



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**Vulcanismo del Pleistoceno en la parte noroeste del Arco Volcánico
Chiapaneco: geocronología, geoquímica y estratigrafía**

T E S I S

que para optar el grado de:
Maestra en Ciencias de la Tierra
Vulcanología

P R E S E N T A :

Sandra González Luz

Tutor

Dr. José Luis Arce Saldaña
Instituto de Geología, UNAM

Miembros del Comité Tutor

Dr. José Luis Macías Vázquez (Instituto de Geofísica, unidad Morelia)
Dr. Giovanni Sosa Ceballos (Instituto de Geofísica, unidad Morelia)

Ciudad Universitaria, CDMX, enero 2021



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.

CÓDIGO DE ÉTICA

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, las obras de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.



Sandra González Luz

En estos momentos difíciles:

"Si quieres cambiar el mundo, cámbiate a ti mismo"

Mahatma Gandhi.

"Solo en la oscuridad puedes ver las estrellas"

Martín Luther King

"Incluso las rocas tiran adelante"

Anthony Liccione

Agradecimientos

Quisiera agradecer principalmente al **Dr. José Luis Arce**, por el tiempo, la paciencia, las enseñanzas tanto en el laboratorio como en el campo, por las pláticas y el apoyo brindado durante el tiempo que realice la tesis. Así como a los Proyectos: CONACYT para atención a Problemas Nacionales “Elaboración del mapa de peligros y riesgos del Volcán Tacaná, Chiapas y Análisis para la prevención de Riesgos” # 522 (J.L. Macías) y PAPIIT IN101620 (J.L. Arce), por el financiamiento para la realización de esta tesis.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra por darme la oportunidad de realizar una Maestría, por permitirme estudiar volcanes y por todos los nuevos aprendizajes durante las clases y en las prácticas de campo. Agradezco al CONACyT por la beca otorgada para realizar mis estudios de posgrado.

Agradezco al Instituto de Geología por permitir el uso de sus laboratorios para la realización de mi trabajo. Así como a la Ing. María del Consuelo Macías por el apoyo en la preparación mecánica de las muestras para análisis químicos y en la separación de circones, gracias a ella aprendí a reconocer los cristales. Al técnico Joaquín Aparicio por facilitarme el uso del Taller de Molienda del IGL, UNAM.

Quisiera agradecer a la Quim. Patricia Girón García, por los análisis de FRX en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía, Instituto de Geología, UNAM. A la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu, por los análisis por ICP-MS en el Centro de Geociencias, UNAM, Juriquilla, Qro. A Los Drs. Carlos Ortega y Luigi Solari por los fechamientos de U-Pb en circones en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM, Juriquilla, Qro. Así como a la Mtra. Gabriela Solís Pichardo por realizar los trabajos analíticos isotópicos en el Laboratorio de química ultrapura y la reducción de los datos. A Gerardo Arrieta García por las mediciones isotópicas. Agradezco al LUGIS (Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, UNAM) por el financiamiento parcial de los análisis isotópicos de Sr, Nd y Pb.

A todos mis compañeros de laboratorio por el tiempo compartido y su amistad. A Edgar, Jesús y Miguel por su apoyo durante el trabajo de campo. A Lalo y Memo por el apoyo en la elaboración de láminas delgadas y pulverización de muestras. A Vianey y Alberto por el apoyo en la separación de circones. A Eli que siempre estuvo para resolver algunas dudas y por leer mi tesis.

Agradezco muchísimo al comité tutor conformado por el **Dr. José Luis Macías Vázquez** y el **Dr. Giovanni Sosa Ceballos**, que durante cada evaluación me apoyaron y realizaron sugerencias para encaminar mi trabajo de tesis.

Quiero agradecer al comité de sinodales conformado por el **Dr. Peter Schaaf**, el **Dr. José Luis Macías**, la **Dra. Laura Morí** y el **Dr. Gabriel Valdés**, por la revisión detallada de mi trabajo, por sus comentarios y sugerencias que enriquecieron y mejoraron mi tesis.

A mis amigos que han estado desde tiempos memorables, Edson y Shaden, sin importar la distancia logramos mantener la silla de pie. A Víctor y Miriam por la amistad que nació durante la maestría, que nos llevó a vivir buenos momentos de diversión y alegrías. Así como a todos los compañeros que conocí en este tiempo.

A mi familia, que siempre está conmigo y apoya cada una de mis decisiones. A mi mamá por aguantar mis locuras y por permitirme hacer experimentos e innovaciones en este encierro, por todo el tiempo compartido y la paciencia ante mi distracción. A mis hermanos por todos los momentos divertidos, travesuras y peleas en estos momentos difíciles y que a pesar de todo aprendimos a convivir 24/7, aprendiendo cosas nuevas. A mi papá, por estar a pesar de todo. Los quiero mucho. A Jonathan por estar a mi lado en los momentos más complicados, por la ayuda brindada cada fin de semestre y por todas las experiencias y comidas compartidas en este tiempo.

Índice

Resumen	i
Abstract	ii
1. Introducción	1
1.1 Antecedentes	1
1.2. Planteamiento del problema	4
1.3. Justificación	5
1.4. Hipótesis	5
1.5. Objetivos	6
1.6. Metodología	7
Trabajo de Gabinete	7
Trabajo de campo	8
Trabajo de laboratorio	9
2. Marco Geológico	13
2.1. Basamento del AVCh	18
2.2. Vulcanismo en el AVCh	22
2.3. Sector NO del AVCh	25
3. Resultados	26
3.1. Mapa geológico del NO del AVCh	26
3.1.1. Intrusivo Santa Fe	26

3.1.2. Intrusivo La Mina	28
3.1.3. Volcán La Catedral	29
3.1.4. Juárez	31
3.1.5. El Azufre	33
3.1.6. Unidades del Mioceno	37
3.2. Petrografía	41
3.2.1. Intrusivo Santa Fe y La Mina	41
3.2.2. Volcán La Catedral	46
3.2.3. Juárez	47
3.2.4. El Azufre	49
3.1.5. Unidades del Mioceno	51
3.3. Geoquímica y relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb	55
3.3.1. Elementos mayores	55
3.3.2. Elementos traza y tierras raras	62
3.3.3. Relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb	66
3.4. Geocronología	70
3.4.1. Unidades del Mioceno	70
3.4.2. Estructura Juárez	73
3.4.3. Estructura El Azufre	75

4. Discusión	77
4.1. Implicaciones geocronológicas	77
4.2. Génesis de los magmas del AVCh	83
4.3. Procesos de evolución magmática	88
4.3.1. Enriquecimiento en K_2O	95
5. Conclusiones	98
Referencias	100
Anexos	112

Resumen

El Arco Volcánico Chiapaneco (AVCh) se localiza en los estados de Chiapas y Tabasco al sur de México. Este arco está orientado en dirección NO-SE con una longitud de 150 km, relacionado a la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa Norteamericana, conformado por al menos dos volcanes, dos cuerpos intrusivos y 14 domos. Los volcanes e intrusivos que conforman este arco tienen una edad que varía desde 2.79 Ma hasta la actualidad. En este trabajo se realiza un estudio cartográfico, petrológico y geocronológico de las estructuras La Catedral, Juárez, El Azufre y los intrusivos Santa Fe y La Mina ubicados al NO del AVCh. La composición química de las rocas de esta área varían de basaltos a traquiandesitas, mientras que las rocas intrusivas varían de gabro-dioritas a tonalitas. La mineralogía típica de estas rocas es de plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol y óxidos de Fe-Ti. Los intrusivos presentan la misma mineralogía pero en vez de anfíbol contienen biotita. Las estructuras volcánicas Juárez y El Azufre fueron fechados con el método de U-Pb en circones en ~ 2.1 Ma por lo que resultan ser las estructuras más antiguas de todo el AVCh. Adicionalmente se reconocieron rocas volcánicas del Mioceno con características químicas similares al AVCh, intercaladas con rocas volcanoclásticas y sedimentarias.

La génesis de los magmas del AVCh tienen lugar en la cuña del manto modificado por fluidos acuosos derivados del *slab*, con valores de Ba/La y Th/Yb relativamente altos. Las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ son variables, algunas rocas son poco radiogénicas, mientras que estructuras como La Catedral, Santa Fe y Juárez presentan los valores más elevados de las relaciones de Sr y bajos de Nd. En particular La Catedral, la estructura volcánica Juárez y las rocas intrusivas presentan los valores más altos en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, similares a rocas del basamento. Modelos petrogenéticos indican que los magmas del AVCh fueron afectados por procesos de AFC en diferentes grados, involucrando diferentes litologías del basamento, y en menor medida cristalización fraccionada y probablemente contaminación, evidenciado también por circones provenientes del basamento. Estos tres procesos de evolución aparentemente son los responsables del enriquecimiento en K_2O , característico en todas las rocas del arco.

Abstract

The Chiapanecan Volcanic Arc (ChVA), is located in the states of Chiapas and Tabasco, southern Mexico. Is a 150 km long, NW-SE-oriented continental arc, related to the subduction of the Cocos plate below the North American plate. This arc is composed of at least two volcanoes, two intrusive bodies and fourteen lava domes, spanning between 2.7 Ma to the recent. In this work a cartographic, petrological and geochronological study was carried out, focused on La Catedral, Juárez and El Azufre volcanic structures located at the NW of ChVA. Chemical composition of these volcanic rocks vary from basalts to trachyandesites, whereas the intrusive rocks vary from gabbro-diorite to tonalite. Mineral assemblage of the studied rocks is made of plagioclase + clinopyroxene + amphibole and \pm Fe-Ti oxides. Intrusive rocks have the same mineralogy with the exception of amphibole that instead, biotite is present. Juárez and El Azufre volcanic structures were dated by U-Pb in zircons in \sim 2.1 Ma, being the oldest structures of the ChVA. Additionally, Miocene volcanic rocks, with similar chemical characteristics to the ChVA were identified, interbedded with volcanoclastic and sedimentary rocks.

Magma genesis of the ChVA takes place in the mantle wedge, that is constantly modified by aqueous fluids derived from the slab, with relatively high Ba/La and Th/Yb ratios. The isotopic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios display a wide range, being La Catedral, Santa Fe and El Azufre with the highest Sr and lowest Nd ratios. La Catedral and Juárez volcanic structure, as well as some intrusive rocks have $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios similar to the basement rocks. Petrogenetic models indicate that the ChVA rocks were generated by AFC processes in different degrees, involving different lithologies from the basement rocks, and to a lesser extent, fractional crystallization and probably contamination. Furthermore, inherited zircons attest for assimilation of the basement rocks. These three evolutionary processes (AFC, FC and contamination) are apparently responsible for the K_2O -enrichment in all rocks from the ChVA.

1. Introducción.

El estudio integral de áreas volcánicas permite obtener un panorama completo sobre la distribución espacial y temporal de los productos volcánicos, así como la evolución de dichos productos, en especial en áreas en donde se han registrado erupciones recientes. La presente tesis consiste en un estudio cartográfico, petrológico, geoquímico, isotópico (Sr–Nd–Pb) y geocronológico (U–Pb en circones) de las estructuras volcánicas determinadas en este trabajo como Juárez y El Azufre, que se encuentran en la parte NO del Arco Volcánico Chiapaneco (AVCh). Estas estructuras volcánicas no han sido estudiadas anteriormente. También se presentan datos de campo, petrográficos, geoquímicos y geocronológicos de otras estructuras como La Catedral y los intrusivos Santa Fe y La Mina, de los cuales existen pocos estudios. Los resultados de esta investigación se comparan y complementan con datos publicados del volcán Chichón, el cual es uno de los más estudiados en todo México y es un volcán activo. En general el aporte de esta tesis se traduce en la generación de un mapa con la distribución de los distintos cuerpos volcánicos e intrusivos de la parte NO del AVCh, así como la relación temporal de éstos y se propone una evolución magmática de todos los productos del arco que son predominantemente traquiandesíticos, ricos en K_2O . Cabe resaltar que el AVCh es considerado un arco activo, por lo tanto es de suma importancia conocer el tipo de vulcanismo que se ha registrado en el pasado, así como las características de los magmas que se generan a profundidad por debajo del arco, que se manifiestan en superficie como erupciones volcánicas violentas, como la ocurrida en 1982 en el volcán Chichón, en donde murieron más de 2000 personas (Sigurdson et al., 1984; Espíndola et al., 2000).

1.1. Antecedentes.

El AVCh se localiza al sur de México, en el estado de Chiapas, en una zona tectónicamente compleja, en la que interactúan las placas tectónicas de Cocos, de Norteamérica y la del Caribe (Fig. 1.1), cuyo límite entre estas dos últimas está

representado por el sistema de fallas laterales Polochic-Motagua (Plafker, 1976; Burkart, 1978).

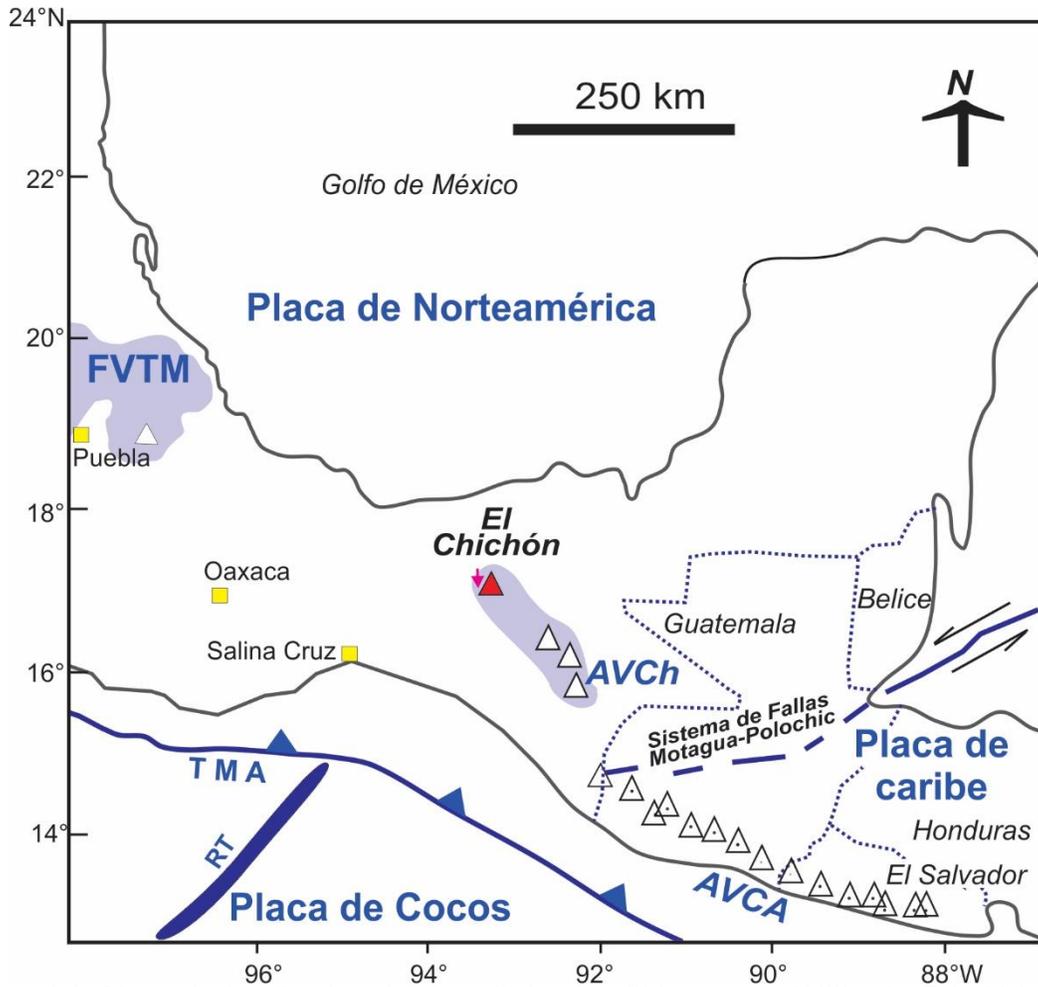


Figura 1.1. Mapa de localización del Arco Volcánico Chiapaneco (AVCh), la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), el Arco Volcánico de Centro América (AVCA), la Trincherina Mesoamericana (TMA) y el Rigde de Tehuantepec (RT), Δ representa a los volcanes.

Este arco es una cadena de estructuras volcánicas orientadas NO-SE, con una longitud de 150 km y con edades desde 2.8 Ma hasta el presente (Damon y Montesinos, 1978; Mora et al., 2012). Algunos autores lo llaman Arco Volcánico Chiapaneco Moderno, ya que paralelo a la costa existió el Arco del Mioceno de la Sierra Madre (Macizo de Chiapas), el cual fue abandonado entre los 9 y 3 Ma (Damon y Montesinos, 1978). Debido a la reorganización de la placa de Cocos, el magmatismo migró hacia la posición actual (Manea y Manea, 2006), con lo que

se ha postulado que la génesis de este arco se debe a la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa de Norteamérica (Nixon, 1982).

Las edades publicadas sobre el AVCh sugieren una migración del vulcanismo de NO a SE, con los volcanes más antiguos en el NO (Manea y Manea, 2006). Sin embargo, al NO del arco es donde se encuentra el Chichón, el volcán más joven y el único activo del AVCh (Damon y Montesinos, 1978). El volcán Chichón inició su actividad hace 370,000 años con la formación del Pre-Somma y el emplazamiento de varios domos (Layer et al., 2009). Además, fechamientos de U-Th en circones, sugieren que la actividad del sistema magmático que dio origen a las erupciones del Holoceno empezó aproximadamente hace 84 mil años, ya que no se encontraron circones con edades similares a las de la formación del Pre-Somma, pero sí se encontraron cristales con núcleos más viejos considerados como xenocristales del basamento (Pack et al., 2016).

Alrededor del Chichón también afloran otras estructuras volcánicas independientes. Por ejemplo el volcán La Catedral que se ubica a 4 km del Chichón, con una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 1.6 Ma (Garduño-Monroy et al., 2015) y de composición traquiandesítica (López-Loera et al., 2020). Otra estructura cercana es el intrusivo diorítico Santa Fe, expuesto a 25 km al este de El Chichón, fechado por K-Ar entre 2.17 y 2.79 Ma (Damon y Montesinos, 1978; López-Loera et al., 2020), el cual tiene asociado una secuencia de lavas de composición andesítico-basálticas a andesitas y flujos piroclásticos de ceniza y pómez, siendo los productos volcánicos más viejos de todo el AVCh (Damon y Montesinos, 1978). A 20 km al sureste del Chichón se encuentra el Cerro La Mina, el cual es un intrusivo de composición entre monzodiorita y diorita (Jansen, 2012) con una edad de K-Ar de 2.79 a 1.95 Ma (Damon y Montesinos, 1978) y de 1.06 Ma para la cristalización de circones (Jansen, 2012). El Cerro La Mina tiene asociada una secuencia volcánica la cual está compuesta de tres unidades, rocas andesíticas y autobrechas en la parte inferior, brechas polimícticas andesíticas – dacíticas intercaladas con rocas volcanoclásticas masivas y la parte superior está cubierta por aglomerados andesítico–dacítico (Cumming, 2008). Otra estructura que ha

sido descrita, pero poco estudiada es el Traquibasalto Chapultenango, el cual se encuentra a 10 km al este del Chichón, con una edad K-Ar de 1.1 Ma (García-Palomo et al., 2004).

Además se han reconocido enclaves máficos en El Chichón, que representan los productos menos evolucionados de la zona (Macías et al., 2003; Arce et al., 2014). Uno de estos enclaves fue fechado por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 1.09 Ma (López-Loera et al., 2020), edad similar al Traquibasalto Chapultenango.

1.2. Planteamiento del Problema.

Hasta el momento no existen mapas geológicos detallados de la porción NO del AVCh, en el mapa del Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2005; Carta Villahermosa E15-8) se reportan cuerpos volcánicos al norte del Chichón, de los cuales no se tienen mayores detalles, no se sabe su origen, edad, su composición, mucho menos sus relaciones isotópicas. Datos geofísicos sugieren la presencia de un enorme cuerpo magmático por debajo de la superficie del área del volcán Chichón (Manea y Manea, 2008; López-Loera et al., 2020), así como otros cuerpos asociados a estructuras diversas, aparentemente sin relación alguna con El Chichón. Garduño-Monroy et al. (2015) y López-Loera et al. (2020) también describieron al volcán La Catedral, ubicado al noroeste del Chichón, de la cual se desconoce su mineralogía, así como sus productos (lavas, depósitos piroclásticos).

Por lo tanto, en este trabajo se realizó el estudio de las estructuras volcánicas alrededor del Chichón, incluyendo al volcán La Catedral (NO), la estructura Juárez (N), la estructura El Azufre (NE), así como los intrusivos Santa Fe y La Mina (SE). Para esto se llevó a cabo trabajo de campo, muestreo de rocas para análisis químicos, petrográficos, isotópicos y fechamientos por el método U-Pb en circones. Como resultado final se elaboró un mapa de la distribución de los diferentes cuerpos volcánicos, así como un modelo de la génesis de los magmas para esta parte NO del Arco Volcánico Chiapaneco.

1.3. Justificación.

Los trabajos realizados sobre el sector noroeste del AVCh se han centrado en el estudio de El Chichón y sus productos, sin embargo, no se ha realizado el estudio de otros cuerpos volcánicos como el volcán La Catedral, el Traquibasalto Chapultenango, las estructuras Juárez y el Azufre. Por lo tanto el estudio mediante fechamientos isotópicos, análisis químicos e isotópicos podrían proporcionar información relevante para comprender la evolución del AVCh en este sector. Esta nueva información permitirá además discutir sobre la génesis de los magmas tanto en esta zona como en todo el arco, ya que se ha planteado que el magmatismo del AVCh se debe a la subducción de la placa de Cocos por debajo de las placas de Norte América y El Caribe. Sin embargo, esta área se ubica a ~350 km de la trinchera, se considera que el ángulo de subducción del *slab* de Cocos varia de 40 - 45° (Rebollar et al., 1999), por lo que el *slab* se encuentra ubicado a ~200 km por debajo del AVCh (Rebollar et al., 1999; Manea y Manea, 2006), lo cual es raro en arcos volcánicos relacionados a subducción, ya que los magmas comúnmente se generan donde el *slab* se encuentra a 100 km de profundidad (Gill, 1981). Otro aspecto importante es el carácter rico en potasio de los magmas, por lo que se debe de explicar el mecanismo de este enriquecimiento, que hasta la fecha no se ha logrado.

1.4. Hipótesis.

La génesis de los magmas en ambientes de arco volcánico están controlados por diversos parámetros, siendo uno de los más importantes el papel de la placa subducida, la cual se deshidrata y libera volátiles a la cuña del manto disparando la fusión de esta zona (Saunders et al., 1980; Gill, 1981). Posteriormente los magmas generados en la cuña del manto del manto ascienden hacia la superficie, atravesando la corteza terrestre, durante el cual pueden registrar diversos mecanismos de evolución magmática. Una de las maneras de poder aclarar el o los mecanismos responsables de la generación de rocas traquiandesíticas, ricas en K₂O en el AVCh, es utilizando diversos métodos analíticos, como análisis

químicos de roca total, análisis isotópicos de Sr, Nd, Pb, estudios petrográficos, fechamientos isotópicos, combinados con descripciones de las relaciones de campo. De esta manera, será posible generar un mapa detallado de la zona lo cual ayudará a comprender la evolución del magmatismo y la elaboración un modelo genético de los magmas ricos en potasio.

Con ayuda de las relaciones isotópicas de Sr, Nd, Pb se podrán determinar la fuente de la cual provienen los magmas y posibles zonas de contaminación, que al ser comparados con las relaciones isotópicas del todo el AVCh, ayudarán a generar un modelo de la génesis y evolución magmática de todo el arco.

1.5. Objetivos.

El presente trabajo tiene como objetivo principal realizar una caracterización cartográfica, geoquímica, petrográfica y geocronológica de los cuerpos volcánicos Juárez y el Azufre, el volcán La Catedral así como los intrusivos Santa Fe y La Mina ubicados al NO del AVCh, para conocer la evolución del magmatismo en el arco.

Para ello se desarrollarán los siguientes objetivos específicos:

- * Elaborar un modelo digital de elevación con la información disponible del INEGI.
- * Mediante imágenes de anaglifos, se generará un modelo para delimitar los cuerpos volcánicos y la geología del Servicio Geológico Mexicano (SGM).
- * Determinar la composición química y elementos traza de las rocas volcánicas cercanas al Chichón.
- * Caracterizar la asociación mineralógica de las rocas en estudio mediante análisis petrográficos.
- * Determinar las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de muestras seleccionadas de las rocas volcánicas de la zona.

- * Determinar la edad de las rocas mediante fechamientos de U-Pb en circones, para establecer una estratigrafía en la zona de estudio.
- * Determinar y explicar la génesis de los magmas en esta zona y su relación temporal con el AVCh.

1.6. Metodología.

La metodología que se utilizó para la elaboración de la presente tesis consistió de trabajo de gabinete, trabajo de campo y trabajo de laboratorio.

- Trabajo de Gabinete

El trabajo de gabinete consistió en la búsqueda y recopilación de información bibliográfica del área de estudio (química, isotópica y geocronológica).

Se llevó a cabo la elaboración de un mapa preliminar, el cual se utilizó en el trabajo de campo. En dicho mapa se observa el modelo digital de elevación generado a partir de imágenes lidar con una resolución de 5m junto con la geología reportada por el SGM de la carta Villahermosa (E15-8), los poblados y carreteras cercanas al área de estudio, lo cual fue útil para planear el trabajo de campo, los recorridos y el muestreo.

Posterior a la salida a campo, con ayuda de mapas de anaglifos, así como los resultados geocronológicos se modificaron los límites de las estructuras volcánicas (Fig. 1.2) de la parte noroeste del AVCh (volcán La Catedral (NO), la estructura Juárez (N) y El Azufre (NE)).

En gabinete, también se procesaron los análisis químicos de FRX e ICP-MS en hojas de cálculo y con el programa Igpert se realizaron diversas gráficas de clasificación química.

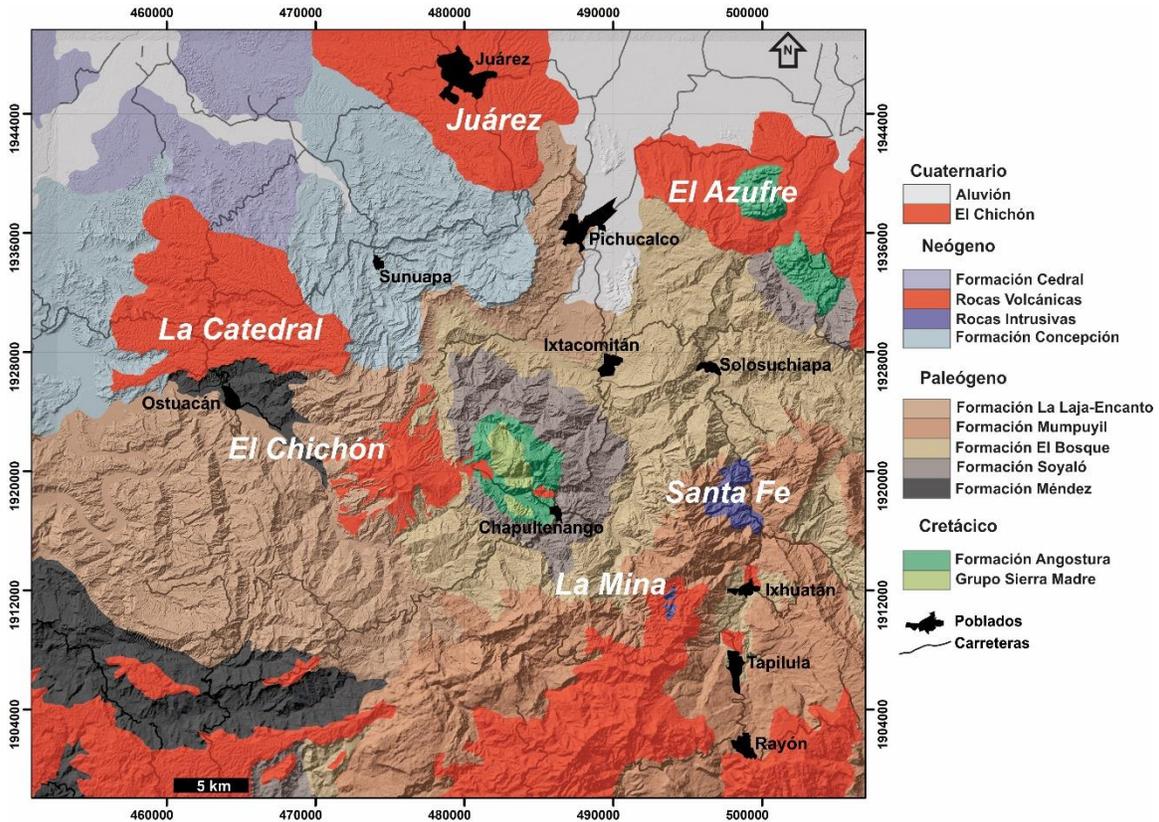


Figura 1.2. Mapa geol3gico preliminar de la parte noroeste del Arco Volc3nico Chiapaneco con los nombres de las estructuras volc3nicas estudiadas. Geol3gia tomada de Islas-Tenorio et al. (2005) y modificada para este trabajo. Se resaltan los nombres de las estructuras volc3nicas e intrusivos que se mencionan en todo el texto.

- Trabajo de campo

Durante el trabajo de campo se visitaron 31 afloramientos que cubren todas las estructuras volc3nicas y los cuerpos intrusivos de inter3s (Fig. 1.3; Anexo 1). Para los dos cuerpos intrusivos se tomaron muestras para an3lisis qu3micos y petrogr3ficos. Para el volc3n La Catedral, las estructuras Ju3rez y el Azufre se tomaron muestras de algunos de los bloques que conforman los dep3sitos pirocl3sticos y epicl3sticos para an3lisis qu3micos y petrogr3ficos, as3 como algunos dep3sitos pirocl3sticos para an3lisis geocronol3gicos por U-Pb en circones.

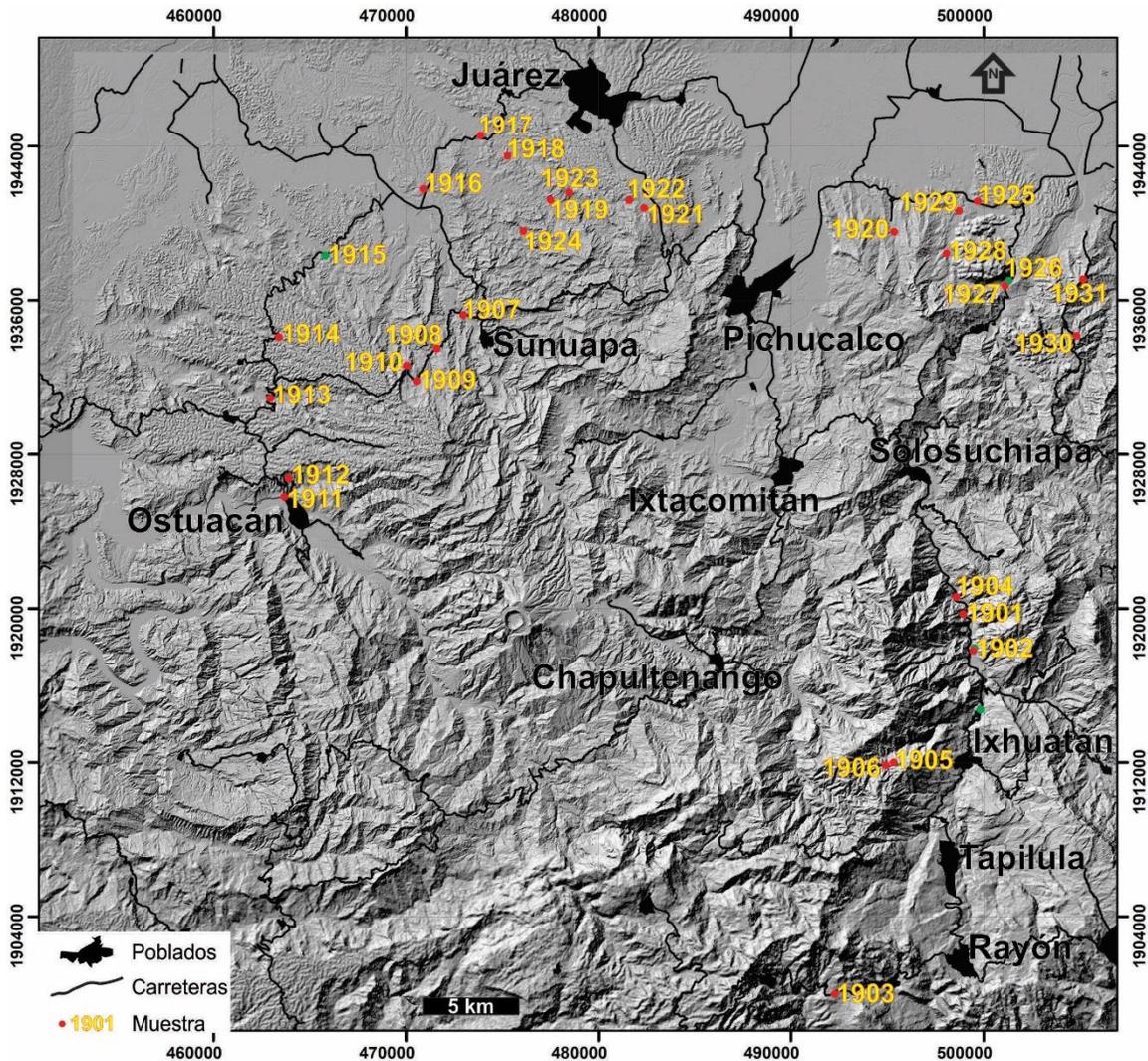


Figura 1.3. Modelo digital de elevación de la parte noroeste del Arco Volcánico Chiapaneco con la distribución de los sitios muestreados, así como los poblados cercanos. Generado a partir de los datos disponibles en el INEGI.

- Trabajo de laboratorio

En total se muestrearon 28 afloramientos, de éstos, seis muestras fueron de material piroclástico, con el fin de llevar a cabo la separación de circones, 22 bloques de lava para análisis químicos de roca total y láminas delgadas, de los cuales tres fueron seleccionados para análisis isotópicos de Sr, Nd y Pb.

✓ Separación de circones.

La separación de circones se llevó a cabo en muestras de material piroclástico, las cuales se colocaron en el horno a 80°C durante 24 horas. Una vez que se secaron, las muestras fueron pulverizadas en un mortero de ágata y tamizadas con la malla 200 (Fig.1.4a).

