3.46
Zircon-112	453	242	0.53	0.0705	0.0070	0.0474	0.0044	0.0050	0.0001	-0.16	0.0023	93.0	32.1	0.7	46.9	951	4.3	1	31.56

Tectónica y volcanismo bimodal en la zona de transición entre la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Trans-Mexicana al norte de Guadalajara, Jalisco.

Zircon-113	635	323	0.51	0.0546	0.0072	0.0303	0.0046	0.0041	0.0001	0.17	0.0016	170.0	26.5	0.8	30.3	480	4.4	1	12.67
Zircon-114	1844	2646	1.43	0.0497	0.0023	0.0310	0.0014	0.0046	0.0001	0.06	0.0014	49.0	29.8	0.5	31.0	239	1.4	1	3.81
Zircon-115	1840	558	0.30	0.0494	0.0018	0.0619	0.0024	0.0094	0.0002	0.22	0.0027	44.0	60.6	1.0	61.0	233	2.3	1	0.66
Zircon-116	1238	742	0.60	0.0480	0.0029	0.0297	0.0020	0.0046	0.0001	0.36	0.0014	76.0	29.5	0.8	29.6	284	2.0	1	0.44
Zircon-117	340	146	0.43	0.0515	0.0062	0.0286	0.0034	0.0042	0.0002	0.11	0.0017	120.0	27.2	1.0	29.6	590	3.0	1	8.14
Zircon-118	270.5	99.6	0.37	0.0535	0.0066	0.0285	0.0033	0.0042	0.0001	-0.03	0.0014	120.0	26.7	0.8	29.0	500	3.3	1	7.93
Zircon-119	634	305	0.48	0.0580	0.0420	0.0360	0.0550	0.0044	0.0006	-0.19	0.0017	360.0	28.3	3.9	35.0	700	42.0	4	19.14
Zircon-120	168	104	0.62	0.0820	0.0160	0.0446	0.0082	0.0043	0.0002	-0.23	0.0017	150.0	27.5	1.4	44.0	1200	7.9	1	37.50
Zircon-121	308	145.1	0.47	0.0717	0.0096	0.0440	0.0056	0.0041	0.0002	0.23	0.0018	110.0	26.4	1.0	43.5	1110	5.2	1	39.31
Zircon-122	324.1	126.6	0.39	0.0488	0.0063	0.0275	0.0035	0.0040	0.0001	-0.08	0.0016	130.0	25.6	0.8	27.5	660	3.5	1	7.05
Zircon-123	373.4	174.6	0.47	0.0569	0.0060	0.0314	0.0032	0.0039	0.0001	0.02	0.0014	89.0	25.1	0.7	31.3	678	3.1	1	19.87
Zircon-124	471	173.8	0.37	0.0498	0.0067	0.0288	0.0035	0.0041	0.0001	-0.10	0.0016	140.0	26.1	0.8	28.8	430	3.5	1	9.24
Zircon-125	90.6	24.97	0.28	0.0690	0.0300	0.0430	0.0230	0.0040	0.0003	-0.11	0.0020	250.0	26.0	1.7	42.0	1410	20.0	2	38.10
Zircon-126	1317	901	0.68	0.0586	0.0035	0.0391	0.0019	0.0046	0.0001	-0.02	0.0015	88.0	29.4	0.7	38.9	563	1.8	1	24.32
Zircon-127	1188	521	0.44	0.0465	0.0027	0.0279	0.0020	0.0043	0.0001	0.61	0.0014	66.0	27.5	0.7	27.9	324	2.0	1	1.33
Zircon-128	1206	708	0.59	0.0490	0.0036	0.0268	0.0019	0.0039	0.0001	-0.20	0.0013	84.0	24.8	0.5	26.8	346	1.9	1	7.50
Zircon-129	441	500	1.13	0.0506	0.0065	0.0290	0.0036	0.0041	0.0001	0.15	0.0012	120.0	26.1	0.7	29.0	550	3.5	1	10.14
Zircon-130	679	322.3	0.47	0.0501	0.0034	0.0290	0.0021	0.0043	0.0001	0.24	0.0015	78.0	27.4	0.7	29.0	310	2.0	1	5.62
Zircon-131	438.6	266.4	0.61	0.0510	0.0056	0.0300	0.0034	0.0044	0.0001	0.15	0.0015	120.0	28.2	0.8	30.6	670	3.3	1	7.84
Zircon-132	308.9	119.5	0.39	0.1070	0.0150	0.0640	0.0093	0.0044	0.0002	0.20	0.0038	140.0	28.5	1.1	62.8	1700	8.7	1	54.62
Zircon-133	173.2	56.5	0.33	0.0587	0.0096	0.0321	0.0048	0.0042	0.0002	-0.03	0.0017	140.0	27.2	1.3	31.9	950	4.7	1	14.73
Zircon-134	644	241.4	0.37	0.0482	0.0037	0.0263	0.0021	0.0041	0.0001	-0.03	0.0014	76.0	26.5	0.6	26.3	351	2.1	1	-0.61
Zircon-135	502	249.8	0.50	0.0513	0.0055	0.0281	0.0031	0.0043	0.0001	0.21	0.0014	96.0	27.3	0.7	28.1	472	3.1	1	2.74
Zircon-136	259	138	0.53	0.0520	0.0110	0.0299	0.0072	0.0044	0.0001	0.04	0.0017	230.0	28.1	0.9	29.8	460	6.9	1	5.84
Zircon-137	387.3	202.7	0.52	0.0577	0.0071	0.0331	0.0041	0.0045	0.0001	-0.16	0.0018	120.0	28.6	0.8	33.0	690	4.1	1	13.27