En el Centro de Geociencias, Juriquilla, se realizó el bateo de las 6 muestras de material piroclástico, con el fin de obtener un concentrado de minerales pesados, con la metodología modificada de Hernández-Treviño et al. (2012). La muestra tamizada se coloca en la batea (Fig. 1.4b), bajo un chorro de agua constante, se realizan movimientos circulares, para desechar todo el material fino y ligero, lo que permite que se concentren los minerales pesados en el centro (Fig. 1.4c). Con ayuda de un imán se separan los minerales metálicos de la muestra (Fig. 1.4d). Una vez obtenido el concentrado (Fig. 1.4e) se colocan en vasos de precipitados y se secan en un horno a 60°C durante 24 horas (Fig. 1.4f). De este concentrado se procede a separar los cristales de circón mediante un microscopio estereoscópico binocular del Laboratorio de Separación de Minerales del Instituto de Geología. Una vez separados, los cristales fueron pegados a un vidrio con cinta doble cara y enviados al Centro de Geociencias, Juriquilla, para el análisis isotópico de U/Pb por medio de LA-ICP-MS (*Laser-Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*).

✓ Elaboración de láminas delgadas y petrografía

De todos los fragmentos de roca así como de los depósitos piroclásticos se realizaron láminas delgadas. Los fragmentos de roca fueron cortados, pulidos y pegados en un portaobjetos con resina epóxica. Las muestras de material piroclásticos fueron impregnados con resina para un mejor manejo, esto se realizó en el taller de laminación del Instituto de Geología, bajo la supervisión del técnico Joaquín Aparicio. Las muestras fueron pulidas y pegadas en un vidrio con resina epóxica. Todas las muestras fueron cortadas hasta obtener un espesor menor a un milímetro. Una vez cortadas, las muestras fueron pulidas con abrasivos de

#600, #1000 y 5 micras de alúmina, hasta obtener el espesor adecuado, aproximadamente 30 micras. Posteriormente se procedió a realizar su descripción petrográfica con ayuda un microscopio petrográfico.

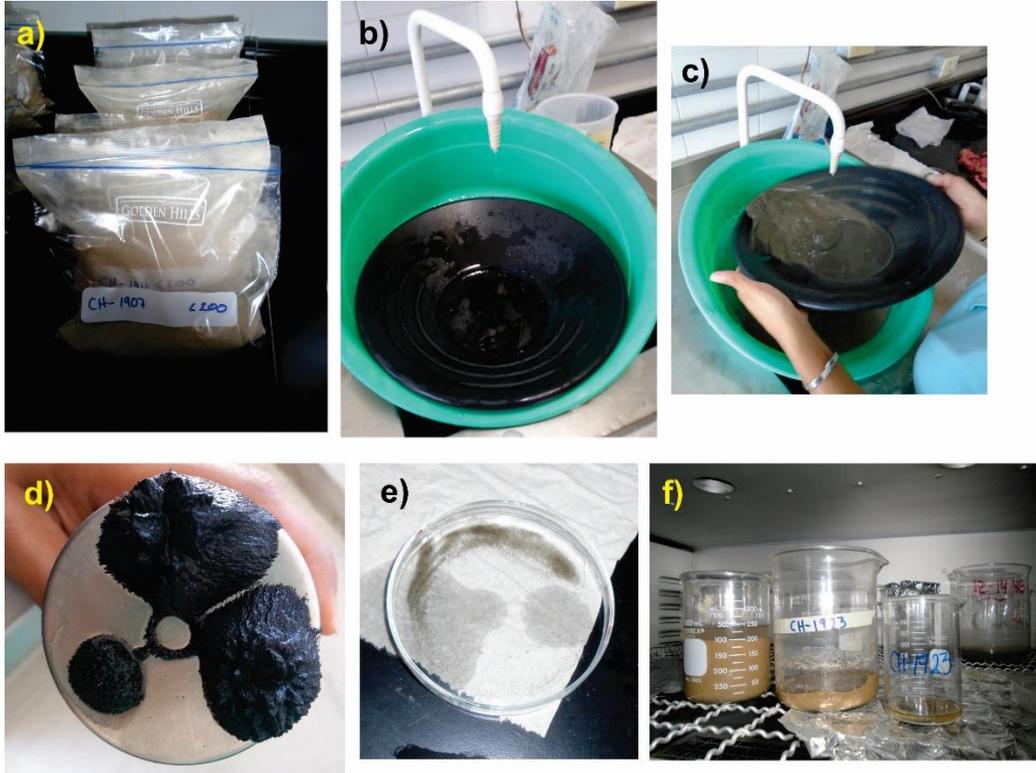


Figura 1.4. Fotografías que muestran la secuencia metodológica de la separación de circones. a) Material piroclástico tamizado y embolsado; b) Batea utilizada; c) Material piroclástico en la batea bajo chorro de agua constante; d) Minerales magnéticos atraídos por un imán; e) Concentrado de minerales pesados; f) Concentrado de minerales pesados en el horno.

✓ Análisis químicos de roca total

Se seleccionaron los fragmentos de roca más frescos (sin alteración), los cuales se trituraron con ayuda de una prensa hidráulica en el Taller de Molienda del Instituto de Geología, UNAM, a cargo de la Ing. María del Consuelo Macías, para así obtener esquirlas de las rocas, que posteriormente fueron pulverizadas con el molino vibratorio Herzog H100, el cual está compuesto de varios discos de acero, estos discos al chocar entre sí pulverizan la roca hasta dejar el polvo muy fino. Los polvos se guardaron en frascos limpios y rotulados.

Una fracción del material fue enviado al Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía de la UNAM, para el análisis de elementos mayores y algunos traza por medio de Fluorescencia de rayos X (FRX), bajo la supervisión de la Quim. Patricia Girón García, siguiendo la metodología descrita por Lozano-Santracruz y Bernal (2005). Otra pequeña fracción fue enviada al centro de Geociencias, UNAM, Juriquilla, para el análisis de elementos traza por medio de Espectrometría de Masas con Acoplamiento Inductivo (ICP-MS) bajo la supervisión de la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu, siguiendo la metodología descrita en Mori (2007).

Por último, se seleccionaron 0.1g de las tres muestras para el análisis isotópico de Sr, Nd y Pb en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica, UNAM, con la asesoría de la M. en C. Gabriela Solís Pichardo, siguiendo la metodología descrita por Schaaf et al. (2005). Se utilizó un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca Thermo Scientific, Modelo Triton Plus para la medición de los isótopos de Sr y Nd, el cual cuenta con 9 colectores Faraday ajustables y 5 contadores iónicos. Mientras que para los isótopos de Pb se utilizó un espectrómetro marca Finnigan Mat 262 el cual tiene una copa central y ocho colectores Faraday.

Las muestras de Sr y Nd se cargaron como cloruros sobre filamento doble de renio y se midieron como iones metálicos. En cada corrida se analizaron 60 relaciones isotópicas para Sr y 70 para Nd. Las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. Los valores del estándar NBS 987 para Sr son $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710254 \pm 13 (\pm 1\sigma_{\text{abs}}, n=84)$ y para el estándar La Jolla de Nd son $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511849 \pm 3 (\pm 1\sigma_{\text{abs}}, n=30)$.

Las muestras de Pb se cargaron con una mezcla de gel de sílice + ácido fosfórico sobre filamentos sencillos de renio, se analizaron 100 relaciones isotópicas. Los datos fueron corregidos respecto a los valores del estándar NBS 981: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.89 \pm 0.07\%$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.43 \pm 0.10\%$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.53 \pm 0.13\% (\pm 1\sigma_{\text{rel}}, n=69)$.

2. Marco Geológico.

Damon y Montesinos (1978) describieron por primera vez al Arco Volcánico Chiapaneco (ACVh), como una cadena de estructuras volcánicas alineadas en dirección NO-SE. Posteriormente Mora et al. (2012) definieron los límites del arco desde el estado de Tabasco hasta el poblado de Venustiano Carranza, Chiapas, con aproximadamente 150 km de longitud. Este arco ha sido activo desde el Plioceno (2.8 Ma) hasta la actualidad (Damon y Montesinos, 1978; Mora et al., 2012).

El AVCh se encuentra en una región tectónicamente compleja, en donde interactúan tres placas, la de Cocos se subduce por debajo de la Norteamericana y la del Caribe. El límite de estas dos últimas placas es conocido como sistema de fallas laterales-izquierda Polochic-Motagua (Plafker, 1976; Burkart, 1978), que se forma por el desplazamiento hacia el este de la placa del Caribe con respecto a la Norteamericana. Sin embargo, la parte oeste de este sistema de fallas es inactivo debido a la compresión que produce la subducción de la placa de Cocos (Malfait y Dinkelman, 1972; Plafker, 1976). Actualmente se ha propuesto que el movimiento lateral izquierdo fue transferido y se encuentra dentro de la Sierra Madre de Chiapas (Witt et al., 2012).

El ACVh se localiza al sur de México, entre la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y el Arco Volcánico de Centro América (AVCA) (Fig. 2.1). Este arco se encuentra a una distancia entre 300 y 350 km de la trinchera Mesoamericana y es oblicuo a ésta (~30°). Además, el *slab* de Cocos completamente deshidratado, se encuentra aproximadamente a 200 km por debajo de este arco (Manea y Manea, 2006). Así como los otros arcos volcánicos de México, el magmatismo del AVCh se ha relacionado con la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa Norteamericana (Fig. 2.1), pero la FVTM está alineada E-O, y también es oblicua con respecto a la trinchera, mientras que el AVCA es paralelo a la zona de subducción (McGee et al., 1987).

Vulcanismo del Pleistoceno en la parte noroeste del Arco Volcánico Chiapaneco

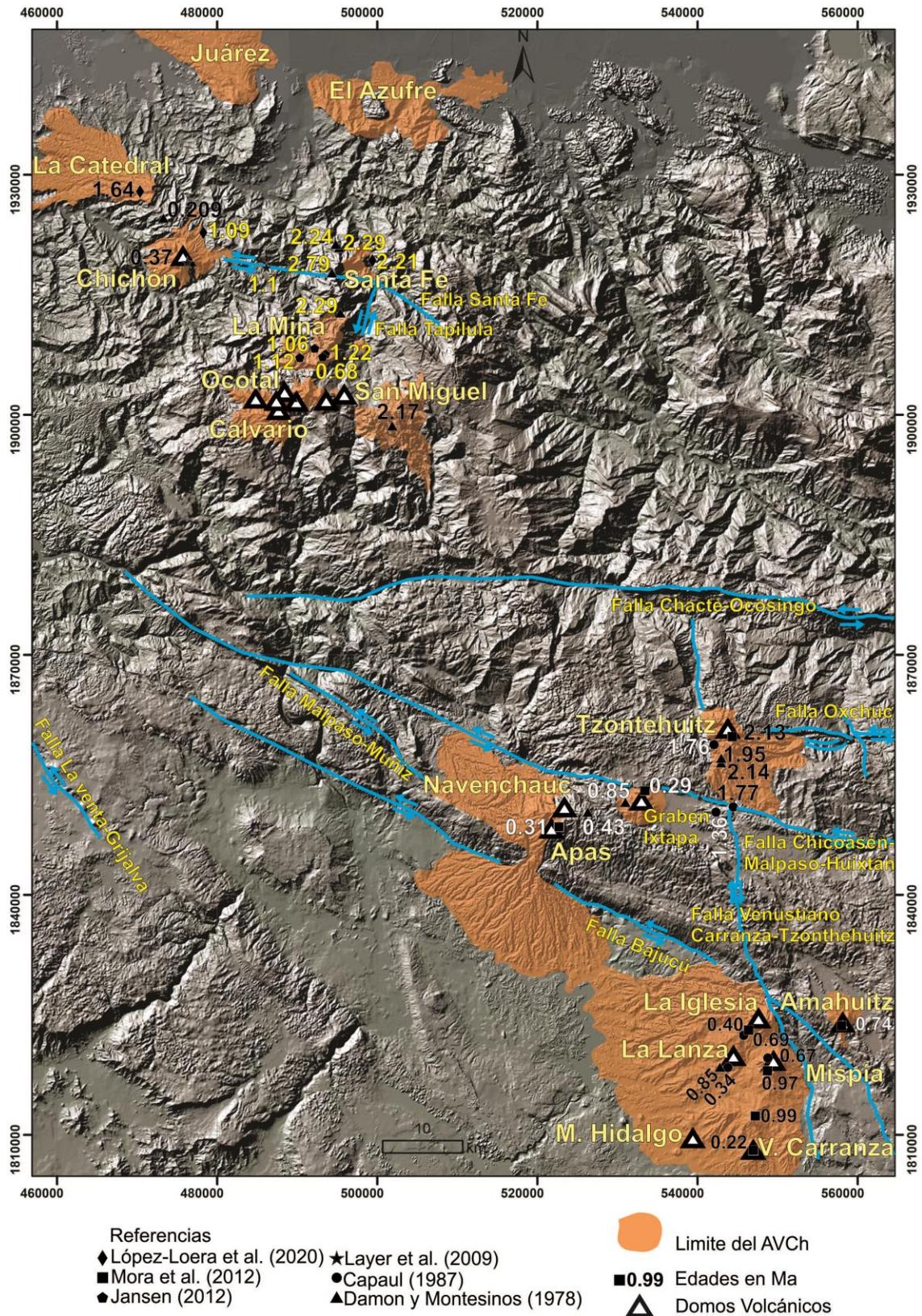


Figura 2.2. Modelo digital de elevación del Arco Volcánico Chiapaneco, donde se observan las principales estructuras volcánicas, fallas regionales, así como las edades reportadas por diferentes autores.

El magmatismo del AVCh se ha relacionado con la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa de Norteamérica (Nixon, 1982; Luhr et al., 1984; McGee et al., 1987; Garduño-Monroy et al., 2015). Sin embargo, los magmas son generados en un contexto tectónico complejo y con características peculiares (alto K), por lo que no se ha definido con claridad el proceso responsable de la génesis de los magmas en el arco. Los escenarios que se han propuesto incluyen: (1) la placa de Cocos tiene diferentes edades y se subduce en ángulos diferentes (Nixon, 1982) y probablemente está interactuando con la cuña del manto y la corteza (Espíndola et al., 2000; García-Palomo et al., 2004); (2) el alto contenido de fluidos desprendidos durante la deserpentinización del *slab* en la subducción dispara la fusión; (3) el ascenso del manto astenosférico más caliente a través del Ridge de Tehuantepec subducido (Manea y Manea, 2006; Garduño-Monroy et al., 2015). La generación de los magmas alcalinos en el arco también se ha relacionado con la configuración tectónica extensional del sur de México y que en algunas zonas se configuran sistemas de pull-apart (Duffield et al., 1984; Bursik, 2009; Arce et al., 2014) así como por la deformación interna de las placas en la región (Damon y Montesinos, 1978; Nixon, 1982; Luhr et al., 1984; García-Palomo et al., 2004; Manea et al., 2005).

La distribución de las rocas volcánicas en el estado de Chiapas sugiere que hubo un cambio radical en la geometría de la subducción de la placa de Cocos (Damon y Montesinos, 1978), la cual ocurrió entre los 9 y 3 Ma (Mioceno tardío – Plioceno), dando lugar al cese del arco de la Sierra Madre de Chiapas y tuvo lugar el inicio del Arco Volcánico Chiapaneco, debido a la reorganización de la misma placa de Cocos (Manea y Manea, 2006).

Es claro que la complejidad tectónica en el sur de México y norte de Guatemala para el Neógeno, así como el ángulo de subducción, el Ridge de Tehuantepec subducido y el movimiento del Bloque Chortis con respecto a la placa Norteamericana, influenciaron en la distribución del magmatismo (Guzmán-Speziale et al., 1989; Garduño-Monroy et al., 2015). Por tanto, el movimiento del

Bloque Chortis puede explicar la migración del magmatismo a lo largo de la costa sur del Pacífico mexicano (Schaaf et al., 1995).

El Bloque Chortis es una entidad geológica compuesta por un agregado de diferentes terrenos (Howell et al., 1983; Keppie, 2004; Rogers et al., 2007; Ortega-Gutiérrez et al., 2007). De acuerdo con Malfait y Dinkelman (1972), el Bloque Chortis estuvo adherido a México hasta el Terciario temprano, posteriormente se generó el sistema de fallas Polochic-Motagua a través de las cuales el Bloque Chortis se desplazó en dirección sureste hacia su ubicación actual al sur de Guatemala, Honduras, Nicaragua y El Salvador, actualmente forma parte de la placa del Caribe (Fig. 2.3). Durante este evento se produjo una extensa sedimentación clástica que duró hasta el Mioceno tardío, debido a la deformación por la interacción entre el Bloque Chortis y el sur de Chiapas (Brueckner et al., 2009). Esta interacción generó un sistema de fallas de desplazamiento lateral izquierdo con tendencia O-NO (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000), las cuales han sido activas desde el Mioceno tardío, y son las responsables de controlar el vulcanismo en los Altos de Chiapas (García-Palomo et al., 2004). La presencia de volcanes del Pleistoceno en el AVCh sugiere actividad reciente de este sistema de fallas.

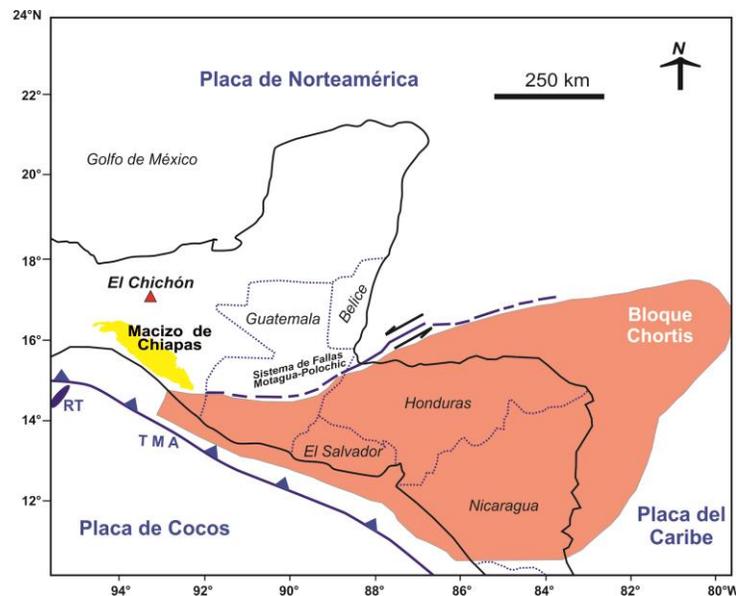


Figura 2.3. Mapa de localización del Macizo de Chiapas (tomado de González-Guzmán et al., 2016) y el Bloque Chortis (tomado de Rogers et al., 2007).

2.1. Basamento del AVCh.

El basamento sobre el cual se encuentra el AVCh está representado por una secuencia de rocas sedimentarias con edades desde el Jurásico superior (Meneses-Rocha, 1991) representadas por la Formación San Ricardo. Esta formación está compuesta por una secuencia de calizas microcristalinas dolomitizadas con horizontes de areniscas y lutitas con intercalaciones de yeso (Meneses-Rocha, 1991). Posteriormente se encuentra la Formación Sierra Madre (Fig. 2.4), que es una secuencia de calizas, dolomías y margas del Cretácico inferior (Fig. 2.5), sobreyacida por la Formación Angostura compuesta por calizas y lutitas con nódulos y bandas de pedernal del Cretácico superior (Meneses-Rocha, 1991).

Por otra parte, el Macizo de Chiapas (MC) es un complejo cristalino que se extiende desde el Istmo de Tehuantepec hasta el límite entre Chiapas y Guatemala, que probablemente también forma parte del basamento en la región del AVCh. El MC está compuesto por rocas metamórficas y plutónicas con edades del Pérmico tardío (245 y 275 Ma; Weber et al., 2005, 2007), la mayoría de los granitoides se encuentran foliados, deformados y metamorfozados (Schaaf et al., 2002).

Para el MC se han reportado tres eventos tectono-magmáticos principales: 1) emplazamiento de rocas ígneas (gneises migmatíticos y gabros) con una edad de 509 Ma por el sistema Rb-Sr; 2) un evento de enfriamiento y levantamiento de 214-244 Ma por medio del sistema Rb-Sr en cristales de biotita y roca total; 3) y un probable evento de intrusión con una edad del Jurásico temprano (182-175 Ma), en cristales de biotitas por medio del sistema Rb-Sr (Damon et al., 1981; Schaaf et al., 2002). Sin embargo el evento térmico más importante es de edades entre 250-258 Ma determinado por medio de U-Pb en circones (Weber et al., 2005)

Las rocas del Paleoceno han sido descritas por (Castro-Mora, 2003) de la siguiente manera: la Formación Méndez, una secuencia terrígena de lutitas laminares interestratificadas con areniscas de grano fino, seguido por la

Formación Soyaló, que consiste de una intercalación de lutitas, areniscas y conglomerados con algunos horizontes de calizas. Posteriormente está la Formación El Bosque, compuesta de una intercalación de areniscas, lutitas y conglomerados con calizas del Eoceno. Estas rocas se encuentran cubiertas por la Formación Mumpuyil, constituida por una intercalación de calizas arrecifales intercaladas con lutitas y areniscas del Oligoceno.

Las rocas del Mioceno están representadas por areniscas y limolitas de las formaciones La Laja y el Encanto, cubiertas por areniscas y lutitas de la Formación Concepción, descritas en el estado de Veracruz (Castro-Mora, 2003). Finalmente, estas rocas del Mioceno están cubiertas por areniscas y conglomerados de la Formación Cedral con edades del Plioceno y Pleistoceno (Castro-Mora, 2003).

También se han descrito intrusivos granodiorítico-dioríticos asociados a actividad magmática (Castro-Mora, 2003) que también dio origen a domos volcánicos andesíticos y flujos de bloques y ceniza asociados (Carrera-Muñoz, 2010) y forman parte del AVCh. Finalmente, las rocas volcánicas más jóvenes del área son del Pleistoceno y Holoceno, representadas por los productos del volcán Chichón (Damon y Montesinos, 1978; Layer et al., 2009). Al final de la columna estratigráfica se encuentran los depósitos sedimentarios del Holoceno, que pueden ser aluviales o lacustres (Castro-Mora, 2003).

Vulcanismo del Pleistoceno en la parte noroeste del Arco Volcánico Chiapaneco

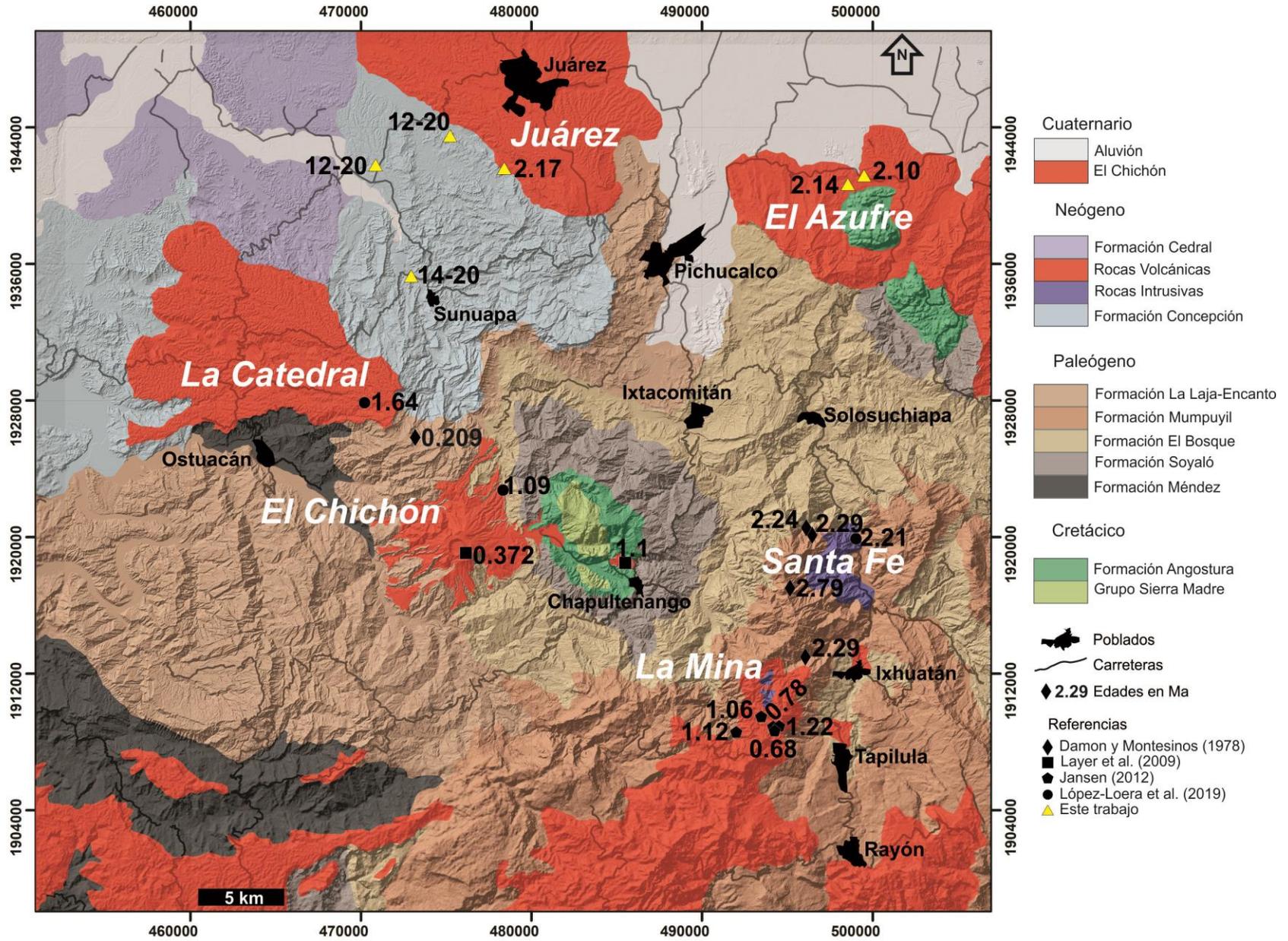


Figura 2.4. Mapa Geológico de la parte norte del Arco Volcánico Chiapaneco, donde se observan las estructuras volcánicas estudiadas y las formaciones sedimentarias de la zona, edades radiométricas, así como los principales poblados y carreteras. Modificado de Islas-Tenorio et al. (2005).

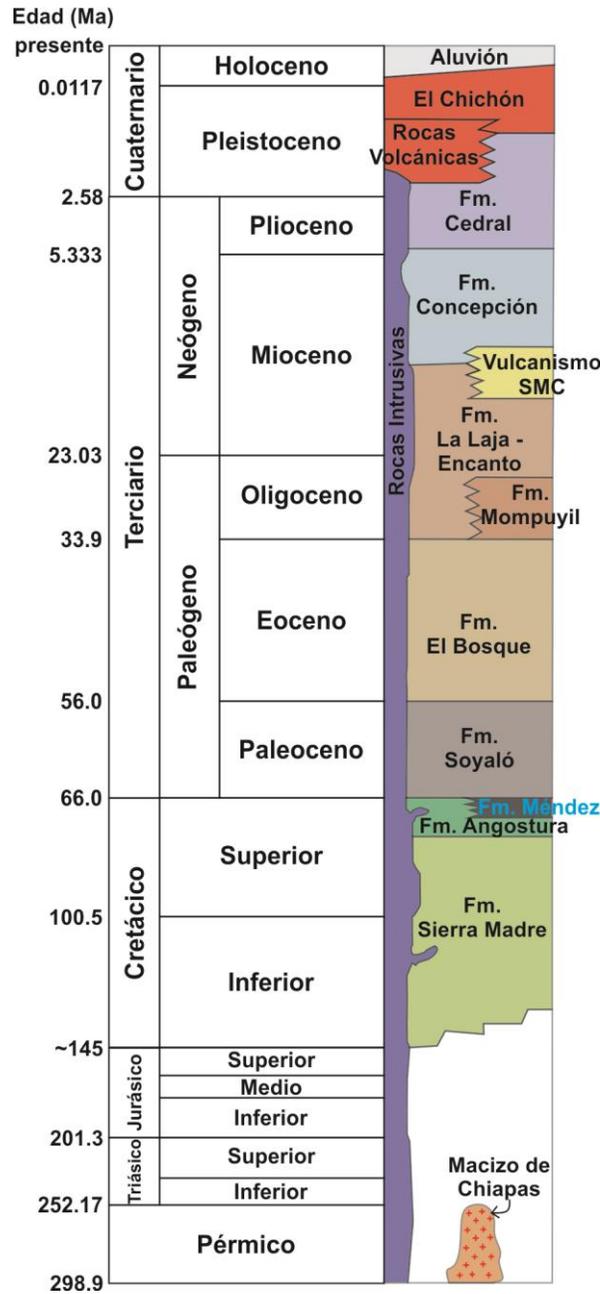


Figura 2.5. Columna estratigráfica compuesta de la parte noroeste del Arco Volcánico Chiapaneco. Modificada de Castro-Mora (2003). SMC= Sierra Madre de Chiapas.

2.2. Vulcanismo del AVCh.

Los primeros estudios del AVCh por Damon y Montesinos (1978) proporcionaron información geocronológica de las rocas. Otros estudios más recientes han cartografiado otras estructuras que componen al AVCh y sus productos (Jaimes-Viera, 2006; Mora et al., 2007 y 2012; Carrera-Muñoz, 2010; Jansen, 2012; López-Loera et al., 2020). El AVCh consiste de al menos dos volcanes, dos cuerpos intrusivos, catorce domos, un cráter de explosión y una estructura de colapso (Jaimes-Viera, 2006; Mora et al., 2007 y 2012; Carrera-Muñoz, 2010). A continuación se presenta una recopilación de las estructuras del arco y sus edades isotópicas de la más vieja a la más joven reportadas hasta el momento (figura 2.2).

La estructura más antigua ocurre en la mina Santa Fe que se localiza en el municipio de Solosuchiapa, a 25 km al sureste de El Chichón (Fig. 2.4). Se trata de un yacimiento de tipo hidrotermal, en donde las rocas calcáreas fueron reemplazadas por wollastonita debido al emplazamiento de cuerpos intrusivos de composición diorítica y granodiorítica (Salas, 1975). Estos cuerpos intrusivos están asociados con una secuencia de lavas andesítico basálticas a andesitas y flujos piroclásticos de ceniza y pómez (Damon y Montesinos, 1978). Los intrusivos presentan una mineralogía de plagioclasa, ortoclasa, cuarzo, orto y clinopiroxeno, biotita, anfíbol y óxidos (López-Loera et al., 2020). La edad de dichos cuerpos intrusivos fue determinada por el método K-Ar entre 2.24 y 2.79 Ma (Damon y Montesinos, 1978). Recientemente, se reportó otra edad por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 2.21 Ma en biotita y 1.66 Ma en roca total (López-Loera et al., 2020), las cuales concuerdan con las edades de K-Ar, por lo tanto éstas son las rocas más viejas de todo el AVCh.

El Cerro La Mina, se localiza a 20 km al sureste del Chichón (Fig. 2.4), consiste de rocas piroclásticas e intrusiones alcalinas (Kyne et al., 2013). La base de la secuencia volcánica consiste de depósitos piroclásticos de composición dacítica y lavas, cubiertas por aglomerados andesítico-dacítico que corresponden a la parte superior de la sucesión volcánica (Cumming, 2008). Además estas rocas están

intrusionadas por dioritas y monzodioritas equigranulares (Jansen, 2012). Las rocas de esta zona fueron fechadas entre 1.06 y 1.22 Ma por medio de U-Pb en circones, mientras que con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en una biotita hidrotermal se obtuvo una edad de 0.68 Ma y con el método de Re-Os en una molibdenita se obtuvo una edad de 0.78 Ma (Jansen, 2012). Por lo tanto el magmatismo de La Mina inició a los 1.2 Ma y concluyó hace 0.78 Ma. Estas edades son más jóvenes que las obtenidas por Damon y Montesinos (1978) para esta región, probablemente se debe a la alteración potásica del área que pudo afectar al sistema K-Ar (Jansen, 2012). Las edades por Re-Os y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ son utilizadas para fechar los posibles eventos de mineralización o recalentamiento en la zona y no la edad de la intrusión.

El complejo de domos Tzomtehuiz se localiza a 90 km al sureste del Chichón y a 10 km al noreste de San Cristóbal de la Casas. Está constituido por tres domos alineados norte-sur (Tzomtehuiz 1 y 2, y el Calvario) y por depósitos de flujos piroclásticos (Mora et al., 2007). Fue fechado por primera vez por Damon y Montesinos (1978), por el método K-Ar entre 2.14 y 1.95 Ma en roca total. Posteriormente fue fechado por Capaul (1987) por medio de trazas de fisión en circones entre 1.77 y 1.36 Ma. Recientemente fue fechado por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ arrojando una edad de 2.13 Ma (Mora et al., 2012), edad muy similar a las obtenidas por Damon y Montesinos (1978), por lo que también representan las estructuras más viejas del AVCh.

El volcán La Catedral se localiza a 11 km al noroeste del Chichón (Fig. 2.4), definido como un abanico volcánico que se extiende hacia el noroeste desde su posible fuente. Está compuesto por una serie de depósitos de flujos de escombros (bloques rodados inmersos en una matriz de arena gruesa; López-Loera et al., 2020). Se ha propuesto que el edificio se derrumbó hacia el este, dejando una estructura de colapso (Garduño-Monroy et al., 2015). La edad de esta estructura fue determinada por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 1.64 Ma en roca total (Garduño-Monroy et al., 2015; López-Loera et al., 2020). Un bloque muestreado en la parte superficial de La Catedral arrojó una composición traquiandesítica, con una

mineralogía de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y biotita en una matriz microlítica (López-Loera et al., 2020).

Las estructuras volcánicas de la parte central del AVCh se han dividido en dos grupos (Mora et al., 2012), el primero representado por domos volcánicos [La Iglesia (0.68 Ma), La Lanza (0.85 Ma), Mispia (0.97 Ma), Santontón (0.99 Ma), Amahuitz (0.74 Ma), Huitepec (0.29 Ma) y el complejo de domos Venustiano Carranza (0.22 Ma)] los cuales se encuentran alineados en una dirección NNO-SSE, siguiendo la falla Venustiano Carranza-Tzomtehuiz (Fig. 2.2). El segundo grupo incluye el cráter de explosión Navenchauc (0.36 - 0.27 Ma) y la estructura de colapso Apas (0.44 - 0.31 Ma), con voluminosos depósitos de flujos de bloques y cenizas, intercalados con depósitos de flujos de pómez y oleadas piroclásticas que reflejan un origen por actividad freatomagmática (Mora et al., 2012). Estas rocas varían composicionalmente de andesitas basálticas, andesitas, traquiandesitas, dacitas y traquidacitas (Jaimes-Viera, 2006).

En la zona norte del AVCh se describieron siete domos volcánicos, (El calvario, Buenavista, Ocotál, Bandera, Danta, San Miguel y Tapalapa) algunos de los cuales tienen asociados depósitos de flujos de bloques y cenizas (Carrera-Muñoz, 2010). Las rocas de esta zona son de composición traquiandesítica, sin embargo, no se tienen datos geocronológicos de estas estructuras.

Por último, El Chichón es un complejo volcánico compuesto de domos de lava, material piroclástico y edificios volcánicos de pequeñas dimensiones (Macías et al., 2010), cuya actividad inició hace 370,000 años (Layer et al., 2009). Los productos del Chichón son principalmente de composición traquiandesítica, rica en K (Luhr et al., 1984; McGree et al., 1987; Macías et al., 2003) y la composición ha sido constante durante toda su historia eruptiva. Dentro de estos productos se han reportado enclaves máficos de composición traquibasáltica, lo que sugiere que el sistema magmático está en constante recarga (Tepley et al., 2000; Andrews et al., 2008) y permite mantener una composición homogénea. A propósito, uno de los enclaves máficos fue fechado por medio del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 1.09 Ma (López-Loera et al., 2020), lo que sugiere que el sistema magmático ha sido activo desde

hace aproximadamente 1 Ma, contemporáneo al Traquibasalto Chapultenango, expuesto a 10 km del Chichón con una edad de 1.1 Ma (García-Palomo et al., 2004).

2.3. Sector NO del AVCh.

En trabajos recientes (López-Loera et al., 2020) se han reportado datos aeromagnéticos de la parte noroeste del AVCh, en donde se describe la presencia de un cuerpo intrusivo a niveles subsuperficiales, denominado Intrusivo Santa Fe y la Mina. Este intrusivo aflora de manera restringida en algunos puntos a lo largo de la carretera Ixhuatán-Solosuchiapa. Sin embargo, a profundidad entre 14 y 20 km, es un cuerpo con dimensiones de 27 km en dirección N-S y 14 km en dirección E-O. Se calcula que este intrusivo tiene un volumen aproximado de 1,662 km³. En el mapa de López-Loera et al. (2020) se observa una anomalía que presenta dos altos, que son probablemente separados por una falla en dirección NO-SE, los cuales representan al intrusivo Santa Fe al norte y al intrusivo La Mina al sur.

Para el volcán Chichón también se observa una anomalía aislada, ubicada al oeste del cuerpo intrusivo Santa Fe y La Mina, pero de menores dimensiones (2.7 x 4.3 km) (López-Loera et al., 2020). Mediante datos aeromagnéticos, se ubicó a la cámara magmática del Chichón entre de 5.6 - 8.5 km (López-Loera et al., 2020), similar a lo estimado en otros trabajos (6 km, Luhr et al., 1984; 7 -13 km, Jiménez et al., 1999; 6 - 7.5 km, Macías et al., 2003).

También se identificaron otras anomalías que corresponden con otras estructuras volcánicas en los alrededores del Chichón. Una de estas estructuras se encuentra al noroeste del Chichón, que en superficie representa al volcán La Catedral y otro al norte de los intrusivos que en este trabajo son descritos como las estructuras volcánicas Juárez y El Azufre.

3. Resultados

3.1. Mapa geológico del NO del AVCh

Durante el trabajo de campo se describieron 31 afloramientos de las estructuras volcánicas La Catedral, Juárez y El Azufre, así como los intrusivos Santa Fe y La Mina (Fig. 1.2). El volcán La Catedral, los cuerpos Juárez y Azufre despliegan morfologías de abanicos (Fig. 1.2) en cuyas superficies es común encontrar bloques redondeados de lava, probablemente relacionados a depósitos epiclásticos (depósitos fluviales, flujos de escombros, entre otros) y pocos afloramientos de depósitos piroclásticos. Así mismo, se describió una unidad volcánica-volcanoclástica del Mioceno. En los afloramientos se tomaron muestras para posteriores análisis de laboratorio como petrográficos, geoquímicos y fechamientos isotópicos por U-Pb en circones (Fig. 1.3; Anexo 1).

3.1.1. Intrusivo Santa Fe

Las muestras CH-1901, CH-1902 y CH-1904 corresponden al Intrusivo Santa Fe, fueron recolectadas a lo largo de la carretera Ixhuatán-Solosuchiapa (Fig. 3.1a). En general las muestras son de color gris claro, con una textura fanerítica y fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico, piroxeno y biotita (Fig. 3.1c). La muestra 02 corresponde a un dique máfico (Fig. 3.1d), que en muestra de mano es de color gris oscuro (Fig. 3.1e), con una textura fanerítica y cristales de plagioclasa, piroxeno y biotita.

La muestra 04 corresponde a una arenisca recolectada a lo largo de la carretera Ixhuatán-Solosuchiapa (Fig. 3.2). En muestra de mano es de color gris oscuro, de grano fino, es muy densa y solo se observan algunos minerales metálicos. A lo largo de esta misma carretera se tomaron las coordenadas de algunos lugares donde se encuentran calizas y areniscas en contacto directo con el intrusivo (Fig. 3.1b y Fig. 3.2), las cuales corresponden a la Formación Mompuyil (Castro-Mora, 2003).

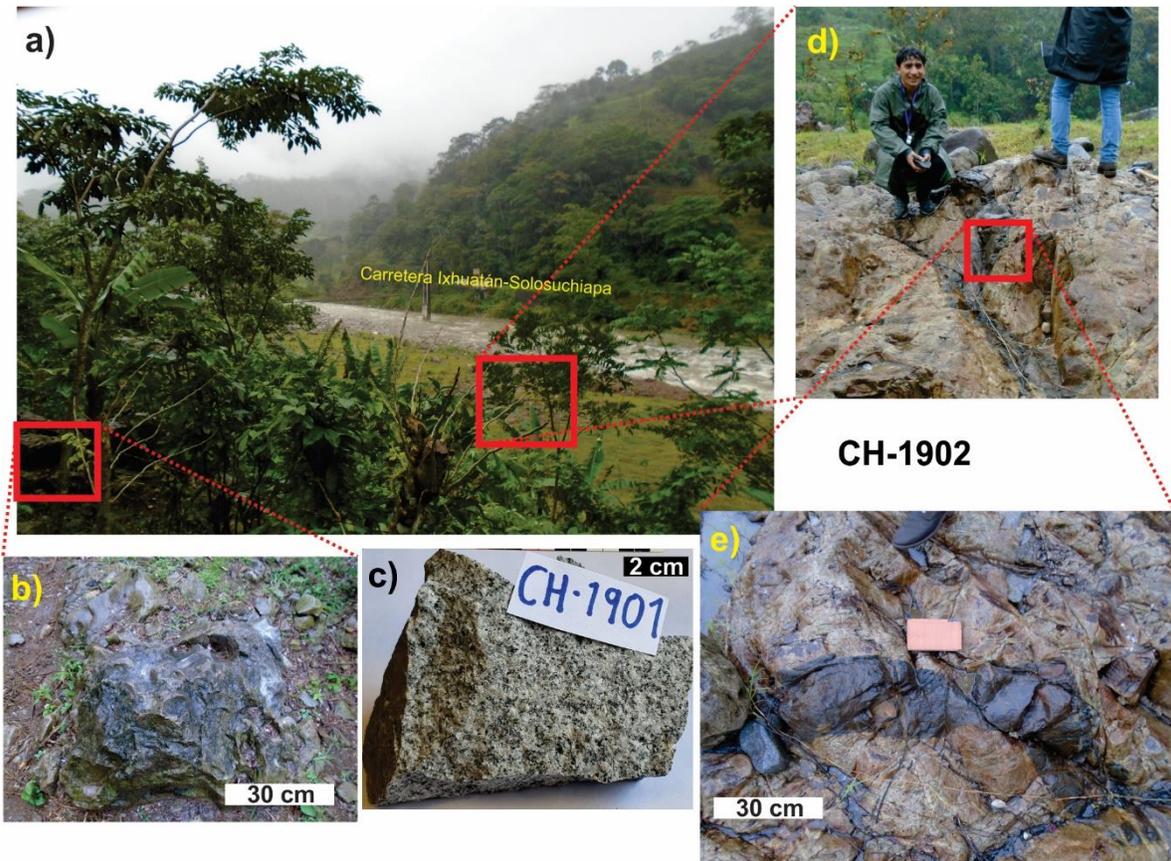


Figura 3.1. Fotografías del sitio 02 donde se puede observar. a) El río Blanco y la Carretera Ixhuatán-Solosuchiapa; b) Afloramiento de calizas in situ; c) Fotografía en muestra de mano del intrusivo Santa Fe; d) Zona de diques expuestos sobre el río; e) Acercamiento del dique máfico muestreado.

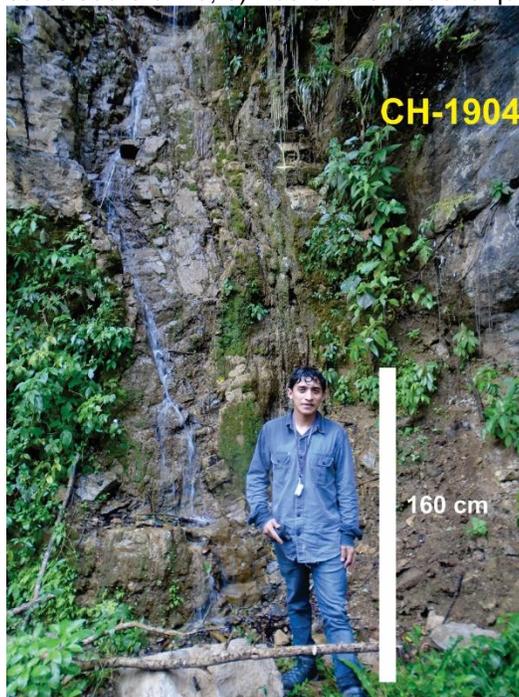


Figura 3.2. Fotografía del sitio 04, en donde se observaron las areniscas a lo largo de la carretera Ixhuatán-Solosuchiapa.

3.1.2. Intrusivo La Mina

Las muestras CH-1905A, CH-1905B y CH-1906 corresponden al intrusivo La Mina (Fig. 3.3). Cerca del poblado El Cacate se observa el cuerpo intrusivo, el cual incluye algunos diques (Fig. 3.3a). En general el intrusivo es de color gris, con una textura fanerítica y fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico y piroxeno (Fig. 3.3d), la muestra fue tomada en un arroyo, donde se encontró la roca *in situ* (Fig. 3.3c). Uno de los diques encontrados tiene un rumbo de 350°N con una inclinación de 63° al SO, la muestra es de color gris claro (Fig. 3.3b), presenta una textura y mineralogía similar a la del intrusivo. A lo largo del camino y asociado al intrusivo se encontró un bloque de lava, que en muestra de mano es de color gris oscuro con textura fanerítica y cristales de plagioclasa y piroxeno en una matriz de vidrio.

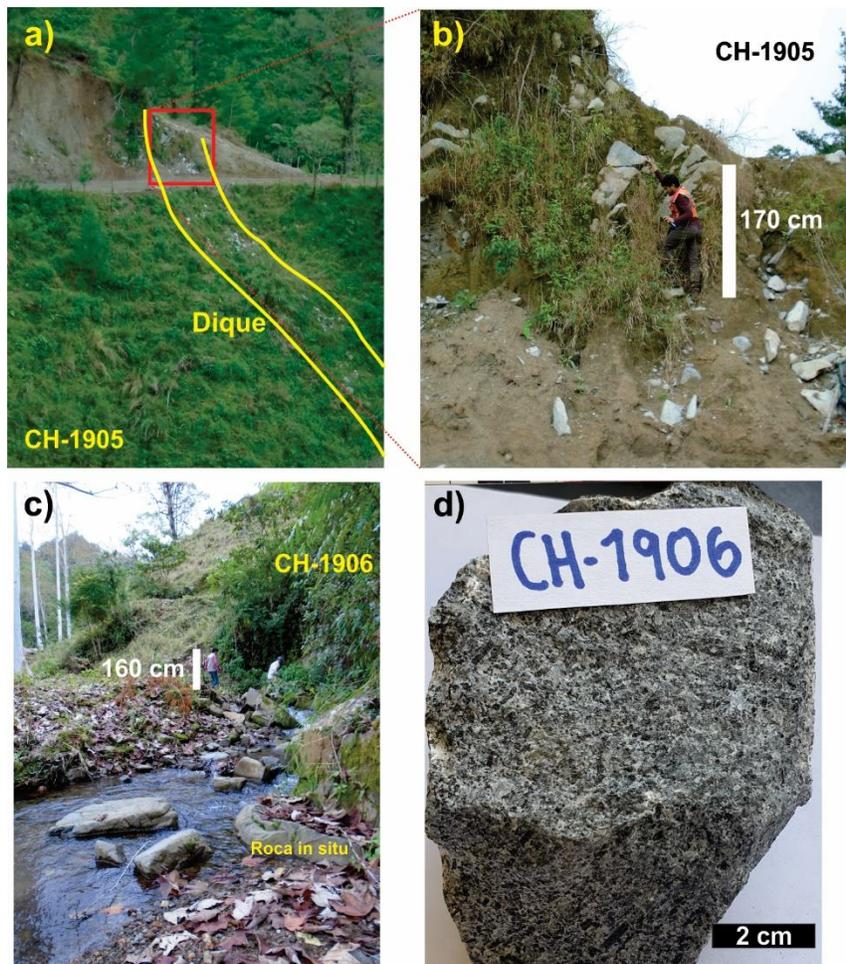


Figura 3.3. Fotografías de afloramientos del intrusivo La Mina. a) Fotografía de un dique intrusionando a las rocas del intrusivo La Mina; b) Acercamiento del dique; c) Fotografía del intrusivo La Mina *in situ*; d) Fotografía en muestra de mano del intrusivo Santa Fe.

3.1.3. Volcán La Catedral

Las muestras CH-1910, CH-1911, CH-1912, CH-1913, CH-1914 y CH-1915 se tomaron del volcán La Catedral. Principalmente se describieron depósitos de flujo piroclástico y lahares. En la parte más alta del volcán La Catedral, en el sitio 10 se observó un depósito de flujo piroclástico heterolitológico con clastos entre subredondeados y subangulosos en una matriz de material fino, parcialmente convertido a suelo (Fig. 3.4a y b).



Figura 3.4. Fotografías de los depósitos del volcán La Catedral. a) Suelo rojizo en la parte alta de la estructura, con bloques subredondeados embebidos; b) Detalle de bloques de lava *in situ* dentro del depósito de flujo piroclástico de La Catedral.

Cerca del poblado de Ostuacán, en el río Magdalena, se describió un depósito de lahar, masivo, heterolitológico (contiene algunos fragmentos de lutita), con bloques redondeados (Fig. 3.5b), concentrados en la base (Fig. 3.5c). Se muestreó un bloque de lava de este depósito, el cual es de color gris oscuro, con textura porfídica y cristales de plagioclasa y piroxeno en una matriz de vidrio. A lo largo del río Magdalena, se encuentra expuesta una secuencia de lutitas de la Formación Méndez (Fig. 3.5a), que subyacen a los depósitos de lahar.

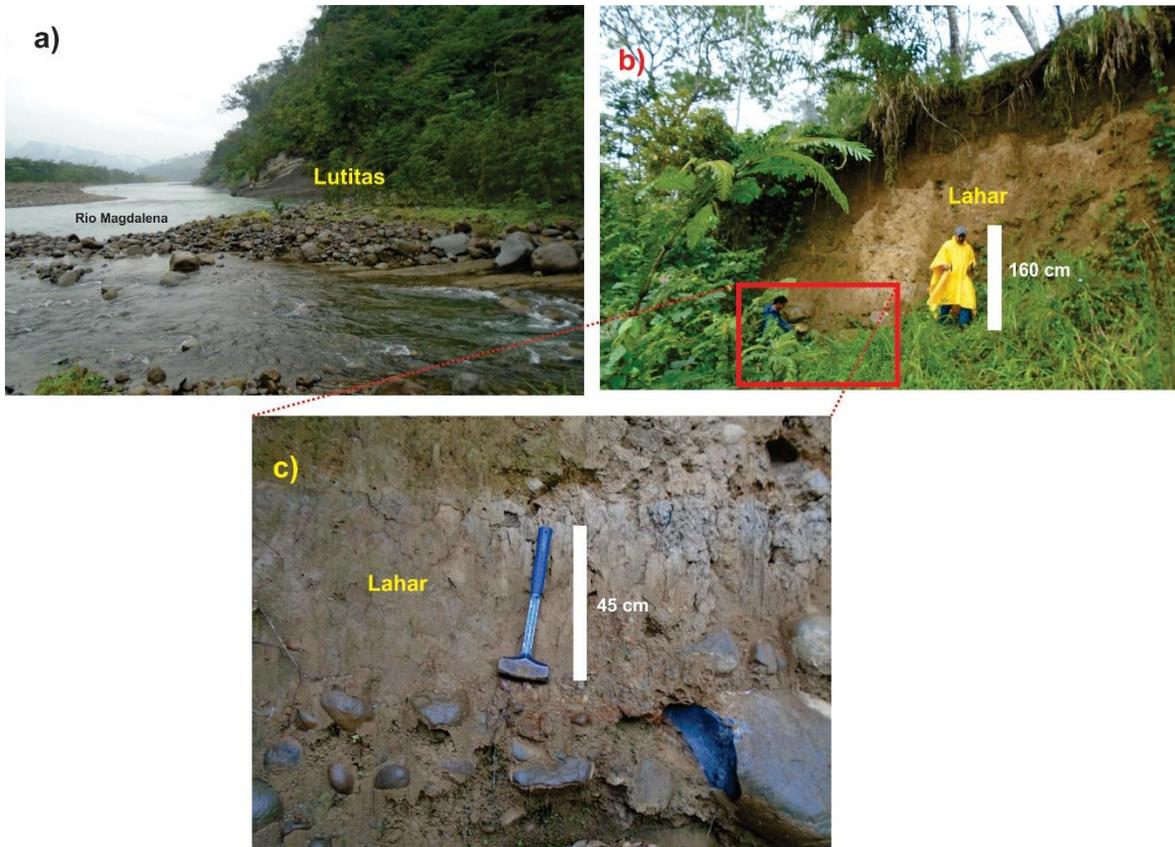


Figura 3.5. Fotografías de los depósitos de lahar asociados a La Catedral. a) Río Magdalena, donde se observa el sustrato de lutitas de la Formación Méndez y algunos bloques de lava rodados; b) Parte superior de un depósito de lahar descrito en el afloramiento 11, en el río Magdalena; c) Detalle de la base del depósito de lahar (flujo de escombros) donde se observan los bloques de mayor tamaño.

Los depósitos de flujo piroclástico de bloques y cenizas se describieron en dos sitios diferentes. En los sitios 12 y 14 (Fig. 3.6a y b) se describieron depósitos heterolitológicos, endurecidos, con bloques subangulosos a subredondeados, con algunos clastos de rocas sedimentarias (Fig. 3.6b). Cerca del río Grande, se muestreó un bloque de lava embebido dentro de un suelo rojizo (Fig. 3.6c), que en muestra de mano presenta un color gris oscuro, con una textura porfídica y fenocristales de plagioclasa y piroxeno dentro de una matriz de vidrio.

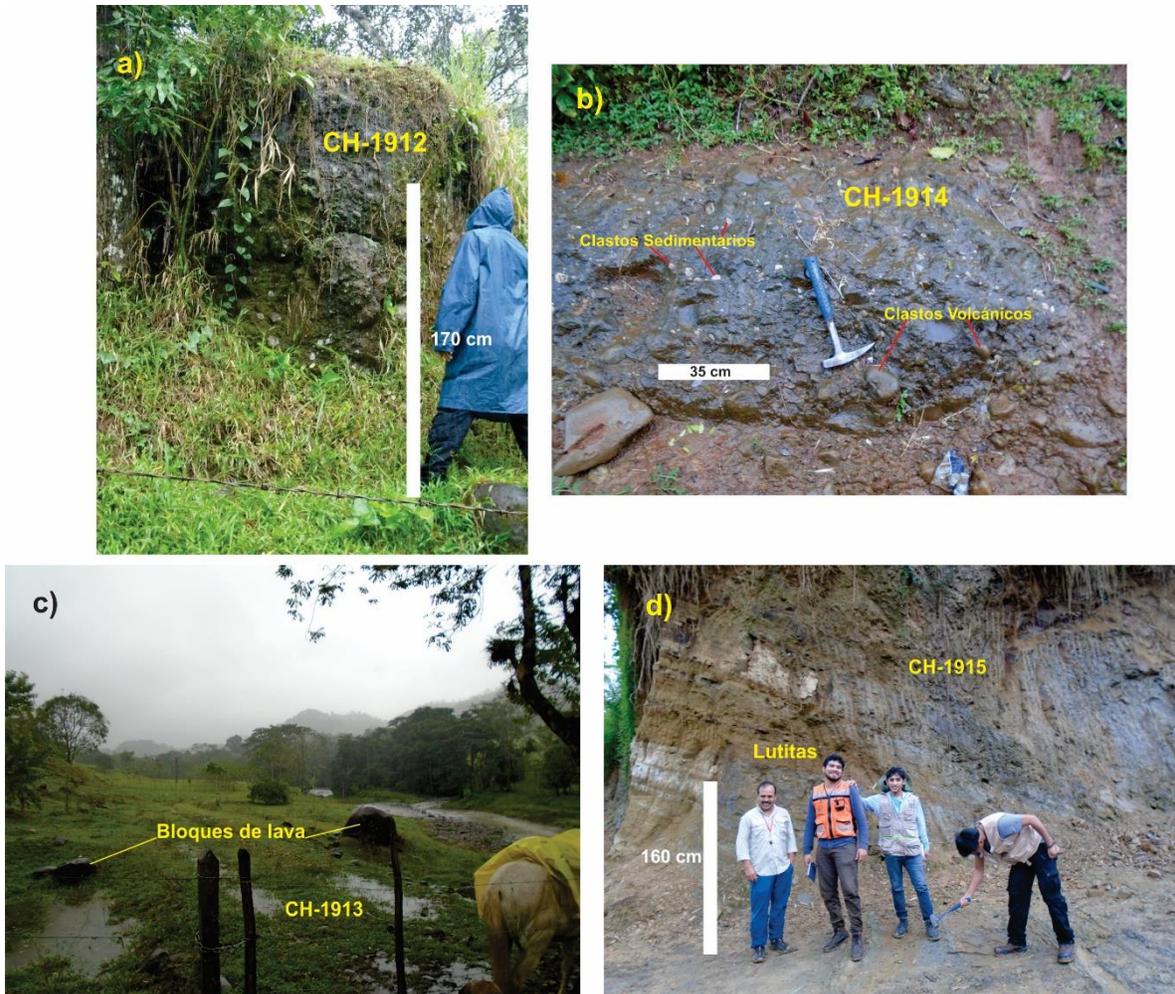


Figura 3.6. Fotografías de los afloramientos de La Catedral. a) Depósito de flujo piroclástico endurecido del sitio 12; b) Depósito de flujo piroclástico que contiene algunos fragmentos de rocas sedimentarias; c) Bloques de lava embebidos en el suelo cerca del río Grande; d) Secuencia de lutitas y areniscas de la Formación Concepción. Ver mapa de la Figura 1.3 para la ubicación de los afloramientos.

3.1.4. Juárez

Los afloramientos CH-1919A-B, CH-1921, CH-1922, CH-1923 y CH-1924 corresponden a la estructura Juárez, la cual está compuesta principalmente de depósitos de flujos de bloques y ceniza. Se describieron varios afloramientos asociados a este cuerpo, generalmente contienen grandes bloques de lava subredondeados embebidos en el suelo (Fig. 3.7c y e). En el sitio 19 se observó el contacto entre las lutitas de la Formación Concepción con el material volcánico de la estructura Juárez (Fig. 3.7b y d). En este sitio se observó que los depósitos

volcánicos y volcanoclásticos desarrollan una morfología en montículos (Fig. 3.7a y b).

Se muestrearon bloques de lava de la estructura Juárez que en muestra de mano son de color gris oscuro, con una textura porfídica y fenocristales de plagioclasa, piroxeno y algunos con biotita, en una matriz de vidrio.

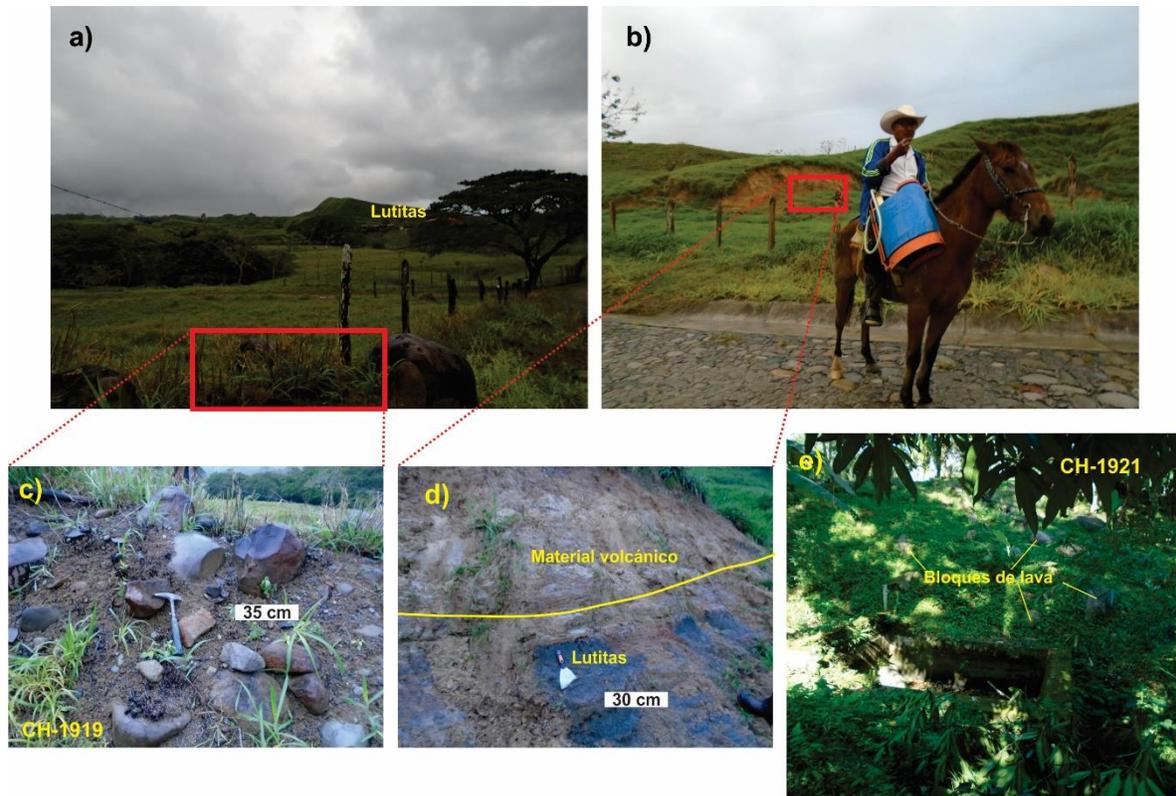


Figura 3.7. Fotografías de los depósitos asociados a la estructura Juárez. a) Morfología en montículos generada por los depósitos volcánicos cubriendo a las lutitas; b) Afloramiento 19, donde se observa el material volcánico cubriendo a las lutitas; c) Detalle del afloramiento 19, donde se observan grandes bloques de lava dentro del suelo derivado de depósitos piroclásticos y epiclásticos; d) Detalle del contacto entre las lutitas de la Formación Concepción y los depósitos piroclásticos de la estructura Juárez; e) Afloramiento 21, donde se observan los bloques de lava embebidos en el suelo. Ver mapa de la Figura 1.3 para la ubicación de los afloramientos.

En el afloramiento 23 se describió una secuencia piroclástica, en la base constituida por un depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza, masivo, de color rojizo, con bloques subredondeados y subangulosos (Fig. 3.8c), inmersos en una matriz de ceniza. Le sobreyace un depósito de flujo piroclástico de pómez, masivo, de color café claro, con fragmentos de pómez y algunos líticos (Fig. 3.8b) de tamaño de lapilli

medio, con formas entre subangulosas y subredondeadas. La parte superior de esta secuencia está muy alterada, con tonalidades rojizas, convirtiéndose a suelo (Fig. 3.8b).

En el afloramiento 22 de la estructura Juárez se encontró un depósito de flujo piroclástico muy alterado, masivo y con colores rojizos, en donde se lograron identificar algunos clastos de líticos de color gris oscuro (Fig. 3.8d) con formas entre subredondeadas y subangulosas, otros de colores más claros y amarillentos de diversos tamaños probablemente clastos de pómez (Fig. 3.8e), el clasto de mayor tamaño tiene aproximadamente 41 cm.

3.1.5. El Azufre

Para esta unidad se describieron los afloramientos CH-1920, CH-1925A-B-C, CH-1926, CH-1927, CH-1928, CH-1929, CH-1930, CH-1931. Esta estructura está constituida principalmente por depósitos de flujo piroclástico de bloques y cenizas y otros depósitos piroclásticos.

Cerca del poblado de Ixtapangajoya se observó el contacto entre calizas de la Formación Angostura del Cretácico superior (Fig. 3.9b) y las rocas volcánicas de la estructura El Azufre, representado por grandes bloques de lava dentro de un suelo rojizo. En otro afloramiento (sitio 27) cercano a esta zona, se observó el contacto de estas calizas con lutitas de la Formación Soyaló del Eoceno (Fig. 3.9c y d), las cuales están cubiertas por el material volcánico/volcanoclástico de esta estructura.

En los afloramientos asociados a la estructura El Azufre se describieron bloques de lava embebidos en suelos rojizos (Fig. 3.9a). Las muestras de lava recolectadas en estos depósitos son de color gris oscuro, con una textura porfídica y fenocristales de plagioclasa, piroxeno y biotita, en una matriz de vidrio.

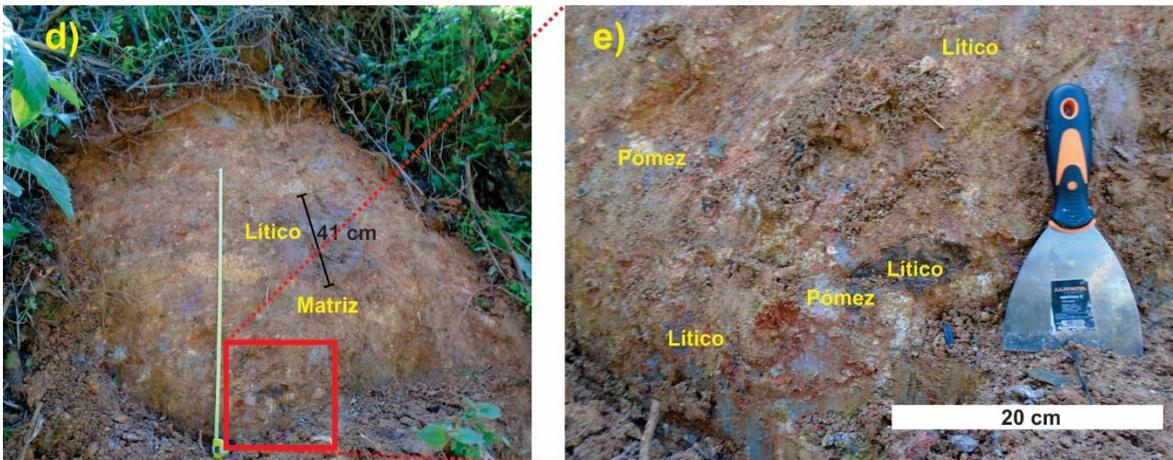
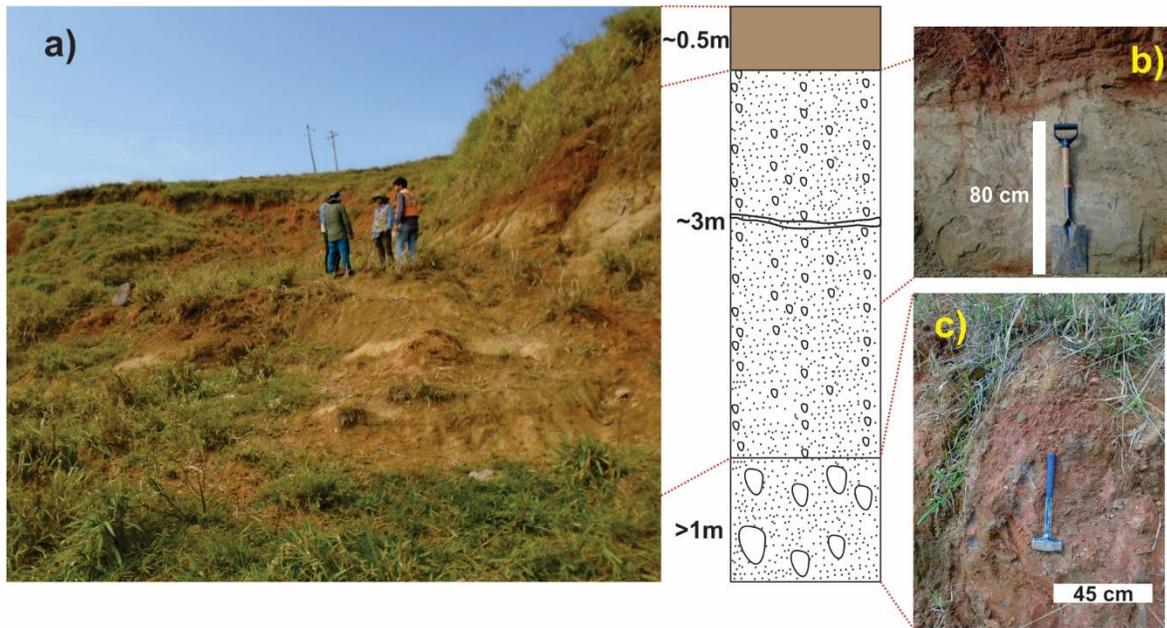


Figura 3.8. Fotografías de los depósitos piroclásticos asociados a la estructura Juárez. a) Secuencia piroclástica del afloramiento 23 y su representación en una columna estratigráfica; b) Depósito del flujo piroclástico de pómez; c) Flujo piroclástico de bloques y ceniza; d) Fotografía de un flujo piroclástico alterado correspondiente al afloramiento 22; e) Detalle del depósito de flujo piroclástico con los clastos de pómez y líticos alterados. Ver mapa de la Figura 1.3 para la ubicación de los afloramientos.



Figura 3.9. Fotografías de los depósitos asociados a la estructura volcánica el Azufre. a) Bloques de lava embebidos en el suelo rojizo en el afloramiento 28; b) Zona de contacto entre las calizas de la Formación Angostura y las rocas volcánicas en el afloramiento 26; c) Calizas de la Formación Angostura en contacto con rocas volcánicas en el afloramiento 27; d) Zona donde se encontraron expuestas las lutitas de la Formación Soyaló cubiertas por las rocas volcánicas de Juárez, afloramiento 27. Ver mapa de la Figura 1.3 para la ubicación de los afloramientos.