Zircon-138	468.2	212.8	0.45	0.0531	0.0049	0.0314	0.0030	0.0045	0.0001	0.06	0.0018	100.0	28.9	0.7	31.3	560	3.0	1	7.73
Zircon-139	1223	1268	1.04	0.0670	0.0300	0.0420	0.0360	0.0047	0.0004	-0.06	0.0019	330.0	29.9	2.4	42.0	810	30.0	2	28.81
Zircon-140	1078	515	0.48	0.0514	0.0034	0.0287	0.0020	0.0041	0.0001	0.06	0.0015	75.0	26.7	0.6	28.7	387	1.9	1	7.07
Zircon-141	598	237	0.40	0.0477	0.0044	0.0263	0.0027	0.0039	0.0001	0.05	0.0013	110.0	25.0	0.7	26.3	510	2.6	1	5.02
Zircon-142	158	55.9	0.35	0.0550	0.0120	0.0371	0.0076	0.0043	0.0002	0.26	0.0022	200.0	27.7	1.3	36.7	950	7.4	1	24.52

Anexo 2

Resultados de los fechamientos isotópicos por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

SMB 06 Lava basáltica, Cerro La Bolsa, parte alta (SW), al este del Río Juchipila

Experimentos de calentamiento por pasos en muestra de roca entera Long W Lat N Altitud (m)
-103.1923 21.1587 1634.7

Pasos	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	% ^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$	1σ	Edad	1σ			% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_k$
0.40	30.686	6.49	0.34	0.43	1.58	1.95	a	‡	1.87	301.13	0.401
1.00	96.084	20.32	1.02	0.24	4.68	1.12	b	‡	9.95	328.15	0.646
1.60	109.548	23.17	1.72	0.16	7.86	0.72	c	‡	19.84	368.63	1.113
2.20	81.830	17.30	2.10	0.19	9.60	0.84	d		27.47	407.43	1.646
3.20	64.965	13.73	2.20	0.16	10.06	0.72	e		32.89	440.30	2.251
4.20	39.981	8.44	2.55	0.22	11.65	1.02	f		43.42	522.26	3.418
5.50	22.489	4.74	2.23	0.22	10.18	1.02	g		42.95	517.97	5.255
9.00	27.614	5.81	2.57	0.25	11.73	1.13	h		41.61	506.08	9.115

Resultados Integrados

$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$	1σ	Age in Ma	1σ	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_k$
472.6	1.77	0.10	8.07	0.44	20.43	371.38	2.076

CIC 89 RIII J = 0.002537 ± 0.000005

Edad Preferida $W_m = 10.45 \pm 0.41$ Ma

La media ponderada comprende de la fracción d a la h, representando 54.20% de ^{39}Ar liberado en 5 fracciones consecutivas, MSWD = 1.0

$t_c = 12.52 \pm 1.67$ Ma; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 263 \pm 25$, MSWD = 1.0 para n = 5

$t_c = 10.43 \pm 0.52$ Ma; forced $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 295.5$, MSWD = 1.4 para n = 5

‡ fracciones ignoradas en el diagrama de isócrona

SMB 08 Lava basáltica, Camino Moyahua-Mezquital del Oro

Experimentos de calentamiento por pasos en muestra de roca entera Long W Lat N Altitud (m)
-103.2487 21.2677 1704.6

Pwr	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	% ^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$	1σ	Edad	1σ			% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_k$
0.40	3.290	0.57	-19.75	3.61	-92.73	17.38	a	‡	-12.03	263.77	2.097
0.80	12.766	2.21	0.55	1.00	2.50	4.55	b	‡	1.78	300.84	2.725
1.20	25.000	4.32	3.57	0.28	16.28	1.27	c		42.42	513.20	2.946
1.80	51.016	8.82	2.79	0.16	12.74	0.71	d		57.29	691.96	2.365
2.50	73.631	12.73	2.89	0.07	13.18	0.32	e		79.02	1408.20	1.943
3.20	99.651	17.23	2.69	0.05	12.26	0.21	f		85.93	2100.23	1.651
4.00	98.452	17.02	2.75	0.04	12.52	0.20	g		95.68	6837.95	1.394
5.50	109.719	18.97	2.63	0.04	12.00	0.17	h		94.89	5779.82	1.172
9.70	105.129	18.14	2.63	0.05	12.01	0.21	i		90.68	3172.28	4.432

Resultados Integrados

$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$	1σ	Edad	1σ	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_k$
577.8	2.58	0.04	11.75	0.20	52.02	615.86	2.203

CIC 89 RIII J = 0.002537 ± 0.000005

$W_m = 12.22 \pm 0.14$ Ma

La media ponderada comprende de la fracción f a la i, representando 71.36% de ^{39}Ar liberado en 4 fracciones consecutivas, MSWD = 1.9

Edad Preferida $t_c = 12.02 \pm 0.17$ Ma; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 350 \pm 20$, MSWD = 1.7 para n = 7

‡ fracciones ignoradas en el diagrama de isocrona

SMB 09

Lava basáltica, terracería al sur hacia Los Arroyos

Experimentos de calentamiento por pasos en muestra de roca entera

Long W Lat N Altitud (m)
-103.2971 21.2501 1856.9

Pwr	³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	% ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad	1σ			% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
0.40	22.509	0.0338	1.01	0.37	4.83	1.75	a	‡	8.15	321.74	0.345
0.80	59.619	0.0894	2.04	0.14	9.70	0.66	b	‡	40.35	495.41	0.487
1.20	90.061	0.1351	2.33	0.07	11.08	0.32	c		77.37	1305.75	0.810
1.80	71.934	0.1079	2.34	0.05	11.11	0.26	d		89.88	2919.80	1.019
2.50	84.442	0.1266	2.32	0.06	10.99	0.28	e		90.92	3256.04	1.101
3.20	54.832	0.0822	2.26	0.06	10.71	0.29	f		87.18	2305.23	1.389
4.00	49.064	0.0735	2.27	0.07	10.79	0.32	g		86.55	2196.32	1.652
5.50	86.445	0.1296	2.34	0.07	11.11	0.31	h		84.25	1875.63	1.630
7.00	148.187	0.2220	2.33	0.05	11.06	0.25	i		81.44	1591.74	2.333

Resultados Integrados

³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
666.5	2.25	0.03	10.68	0.16	68.53	938.89	1.379

CIC 89 B0 J = 0.002640 ± 0.000018

Edad Preferida W_m = 11.00 ± 0.13 Ma

La media ponderada comprende de la fracción c a la i, representando 87.69% de ³⁹Ar liberado en 7 fracciones consecutivas, MSWD = 0.30

t_c = 10.80 ± 0.35 Ma; (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 324 ± 51, MSWD = 0.30 para n = 7

‡ fracciones ignoradas en el diagrama de isocrona

SMB 10

Lava basáltica, Camino de El Malacate al Río Patito

Experimentos de calentamiento por pasos en muestra de roca entera

Long W Lat N Altitud (m)
-103.4407 21.1439 1406.6

Pwr	³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	% ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad	1σ			% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
0.40	10.387	2.39	0.89	0.59	4.09	2.71	a	‡	4.47	309.33	0.947
1.00	34.150	7.84	2.49	0.22	11.34	0.99	b	‡	28.07	410.84	2.376
1.60	31.232	7.16	3.10	0.13	14.13	0.59	c		67.75	916.22	3.176
2.20	48.438	11.11	3.01	0.10	13.73	0.43	d		70.23	992.77	2.973
3.20	86.155	19.78	2.92	0.05	13.33	0.21	e		92.10	3741.44	1.889
4.20	75.569	17.35	2.92	0.05	13.31	0.21	f		97.04	998.80	1.468
5.50	90.066	20.68	2.90	0.06	13.21	0.29	g		88.10	2483.22	1.822
9.00	59.858	13.69	2.84	0.09	12.96	0.42	h		90.05	2969.66	7.144

Resultados Integrados

³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
435.1	2.85	0.04	12.98	0.17	67.16	899.88	2.750

CIC 89 RIII J = 0.002537 ± 0.000005

t_p = 13.34 ± 0.13 Ma. La media ponderada comprende de la fracción c a la h, representando 89.77% de ³⁹Ar liberado en 6 fracciones consecutivas, MSWD = 0.7

‡ fracciones ignoradas en el diagrama de isocrona

Tectónica y volcanismo bimodal en la zona de transición entre la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Trans-Mexicana al norte de Guadalajara, Jalisco.