También se describieron secuencias piroclásticas en afloramientos a lo largo de la carretera Pichucalco-Teapa. Uno de estos afloramientos (sitio 25), en su base está conformado por una intercalación de depósitos de flujo de escombros con depósitos fluviales (Fig. 3.10d). Sobreyaciendo a estos depósitos, se encuentran depósitos de oleadas piroclásticas húmedas, de color café claro, endurecido, con algunas estructuras laminares y de estratificación cruzada (Fig. 3.10c). Posteriormente se tiene un depósito de flujo piroclástico de pómez, de color café que inicia con estratificación cruzada y cambia a masivo. Este depósito de flujo piroclástico contiene una gran cantidad de clastos de pómez, con formas entre subangulosas y subredondeadas, en una matriz de ceniza media-fina (Fig. 3.10b). En la cima de la secuencia se observaron bloques de lava embebidos en el suelo rojizo (Fig.3.10a), probablemente asociados a depósitos de flujo de escombros.

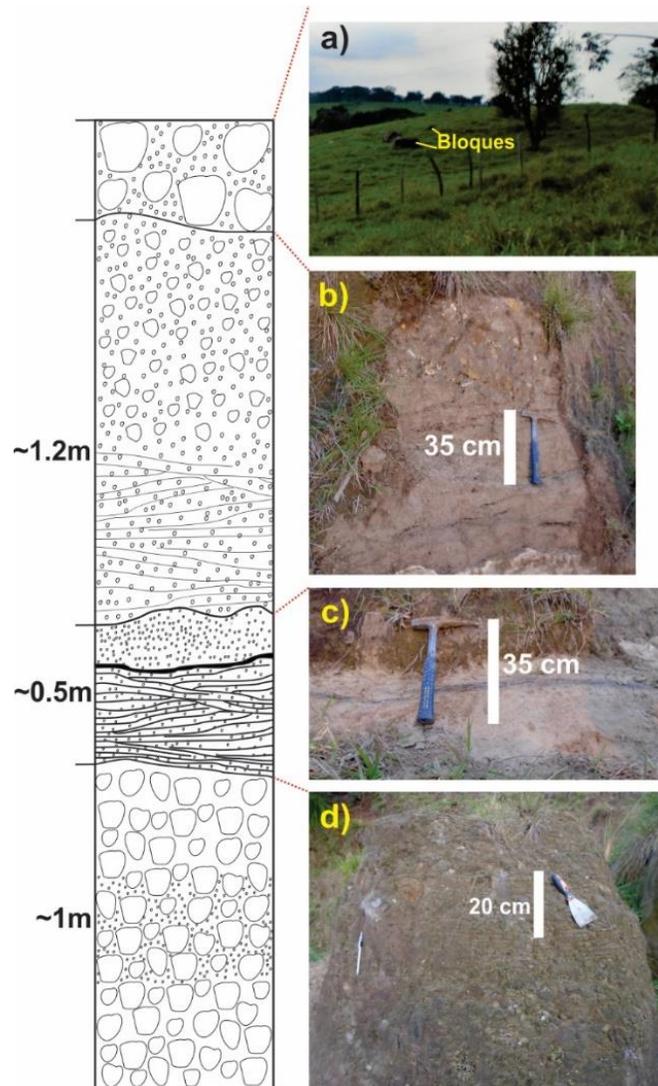


Figura 3.10. Secuencia piroclástica del afloramiento 25 y su representación en una columna estratigráfica. a) Grandes bloques redondeados-subredondeados de lava embebidos en el suelo; b) Depósito de flujo piroclástico con estratificación cruzada en la base y masivo en la cima; c) Depósito de oleadas piroclásticas húmedas; e) Depósito de flujo de escombros intercalado con depósitos fluviales con laminaciones.

En el afloramiento 29 se describió una secuencia piroclástica constituida en la base de un depósito de flujo piroclástico muy alterado, masivo, de color café claro y con un alto contenido de clastos de pómez en una matriz de ceniza fina (Fig. 3.11). Le sobreyace un depósito de oleada piroclástica húmeda, de color café claro, endurecido y con estructuras de deformación. Posteriormente se tiene un posible depósito de caída, muy alterado, masivo, de color café claro, enriquecido en clastos de pómez y pocos líticos. En la cima de esta secuencia se observa un depósito de flujo piroclástico probablemente de ceniza, masivo, de color rojizo y alterado.

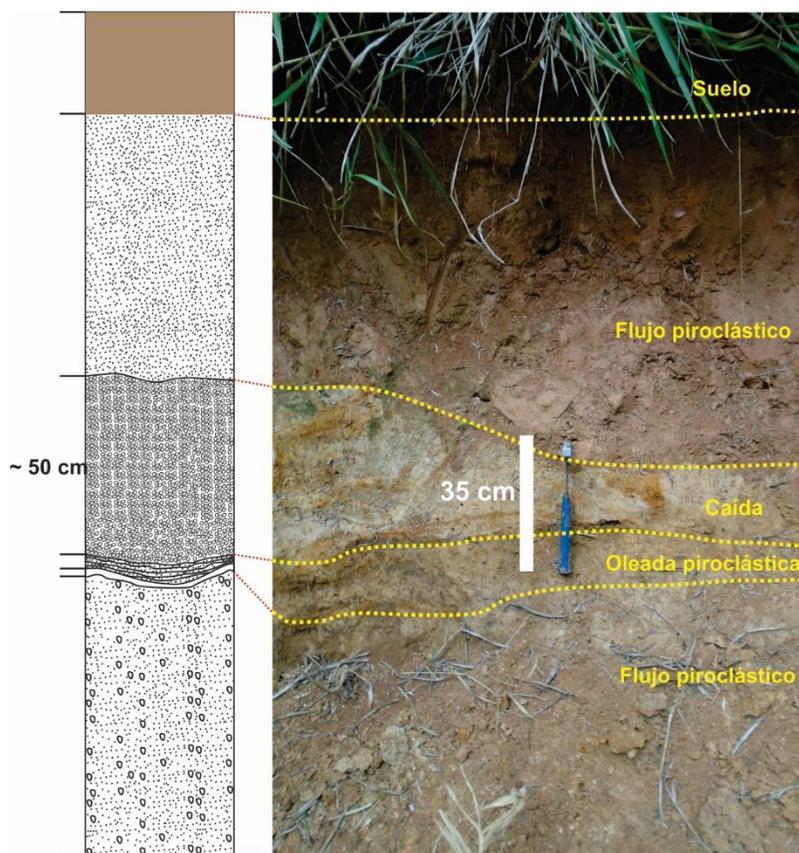


Figura 3.11. Fotografía de la secuencia piroclástica 29, con su representación en una columna estratigráfica.

3.1.6. Unidades del Mioceno

Las muestras CH-1907, CH-1908 y CH-1909 corresponden a las rocas de las unidades del Mioceno (Fig. 1.2), las cuales fueron recolectadas cerca del poblado de Sunuapa. Esta unidad aflora en el río el Platanar y es parte de la Formación Concepción. Principalmente se describieron depósitos de oleadas piroclásticas y remanentes de flujos piroclásticos de bloques y cenizas intercalados con rocas sedimentarias (lutitas y areniscas). Otras muestras de esta unidad del Mioceno son CH-1916, CH-1917 y CH-1918, las cuales fueron recolectadas cerca del poblado de Juárez.

Los depósitos de oleada piroclástica fueron muestreados sobre el río Platanar (Fig. 3.12c), donde sobreyacen a lutitas y areniscas de color negro de la Formación Concepción (Fig. 3.12a y b). Las oleadas piroclásticas son de color café claro y

están compuestas principalmente de cristales de plagioclasa, cuarzo, piroxeno, feldespato potásico, biotita, muscovita y vidrio. Las capas de oleadas presentan un rumbo de 205°N con una inclinación de 35° al SE (Fig. 3.13a).

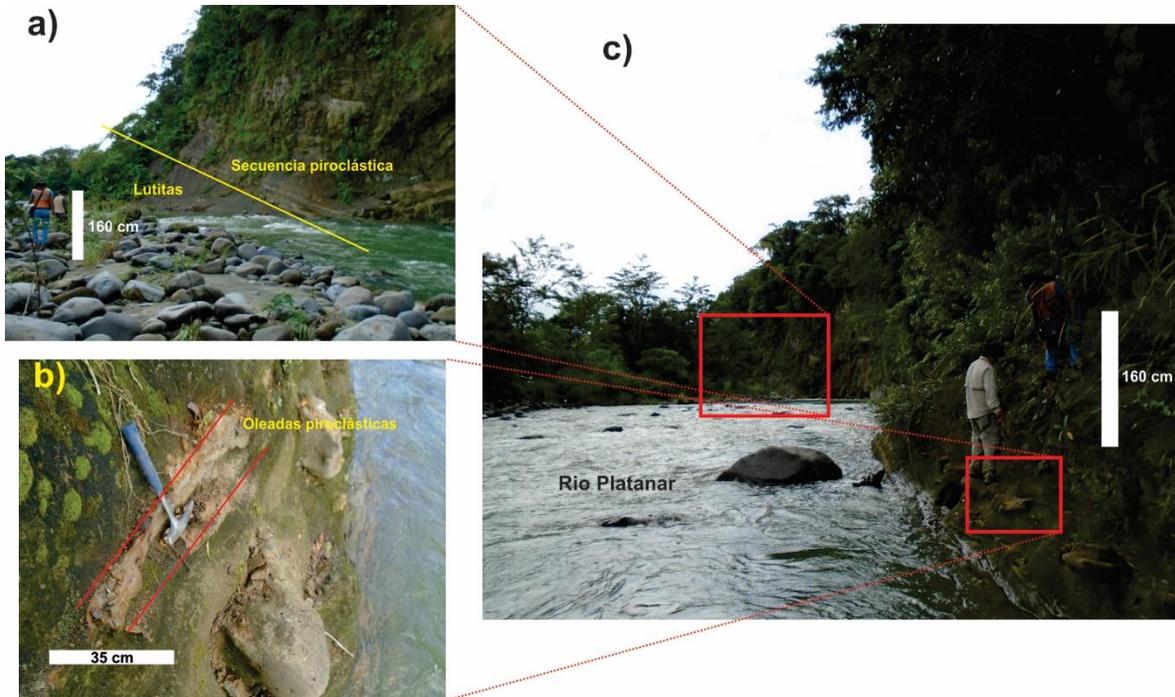


Figura 3.12. Fotografías de la secuencia de oleadas. a) Zona de contacto entre las lutitas y areniscas de la Formación Concepción con la secuencia piroclástica; b) Fotografía de detalle de los depósitos de oleadas piroclásticas muestreadas; c) Depósitos piroclásticos expuestos en el río Platanar.

Dentro de los afloramientos que corresponden a estas unidades relativamente antiguas, se describió el remanente de un depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas, el cual es heterolitológico, con clastos de formas entre subangulosas a subredondeadas (Fig. 3.13c). Un bloque de lava fresco (probablemente juvenil) muestreado en este flujo es de color gris oscuro (Fig. 3.13d), con una textura porfídica y fenocristales de olivino y piroxeno en una matriz de vidrio. Otra muestra de lava recolectada es de color gris, tiene una textura porfídica y contiene cristales de plagioclasas, piroxenos y biotitas.

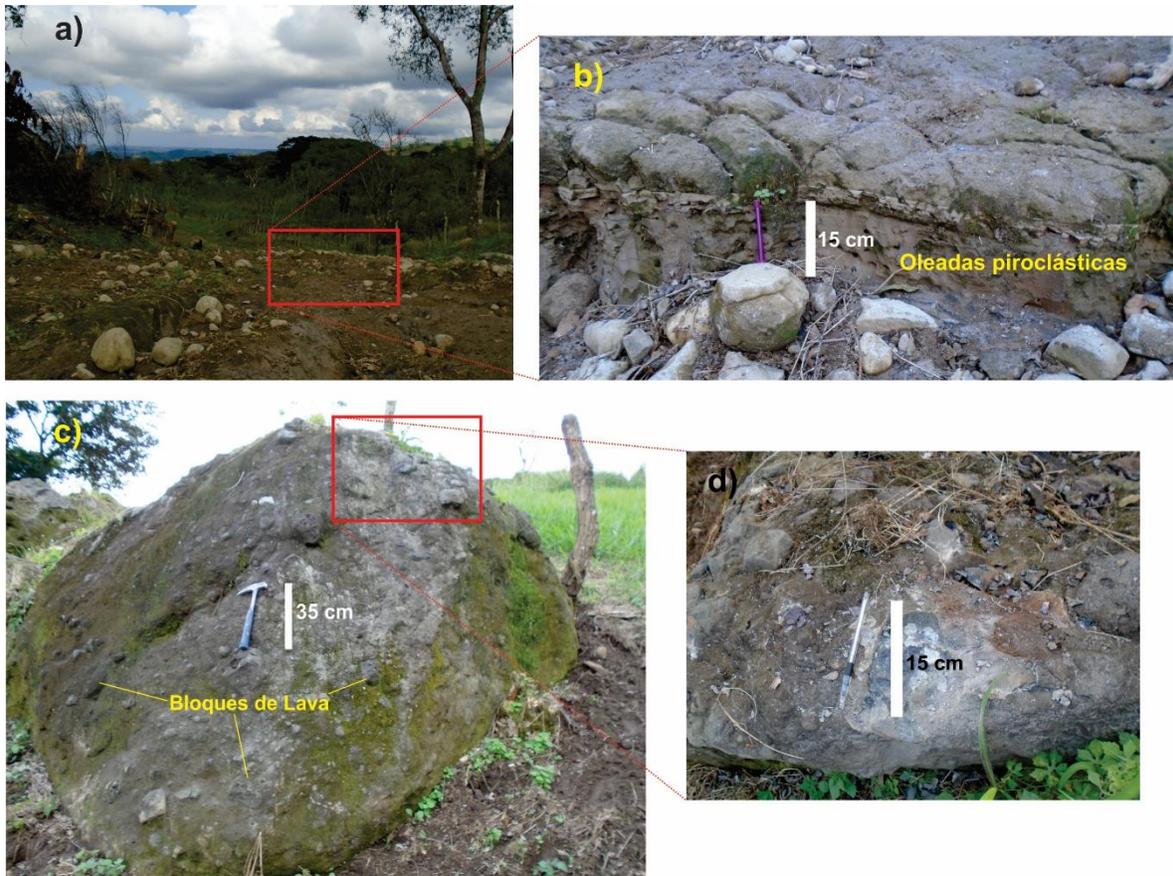


Figura 3.13. Fotografías de los depósitos piroclásticos correspondientes a las unidades del Mioceno. a) Afloramiento donde se encuentran la secuencia de oleadas piroclásticas y algunos bloques rodados; b) Detalle de las capas de oleadas piroclásticas encontradas en este afloramiento; c) Remanente de un flujo piroclástico de bloques y ceniza endurecido; d) Bloque de lava fresco muestreado.

Cerca del poblado de Juárez, se encontraron algunos depósitos piroclásticos los cuales se encuentran fuertemente alterados (Fig. 3.14). Una secuencia muestreada en el afloramiento CH-1916 (Fig. 3.14a), tiene aproximadamente 2 metros de altura. La base consta de un depósito de flujo piroclástico rojizo, masivo y muy arcilloso, con fragmentos de materia orgánica carbonizada (Fig. 3.14b). Sobreyaciendo al flujo piroclástico se encuentra un depósito de caída, de color café claro, en el cual se observaron algunos clastos de pómez alterada. En la cima de esta secuencia se observó otro depósito de flujo piroclástico con características similares al de la base.

Otro de los afloramientos descritos es el CH-1917, en el cual se aprecian al menos dos unidades de depósitos piroclásticos, conformados por ceniza fina muy alterada, probablemente corresponde a depósitos de caída de ceniza (Fig. 3.14c). Asociado

al vulcanismo del Mioceno también se describieron depósitos epiclásticos (Fig. 3.14d) con intemperismo esferoidal, con una intercalación de capas de color café de ceniza fina con capas de colores rojizos de ceniza media.

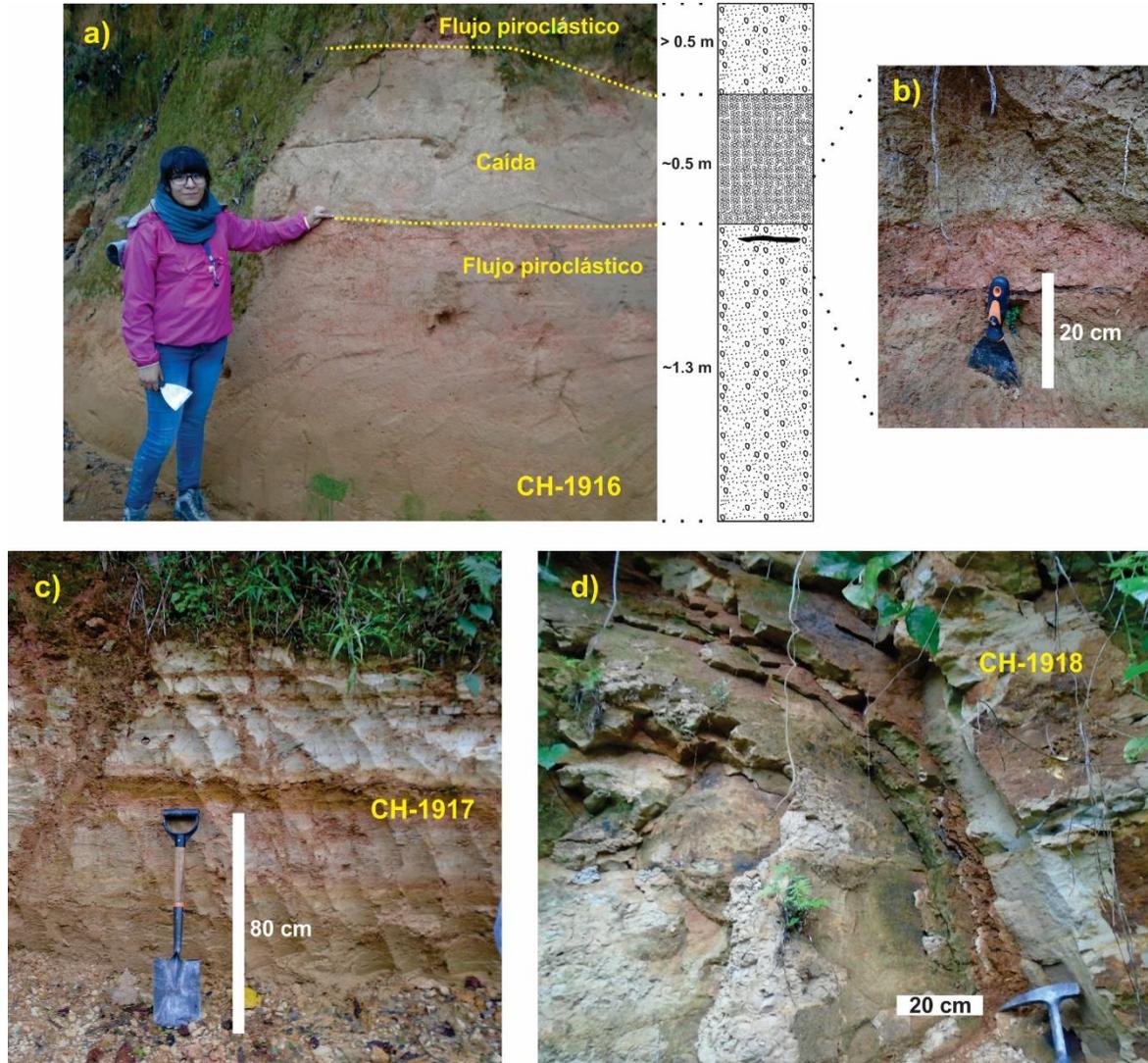


Figura 3.14. Fotografías de los depósitos piroclásticos asociados a las unidades del Mioceno. a) Secuencia piroclástica donde se observa un depósito de caída que separa a dos depósitos de flujo piroclástico; b) Detalle del depósito de flujo piroclástico; c) Fotografía del afloramiento 17 donde se aprecia una intercalación de depósitos piroclásticos, probablemente de caída de ceniza; d) Fotografía de un afloramiento de material epiclástico del Mioceno con intemperismo esferoidal. Ver mapa de la Figura 1.3 para la ubicación de los afloramientos.

3.2. Petrografía.

Para la caracterización petrográfica se analizaron 21 láminas delgadas de bloques de lava de los cuerpos volcánicos estudiados (volcán La Catedral, Juárez, El Azufre, las unidades del Mioceno, Santa Fe y La Mina), así como seis láminas delgadas de depósitos piroclásticos, con el fin de describir la textura y las fases minerales presentes.

3.2.1. Intrusivos Santa Fe y La Mina.

Las rocas del intrusivo Santa Fe son holocristalinas, con una textura xenomórfica y una asociación mineralógica de plagioclasa, ortoclasa, clinopiroxeno y biotita (Fig. 3.15a). Las plagioclasas representan el 60% en volumen de la roca, se encuentran como fenocristales subhedrales, mientras que los microfenocristales presentan zoneamiento. Las ortoclasas representan el 25% del volumen de la roca, presenta formas anhedrales con inclusiones de clinopiroxeno y óxidos, en su mayoría se presenta en los intersticios, por lo que el contacto entre los minerales no es claro. Los clinopiroxenos representan el 8% del volumen de la roca y se encuentran como fenocristales entre euhedrales y subhedrales, algunos con formas hexagonales y maclados. Las biotitas representan el 5% del volumen de la roca, se encuentran como fenocristales subhedrales y presentan colores de interferencia verdes-rosados, algunas se encuentran oxidadas. La muestra contiene una alta proporción de minerales opacos (2% en volumen). Estas rocas intrusivas pueden ser clasificadas mineralógicamente como monzodioritas. Esta unidad también presenta enclaves (Fig. 3.15b), holocristalinos con una textura equigranular, aunque los cristales son de menor tamaño comparado con el intrusivo, pero con la misma asociación mineralógica con excepción de ortoclasa. Los cristales de plagioclasas son euhedrales mientras que los piroxenos y biotitas son anhedrales.

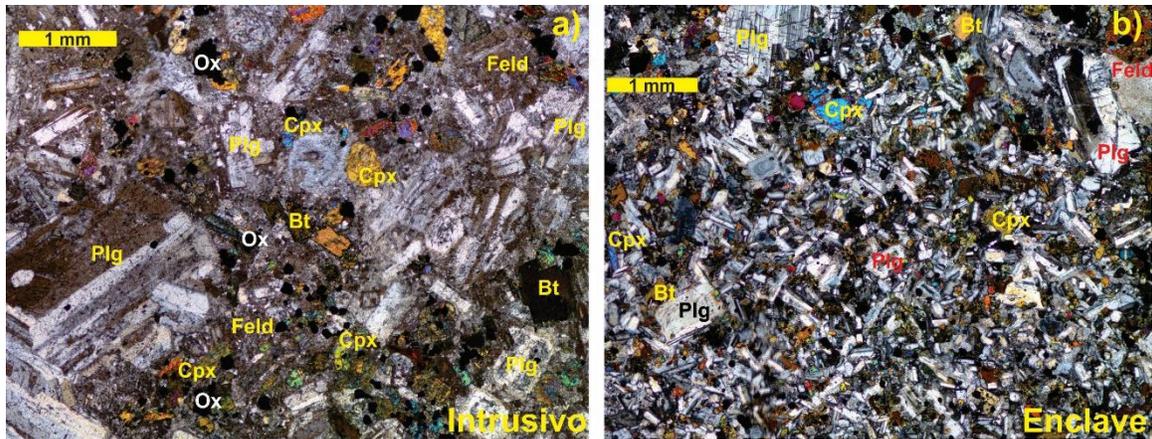


Figura 3.15. Microfotografías en luz polarizada del Intrusivo Santa Fe, con textura xenomórfica. a) Muestra de roca con los contactos entre los cristales con ortoclasa intersticial y los cristales anhedrales de clinopiroxeno y biotita; b) Enclave equigranular dentro de la roca. Plg: plagioclasa, Feld: ortoclasa, Bt: biotitas, Cpx: clinopiroxeno, Ox: óxidos.

La muestra del dique que corta al intrusivo Santa Fe es holocristalina, con una textura inequigranular porfídica y con una asociación mineralógica de plagioclasa, clinopiroxeno, biotita y olivino (Fig. 3.16a). Las plagioclasas representan el 80% del volumen de la roca y se reconocieron dos poblaciones diferentes. La primera población conformada por fenocristales, algunos euhedrales alargados y otros subhedrales, en ocasiones con textura de tamiz o con inclusiones de otros minerales. La otra población está hecha de microfenocristales euhedrales alargados. Los clinopiroxenos representan el 12% del volumen de la roca, se encuentran como fenocristales y microfenocristales anhedrales y algunos están maclados. Las biotitas representan el 6% del volumen de la roca, se encuentran como fenocristales y varían de subhedrales a anhedrales, con colores verdes-amarillentos. Los olivinos conforman menos del 2% del volumen de la roca, se encuentran como microfenocristales con formas anhedrales, algunos se encuentran formando glomerocristales junto con los piroxenos (Fig. 3.16b). Este dique puede ser clasificado mineralógicamente como una diorita.

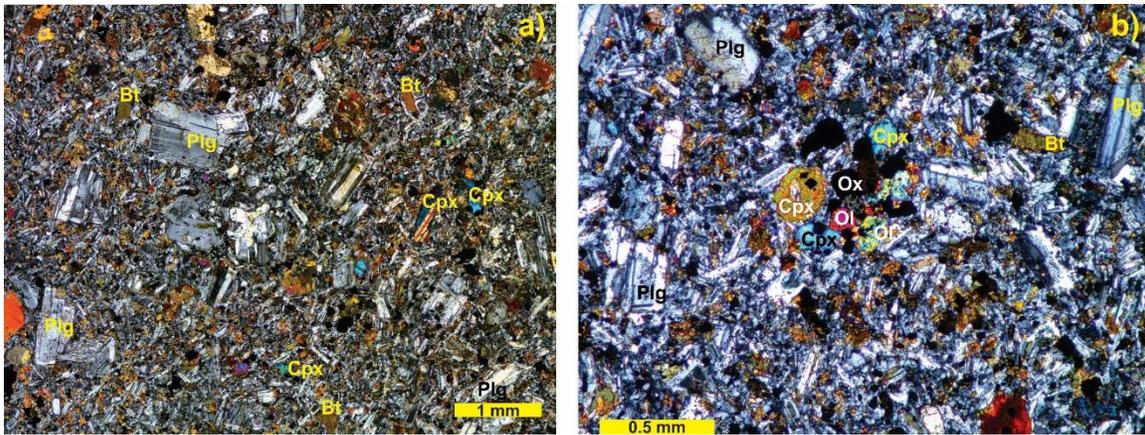


Figura 3.16. Microfotografías en luz polarizada del dique que corta el intrusivo Santa Fe, expuesto en el Río Blanco. Se observan la textura y las fases minerales que la conforman. a) Contacto entre los cristales y los fenocristales de plagioclasas; b) Glomerocrystal de piroxeno, olivino y óxidos, también se notan los cristales de biotita. Plg: plagioclasa, Bt: biotita, Cpx: clinopiroxeno, Ox: óxidos, Ol: olivino.

Las rocas del intrusivo La Mina son holocristalinas con una textura xenomórfica y una asociación mineralógica de plagioclasa, ortoclasa, clinopiroxeno, olivino y biotita (Fig. 3.17). Las plagioclasas representan el 60% del volumen de la roca, se encuentran como fenocristales con formas entre subhedrales y anhedrales, algunas presentan texturas de desequilibrio o inclusiones de otros minerales (Fig. 3.17a). Los cristales de ortoclasa representan el 20% del volumen de la roca, se encuentran con formas anhedrales y están de manera intersticial entre los demás cristales. Los clinopiroxenos representan el 13% del volumen de la roca, se encuentran como fenocristales anhedrales, con textura de desequilibrio, algunos están corroídos (Fig. 3.17b, c y f) y otros presentan maclas. Los olivinos representan el 5% del volumen de la roca, se encuentran como fenocristales con formas anhedrales, con bordes de corrosión y con algunas inclusiones de clinopiroxenos y óxidos (Fig. 3.17b). Las biotitas representan el 2% del volumen de la roca, se encuentran como fenocristales con formas anhedrales, corroídos, altamente oxidados (Fig. 3.17c, d y f). Las muestras contienen una relativa alta proporción de minerales opacos (2% en volumen). Estas rocas intrusivas pueden ser clasificadas mineralógicamente como monzo-dioritas

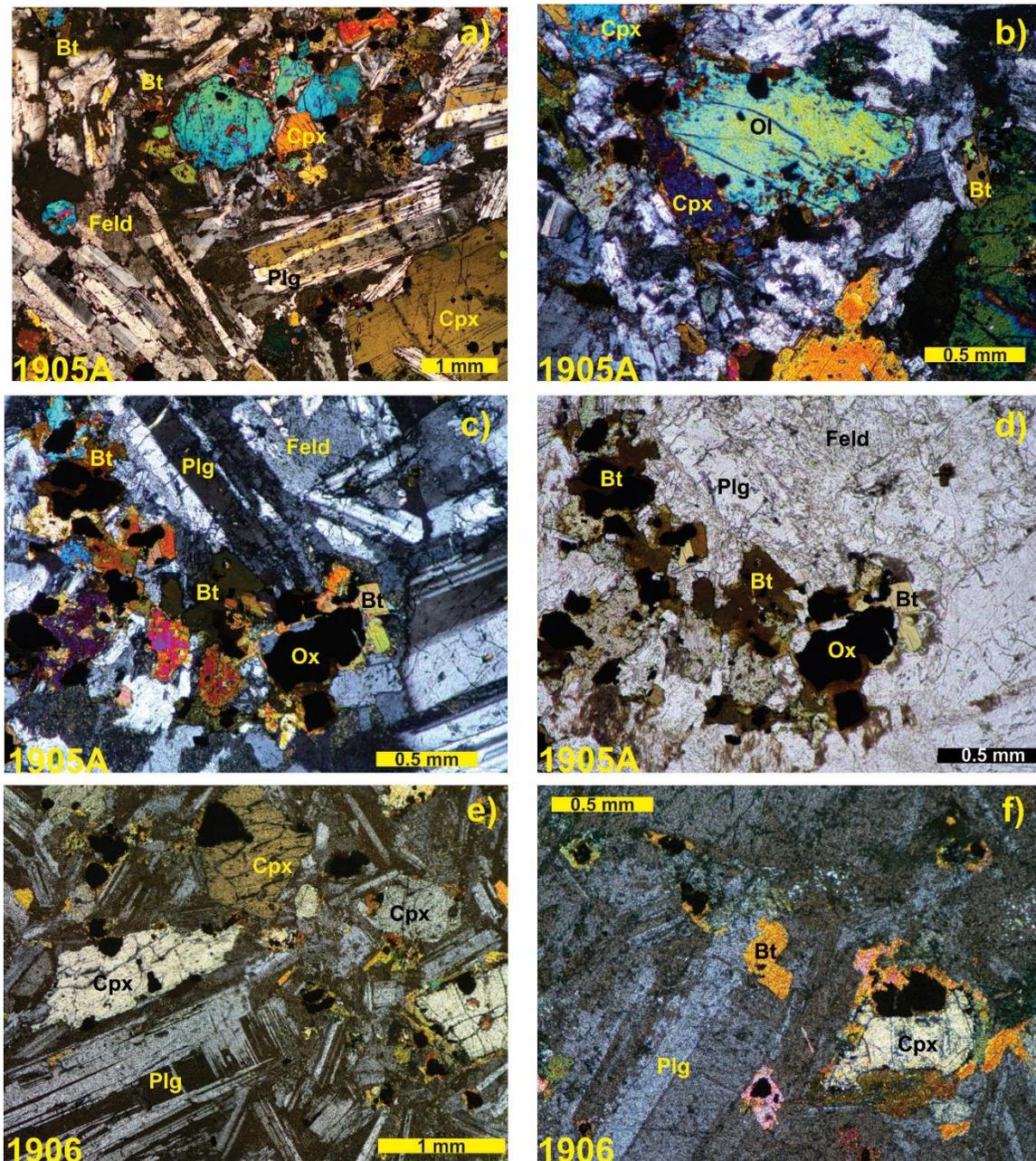


Figura 3.17. Microfotografías en luz polarizada del Intrusivo La Mina donde se observan la xenomórfica y las fases minerales presentes. a) Fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno; b) Fenocristal anhedral de olivino y algunos clinopiroxenos; c) Fenocristales de biotitas alteradas y reemplazadas por óxidos; d) Microfotografía en luz paralela de las biotitas reemplazadas por óxidos, así como ortoclasa intersticial; e) Fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno; f) Fenocristales de biotitas aparentemente reemplazando a un piroxeno. Plg: plagioclasa, Feld: ortoclasa, Bt: biotita, Cpx: clinopiroxeno, Ox: óxidos, Ol: olivino.

Las rocas volcánicas asociadas al intrusivo La Mina son hipocristalinas, tienen una textura porfídica y una asociación mineralógica de plagioclasa, piroxenos y biotita inmersos en una matriz de vidrio y microlitos de plagioclasa (20% del volumen de la roca)(Fig. 3.18a). Las plagioclasas representan el 60% del volumen de la roca, se encuentran en dos poblaciones, la primera como fenocristales subhedrales con textura de tamiz o inclusiones de otros minerales; la otra población como microfenocristales subhedrales alargados (Fig. 3.18c y d). Los clinopiroxenos representan el 15% del volumen de la roca, con formas anhedrales y algunos microfenocristales euhedrales, así como fenocristales de ortopiroxeno con formas subhedrales y algunos presentan inclusiones de otros minerales. Así mismo la roca puede presentar glomerocristales, constituidos por fenocristales de clino y ortopiroxeno (Fig. 3.18b). Las biotitas conforman menos del 5% del volumen de la roca, se encuentran como microfenocristales con formas anhedrales, comúnmente oxidadas (Fig. 3.18c y d). Estas rocas pueden ser clasificadas mineralógicamente como andesitas.