SMB 34

Lava basáltica, Moyahua-García de la Cadena

Experimentos de calentamiento por pasos en muestra de roca entera Long W 673494 Lat N 2355397 Altitud (m) 2117.0

Pwr	³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	% ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Age in Ma	1σ		% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
0.40	13.153	2.71	0.51	0.59	2.44	2.84	a ‡	3.67	306.77	0.701
0.80	32.328	6.67	1.36	0.30	6.49	1.41	b ‡	17.10	356.47	0.882
1.20	45.436	9.37	2.48	0.10	11.84	0.47	c	76.99	1284.45	1.546
1.60	56.771	11.70	2.84	0.07	13.52	0.35	d	35.25	1607.42	1.657
2.00	96.694	19.93	2.58	0.04	12.32	0.18	e	96.33	8059.42	1.828
3.00	124.578	25.68	2.55	0.03	12.14	0.15	f	99.97	1036990.57	1.975
8.00	116.231	23.94	2.43	0.04	11.60	0.19	g	87.70	2402.78	2.659
0.60	26.558	5.41	0.57	0.45	2.74	2.13	h ‡	4.03	307.92	0.670
1.20	59.535	12.12	2.53	0.11	12.05	0.53	i	69.36	964.31	1.599
1.80	96.279	19.60	2.67	0.04	12.75	0.17	j	96.50	8433.44	2.025
2.40	91.276	18.58	2.54	0.05	12.12	0.23	k	96.44	8301.93	2.123
3.40	83.196	16.93	2.62	0.04	12.47	0.20	l	42.38	2112.22	1.942
10.00	134.544	27.36	2.46	0.04	11.72	0.20	m	92.53	3953.32	3.367

Resultados integrados	³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Age in Ma	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
	484.60	2.42	0.03	11.54	0.16	71.31	1029.89	1.925
	490.7	2.45	0.03	11.68	0.17	72.01	1055.64	2.271

CIC 89 B000 J =
0.002652 ± 0.000006

Edad Preferida W_m = 12.48 ± 0.15 Ma

La media ponderada comprende de la fracción i a l, representando 67.23% de ³⁹Ar liberado in 4 fracciones consecutivas, MSWD = 1.6

t_c = 12.22 ± 0.19 Ma; (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 294 ± 55, MSWD = 6 para n = 10

‡ fracciones ignoradas para el diagrama de isocrona

SMB 37

Lava basáltica, El Malacate-La Joya

Experimentos de calentamiento por pasos en muestra de roca entera Long W 665852 Lat N 2336682 Altitud (m) 1530.0

Pwr	³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	% ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad en Ma	1σ		% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
0.40	3.668	0.70	0.09	2.73	0.41	13.07	a ‡	0.23	296.17	3.470
0.80	15.217	2.92	1.83	0.56	8.76	2.65	b ‡	15.47	349.60	2.469
1.20	33.109	6.36	2.81	0.15	13.38	0.72	c	75.74	1217.85	2.906
1.80	81.207	15.60	2.39	0.06	11.40	0.31	d	83.66	1808.28	2.660
2.20	72.061	13.84	2.35	0.05	11.22	0.21	e	90.48	3102.87	2.426
2.80	86.174	16.56	2.28	0.04	10.89	0.21	f	95.98	7346.06	1.943
4.00	115.264	22.15	2.24	0.03	10.70	0.16	g	97.82	13549.72	1.526
8.00	114.080	21.86	2.26	0.08	10.77	0.36	h	89.05	2698.40	6.055
0.50	3.767	1.29	3.47	1.85	16.53	8.79	i ‡	9.71	327.29	2.452
1.00	18.386	6.28	1.98	0.32	9.43	1.54	j ‡	41.12	501.87	2.332
1.50	38.412	13.11	2.36	0.14	11.24	0.65	k	82.11	1651.57	2.677
2.00	40.954	13.98	2.23	0.08	10.66	0.40	l	87.59	2380.39	2.349
3.00	67.545	23.06	2.21	0.05	10.53	0.23	m	94.33	5207.65	1.598
4.20	54.688	18.68	2.29	0.06	10.92	0.28	n ‡	29.73	1209.90	1.358
10.00	69.475	23.61	2.49	0.08	11.87	0.38	o	96.04	7465.93	8.839

Resultados integrados

$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$	1 σ	Edad en Ma	1 σ	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_k$
519.8	2.30	0.04	10.97	0.18	73.96	1134.60	3.016
292.6	2.31	0.05	11.04	0.22	75.65	1213.31	3.567

CIC 89 B000 J = 0.002652 ± 0.000006

$t_p = 10.73 \pm 0.16$ Ma; La media ponderada comprende la fracción c a la h representando un 68.83% de ^{39}Ar liberado en cuatro fracciones consecutivas, MSWD = 0.59

Edad preferida $t_c = 10.48 \pm 0.20$ Ma; ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$)_i = 459 ± 55, MSWD = 1.0

para n = 6

‡ Fracciones ignoradas en el diagrama de isocrona

Long W

644954

Lat N

2356126

Altitud (m)

1808.0

SMB 40

Lava basáltica, Al sur de Milpillas

Experimentos de calentamiento por pasos en un concentrado de matriz

Pwr	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	% ^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$	1 σ	Age in Ma	1 σ		% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_k$
0.40	5.307	0.68	-0.10	2.26	-0.46	10.81	a ‡	-0.15	295.07	1.915
0.80	9.843	1.27	2.06	1.53	9.83	7.29	b ‡	5.12	311.45	2.397
1.20	20.909	2.69	4.10	0.47	19.50	2.20	c ‡	21.41	376.01	3.154
1.80	54.628	7.03	5.43	0.19	25.82	0.90	d	47.77	565.75	3.489
2.50	85.269	10.97	5.57	0.09	26.45	0.40	e	76.92	1280.12	3.027
3.00	97.665	12.57	5.31	0.05	25.23	0.23	f	93.46	4519.45	2.571
5.00	270.170	34.81	5.23	0.03	24.85	0.13	g	97.02	9905.44	1.401
8.00	232.921	29.97	5.15	0.03	24.49	0.16	h	94.31	5195.33	3.121
0.50	5.535	0.89	-1.52	1.36	-7.28	6.54	i ‡	-2.35	288.70	1.716
1.00	16.061	2.60	2.82	0.37	13.46	1.76	j ‡	13.71	342.45	2.578
1.50	37.423	6.04	5.33	0.33	25.34	1.54	k	50.04	591.50	3.257
2.00	43.198	6.98	5.09	0.12	24.18	0.55	l	70.50	1001.68	2.687
2.50	69.880	11.29	5.31	0.07	25.25	0.35	m	85.86	2089.59	3.039
3.50	111.816	18.07	5.32	0.06	25.30	0.27	n	98.02	14887.88	2.210
4.50	121.065	19.58	5.19	0.04	24.64	0.17	o	98.37	18080.93	1.450
8.00	213.836	34.55	5.16	0.04	24.53	0.18	p	94.40	5277.42	2.971
0.60	7.131	1.81	2.33	1.91	11.12	9.10	q ‡	5.09	311.36	2.325
1.20	26.266	6.67	4.11	0.24	19.54	1.13	r ‡	33.61	445.09	2.717
1.80	33.036	8.39	4.86	0.18	23.13	0.86	s	69.09	955.93	2.478
2.40	65.391	16.61	5.21	0.09	24.74	0.42	t	87.87	2435.37	2.535
3.40	85.102	21.62	5.23	0.06	24.85	0.31	u	96.12	7621.27	1.713
8.00	176.927	44.90	5.32	0.05	25.26	0.23	v	96.36	8113.34	3.634

Resultados integrados

$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$	1 σ	Edad en Ma	1 σ	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_k$
775.5	5.16	0.04	24.53	0.21	70.69	1008.35	2.452
617.8	5.10	0.04	24.23	0.19	74.31	1150.05	2.519
393.1	5.11	0.05	24.27	0.26	74.31	1150.06	2.854

CIC 89 B000 J = 0.002652 ± 0.000006

$t_p = 25.07 \pm 0.17$ Ma; La

media ponderada comprende la fracción t a v, representando el 83.13% de ^{39}Ar liberado en 3 fracciones consecutivas MSWD = 0.9

Edad preferida $t_c = 24.76 \pm 0.13$ Ma; ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$)_i = 312 ± 12, MSWD = 3.2 para n = 15

‡ fracciones ignoradas para el diagrama de isocrona