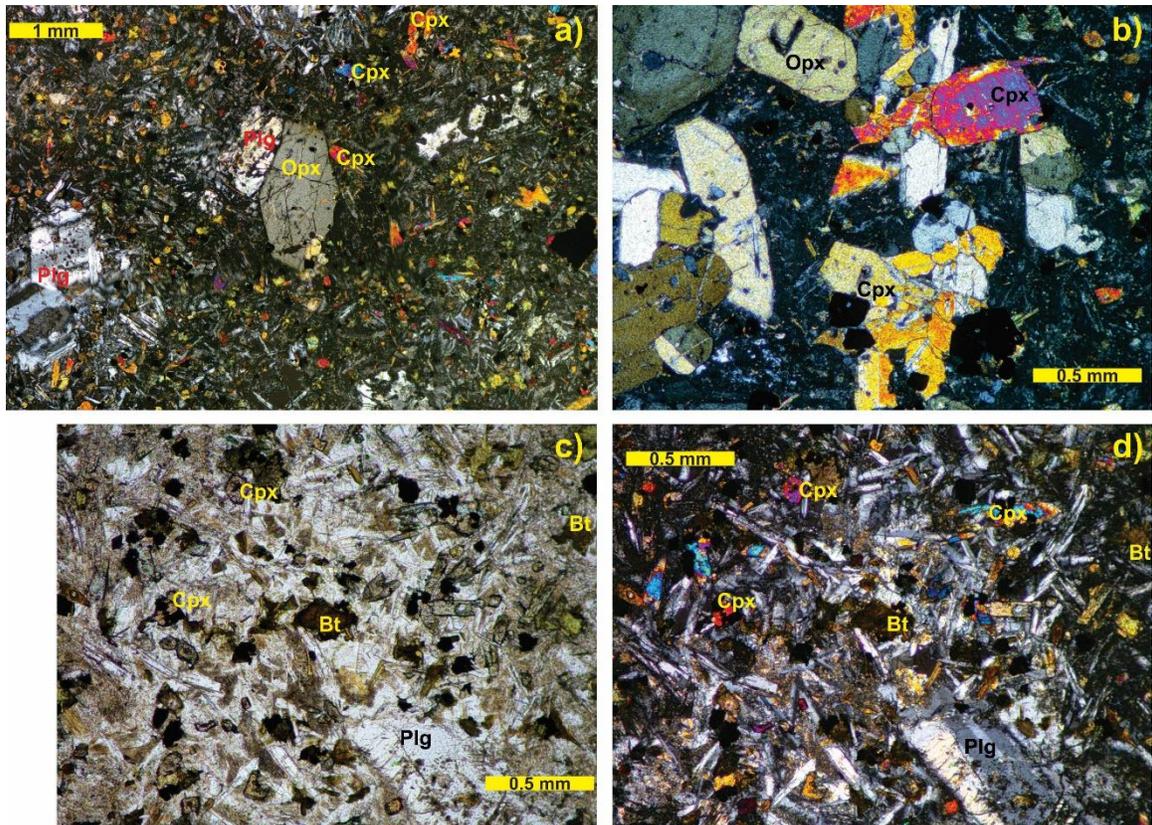


Figura 3.18. Microfotografías en luz polarizada de las rocas volcánicas asociadas al Intrusivo La Mina donde se observan la textura y las fases minerales presentes. a) Textura porfídica, al centro se observa un fenocristal de ortopiroxeno y también se observan algunos fenocristales de plagioclasa; b) Glomerocristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno con algunos óxidos; c) Microfotografía en luz paralela en la que se observa un cristal de biotita alterado así como vidrio intersticial entre los cristales; d) Cristal de biotita alterado y plagioclasas anhedrales. Plg: plagioclasa, Bt: biotita, Cpx: clinopiroxeno, Opx: ortopiroxeno.

3.2.2. Volcán La Catedral.

De esta estructura se describieron dos láminas delgadas, en general las rocas son hipocristalinas con una textura porfídica y una asociación mineralógica de plagioclasa, piroxenos, anfíbol y biotita, en una matriz de vidrio (40%) y microlitos de plagioclasa (Fig. 3.19a y c). Las plagioclasas representan el 40% del volumen de la roca, se encuentran como fenocristales con formas subhedrales, algunas presentan inclusiones de otros minerales y otras con textura de tamiz en el centro, pero también se encuentran como microfenocristales euhedrales, con formas rectangulares y alargadas. Los piroxenos representan el 16% del volumen de la roca, se encuentran como fenocristales subhedrales de clinopiroxeno y como microfenocristales euhedrales de ortopiroxenos, algunos con formas hexagonales y algunos maclados (Fig. 3.19a). Los anfíboles representan el 3% del volumen de la roca, se encuentran como fenocristales altamente oxidados (Fig. 3.19d), en su mayoría con formas anhedrales o con bordes corroídos, en algunos casos han sido reemplazados por completo (fantasmas). Las biotitas representan menos del 1% del volumen de la roca (Fig. 3.19b), se encontraron como microfenocristales con formas anhedrales y altamente oxidados, al igual que los anfíboles en algunos casos solo se observan fantasmas. Estas rocas pueden ser clasificadas mineralógicamente como andesitas.

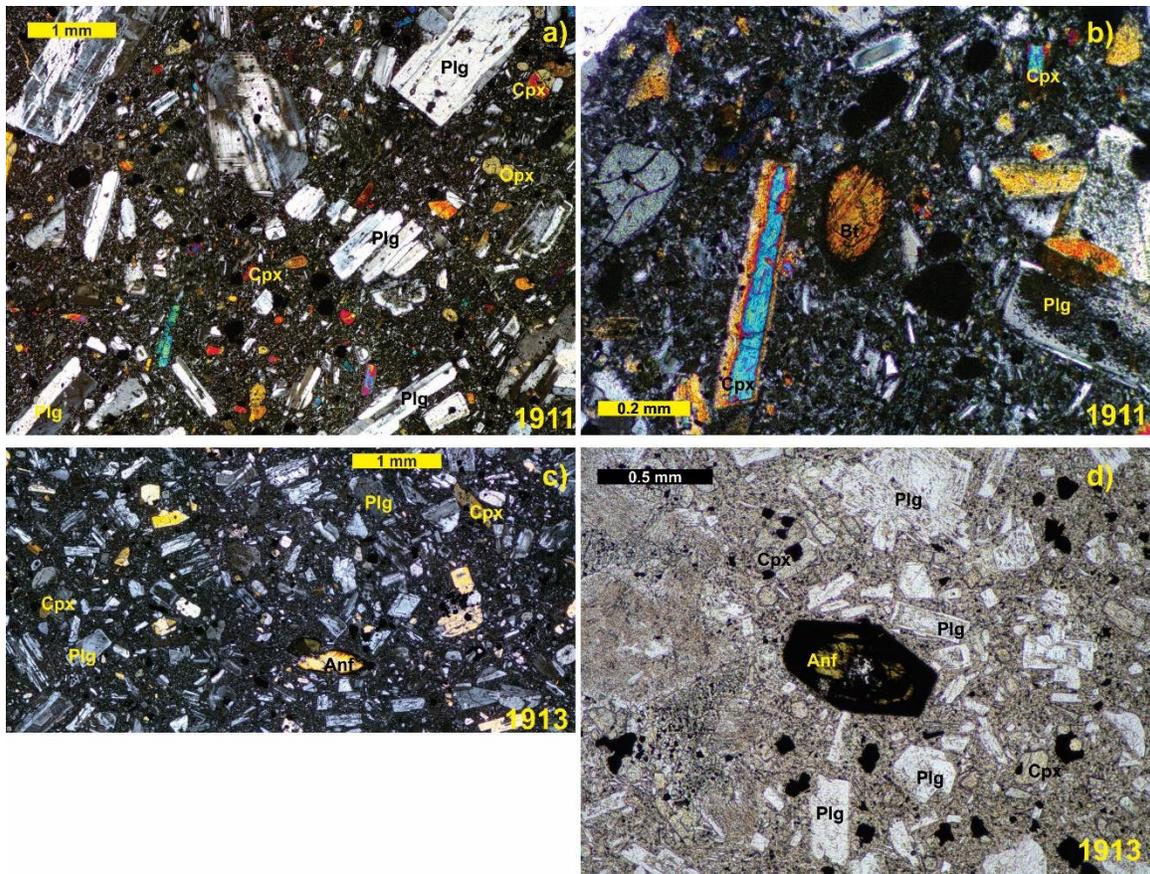


Figura 3.19. Microfotografías en luz polarizada de las rocas del volcán La Catedral donde se observan la textura y fases minerales presentes. a) Textura porfídica de la muestra 11 donde se observan los fenocristales de plagioclasa con inclusiones y algunas con textura de tamiz; b) Microfenocristal de biotita con corona de reacción de óxidos y algunos clinopiroxenos; c) Textura porfídica de la muestra 11 donde se observan algunos fenocristales de anfíbol con bordes de reacción; d) Microfotografía en luz paralela con fenocristales de anfíbol parcialmente o totalmente reemplazados por óxidos, así mismo se observan algunos cristales de plagioclasa con textura de tamiz. Plg: plagioclasa, Bt: biotita, Cpx: clinopiroxeno, Opx: ortopiroxeno, Anf: anfíbol.

3.2.3. Juárez.

Las muestras de la estructura Juárez fueron tomadas de bloques rodados de la parte superior de la estructura. Se describieron 4 láminas delgadas, en general las muestras son hipocristalinas con una textura porfídica y una asociación mineralógica de plagioclasa, piroxenos y biotita, en una matriz de vidrio y microlitos de plagioclasa (30% del volumen de la roca) (Fig. 3.20a y c). Las plagioclasas representan el 50% del volumen de la roca, se encuentran como fenocristales subhedrales y algunos euhedrales, los de mayor tamaño presentan textura de tamiz o inclusiones de otros minerales, en algunos cristales se

observa que el centro tiene núcleos alterados y los bordes tienen un crecimiento estable (Fig. 3.20e). Los piroxenos representan el 14% del volumen de la roca, se encuentran como fenocristales subhedrales y como microfenocristales euhedrales de clinopiroxeno, algunos hexagonales que presentan maclas (Fig. 3.20d), en ocasiones con inclusiones de óxidos. Así mismo se observan en forma de glomerocristales de clino y ortopiroxenos con plagioclasas (Fig. 3.20f). Las biotitas representan el 4% del volumen de la roca, se encuentran como feno y microfenocristales subhedrales, altamente oxidados (Fig. 3.20c). Estas rocas pueden ser clasificadas mineralógicamente como andesitas.

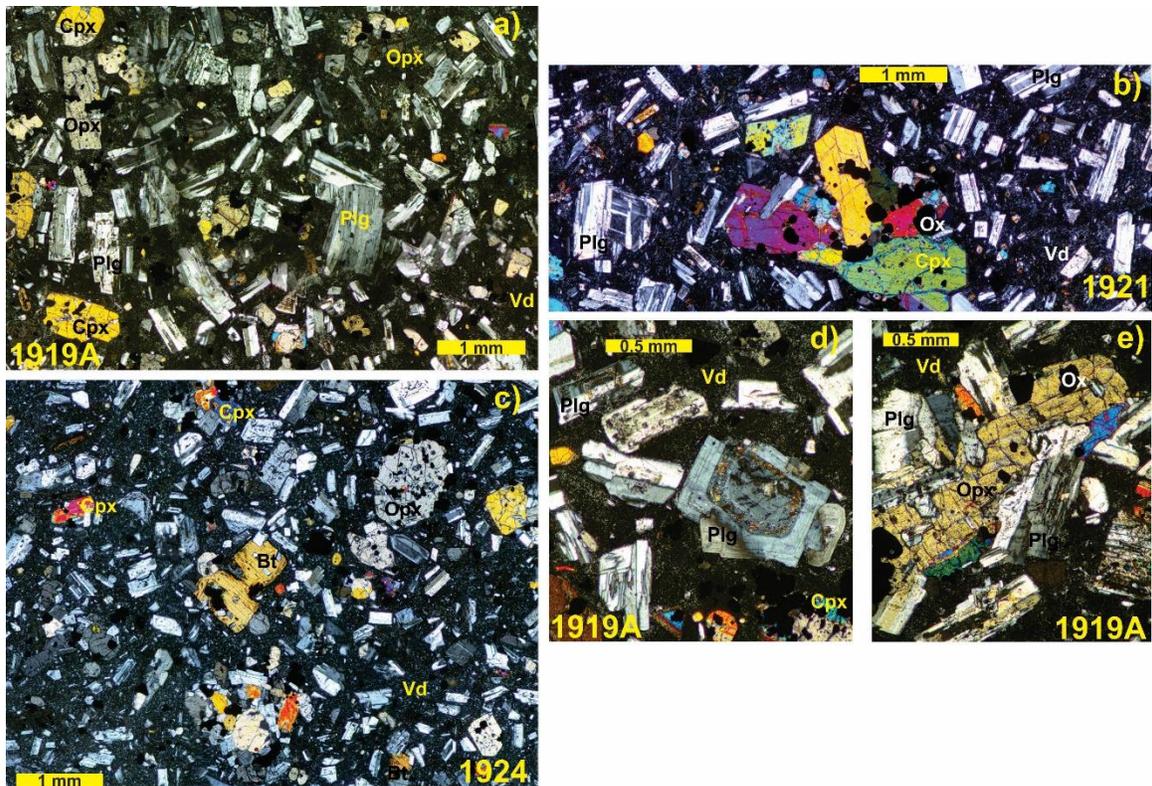


Figura 3.20. Microfotografías en luz polarizada de las rocas de la estructura Juárez. a) Textura porfídica de la muestra 19A donde se observan los fenocristales de plagioclasa, clino y ortopiroxeno; b) Glomerocrystal de clinopiroxenos con algunos óxidos; c) Textura porfídica de la muestra 24 donde se observa en el centro un fenocristal de biotita y algunos ortopiroxenos alterados por óxidos; d) Fenocristales de plagioclasas con texturas de disequilibrio en el centro y con bordes de crecimiento estables; e) Glomerocrystal de ortopiroxeno, plagioclasa y clinopiroxeno. Plg: plagioclasa, Bt: biotita, Cpx: clinopiroxeno, Opx: ortopiroxeno, Vd: vidrio, Ox: óxidos.

Asociado a esta estructura se encontró una secuencia de flujo piroclástico de pómez, la cual bajo microscopio binocular se observa de color café claro, compuesto de fragmentos de vidrio, así como algunos fragmentos de pómez, y cristales de plagioclasa, micas y algunos minerales opacos. En la lámina delgada se observa el material alterado con pocos cristales, algunos alterados. Además se encontraron cristales redondeados de plagioclasa, biotita y piroxeno (3.21a y b).

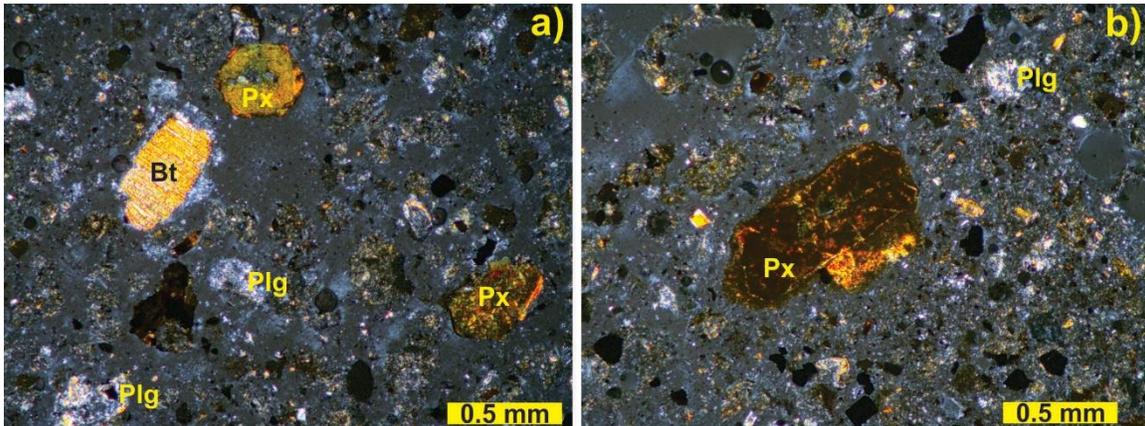


Figura 3.21. Microfotografías en luz polarizada del depósito de flujo piroclástico de pómez asociado a la estructura Juárez. a) Material alterado y algunos cristales de biotita, piroxeno y plagioclasa; b) Cristal altamente alterado de piroxeno. Plg: plagioclasa, Bt: biotita, Px: piroxeno.

3.2.4. El Azufre.

Se muestrearon seis bloques subredondeados de lava, encontrados en la superficie de la estructura El Azufre. Las muestras son hipocristalinas con una textura porfídica y una asociación mineralógica de plagioclasa, piroxeno, biotita y olivino, en una matriz de vidrio y microlitos de plagioclasa (30% del volumen de la roca) (Fig. 3.22). Las plagioclasas representan el 50% del volumen de la roca, se encuentran como fenocristales con formas subhedrales y como microfenocristales euhedrales, los de mayor tamaño presentan textura de tamiz o inclusiones de otros cristales (Fig. 3.22a y b). En ocasiones la plagioclasa forma glomerocristales (Fig. 3.22d). Los piroxenos representan el 12% del volumen de la roca, se encuentran como fenocristales subhedrales y anhedrales de clinopiroxenos y algunos microfenocristales con formas euhedrales de ortopiroxenos, algunos hexagonales y maclados (Fig. 22c). Las biotitas

representan el 6% del volumen de la roca, se encuentran como fenocristales subhedrales, altamente oxidados y corroídos (Fig. 3.22b), en algunos casos solo se observan fantasmas. Los olivinos representan menos del 2% del volumen de la roca, se encuentran como feno y microfenocristales con formas anhedrales, en una de las muestras los olivinos forman un glomerocristal con clinopiroxenos y óxidos (Fig. 3.22e). Estas rocas pueden ser clasificadas mineralógicamente como andesitas.

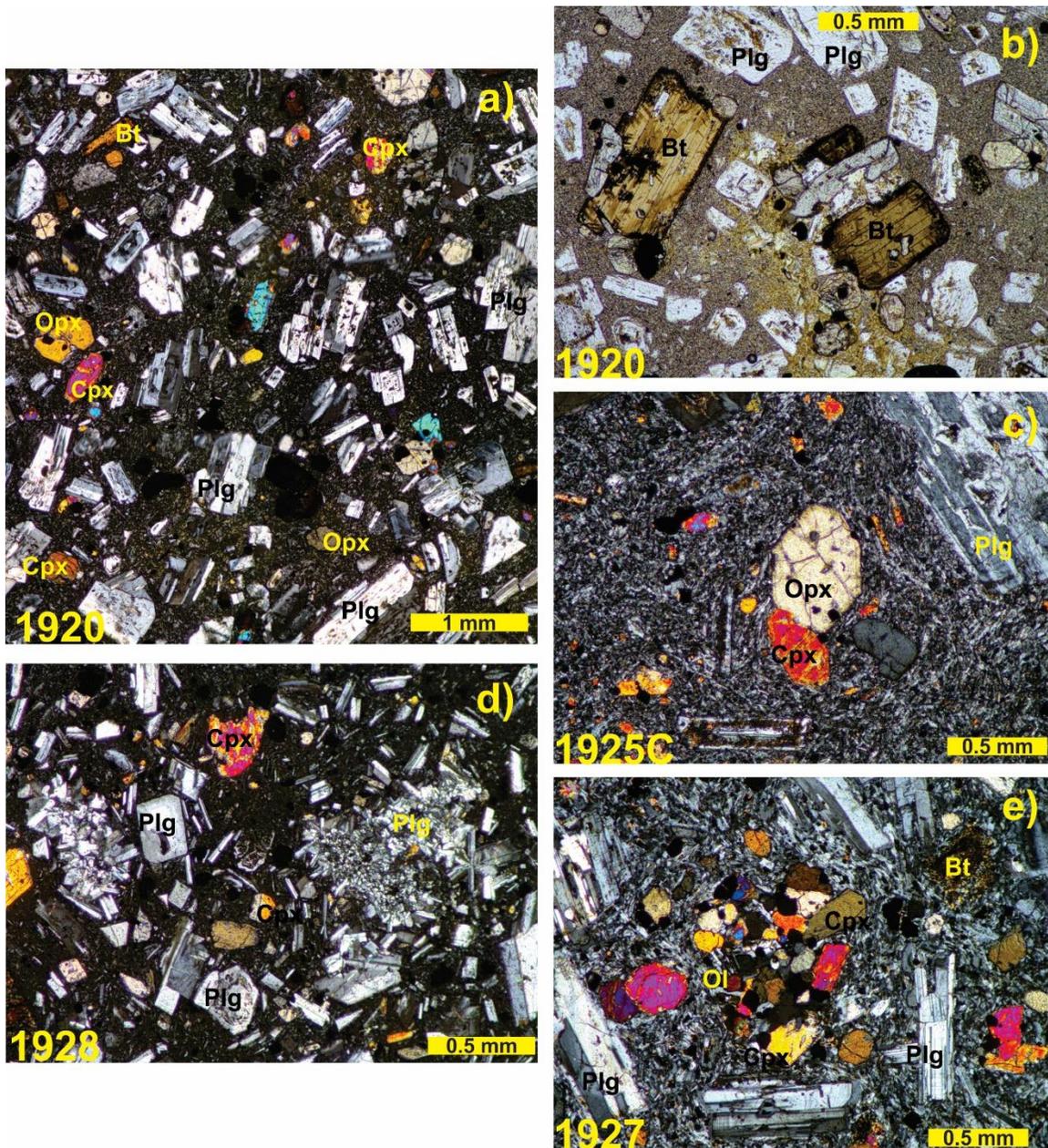


Figura 3.22. Microfotografías en luz polarizada de las rocas de la estructura El Azufre. a) Textura porfídica de la muestra 20 donde se observan fenocristales de plagioclasa, biotita, clino y ortopiroxeno; b) Microfotografía en luz paralela de los fenocristales de biotitas con bordes corroídos y oxidados, así como plagioclasas con textura de tamiz; c) Fenocristales de clino y ortopiroxenos en una matriz microlítica; d) Glomerocristales de plagioclasas euhedrales e) Glomerocristal de olivino, clinopiroxeno y óxidos, así como un cristal de biotita muy alterado. Plg: plagioclasa, Ol: olivino, Bt: biotita, Cpx: clinopiroxeno, Opx: ortopiroxeno.

Asociado a esta estructura se encontró una secuencia de flujo piroclástico de pómez, la cual bajo el microscopio binocular se observa de color café claro, consiste de vidrio y cristales de plagioclasa, biotita y muchos minerales opacos (Fig. 3.23a). Dentro de este material se encontraron pequeños fragmentos de pómez. En lámina delgada se observa el material alterado y está compuesto por mucho vidrio y pocos cristales de biotita.

Otro de los depósitos encontrados corresponde a un depósito de caída, que bajo el microscopio binocular se observa de color café amarillento, constituido de vidrio y muy pocos cristales metálicos y algunas biotitas. En la lámina delgada se observa el material muy alterado con cristales subhedrales de plagioclasa y piroxeno (Fig. 3.23b).

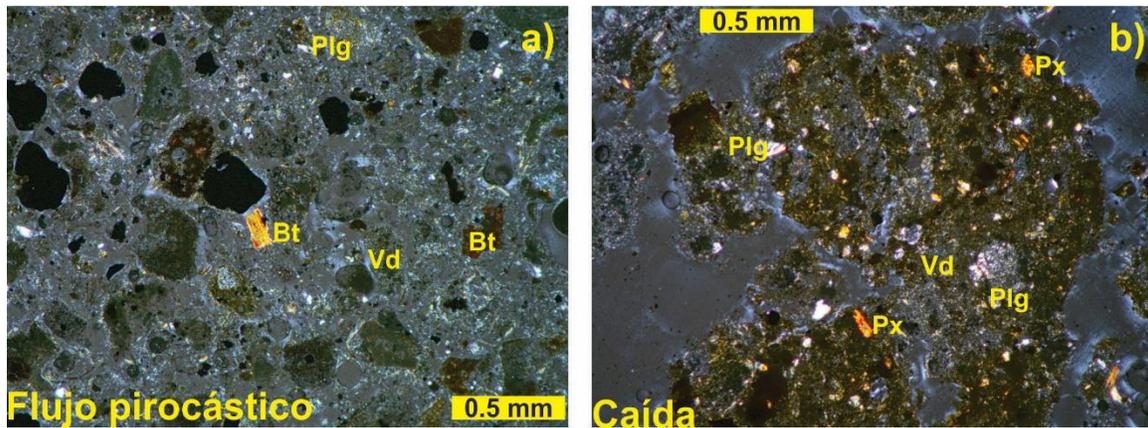


Figura 3.23. Microfotografías de los depósitos piroclásticos asociados a la estructura El Azufre. a) Muestra del flujo piroclástico de pómez donde se observa el vidrio y algunos cristales de biotita y plagioclasa; b) Muestra del depósito de caída con algunos cristales de plagioclasa y piroxeno; Plg: plagioclasa, Bt: biotita, Vd: vidrio.

3.2.5. Unidades del Mioceno.

De estas unidades se describieron 2 láminas delgadas. Las rocas son hipocristalinas, con una textura porfídica y una asociación mineralógica de

plagioclasa, piroxeno y algunas biotitas, en una matriz de vidrio y microlitos de plagioclasa (19% del volumen de la roca) (Fig. 3.24a y e). Las plagioclasas representan el 50% del volumen de la roca, se encuentran como fenocristales con formas entre subhedrales y anhedrales, en su mayoría con textura de tamiz en el centro y bordes bien formados (Fig. 3.24c y f) aunque también se encuentran como microfenocristales alargados con formas subhedrales. Los piroxenos representan el 30% del volumen de la roca, se presentan como fenocristales de clinopiroxeno con formas subhedrales o corroídos, algunos con formas hexagonales y con inclusiones de otros minerales, o maclados, pero también se encontraron fenocristales de ortopiroxeno con formas subhedrales (Fig. 3.24e). Las biotitas representan menos del 1% del volumen de la roca, se presentan como fenocristales anhedrales y oxidados (Fig. 3.24b). En una de las muestras se encontraron fantasmas de algún mineral, el cual ya no se puede distinguir (Fig. 3.24e y f). Estas rocas pueden ser clasificadas mineralógicamente como andesitas.

Las secuencias volcánicas encontradas dentro de las rocas sedimentarias constan de secuencias de oleadas piroclásticas, las cuales bajo el microscopio binocular es de color café grisáceo (Fig. 3.25b), con clastos entre subangulosos y subredondeados constituido mayoritariamente por cristales de plagioclasa, biotita, cuarzo, clinopiroxeno, feldespato potásico y muscovita, así como pocos fragmentos de vidrio (Fig. 3.25a). En la lámina delgada se observan los cristales subhedrales y algunos redondeados (Fig. 3.25e).

Así mismo, dentro de estas secuencias volcánicas se describió un depósito de caída de pómez, que bajo el microscopio binocular se observa de color café claro, compuesto por vidrio y algunos cristales muy pequeños, contiene minerales opacos con formas prismáticas y de color negro, así como cristales de plagioclasa y algunas biotitas. También se observaron algunos fragmentos de pómez. En la lámina delgada se observa un material muy alterado, de color rojizo, con algunos cristales de plagioclasa, piroxeno, biotita y algunos óxidos o minerales ya muy alterados (Fig. 3.25g y h).

Por último un depósito epiclástico con intemperismo esferoidal, que bajo el microscopio binocular se observa de color gris claro (Fig. 3.25c), constituido por material de tamaño de ceniza fina a media, con algunos cristales subangulosos de plagioclasa y biotita (Fig. 3.25d). En lámina delgada se observa el material alterado, con colores amarillentos, se distinguen en su mayoría cristales de plagioclasa y en menor cantidad de biotita y piroxeno, todos los cristales presentan tamaños similares (3.25f).

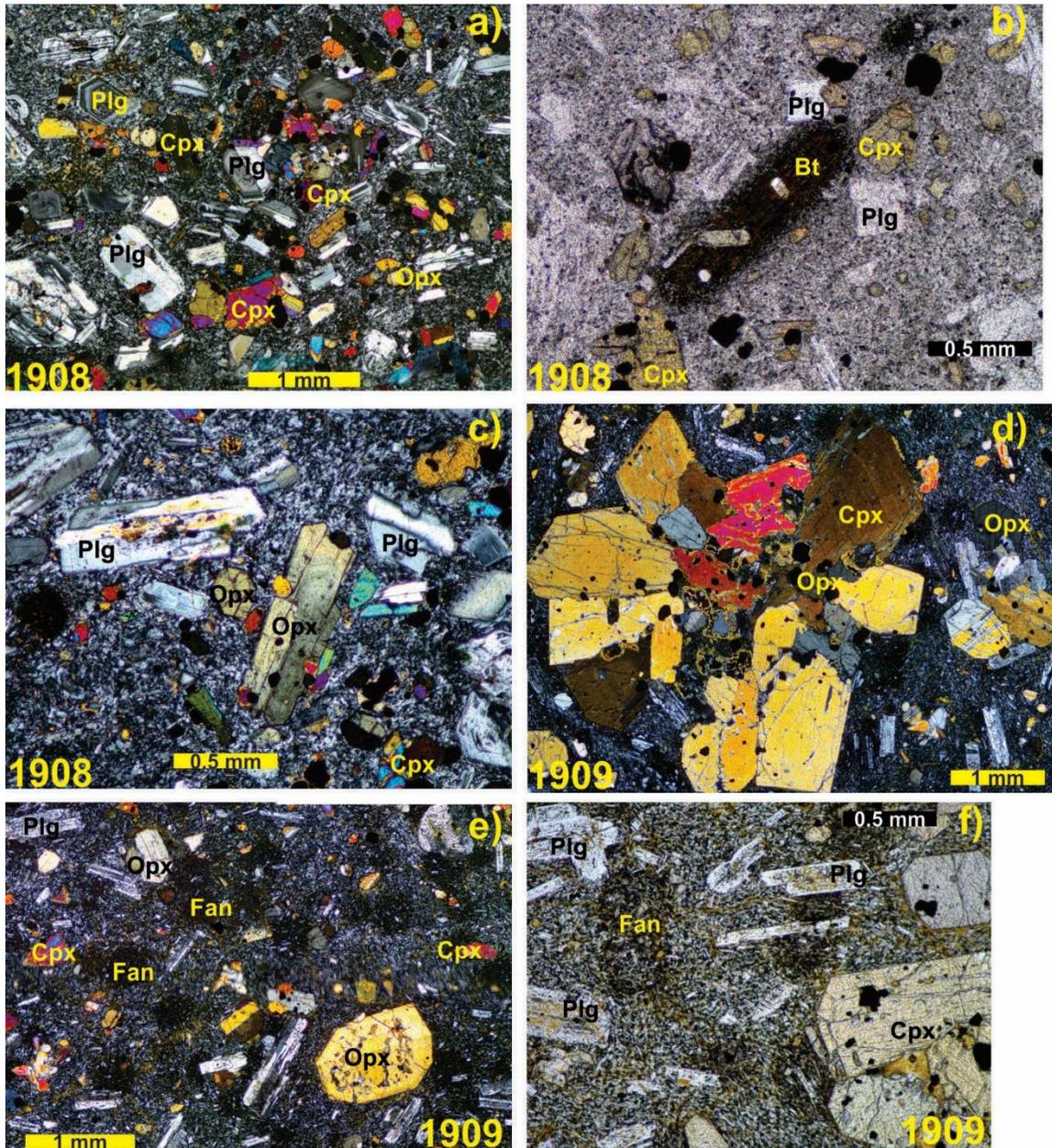


Figura 3.24. Microfotografías en luz polarizada de muestras de los depósitos de flujo piroclástico de la unidad del Mioceno donde se observan las texturas y las fases minerales presentes. a) Textura porfídica de la muestra 08, con cristales zoneados de plagioclasa, con abundantes cristales de clino y ortopiroxenos; b) Microfotografía en luz paralela donde resalta un fenocristal de biotita oxidado; c) Fenocristales de ortopiroxeno y plagioclasa; d) Glomero-cristal constituido por clinopiroxeno y ortopiroxeno; e) Fenocristal de ortopiroxeno con centros corroídos, así como fantasmas de posibles cristales; f) Microfotografía en luz paralela de los fantasmas de algunos cristales así como algunas plagioclasas con texturas de tamiz en el interior. Plg: plagioclasa, Bt: biotita, Cpx: clinopiroxeno, Opx: ortopiroxeno, Fan: fantasmas de cristales alterados.

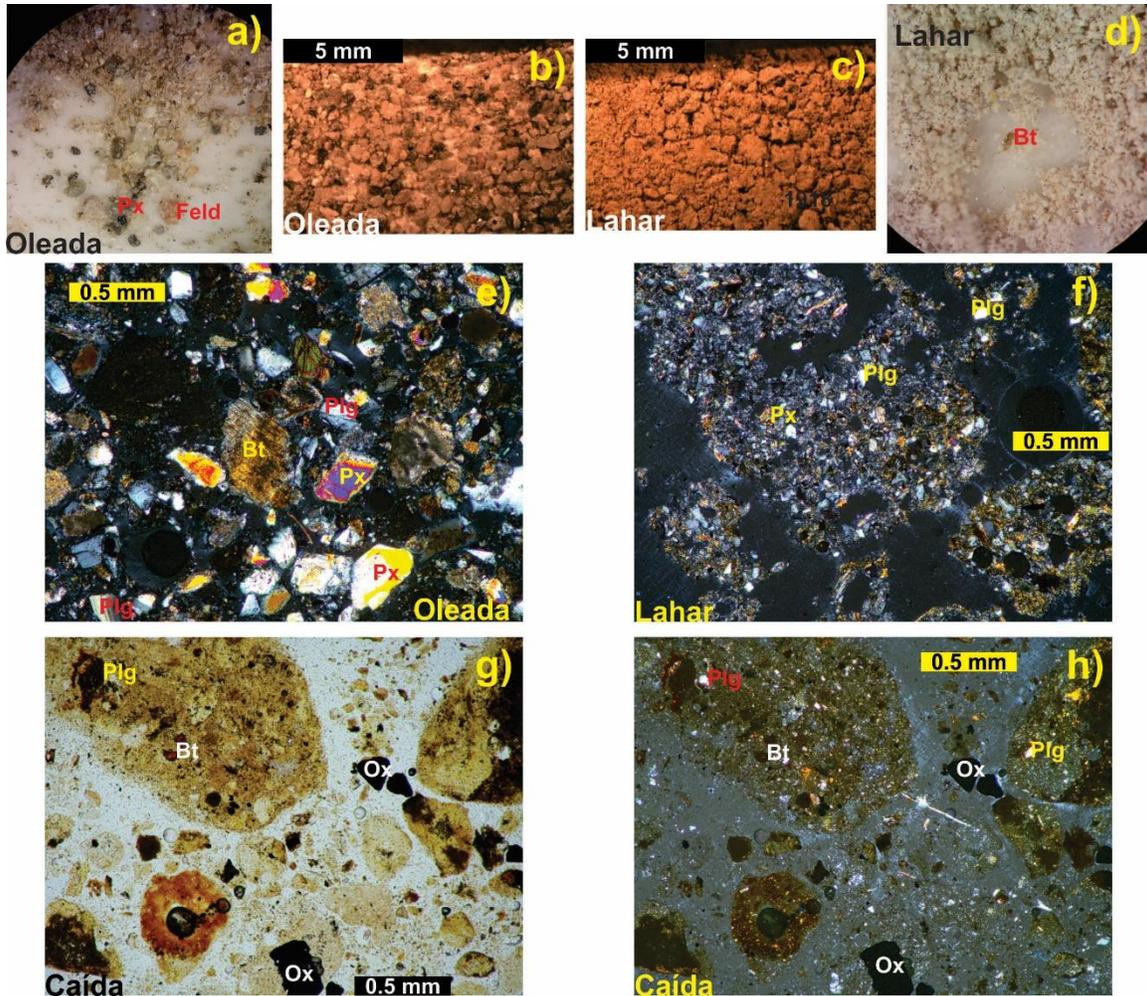


Figura 3.25. Fotografías de los depósitos piroclásticos asociados a las unidades del Mioceno. a-b) Fotografías con microscopio binocular de la muestra de oleada piroclástica, compuesto de feldespato, piroxeno, biotita y óxidos; c-d) Fotografía bajo el microscopio binocular de la muestra de lahar compuesto de vidrio y algunos cristales de biotita; e) Microfotografía con luz polarizada de la muestra de caída con cristales de piroxeno, biotita y plagioclasa; f) Microfotografía con luz polarizada de la muestra de lahar, donde se observan cristales de plagioclasa y piroxeno con tamaños similares; g) Microfotografía con luz paralela y h) Microfotografía con luz polarizada de la muestra de caída, donde se observan minerales opacos, biotita y plagioclasa. Plg: plagioclasa, Bt: biotita, Px: piroxeno, Feld: feldespato, Ox: óxidos.

3.3. Geoquímica y relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb.

De las estructuras volcánicas definidas anteriormente (Santa Fe, La Mina, volcán La Catedral, Juárez, El Azufre y las unidades del Mioceno) se realizaron análisis químicos en roca total por FRX e ICP-MS, para determinar la concentración de elementos mayores y traza de 20 muestras, así como la determinación de relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de 3 muestras recolectadas en diferentes afloramientos (Fig. 1.3; Tabla 1, 2, 3 y 4).

3.3.1. Elementos mayores.

Con los resultados de los análisis químicos (Tabla 1) las muestras fueron clasificadas en el diagrama TAS (álcalis total vs sílice, Le Bas et al., 1986) y en el diagrama R_1 - R_2 para los intrusivos (De la Roche et al., 1980), así mismo se realizaron diagramas de tipo Harker y multielementales. También se incluyen datos químicos reportados en trabajos previos del volcán Chichón (Espíndola et al., 2000; Macías et al., 2003; Andrews et al., 2008; Layer et al., 2009; Arce et al., 2014) y otras estructuras del Arco Volcánico Chiapaneco (Jaimes-Viera, 2006; Mora et al., 2007; Carrera-Muñoz, 2010).

En el diagrama TAS (Fig. 3.26) se observa que una muestra del intrusivo La Mina cae en el campo de las rocas alcalinas, clasificada químicamente como traquiandesita basáltica (52% en peso de SiO_2 ; 8.4% en peso de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), mientras que los intrusivos son clasificados como diorita y gabro-diorita en el diagrama R_1 - R_2 (Fig. 3.27). Las rocas del intrusivo Santa Fe así como las muestra del dique son clasificados como tonalitas. Existe una clara diferencia en la composición química de los intrusivos que también se ve reflejado en las diferencias mineralógicas.

Para el volcán La Catedral, las muestras caen en el campo subalcalino, entre el campo de las andesitas basálticas y las andesitas (55-57.5% en peso de SiO_2) pero, una muestra cae en el campo de la traquiandesita (54% en peso de SiO_2 ; 9% en peso de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$).

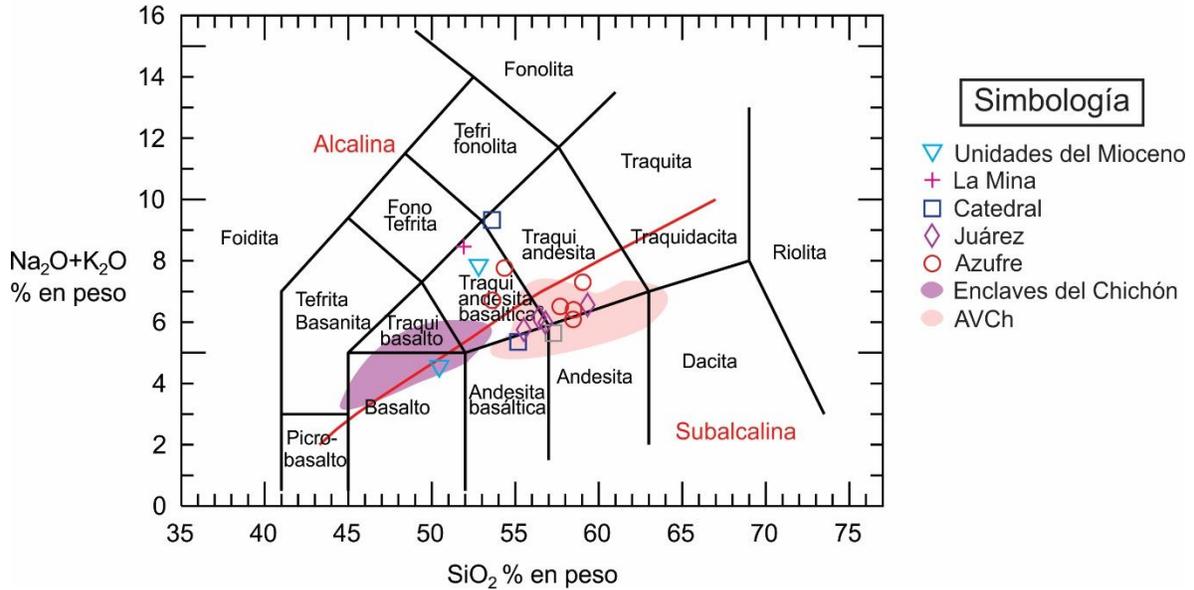
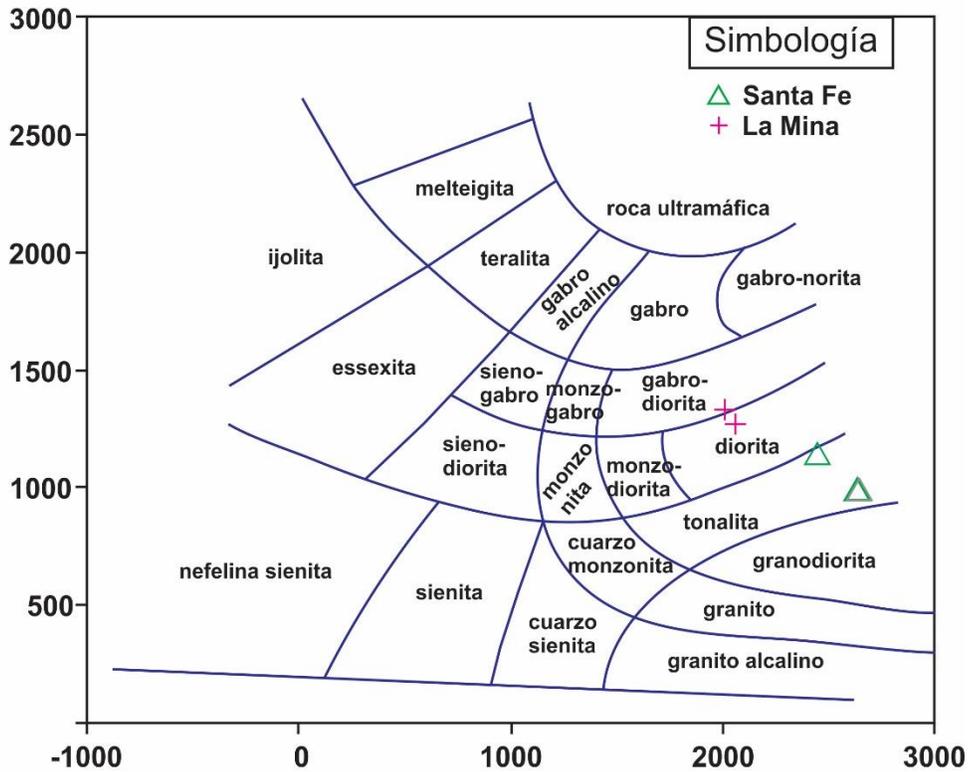


Figura 3.26. Diagrama de clasificación TAS (*total alkalis versus silica*; Le Bas et al., 1986) para las rocas volcánicas estudiadas. Símbolos en gris tomados de López-Loera et al. (2020).

$$R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$$



$$R_1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$$

Figura 3.27. Diagrama de clasificación R_1 - R_2 (De la Roche et al., 1980) para las rocas intrusivas estudiadas. Símbolos en gris tomados de López-Loera et al. (2020).

Las rocas de la estructura Juárez caen en el campo subalcalino, cuya composición varía de traquiandesitas basálticas a traquiandesitas (55.5-59.5% en peso de SiO₂), muy similares a las rocas del AVCh.

Para las rocas de la estructura El Azufre, dos muestras caen en el campo alcalino con una composición traquiandesítica basáltica (55% en peso de SiO₂), mientras que las otras caen en el campo subalcalino, de composición traquiandesítica (58-60% en peso de SiO₂), también muy similares a las rocas del AVCh.

Las muestras de las unidades del Mioceno varían composicionalmente, de basalto (50.5% en peso de SiO₂) hasta traquiandesita basáltica (52.8% en peso de SiO₂; 7.5% en peso de Na₂O+K₂O).

En general, las rocas del AVCh son subalcalinas, con una variación composicional amplia (Fig. 3.26), desde andesitas basálticas hasta algunas dacitas (54-64% en peso de SiO₂). Las rocas del volcán Chichón también son de composición traquiandesítica (55-60% en peso de SiO₂), aunque los enclaves máficos del Chichón varían de basalto hasta traquiandesita basáltica (45-54% en peso de SiO₂), siendo los productos menos evolucionados.

Así mismo, de acuerdo al diagrama de K₂O vs SiO₂ (Fig. 3.28) (Peccerillo y Taylor, 1976), se observa que las muestras de la estructura Juárez se encuentran dentro de la serie calco-alcalina de alto K, las rocas de El Azufre y La Catedral varían entre la serie calco-alcalina de alto K y la serie shoshonítica. Las rocas de La Mina y Santa Fe se encuentran dentro de la serie shoshonítica, mientras que las muestras que corresponden a las unidades del Mioceno, la menos evolucionada pertenece a la serie calco-alcalina y la otra a la serie shoshonítica. Los enclaves máficos del Chichón varían entre la serie calco-alcalina de alto K y la serie shoshonítica. Los datos de trabajos previos del resto del AVCh varían entre la serie calco-alcalina y calco-alcalina de alto K, aunque se observa una población de rocas que caen dentro de la serie shoshonítica.

Vulcanismo del Pleistoceno en la parte noroeste del Arco Volcánico Chiapaneco

Tabla 1. Análisis químicos de elementos mayores (% en peso) en roca total de las muestras de los cuerpos volcánicos estudiados.

Localidad	Santa Fe			La Mina			V. del Mioceno	La Catedral		
Muestra	CH-1901	CH-1902	CH-1903	CH-1905A	CH-1905B	CH-1906	CH-1908	CH-1909	CH-1911	CH-1913
Litología	tonalita	tonalita	tab	g-d	tab	diorita	basalto	tab	ta	ab
x	499060	499335	492269	495283	495283	494947	471564	470545	463661	462915
y	1919724	1917814	1900090	1911871	1911871	1911782	1933433	1931794	1925839	1930919
SiO ₂	57.279	53.557	56.492	49.261	49.547	49.779	52.436	49.619	52.825	54.734
TiO ₂	0.901	1.045	0.875	1.003	0.894	0.968	0.924	1.232	0.843	1.062
Al ₂ O ₃	16.908	17.045	17.076	17.962	19.163	18.442	18.439	15.192	19.498	17.591
Fe ₂ O _{3t}	7.404	9.333	7.564	9.841	7.529	9.49	7.964	10.924	6.808	9.486
MnO	0.176	0.204	0.177	0.216	0.212	0.203	0.209	0.203	0.218	0.184
MgO	2.448	3.34	2.695	3.566	2.37	3.449	2.673	5.585	1.871	3.142
CaO	6.316	7.29	7.483	8.968	7.035	8.383	8.545	10.773	6.92	7.405
Na ₂ O	3.496	3.302	3.402	4.045	3.925	4.154	4.101	3.312	4.977	2.635
K ₂ O	3.92	3.574	3.267	3.642	4.15	3.44	3.611	1.087	4.222	2.669
P ₂ O ₅	0.299	0.309	0.29	0.503	0.611	0.419	0.385	0.426	0.362	0.307
PxC	0.42	0.7	0.42	0.97	4.38	0.88	0.44	1.72	1.15	0.45
# Mg	40	41	41	42	38	42	40	50	35	40

tab= traquiandesita basáltica, g-d= gabro diorita, ta= traquiandesita, ab= andesita basáltica
 Fe₂O_{3t}= FeO + Fe₂O₃, PxC= Perdida por calcinación, #Mg= Mg/(Mg+Fe)

Continuación Tabla 1.

Localidad	Juárez				El Azufre					
Muestra	CH-1919A	CH-1919B	CH-1921	CH-1924	CH-1920	CH-1925C	CH-1927	CH-1928	CH-1930	CH-1931
Litología	tab	ta	tab	tab	ta	tab	tab	ta	ta	ta
x	477660	477660	482282	476131	495337	499583	501151	498083	504827	505113
y	1941220	1941220	1940730	1939582	1939480	1941124	1936762	1938421	1934116	1936999
SiO ₂	56.231	59.033	55.423	56.595	57.429	52.906	53.821	58.252	57.91	58.509
TiO ₂	1.054	0.837	0.872	1.031	0.922	1.044	1.005	0.971	0.924	0.843
Al ₂ O ₃	17.569	16.946	17.782	17.621	17.426	17.724	18.1	17.458	16.822	17.404
Fe ₂ O ₃	8.869	7.211	8.424	8.584	8.022	8.939	8.782	7.593	7.903	6.93
MnO	0.22	0.091	0.247	0.16	0.143	0.225	0.208	0.223	0.175	0.161
MgO	2.94	2.385	3.47	2.709	2.463	3.666	2.373	2.402	2.8	2.031
CaO	6.335	6.199	7.62	6.668	6.359	7.174	6.687	6.403	5.889	5.716
Na ₂ O	2.971	3.021	3.081	2.497	3.129	3.48	3.829	2.657	2.948	3.469
K ₂ O	3.151	3.506	2.66	3.454	3.359	3.141	3.849	3.412	3.386	3.768
P ₂ O ₅	0.32	0.27	0.265	0.303	0.296	0.361	0.376	0.27	0.254	0.266
PxC	0.39	0.4	0.25	0.18	0.32	1.07	0.85	0.4	0.93	0.75
# Mg	40	40	38	45	38	45	35	39	41	37

tab= traquiandesita basáltica, ta= traquiandesita, Fe₂O_{3t}= FeO + Fe₂O₃, PxC= Perdida por calcinación, #Mg= Mg/(Mg+Fe)

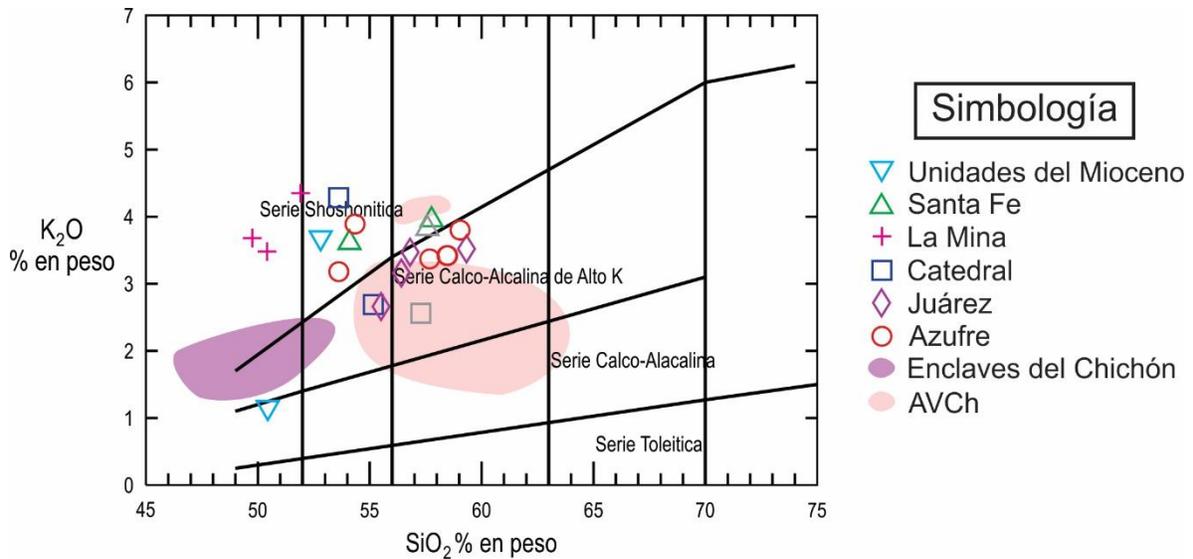


Figura 3.28. Diagrama de clasificación SiO_2 vs K_2O para las rocas del AVCh, el Chichón, y las muestras de este estudio. Símbolos en gris tomados de López-Loera et al. (2020).

En los diagramas binarios se observa para el CaO (Fig. 3.29a) una correlación negativa con el incremento del sílice. Las muestras de La Mina y de la unidad del Mioceno tienen los valores más elevados en CaO, similar a los enclaves máficos del Chichón, mientras que las demás estructuras (La Catedral, Santa Fe, El Azufre y Juárez) presentan valores más bajos, similares a las rocas del AVCh.

Para el contenido de MgO (Fig. 3.29c) las muestras del Mioceno junto con las muestras de La Mina se comportan de manera similar a los enclaves máficos con una pendiente negativa pronunciada, que abarca desde el 11% hasta el 4% en peso y que coincide con un cambio en la pendiente. Las demás muestras del AVCh presentan también una tendencia negativa con una pendiente menos pronunciada. Los valores en el #Mg de las rocas de este estudio son bajos, presentan valores entre 35 y 50 (Tabla 1) lo que podría indicar que no provienen de magmas primitivos.

Para el contenido de Fe_2O_3 (Fig. 3.29b) también se observa una tendencia negativa con el incremento del sílice, siendo las muestras del Mioceno, La Mina y los enclaves máficos del Chichón los que presentan un comportamiento similar y con valores más altos (> 9% en peso de Fe_2O_3). Mientras que las rocas de La Catedral,

El Azufre, Juárez y Santa Fe tienen un comportamiento similar al de las rocas del AVCh.

En el contenido de Al_2O_3 (Fig. 3.29d) las muestras del Mioceno junto con las muestras de La Mina se encuentran dentro de la tendencia positiva que generan los enclaves máficos, sin embargo a partir del 16% en peso de este elemento las muestras cambian a una burda correlación negativa, con un contenido similar a las rocas del AVCh.

En cuanto al contenido de K_2O (Fig. 3.29e) solo se aprecia una tendencia positiva para los enclaves máficos, ya que para las demás muestras no es clara la correlación. Sin embargo se nota una variación grande en este elemento de 2% a 4.5% en peso, considerando todas las muestras.

El Na_2O (Fig. 3.29f) despliega una ligera tendencia positiva, aunque en general se observa un comportamiento caótico si se consideran todas las muestras. De manera general también se observa una variación grande en este elemento de 2.5 a 5% en peso para las muestras analizadas en este trabajo.

Para el contenido de P_2O_5 y TiO_2 (Fig. 3.29g y h) se observa una tendencia negativa, con 2 patrones diferentes, estos 2 elementos tienen un sentido contrario, a mayores contenidos de P_2O_5 tienen un menor contenido de TiO_2 y viceversa. Las rocas de las estructuras volcánicas de este estudio tienen un comportamiento similar a las rocas con bajos contenidos en P_2O_5 y altos en TiO_2 .

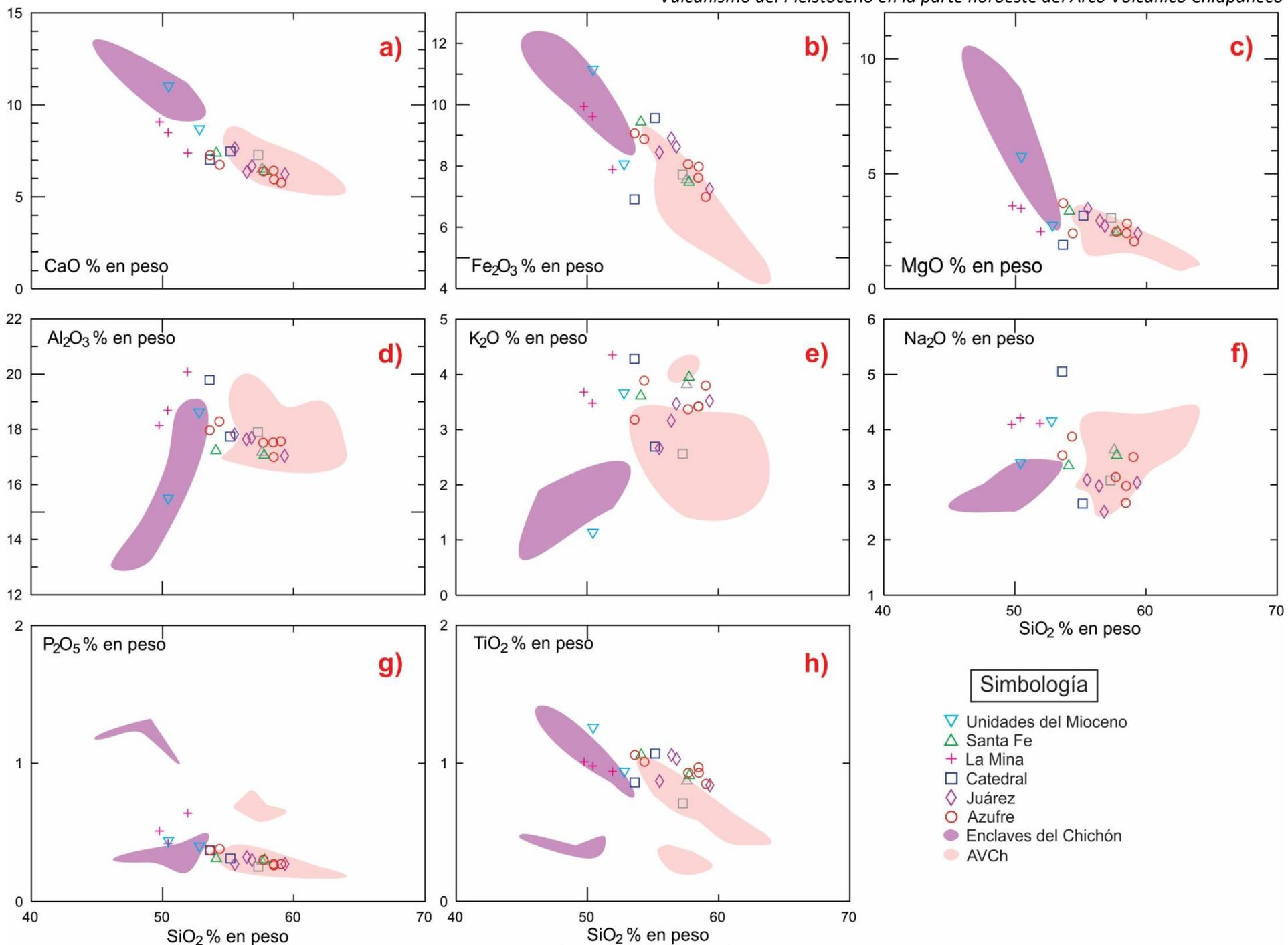


Figura 3.29. Diagramas binarios de los elementos mayores de las rocas de este estudio, así como rocas de AVCh y El Chichón de trabajos previos. Símbolos en gris son datos tomados de López-Loera et al. (2020).

3.3.2. Elementos traza y tierras raras.

Los elementos traza son aquellos que se encuentran en cantidades bajas ($< 0.1\%$ en peso) dentro de una roca y que ayudan a la identificación del o los procesos por el cual éstas se generaron (López-Ruiz, 1986), debido a que algunos se concentran en los fundidos y se comportan de manera incompatible con la fase sólida (Winter, 2001). Los elementos traza se dividen en 2 subgrupos, los cuales se basan en el radio iónico y en el potencial iónico. Los elementos LIL (*Large Ion Lithophile Elements*, por sus siglas en inglés) (Li, Be, Rb, Sr, Cs, Ba y Pb) son elementos que pueden ser movilizados por una fase fluida hidratada lo que provoca la variación en su concentración. Mientras que en los elementos HFS (*High Field Strength Elements*, por sus siglas en inglés) (Zr, Nb, Hf, Ta y las tierras raras) son elementos inmóviles, por lo que su variación está controlada por la fuente y los procesos de fraccionamiento del fundido durante la evolución del magma (Winter, 2001). Las tierras raras son elementos insolubles e inmóviles en procesos metamórficos, su compatibilidad aumenta con el incremento de su número atómico (Winter, 2001).

Los resultados de elementos traza de este trabajo se reportan en la Tabla 2. En el diagrama de multielementos normalizado con el manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) (Fig. 3.30a) se observa que todas las muestras presentan un enriquecimiento de elementos LIL y un empobrecimiento de elementos HFS, resaltando anomalías negativas en Ba, Nb, Ta, P y Ti, así como anomalías positivas en K, Pb y Sr. Las muestras de las estructuras volcánicas e intrusivas analizadas en este estudio, tienen un comportamiento similar a las rocas del AVCh. Resalta el enriquecimiento en Cs y Rb en una de las muestras de La Mina y en una muestra de las unidades del Mioceno, así como un empobrecimiento relativo en Zr de una muestra de La Catedral y una de Santa Fe. Tanto las rocas analizadas en este trabajo como todo el AVCh presentan una anomalía negativa de Ti, aunque se nota más pronunciada para las muestras de trabajos previos.

En el diagrama de tierras raras normalizado con las condritas (Sun y McDonough, 1989) (Fig. 3.30b), se aprecia que todas las muestras despliegan un patrón decreciente de las tierras raras ligeras hacia las pesadas, con una ligera anomalía negativa de Eu, similar a las rocas del AVCh. En general, las muestras reportadas en este trabajo caen dentro del campo definido por muestras de trabajos previos.

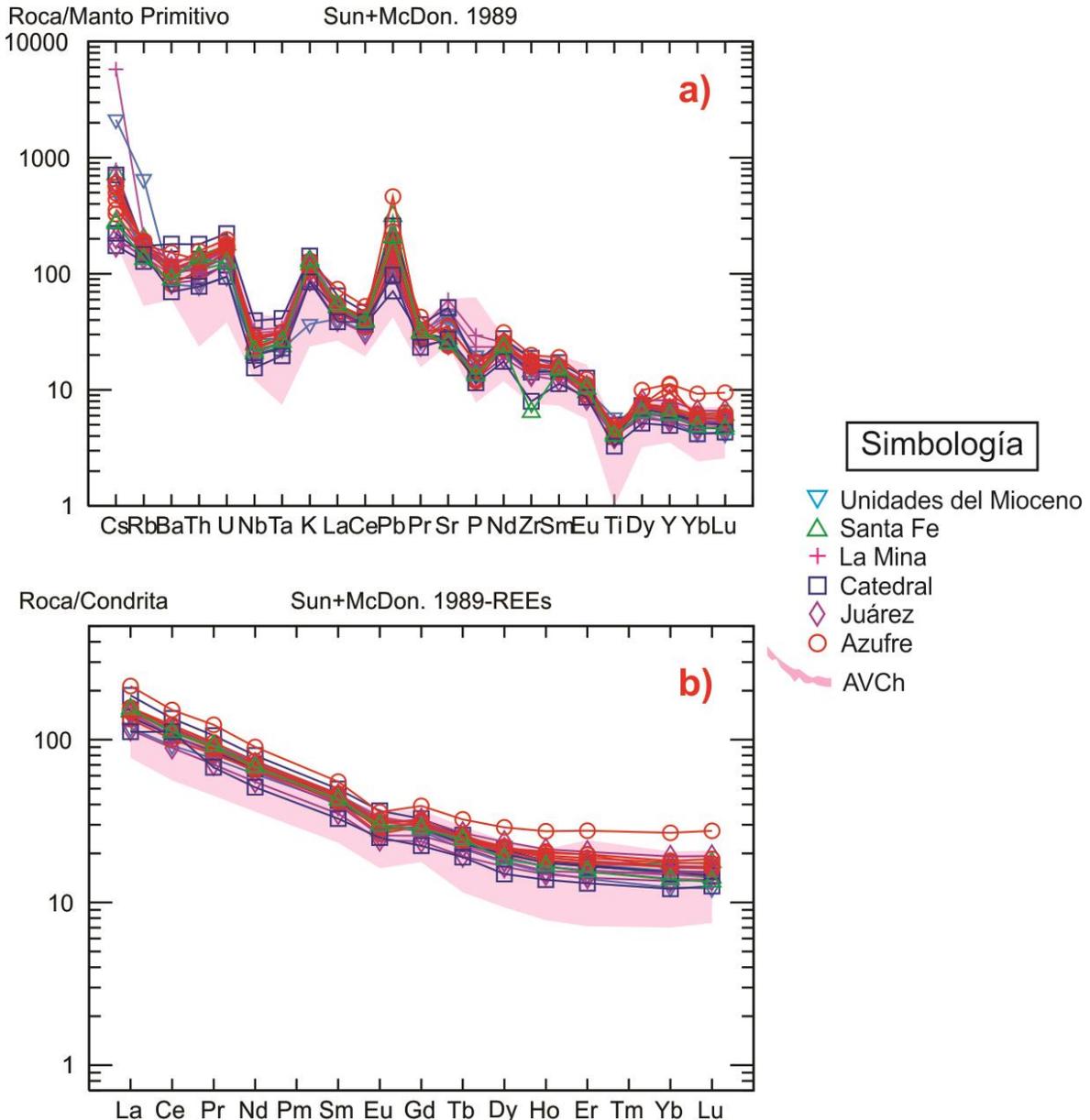


Figura 3.30. Diagramas multielementales de: a) Elementos traza, normalizados con el manto primitivo y b) Tierras raras, normalizado con la condrita, de acuerdo a los valores de Sun y McDonough (1989).

Vulcanismo del Pleistoceno en la parte noroeste del Arco Volcánico Chiapaneco

Tabla 2. Análisis químicos de elementos traza (ppm) en roca total de las muestras de los cuerpos volcánicos estudiados.

Localidad	Santa Fe			La Mina			V. del Mioceno		La Catedral	
Muestra	CH-1901	CH-1902	CH-1903	CH-1905A	CH-1905B	CH-1906	CH-1908	CH-1909	CH-1911	CH-1913
Li	10.87	13.91	19.55	18.37	27.14	26.23	26.95	13.23	21.54	18.79
Be	2.47	2.16	1.84	2.28	2.36	2.48	2.26	1.63	2.86	1.97
B	15.08	5.78	23.53	34.78	8.89	30.63	19.32	8.67	30.06	19.78
Sc	9.13	15.57	10.12	10.01	2.62	10.47	7.98	23.23	6.10	13.78
V	150	202	162	190	136	173	167	230	163	172
Cr	67.33	70.31	30.71	32.94	13.88	38.32	66.40	103.09	26.68	26.17
Co	12.48	15.31	16.66	29.92	19.79	28.54	20.42	38.50	14.55	12.68
Ni	11.58	10.53	6.98	13.25	3.07	13.66	8.27	44.87	3.73	2.86
Cu	11.64	7.95	15.74	161.00	57.00	127.00	41.17	153.00	66.94	8.96
Zn	81.19	97.24	76.74	91.78	95.77	91.47	94.67	88.63	99.08	98.10
Ga	20.71	21.79	19.52	20.30	18.29	21.32	21.18	19.21	24.91	22.60
Rb	128	111	96	108	134	90	92	414	110	81
Sr	543	585	664	1041	1257	904	926	845	1077	596
Y	31.00	28.77	26.66	26.58	28.53	26.65	29.12	24.06	30.01	28.18
Zr	190	161	170	180	212	168	173	172	209	159
Nb	17.59	14.60	14.46	19.94	23.36	21.98	19.43	14.56	28.11	14.12
Mo	2.30	2.33	1.14	2.64	1.67	2.86	2.55	1.55	2.85	1.53
Sn	1.41	1.21	1.23	1.25	1.29	1.39	1.39	1.31	1.29	1.20
Sb	0.26	0.29	0.28	0.52	0.60	0.38	0.43	0.15	0.52	0.32
Cs	2.22	5.65	2.06	6.20	45.46	3.64	4.11	16.78	5.60	1.38
Ba	690	753	638	691	852	682	830	567	1260	628
La	35.38	35.16	28.99	32.57	37.13	33.10	36.63	28.00	44.35	32.59
Ce	68.02	69.96	57.76	64.57	72.68	64.44	71.80	56.29	82.65	65.01
Pr	8.40	8.64	7.22	8.14	9.04	7.90	8.80	7.25	10.07	8.01
Nd	32.33	33.19	28.13	31.87	34.53	30.29	33.85	28.68	37.33	30.89
Sm	6.84	7.02	6.10	6.78	7.05	6.38	7.11	6.24	7.61	6.45
Eu	1.60	1.71	1.62	1.81	1.95	1.72	1.87	1.70	2.12	1.67
Tb	0.92	0.93	0.82	0.87	0.90	0.84	0.92	0.80	0.97	0.86
Gd	5.97	6.31	5.60	6.07	6.23	5.75	6.39	5.63	6.72	5.87
Dy	5.15	5.32	4.75	4.88	5.08	4.79	5.22	4.47	5.39	5.04
Ho	1.00	1.03	0.93	0.94	0.99	0.94	1.02	0.86	1.02	0.99
Er	2.89	2.79	2.54	2.58	2.76	2.62	2.82	2.31	2.81	2.75
Yb	2.95	2.53	2.37	2.38	2.60	2.50	2.66	2.10	2.60	2.61
Lu	0.45	0.36	0.35	0.35	0.38	0.37	0.39	0.31	0.37	0.39
Hf	5.58	0.54	3.44	3.72	3.57	3.72	3.83	3.44	4.02	4.24
Ta	1.18	0.96	0.95	1.22	1.39	1.31	1.13	0.92	1.68	0.93
W	3.07	3.75	1.93	2.59	1.02	2.99	5.71	1.34	2.61	2.00
Tl	0.77	1.11	0.28	0.19	0.38	0.12	0.23	0.17	0.44	0.21
Pb	12.93	22.21	20.19	9.25	10.57	8.27	10.96	8.15	18.34	5.03
Th	12.06	9.14	7.23	10.00	8.66	9.69	9.26	6.57	15.25	8.01
U	3.73	2.60	2.70	3.77	3.28	3.64	3.28	1.97	4.66	2.50

Vulcanismo del Pleistoceno en la parte noroeste del Arco Volcánico Chiapaneco

Continuación Tabla 2.

Localidad	Juárez				El Azufre					
Muestra	CH-1919A	CH-1919B	CH-1921	CH-1924	CH-1920	CH-1925C	CH-1927	CH-1928	CH-1930	CH-1931
Li	23.35	8.04	21.95	18.15	28.08	23.65	16.22	27.02	30.07	26.84
Be	2.12	2.35	1.81	2.20	2.49	2.15	2.38	2.57	2.59	3.87
B	56.05	7.09	18.73	36.75	-220.88	-8.94	16.33	-19.78	29.54	54.97
Sc	13.02	9.62	13.17	17.12	12.11	14.46	7.82	15.65	13.69	10.58
V	162	130	158	140	150	205	157	133	157	137
Cr	46.69	53.89	36.12	33.59	26.66	18.44	23.47	39.62	49.19	46.57
Co	18.36	10.30	18.40	12.14	13.15	27.72	20.11	14.40	14.33	11.26
Ni	36.82	5.34	6.12	3.95	5.34	6.97	2.84	4.82	6.16	7.29
Cu	10.21	10.68	18.56	8.14	8.19	88.87	48.37	9.98	10.49	10.99
Zn	97.57	27.21	82.74	96.59	103.13	83.94	90.44	91.56	80.04	85.03
Ga	22.43	20.04	20.03	22.57	22.57	21.36	21.61	22.81	20.55	22.06
Rb	100	112	87	109	121	97	112	115	122	119
Sr	529	549	564	531	528	749	726	506	518	565
Y	36.95	26.58	24.28	30.42	29.49	49.86	31.32	32.32	42.71	51.25
Zr	185	153	149	179	179	194	179	187	200	223
Nb	15.78	14.75	15.29	16.34	16.58	20.52	20.12	16.80	16.21	19.08
Mo	2.43	1.98	2.32	2.26	2.21	1.57	1.93	2.32	1.71	1.98
Sn	1.64	1.48	1.26	2.02	1.88	1.35	1.68	1.95	1.83	1.68
Sb	0.30	0.20	0.27	0.31	0.51	0.32	0.38	0.45	0.41	0.44
Cs	2.14	1.37	1.61	4.80	2.83	2.58	4.39	4.74	3.44	3.92
Ba	721	913	580	784	777	569	1063	659	760	803
La	35.78	34.37	27.26	35.23	37.15	31.65	35.20	37.35	36.22	50.67
Ce	68.21	65.23	54.45	70.30	72.77	61.58	69.34	75.26	69.73	93.19
Pr	8.59	7.89	6.69	8.60	8.72	7.71	8.54	9.14	8.36	11.72
Nd	33.11	29.76	25.74	32.90	32.66	30.49	32.81	34.51	31.27	42.17
Sm	6.97	6.10	5.37	6.91	6.69	6.52	7.01	7.12	6.35	8.45
Eu	1.78	1.50	1.40	1.69	1.63	1.79	1.86	1.66	1.53	2.08
Tb	1.00	0.82	0.72	0.93	0.90	0.93	0.95	0.95	0.90	1.21
Gd	6.66	5.28	4.87	6.22	6.01	6.53	6.41	6.39	6.04	8.05
Dy	5.99	4.55	4.21	5.43	5.21	5.48	5.49	5.60	5.44	7.34
Ho	1.20	0.88	0.84	1.07	1.03	1.16	1.07	1.10	1.14	1.55
Er	3.39	2.52	2.35	2.98	2.87	3.26	2.96	3.10	3.27	4.57
Yb	3.26	2.58	2.30	2.85	2.82	2.75	2.79	2.99	3.06	4.55
Lu	0.49	0.39	0.35	0.42	0.42	0.42	0.41	0.44	0.47	0.70
Hf	4.93	4.73	3.88	4.82	4.73	4.43	4.38	4.57	4.83	5.30
Ta	1.03	1.05	1.02	1.12	1.13	1.28	1.27	1.13	1.12	1.27
W	3.39	3.07	2.34	2.63	9.26	1.63	1.57	2.95	6.24	2.77
Tl	0.45	0.50	0.30	0.62	0.53	0.19	0.26	0.64	0.49	0.41
Pb	11.61	7.31	9.64	14.85	32.80	8.94	16.38	12.60	10.66	14.37
Th	9.22	11.34	7.49	10.26	11.14	9.01	11.24	10.93	11.53	13.36
U	2.90	3.59	2.55	3.36	3.62	3.33	3.80	3.47	3.64	4.14

3.3.3. Relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb.

Una herramienta muy utilizada en geoquímica es la combinación de las relaciones isotópicas de Sr y Nd, debido a que están antirrelacionadas en el manto y en los magmas derivados del manto, lo cual refleja la compatibilidad relativa entre los isótopos padre e hijos (Rb/Sr, Sm/Nd, U/Pb) ya que los procesos magmáticos los afectan de manera diferente (White, 2013). Así mismo, junto con los isótopos de plomo, son utilizados como trazadores de procesos petrogenéticos, se puede determinar el origen y procesos de evolución de los magmas (Wilson, 1989). En general los magmas heredan la composición isotópica de su fuente y la mantienen durante procesos de cristalización fraccionada, pero pueden ser modificadas por la asimilación de las rocas encajonantes o por la incorporación de un magma con relaciones isotópicas diferentes (Wilson, 1989). En el manto se tienen valores altos de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, mientras que en la corteza se tienen valores altos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y bajos en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (White, 2013). Los factores que controlan las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de materiales geológicos son la edad y las relaciones entre padre e hijo, donde las relaciones más altas entre padres e hijos dan una mayor abundancia de Sr, Nd y Pb radiogénico (Nakano, 2016).

Los resultados de este trabajo, de los análisis isotópicos de Sr, Nd y Pb se presentan en la Tabla 3 y corresponden a las unidades del Mioceno, la estructura Juárez y el Azufre, al mismo tiempo se consideraron datos reportados en trabajos previos del intrusivo Santa Fe y volcán La Catedral (López-Loera et al., 2020), intrusivo La Mina (Jansen, 2012), la parte norte del AVCh (Carrera-Muñoz, 2010) y El Chichón (Espíndola et al., 2000; Macías et al, 2003; Andrews et al, 2008; López-Loera et al., 2020). La muestra del Mioceno tiene una composición isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704303$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512795$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.7642$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5957$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.5067$, muy similar a la estructura El Azufre ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.704345$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512794$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.7942$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5940$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.5384$), mientras que la estructura Juárez resulta ser más enriquecida en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con respecto a las muestras anteriores ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705873$,

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512614$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.9807$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.6189$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.7782$).

En la figura 3.31 se presentan todos los datos disponibles del área de estudio. Se aprecia una variación muy importante en cuanto a las relaciones isotópicas de Sr y Nd, pero en general se observa una tendencia negativa de todas las rocas del AVCh, es decir, las muestras se van haciendo más radiogénicas con respecto al $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Las muestras con las relaciones isotópicas más altas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ son un enclave máfico del Chichón y una de las muestras del intrusivo La Mina. La muestra del Mioceno así como la muestra del Azufre y las rocas del intrusivo La Mina tienen un contenido isotópico similar a un grupo de rocas del AVCh y caen dentro del arreglo del manto (Fig. 3.31). Sin embargo otro grupo de rocas del AVCh así como las estructuras Juárez, La Catedral y Santa Fe son las que presentan valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más altos, por lo que se ubican fuera del arreglo del manto.

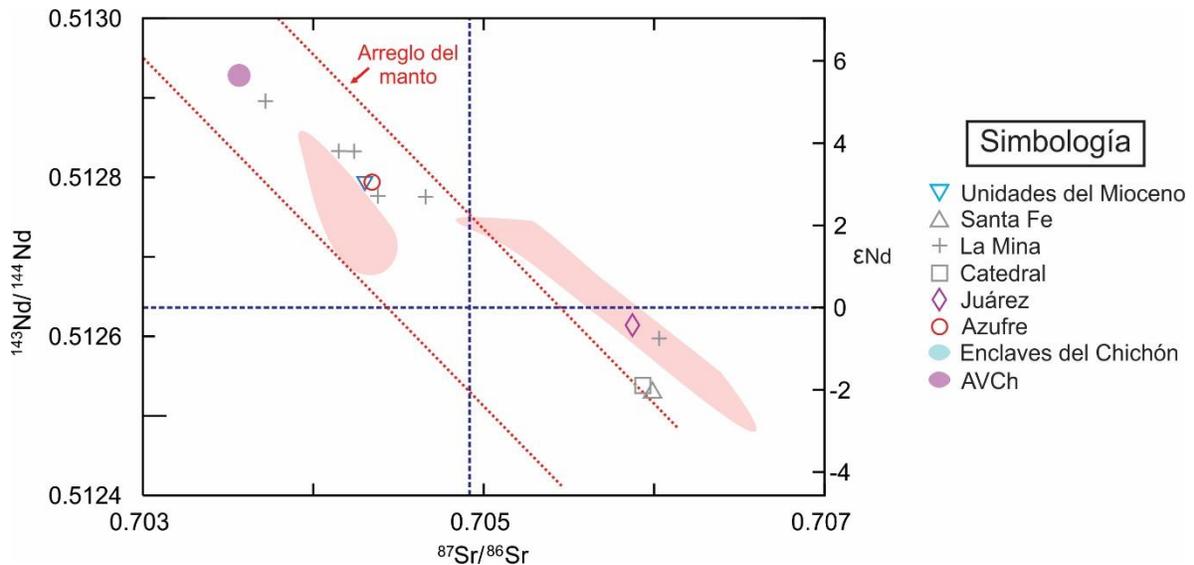


Figura 3.31. Relaciones isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las rocas de la parte norte del AVCh. Símbolos en gris son datos tomados de trabajos previos. Santa Fe y La Catedral (López-Loera et al., 2020) y La Mina (Jansen, 2012).

Tabla 3. Relaciones isotópicas de Sr y Nd de 3 muestras de la parte NO del AVCh.

Muestra	Litología	Estructura	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd*	1 SE(M)	n	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 sd*	1 SE(M)	n	ϵNd	1sd
CH-1909	basalto	V. del Mioceno	0.704303	30	4	56	0.512795	14	2	66	3.06	0.27
CH-1921	tab	Juárez	0.705873	35	5	57	0.512614	15	2	67	0.47	0.29
CH-1925C	tab	El Azufre	0.704345	29	4	58	0.512794	20	4	66	3.04	0.39

tab= traquiandesita basáltica

n = número de mediciones

1 sd* = desviación estándar absoluta, errores en la medición, en las dos últimas cifras.

1SE(M) = 1sd/raíz n, en la última cifra.

Las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710254 \pm 13$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$, n = 84); para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511849 \pm 3$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$, n =30).

Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 2.81 ng Sr y 0.36 ng Nd (blancos de procedimiento total).

Los resultados de los datos isotópicos de plomo (Tabla 4) fueron graficados en un diagrama de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 3.32a) y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 3.32b), incluyendo datos de los basaltos y sedimentos de la placa de Cocos (Verma, 2000; LaGatta, 2003). En general todas las muestras de la parte NO del AVCh se encuentran por encima de la Línea de Referencia del Hemisferio Norte (NHRL, *Northern Hemisphere Reference Line*, por sus siglas en inglés), las rocas muestran una correlación positiva. Con respecto al $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, se observan valores isotópicos similares a los sedimentos hemipelágicos de la placa de Cocos.

Vulcanismo del Pleistoceno en la parte noroeste del Arco Volcánico Chiapaneco

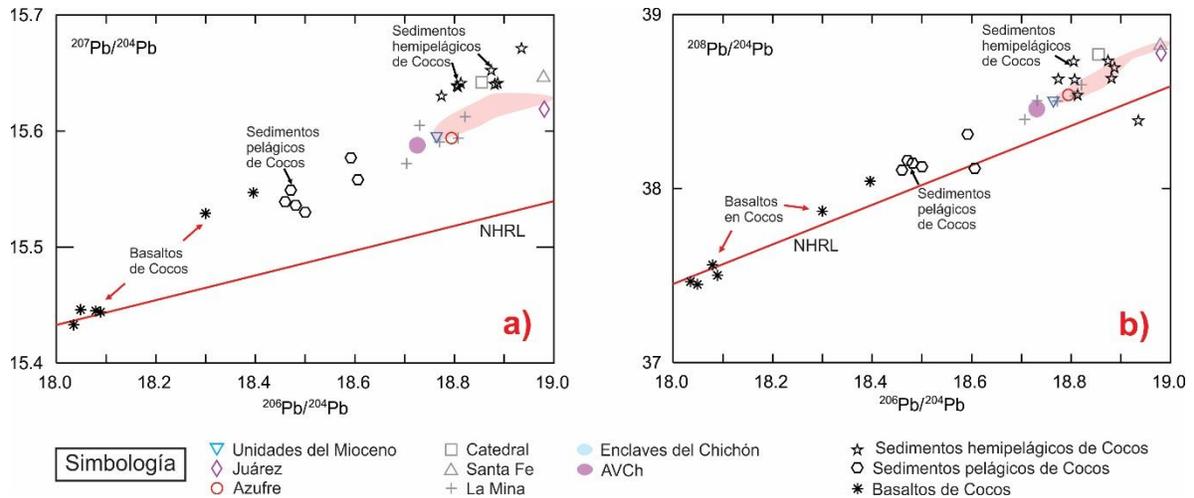


Figura 3.32. Graficas de las relaciones isotópicas de Plomo, a) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, b) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las rocas de la parte norte del AVCh. NHRL (*North Hemisphere Reference Line*; Hart, 1984). Símbolos en gris son datos tomados de trabajos previos. Santa Fe y La Catedral (López-Loera et al., 2020) y La Mina (Jansen, 2012).

Tabla 4. Relaciones isotópicas de Pb de 3 muestras de la parte NO del AVCh.

Muestra	Litología	Estructura	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	% std err	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	% std err	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	% std err	n
CH-1909	basalto	V. del Mioceno	18.7642	0.018	15.5957	0.019	38.5067	0.018	98
CH-1921	tab	Juárez	18.9807	0.019	15.6189	0.018	38.7782	0.018	97
CH-1925C	tab	El Azufre	18.7942	0.018	15.5940	0.019	38.5384	0.018	98

tab= traquiandesita basáltica

n = número de mediciones

% std err = Error expresado en 1sigma

El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió con la comparación al valor promedio del laboratorio para el estándar NBS 981 (Pb): $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.89 \pm 0.07\%$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.43 \pm 0.10\%$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.53 \pm 0.13\%$ ($\pm 1\sigma_{\text{rel}}$, n =69).

Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 132 pg Pb (blanco de química).

3.4. Geocronología.

Se llevó a cabo la separación de circones de los depósitos piroclásticos descritos y muestreados en campo. Tres muestras de las unidades del Mioceno, dos muestras de la estructura El Azufre y una muestra de la estructura Juárez (Anexo 2). Los cristales fueron fechados por el método de U-Pb en circones por medio de LA-ICP-MS. Se realizó el análisis de aproximadamente cuarenta cristales por muestra, tomando en cuenta criterios como: formas euhedrales y romboédricas, sin evidencia de núcleos heredados. Se seleccionaron principalmente los bordes, debido a que se buscaba conocer la edad de la erupción de los depósitos piroclásticos y no la edad de cristalización del centro ya que, éstos pueden ser cristales heredados del basamento.

3.4.1. Unidades del Mioceno.

Los cristales de circón separados de las muestras del Mioceno son translúcidos, exhiben formas euhedrales y algunos redondeados. En la muestra CH-1907 correspondiente a un depósito de oleada piroclástica, se encontraron circones con tamaños homogéneos, con una longitud entre 100 y 150 μm (Fig. 3.33a y b), para la muestra CH-1916 correspondiente a un depósito de caída de pómez, se encontraron dos poblaciones de circones, la primera con longitudes entre 120 y 175 μm y la segunda con longitudes entre 50 y 70 μm (Fig. 3.33c y d), mientras que para la muestra CH-1916 correspondiente a un depósito de lahar, los cristales son de menor tamaño que las muestras anteriores, con longitudes entre 55 y 70 μm (Fig. 3.33e y f). Para todas estas muestras analizadas, en las gráficas de la concordia (Fig. 3.34b, f, j), se observa que las edades de los circones generan un campo entre 10 y 20 Ma. Realizando histogramas de frecuencia (Fig. 3.34d, h, l) se identifica que las edades varían entre 12 y 20 Ma, a pesar de que no son edades muy precisas.

Además, en las gráficas de la concordia de todos los depósitos piroclásticos de la unidad del Mioceno (Fig. 3.34a, e, i), se observan otras dos poblaciones de circones más viejos. La primera población (Fig. 3.34c, g, k) tiene una edad entre 200 y 300 Ma y la segunda presenta edades mayores a 900 Ma, los cuales pueden corresponder con edades de rocas del basamento, es decir se trata de cristales heredados.

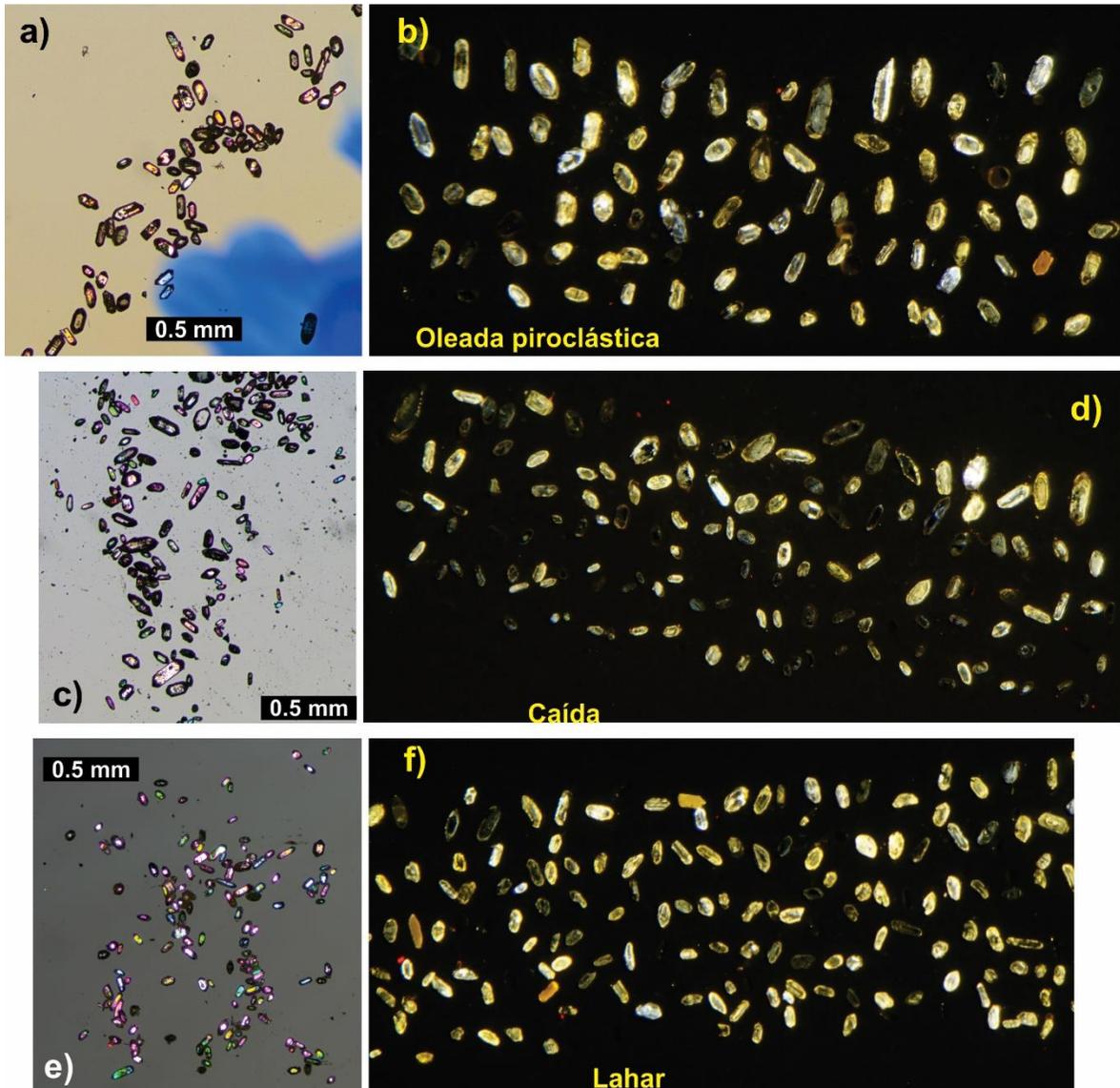


Figura. 3.33. Fotografías de los circones separados de los depósitos piroclásticos de las unidades del Mioceno. a) Microfotografía de los cristales de circón en el depósito de la oleada piroclástica (CH-1907); b) Imagen de catodoluminiscencia de los circones de la oleada piroclástica; c) Microfotografía de los cristales de circón en el depósito de caída (CH-1916); d) Imagen de catodoluminiscencia de los circones del depósito de caída; e) Microfotografía de los cristales de circón en el depósito de lahar (CH-1918); f) Imagen de catodoluminiscencia de los circones del depósito de lahar.

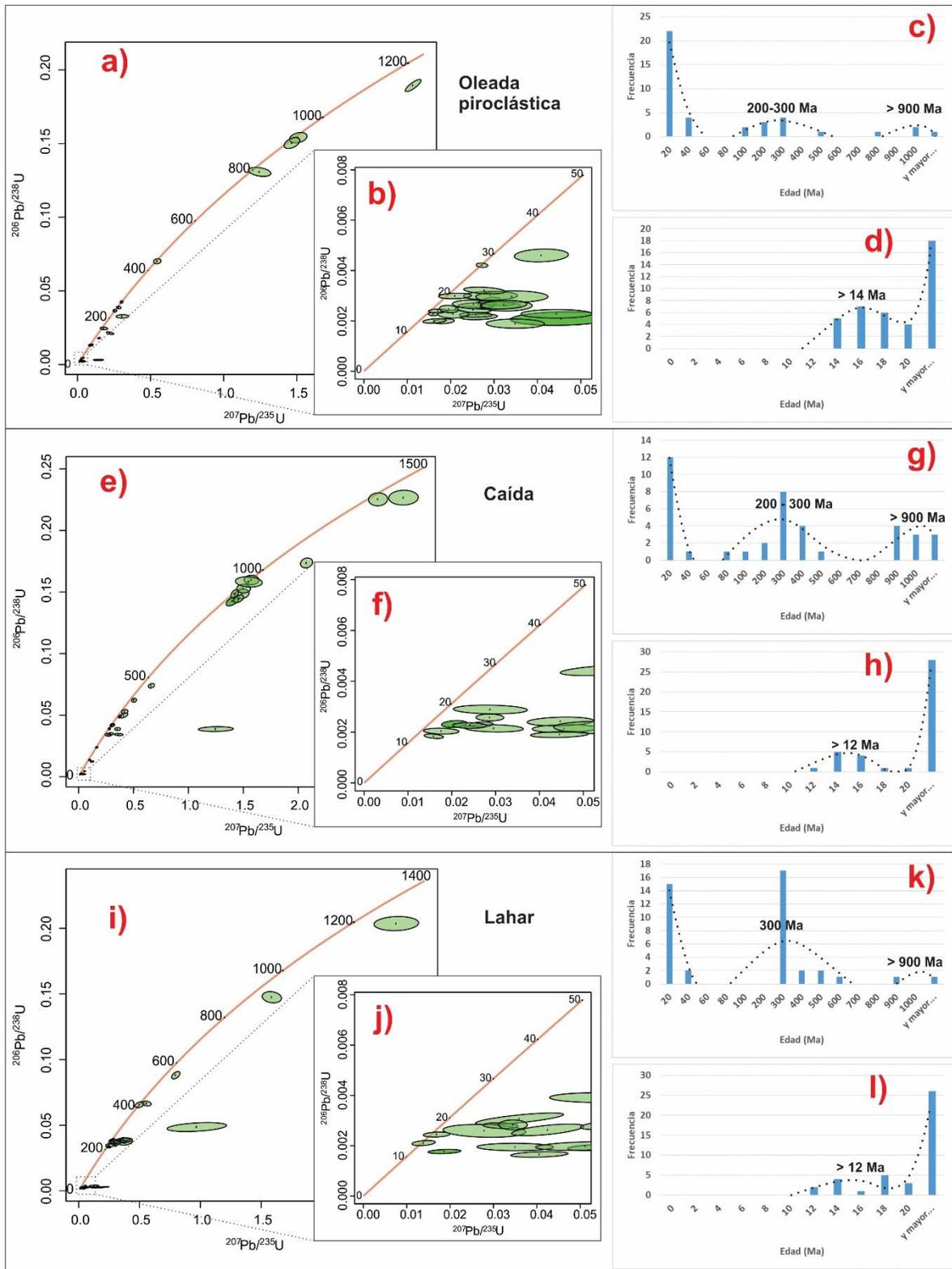


Figura. 3.34. Resultados de la geocronología de los depósitos piroclásticos del Mioceno. a) Gráfica de concordia para la oleada piroclástica (CH-1907); b) Detalle de la concordia de las edades más jóvenes de la oleada piroclástica; c) Histograma de todos los cristales de la oleada piroclástica, donde se resaltan las edades viejas; d) Histograma de las edades más jóvenes de la oleada piroclástica; e) Gráfica de concordia para el depósito de caída (CH-1916); f) Detalle de la concordia

de las edades más jóvenes del depósito de caída; g) Histograma de todos los cristales analizados del depósito de caída, donde se resaltan las edades viejas; h) Histograma de las edades más jóvenes del depósito de caída; i) Gráfica de concordia para el lahar (CH-1918); j) Detalle de la concordia de las edades más jóvenes del lahar; k) Histograma de todos los cristales analizados del lahar, donde se resaltan las edades más viejas; l) Histograma de las edades más jóvenes del lahar.

3.4.2. Estructura Juárez

Los cristales de circón presentes en la muestra CH-1923, correspondiente a la estructura Juárez son translúcidos, exhiben formas euhedrales y algunos redondeados (Fig. 3.35a) y en algunos cristales se observan núcleos heredados (Fig. 3.35b). Dentro de esta muestra se encontraron dos poblaciones de circones, la primera tiene longitudes entre 190 y 230 μm y la segunda tiene longitudes entre 70 y 95 μm . Se analizaron en total cuarenta cristales, de los cuales catorce arrojaron una edad discordante de 2.17 Ma (Fig. 3.35d), interpretadas como la edad de cristalización del borde de los cristales y que se podría tomar como la edad de la roca. Sin embargo, en la gráfica de la concordia (Fig. 3.35c) se observan otras tres poblaciones de circones, que en los histogramas de frecuencia (Fig. 3.35e y f) se aprecia que la primera población tiene una edad >16 Ma, la segunda 200 y 300 Ma y la tercera presenta edades mayores a 900 Ma, similar a las muestras del Mioceno.

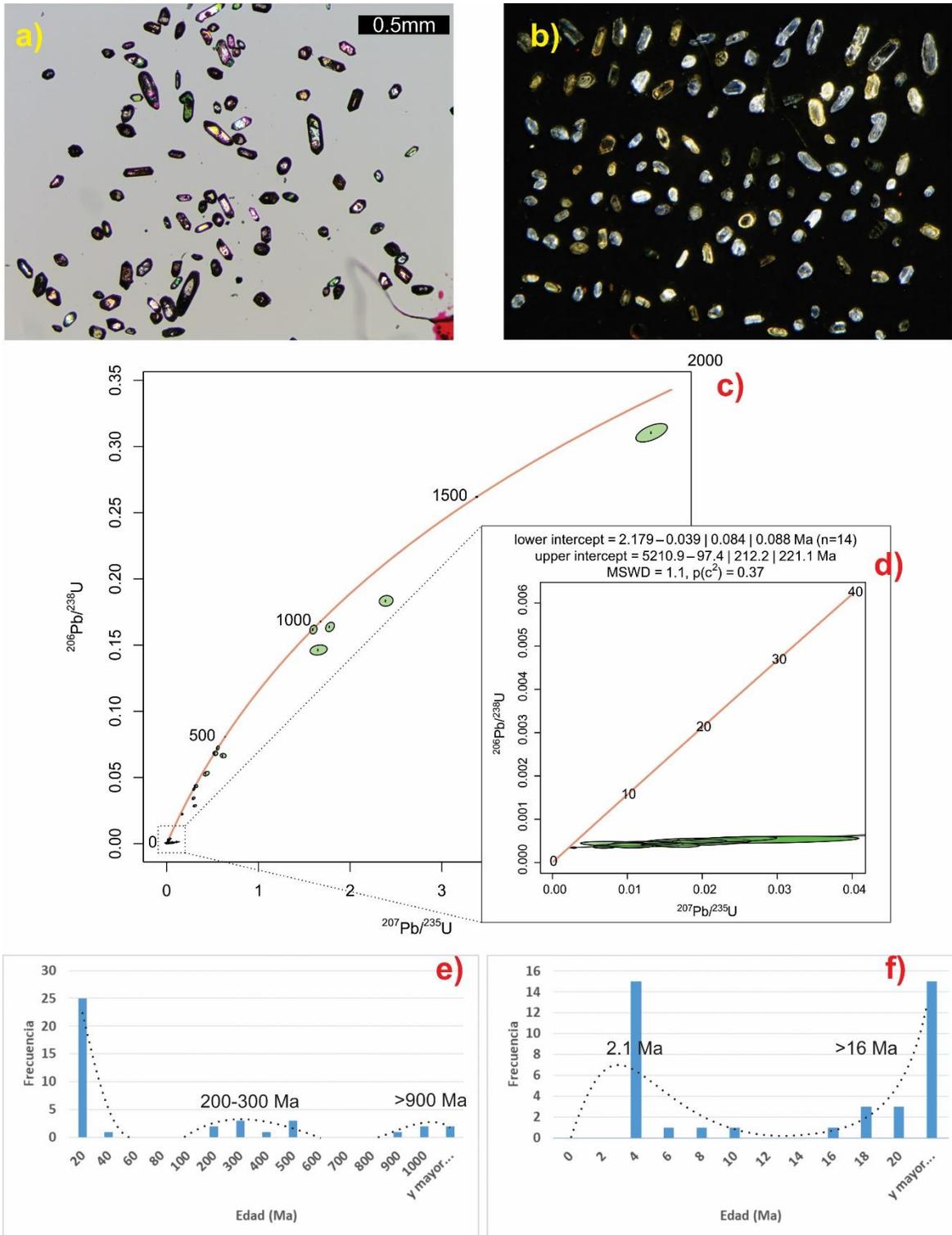


Figura. 3.35. a) Microfotografía de los cristales de circon donde se aprecian las formas y tamaños de la estructura Juárez (CH-1923). b) Imagen de catodoluminiscencia de los circones de la estructura Juárez; c) Gráfica de la concordia de la estructura Juárez; d) Detalle de la concordia de las edades más jóvenes de la estructura Juárez; e) Histograma de todos los cristales analizados de la estructura Juárez, donde se resaltan las edades viejas; f) Histograma de las edades más jóvenes de la estructura Juárez.

3.4.3. Estructura El Azufre

Los cristales de circón presentes en las muestras CH-1925 y CH-1929, correspondientes a la estructura del Azufre son translúcidos, exhiben formas euhedrales y algunos redondeados (Fig. 3.36). Dentro de estas muestras se encontraron dos poblaciones de circones, la primera con longitudes entre 150 y 220 μm , la segunda población entre 75 y 100 μm . En la muestra CH-1925, se analizaron en total treinta y cinco cristales, de los cuales seis arrojaron una edad discordante de 2.1 Ma (Fig. 3.37b). En la muestra CH-1929 se analizaron en total treinta y cuatro cristales de circón, de los cuales catorce arrojaron una edad discordante de 2.1 Ma (Fig. 3.37f), interpretadas como la edad de cristalización del borde de los cristales y por lo tanto se pueden considerar como la edad de la roca. Sin embargo en las gráficas de concordia (Fig. 3.37a y e) se observan otras dos poblaciones de circones (Fig. 3.37c y g), la primera población varía entre 200 y 300 Ma y la segunda presenta edades mayores a 900 Ma.

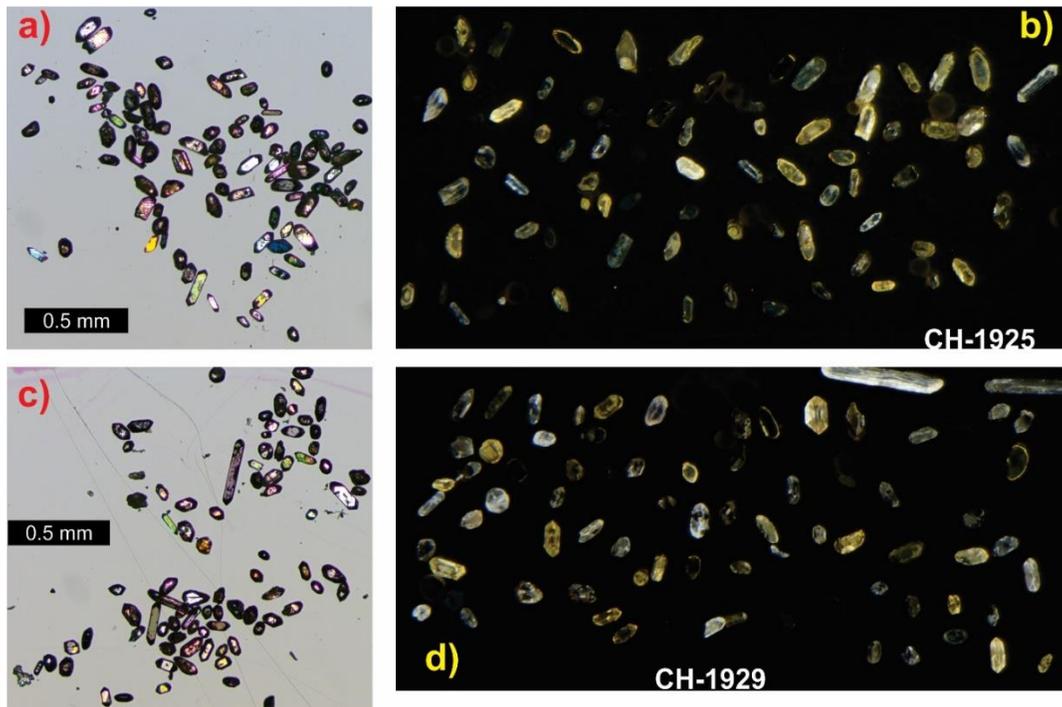


Figura. 3.36. a) Microfotografía de los cristales de circón donde se aprecian las formas y tamaños de la estructura El Azufre, muestra CH-1925; b) Imagen de catodoluminiscencia de la muestra CH-1925; c) Microfotografía de los cristales de circón donde se aprecian las formas y tamaños de la muestra CH-1929; d) Imagen de catodoluminiscencia de la muestra CH-1929 del Azufre.

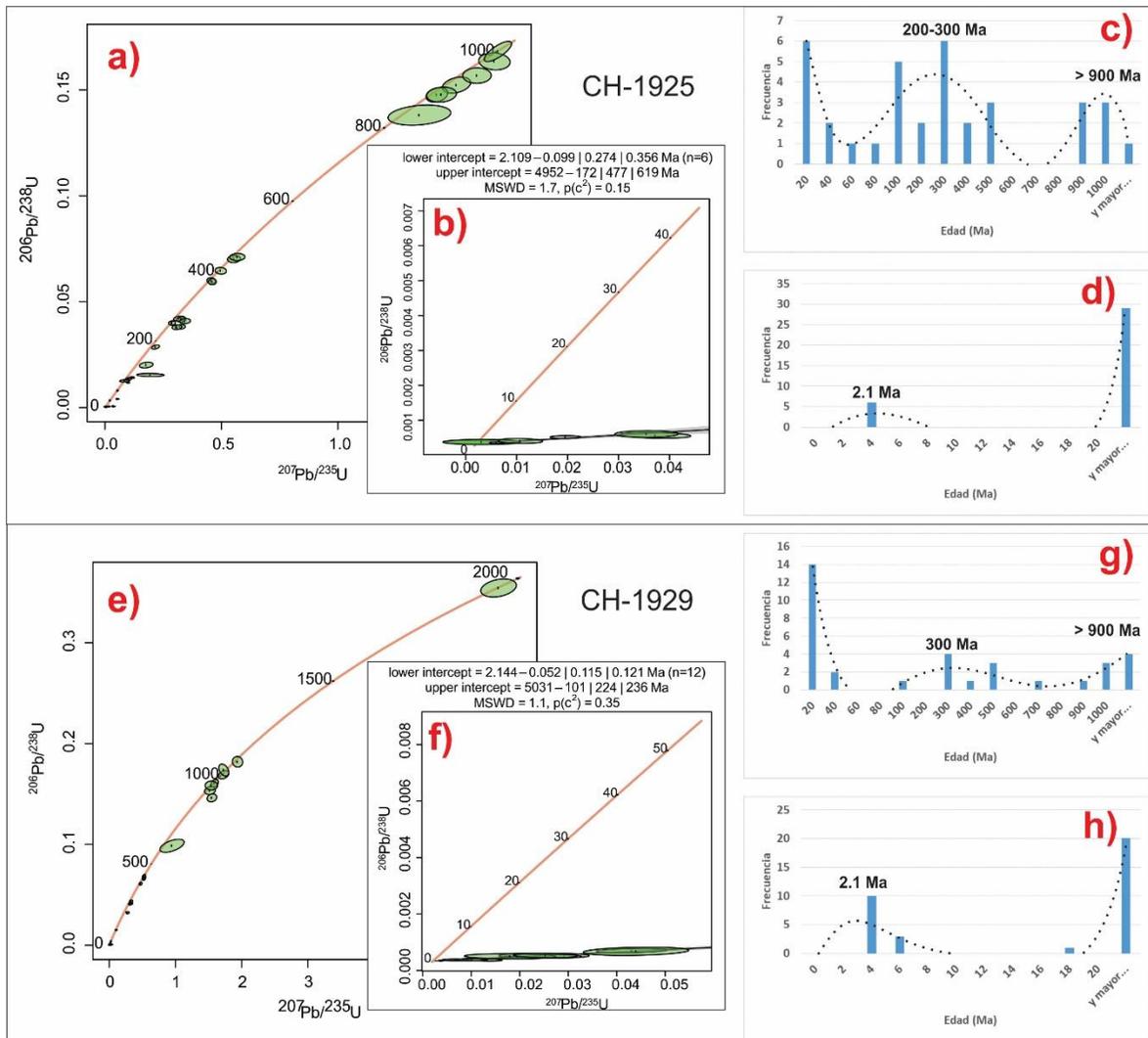


Figura. 3.37. Resultados de la geocronología de los depósitos piroclásticos de la estructura El Azufre. a) Gráfica de concordia para la muestra CH-1925; b) Detalle de la concordia de las edades más jóvenes de la muestra CH-1925; c) Histograma de todos los cristales analizados de la muestra CH-1925, donde se resaltan las edades viejas; d) Histograma de las edades más jóvenes de la muestra CH-1925; e) Gráfica de concordia para la muestra CH-1929; f) Detalle de la concordia de las edades más jóvenes de la muestra CH-1929; g) Histograma de todos los cristales analizados de la muestra CH-1929, donde se resaltan las edades viejas; h) Histograma de las edades más jóvenes de la muestra CH-1929.

4. Discusión.

4.1. Implicaciones geocronológicas

El magmatismo en el estado de Chiapas ha estado influenciado por los cambios en la geometría de la subducción del *slab* de la placa de Cocos (Manea y Manea, 2006). Se ha propuesto que la migración del magmatismo en la costa sur del pacífico mexicano está asociado con el desplazamiento del Bloque Chortis durante el Neógeno (Burkart, 1983; Burkart et al., 1987; Schaaf et al., 2005; Molina-Garza et al., 2015). Probablemente Chortis estuvo adherido a México hasta el Terciario temprano y la reorganización de las placas generó el sistema de fallas Polochic-Motagua (Malfait y Dinkelman, 1972), por el cual se desplazó Chortis hacia el este, dando lugar al cese del magmatismo en las costas de Chiapas (Molina-Garza et al., 2015).

Entre los 25 y 17 Ma se formó un arco continuo abarcando desde el centro de México, Chiapas y hasta Guatemala (Manea y Manea, 2006). Entre los 17 y 12 Ma la parte central (FVTM) se movió de posición, iniciando la subducción subhorizontal del *slab* en esta zona, mientras que en la parte sur el ángulo de subducción se mantuvo, por lo que el arco volcánico permaneció paralelo a la trinchera en América central (Manea y Manea, 2006). Entre los 12 y 7 Ma el proceso de aplanamiento del *slab* de Cocos continuó hacia el SE por lo que el Arco Volcánico de Centro América se movió al SE. Entre los 7 y 3 Ma el Arco de América Central continuó moviéndose hacia el SE, lo que provocó el cese de la actividad volcánica en la costa de Chiapas (Manea y Manea, 2006). Por último, tuvo lugar la formación del Arco Volcánico Chiapaneco entre los 3 y 0 Ma (Damon y Montesinos, 1978; Manea y Manea, 2006) debido a la subducción de la placa de Cocos.

De acuerdo con Castro-Mora (2003), durante el Mioceno en Chiapas hubo una ligera sumersión que permitió la deposición de algunas secuencias de calizas y areniscas. Así mismo, este autor describe una intercalación de depósitos de ceniza con las capas sedimentarias del Mioceno, lo que sugiere que durante este periodo hubo

actividad volcánica. Estas observaciones concuerdan con los resultados de este trabajo, en particular con el vulcanismo del Mioceno del área de estudio, descrito en el capítulo 3.1.6, cuyos depósitos forman parte de la Formación Concepción. Además, las edades U-Pb en circones reportadas en este trabajo de 15 Ma (Mioceno medio), son similares a las edades de la Sierra Madre de Chiapas reportadas por Damon y Montesinos (1978) y puede estar relacionado con el vulcanismo de las costas de Chiapas descrito por Manea y Manea (2006) para el periodo de 17 a 12 Ma, en donde actualmente solo está expuesto el complejo de batolitos graníticos, dado que todas las estructuras volcánicas han sido erosionadas (Damon y Montesinos, 1978). Por lo que el transporte de sedimentos de edades similares a la Sierra Madre de Chiapas hacia la parte NO del AVCh puede relacionarse a la sedimentación que se produjo por la deformación durante la interacción del Bloque Chortis con el sur de Chiapas (Brueckner et al., 2009).

El AVCh se generó debido al cambio en la geometría de la subducción de la placa de Cocos hace 2.79 Ma (Damon y Montesinos, 1978). Mediante fechamientos isotópicos se ha propuesto que el magmatismo migró del NO hacia el SE (Manea y Manea, 2006), a excepción del volcán Chichón que se ubica en la terminación NO y es el único actualmente con actividad. Otra excepción es el complejo de domos Tzontehuitz, el cual tiene edades de 2.1 Ma (Damon y Montesinos, 1978; Mora et al., 2012), pero se localiza en la parte central de AVCh.

Mediante datos aeromagnéticos, se describieron varios cuerpos subsuperficiales en la parte NO del AVCh (Fig. 4.1) asociados a diferentes estructuras volcánicas y/o cuerpos intrusivos (López-Loera et al., 2020). Como se puede observar en las figuras 4.1b-c, estos cuerpos profundos coinciden en superficie con cuerpos volcánicos estudiados y mapeados en el presente y trabajos previos (Castro-Mora, 2003; Islas-Tenorio et al., 2005; Jansen, 2012; López-Loera et al., 2020). Los intrusivos Santa Fe y La Mina están representados por una anomalía aeromagnética de grandes dimensiones (27 x 14 km; López-Loera et al., 2020). De acuerdo con la recopilación de edades reportadas en trabajos previos sobre la parte NO del AVCh, las rocas más antiguas corresponden al intrusivo de Santa Fe, con edades K-Ar de

2.79-2.17 Ma (Damon y Montesinos, 1978). Recientemente López-Loera et al. (2020) reportaron edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 2.21 Ma en biotita y de 1.66 Ma en roca total de dicho intrusivo. Mientras que para el intrusivo La Mina, las edades U-Pb en circones son de 1.22 y 1.06 Ma que representa la edad de cristalización de estas rocas (Jansen, 2012).

Las estructuras volcánicas Juárez y El Azufre ubicadas también en el NO del AVCh, también coinciden con anomalías aeromagnéticas reportadas en López-Loera et al. (2020). De acuerdo con las nuevas edades de U-Pb en circones reportadas en este estudio, estas estructuras volcánicas son de las más antiguas del AVCh, con una edad de 2.1 Ma (Tabla 5), aunque se trata de edades discordantes (pérdida de plomo radiogénico). Los circones fechados pueden ser cristales heredados que se reequilibraron en los magmas de estas estructuras, por lo que la edad de cristalización del borde refleja la edad de reequilibrio que produjo la pérdida de plomo. El volcán La Catedral también define una anomalía aeromagnética (Fig. 4.1a), la cual tiene una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 1.64 Ma (Garduño-Monroy et al., 2015; López-Loera et al., 2020).

Las rocas más jóvenes de la parte NO del AVCh están representadas por los productos del volcán Chichón (370 mil años para el Somma, 217 mil años para el domo SO, 187-168 mil años para el domo Cambac, 152 mil años para el domo Capulín y 80-97 mil años para el domo NO; Layer et al., 2009), aunque también se ha reportado una edad de 1.09 Ma para un enclave máfico del Chichón, fechado por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (López-Loera et al., 2020), que representaría una edad mínima debido al recalentamiento que sufrió este enclave.

Vulcanismo del Pleistoceno en la parte noroeste del Arco Volcánico Chiapaneco

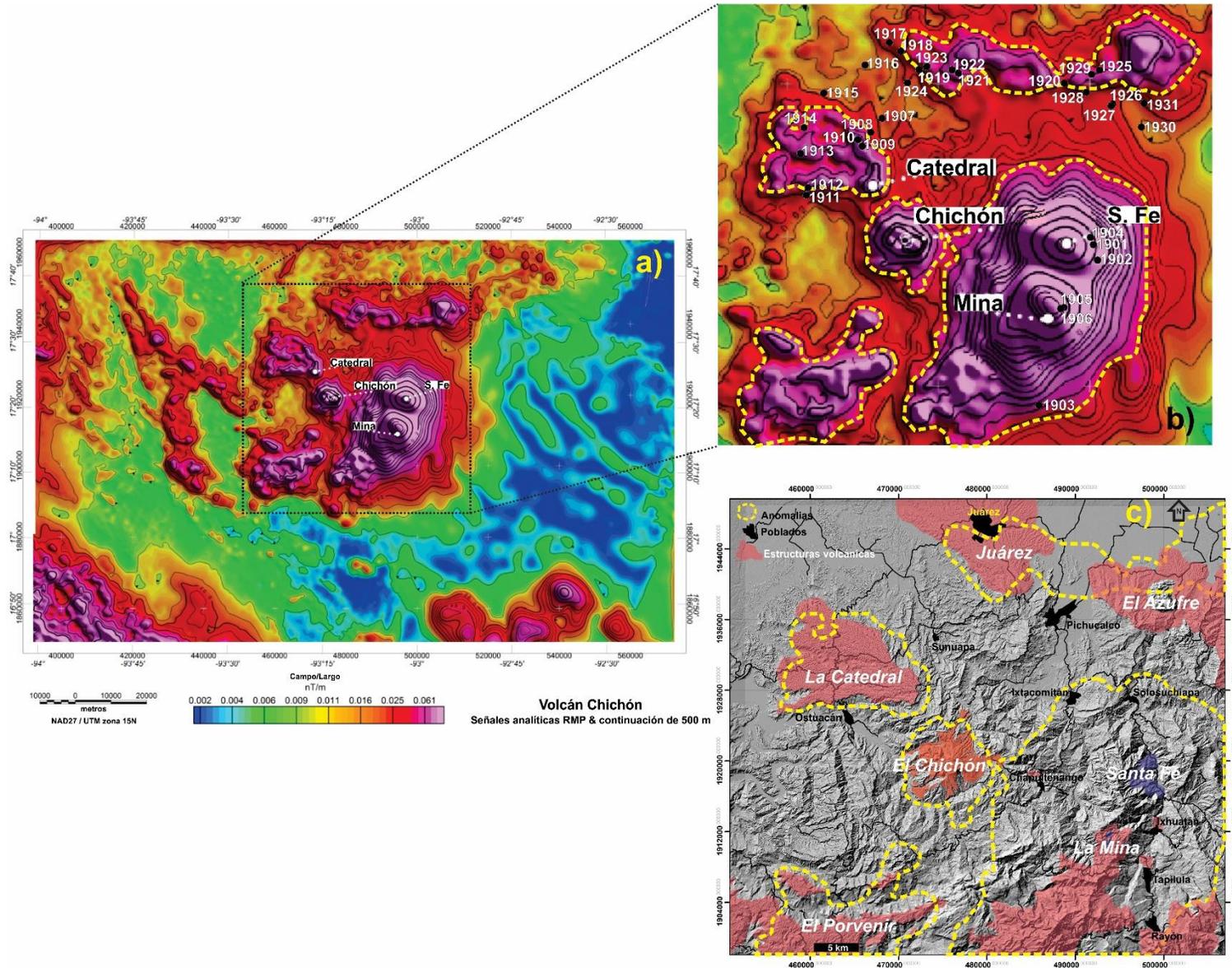


Figura 4.1. a) Estructuras subsuperficiales definidas mediante datos aeromagnéticos (Tomado de López-Loera et al., 2020), de la parte NO del AVCh; b) Acercamiento del mapa aeromagnético donde se observan los afloramientos muestreados en este trabajo; c) Modelo digital de elevación donde se observan los límites de los cuerpos volcánicos de la parte NO del AVCh con los límites sobrepuestos definidos por las anomalías aeromagnéticas (líneas amarillas punteadas). Geología tomada de Islas-Tenorio et al. (2005).

De las edades U-Pb en circones reportadas en este trabajo, resalta la presencia de grupos de circones heredados, que hacen suponer la presencia de rocas del basamento a profundidad, en la parte NO del AVCh. Con base en los histogramas de la Fig. 4.2a se pueden proponer diferentes rocas de dicho basamento. La población de circones más viejos son mayores a 900 Ma, probablemente de tipo Grenvilliano, tal como se ha reportado en rocas del sur de Chiapas (González-Guzmán et al., 2016) y en la Sierra de Chiapas (Witt et al., 2012), similar a las rocas granulíticas del Complejo Oaxaqueño (Weber et al., 2008). Esto mismo se ha encontrado en las rocas del Macizo de Chiapas y algunas formaciones del sur de Chiapas (Weber et al., 2008; González-Guzmán et al., 2016).

Otra población de circones antiguos varía entre los 200 y 300 Ma (Fig. 4.2b-g), que pueden correlacionarse con rocas magmáticas del Pérmico (Weber et al., 2008; Witt et al., 2012) descritas en el Macizo de Chiapas, conformado por ortogneises deformados, anatexitas y anfibolitas intrusionadas por granitoides (Schaaf et al., 2002). Así mismo, en otras zonas como Motozintla se han descrito granitos del Pérmico que intrusionan a las rocas sedimentarias Paleozoicas de la región (Damon et al., 1981).

Con lo anterior se puede demostrar que debajo de las rocas volcánicas del AVCh se encuentran diferentes litologías que conforman el basamento local, de diferente procedencia y edad, las cuales fueron probablemente asimiladas de manera parcial y en distintas porciones por los magmas en ascenso del AVCh.

Vulcanismo del Pleistoceno en la parte noroeste del Arco Volcánico Chiapaneco

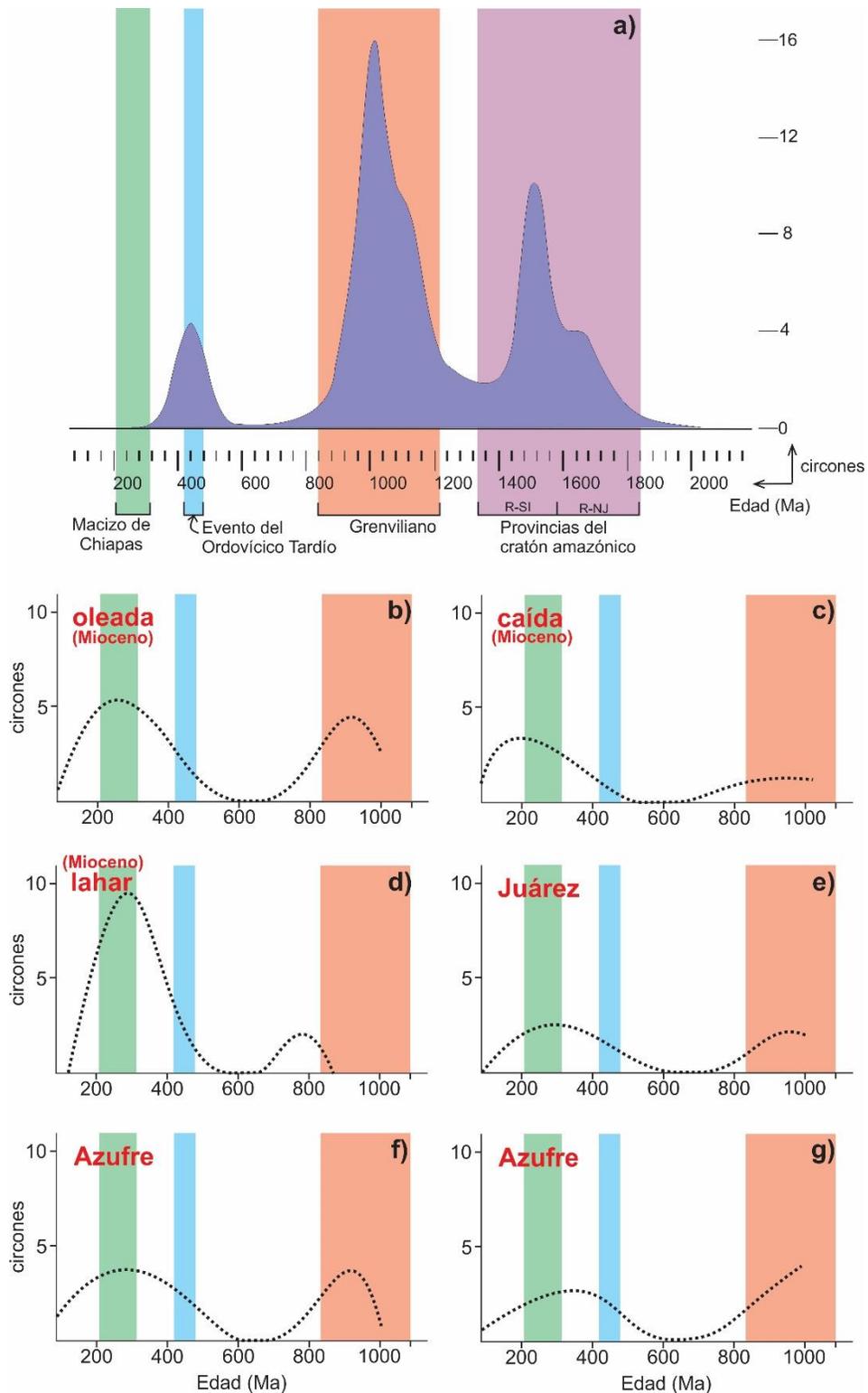


Figura 4.2. a) Curva de estimación de densidad Kernel (curva morada) para la procedencia de circones de la unidad Jocote, al sur de Chiapas, donde se observan las diferentes poblaciones de circones procedentes de diferentes basamentos (barras de colores), tomado de Witt et al. (2012) y González-Guzmán et al. (2016); b-g) curvas de frecuencia de edades en circones (línea punteada) para los depósitos piroclásticos de la parte NO del AVCh, comparado con rocas del basamento del sur de Chiapas.

4.2. Génesis de los magmas del AVCh

Las zonas de subducción están caracterizadas por tener altas concentraciones de elementos LIL (Rb, Th, K y Ba) con respecto a los elementos HFS (Ti, Zr, Hf, Nb, Ta y P) (Saunders et al., 1991). El enriquecimiento preferente de los elementos LIL se asocia a la descomposición de fases minerales hidratadas de la corteza oceánica subducida que al liberar los volátiles transporta los elementos más solubles a la cuña del manto (Saunders et al., 1980; Gill, 1981). La generación de los magmas en estos sistemas se debe a la fusión parcial de la cuña del manto debido a que los fluidos del *slab* bajan el punto de fusión del manto peridotítico (Wilson, 1989).

La generación de los magmas en el AVCh se debe a la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa Norteamericana (Damon y Montesinos, 1978; Luhr et al., 1984; García-Palomo et al., 2004; Jaimes-Viera, 2006; Mora et al., 2007; Carrera-Muñoz, 2010; Jansen, 2012). Como se observa en los diagramas multielementales (Fig. 3.30a), las rocas de la parte NO del AVCh presentan el patrón característico de un ambiente de subducción, con anomalías positivas en K, Pb, Sr y anomalías negativas en Rb, Nb, Ta y Ti.

Sin embargo, los magmas del AVCh están enriquecidos en K lo cual no se ha logrado explicar de manera clara y contundente. En este trabajo se realizó una comparación con rocas de la zona de Mascota que se encuentra en el sector occidental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y con el volcán San Martín, del Campo Volcánico de los Tuxtlas (CVLT), ambos con contenidos altos en K. En general algunos elementos traza son más abundantes en las rocas del AVCh, comparado con Mascota y Los Tuxtlas y además difieren un poco en cuanto a concentraciones de elementos LIL (Fig. 4.3).

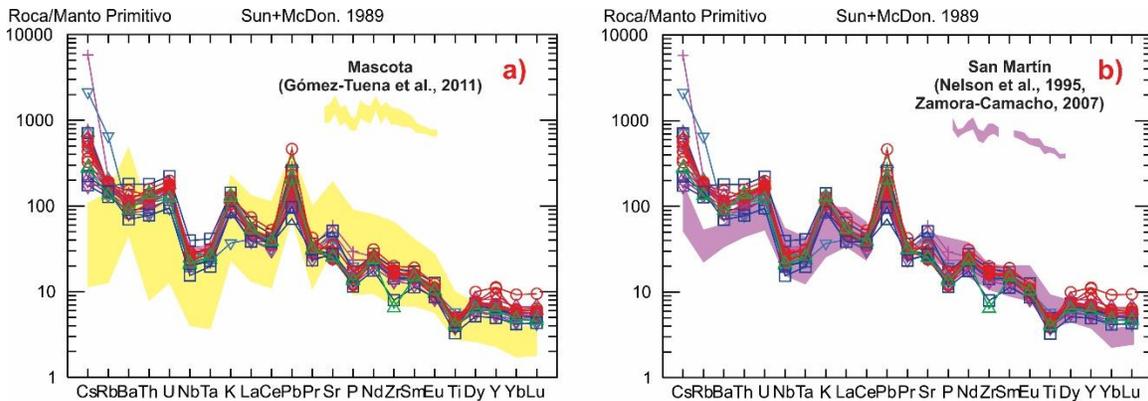


Figura 4.3. Diagramas multielementales del AVCh comparado con: a) Rocas de la zona de Mascota (Gómez-Tuena et al., 2011); b) Rocas de Los Tuxtlas (volcán San Martín, datos tomados de Nelson et al. (1995) y Zamora-Camacho (2007). Misma simbología que en la figura 3.30.

Para la generación de los magmas en el sector occidental de la FVTM (área de Mascota), se han propuesto reacciones metamórficas y de deshidratación que ocurren en la placa en subducción a diferentes profundidades y que no están necesariamente relacionadas con la metasomatización de la cuña del manto (Gómez-Tuena et al., 2011). Mientras que para las rocas de Los Tuxtlas se ha propuesto que se generan debido al metasomatismo del manto por fluidos y/o fundidos de la litósfera en subducción, por lo que la variabilidad isotópica y de elementos traza depende del grado de contribución de los fluidos y/o fundidos (Nelson et al., 1995). Sin embargo, la heterogeneidad del manto para Los Tuxtlas se ve reflejado en las grandes variaciones de las relaciones isotópicas de Pb (Fig. 4.4). Para el AVCh también se aprecian grandes variaciones en las relaciones isotópicas de Pb, sin embargo, la composición química de las rocas de Los Tuxtlas (volcán San Martín) es homogénea (basáltica) mientras que las rocas del AVCh es muy variable (basaltos-traquiandesitas) por lo que el enriquecimiento en Pb para estas rocas puede deberse a otro proceso. Cabe resaltar que para las distintas zonas volcánicas (FVTM, CVLT y el AVCh) se tienen diferentes basamentos que también pueden modificar la distribución de los elementos traza y relaciones isotópicas, sin embargo la variabilidad geoquímica no puede ser explicada por un proceso solamente.

Una diferencia importante entre las rocas del volcán San Martín, Mascota y el AVCh es el #Mg. A pesar de que las tres áreas contienen rocas enriquecidas en K, el AVCh presenta bajos valores de #Mg (35-50; tabla 1), reflejando que no son rocas primitivas; mientras que Mascota y San Martín tienen valores de #Mg de 52-71 y 54-73 respectivamente.

Las altas concentraciones de Pb y las relaciones isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para ciertos valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ con respecto al MORB también sugieren una contribución del *slab* durante la génesis de los magmas en el AVCh (Wilson, 1989; Kersting y Arculus, 1995). Dado que todas las rocas del AVCh tienen contenidos isotópicos de plomo similar a los sedimentos hemipelágicos de la placa de Cocos (Fig. 4.4) (a excepción del intrusivo Santa Fe, el cuerpo volcánico Juárez y una roca del AVCh, los cuales tienen valores más altos), se puede sugerir que los sedimentos del *slab* tuvieron influencia en la génesis de los magmas del AVCh (Jansen, 2012). Sin embargo, es posible que exista otra fuente que enriquezca isotópicamente aún más a estos magmas del AVCh ya que los sedimentos no son los que heredan completamente dichas firmas isotópicas, pues las muestras presentan variaciones muy grandes.

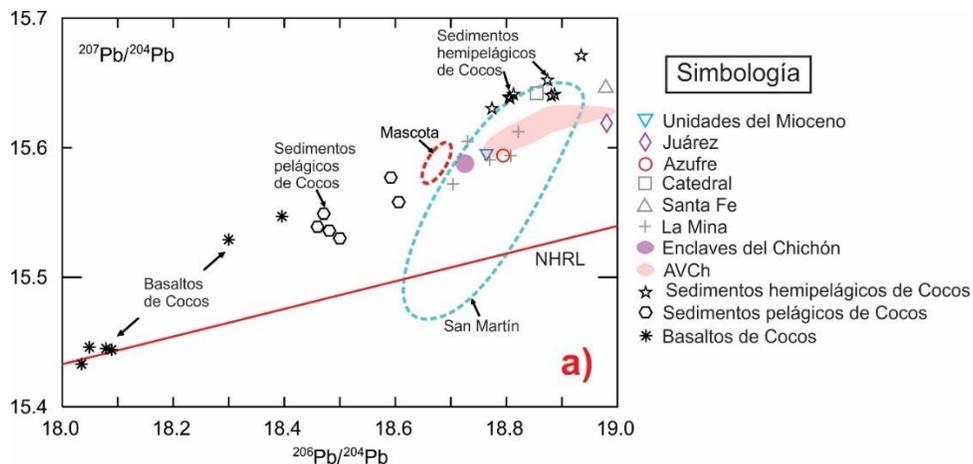


Figura 4.4. Gráfica de las relaciones isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las rocas de la parte noroeste del AVCh comparado con rocas de la zona de Mascota (Gómez-Tuena et al., 2011) y del volcán San Martín (Nelson et al., 1995; Zamora-Camacho, 2007). Símbolos en gris son datos tomados de trabajos previos. Santa Fe y La Catedral (López-Loera et al., 2020) y La Mina (Jansen, 2012).

Los magmas generados en todo el AVCh se deben al sistema de subducción, el *slab* tiene una inclinación de 45° y se encuentra a una profundidad de ~200 km por debajo del AVCh (Rebollar et al., 1999; Manea y Manea, 2006). Además el AVCh está ubicado aproximadamente a 350 km de la trinchera. En este sentido, es probable que estas características del sistema de subducción en el AVCh, combinado con la tectónica local, el tipo de basamento y las distintas contribuciones del *slab* (fluidos y/o fundidos de basaltos o sedimentos) sean los responsables de las características químicas de este arco.

Las anomalías negativas en Nb, Ta, Ti y positivas en Pb, demuestran que el origen de los magmas del AVCh no es por una fuente normal de MORB, así mismo las relaciones de Ce/Pb (0.14 - 18.33) y Nb/U (2.47 - 20.02) en las rocas del AVCh son menores a los valores de basaltos oceánicos (~25 y ~47; Hofmann, 1986), con lo que se puede corroborar su generación a partir de una fuente mantélica modificada por los fluidos y/o fundidos del *slab* (Guo et al., 2013).

Elementos como el Ba, Th y Nb son altamente incompatibles, pero se comportan de manera similar en procesos de fusión y cristalización fraccionada, sin embargo, se desacoplan durante procesos de subducción, mientras que elementos como el Yb y Ta, son altamente compatibles con las asociaciones de eclogitas, por lo que son los elementos más incompatibles en procesos de subducción (Pearce et al., 2005). Utilizar las relaciones de elementos compatibles y elementos incompatibles en ambientes de subducción es una herramienta para diferenciar la contribución de los fluidos y fundidos en la génesis de los magmas (Woodhead et al., 2001; Pearce et al., 2005). Las relaciones de los elementos distintivos de la contribución del *slab* son Ba/Nb, Ba/Zr, Ba/Ta, K/Nb, debido a que el Ba se concentra en los sedimentos oceánicos que contienen minerales y arcillas hidrotermales (Schaaf et al., 2005).

En el diagrama Ba/La versus Th/Nd (Fig. 4.5a), se evalúa la contribución de los fluidos o de la fusión de los sedimentos derivados del *slab*. Se observa que en la generación de los magmas del AVCh están involucrados los fluidos derivados del

slab, produciendo un enriquecimiento en ciertos elementos como el K, Ba, Sr (Guo et al., 2013). Se ha demostrado que los fluidos y los sedimentos enriquecen los magmas de Th pero no de Ta o Yb, por lo que es un indicador del enriquecimiento del magma por componentes de subducción (Aldanmaz et al., 2000). Así mismo, en la figura 4.5b se puede observar que para las relaciones de Th/Yb todas las rocas del AVCh se separan del arreglo del manto, debido probablemente a que los fluidos del *slab* modificaron la fuente de generación de estos magmas. Las rocas del área de Mascota tienen un comportamiento similar a las rocas del AVCh, es decir, altos valores en Ba/La y Th/Yb, que sugieren involucramiento de los componentes del *slab*.

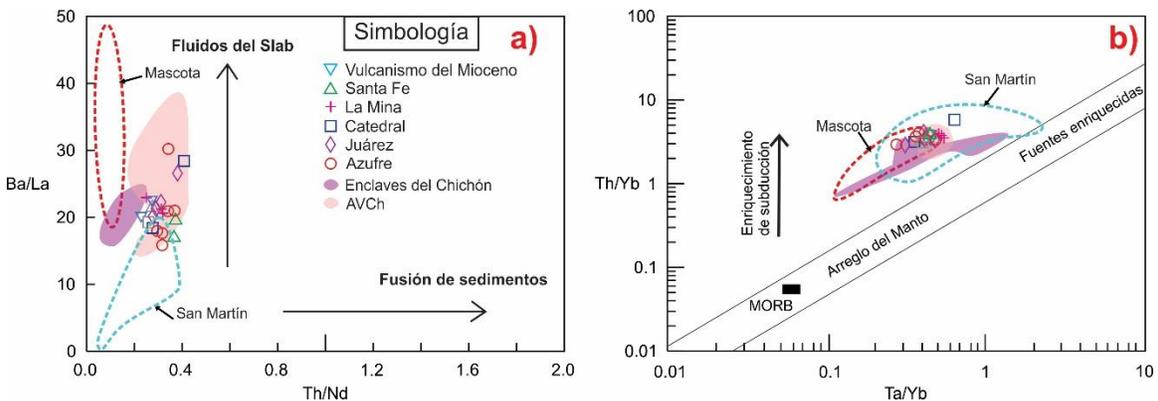


Figura 4.5. a) Diagrama Ba/La vs Th/Nd y b) diagrama de Th/Yb vs Ta/Yb (Pearce, 1983), para las rocas del AVCh comparado con rocas de la zona de Mascota (Gómez-Tuena et al., 2011) y el volcán San Martín (Nelson et al., 1995; Zamora-Camacho, 2007).

La similitud en las tendencias paralelas en el diagrama de tierras raras (Fig. 3.30b) entre las rocas intrusivas y las volcánicas, sugieren un proceso magmático similar durante su formación. También presentan el mismo patrón característico de subducción con enriquecimiento en elementos LIL y empobrecimiento en HFS (Fig. 3.30a), por lo que la génesis de los intrusivos Santa Fe y La Mina es similar a las rocas volcánicas de todo el AVCh, generados debido a la subducción de la placa de Cocos por debajo de la Placa Norteamericana y posteriormente modificados por procesos de evolución.

En el diagrama La/Sm vs Sm/Yb (Kay y Mpodozis, 2001), se puede observar que el piroxeno y anfíbol estuvieron presentes en la fuente de los magmas tanto de los

intrusivos como de todas las rocas volcánicas del AVCh (Fig. 4.6a). Estas fases minerales son estables a profundidades inferiores a los 35 y 30 a 45 km, respectivamente (Kay y Mpodozis, 2001), como se observa en los diagramas de la Figura 4.6b, el granate no estuvo presente en la fuente de los magmas del AVCh, con lo que se puede sugerir que los magmas se formaron a profundidades inferiores a los 50 km, ya que el granate es estable a profundidades superiores a los 50 km.

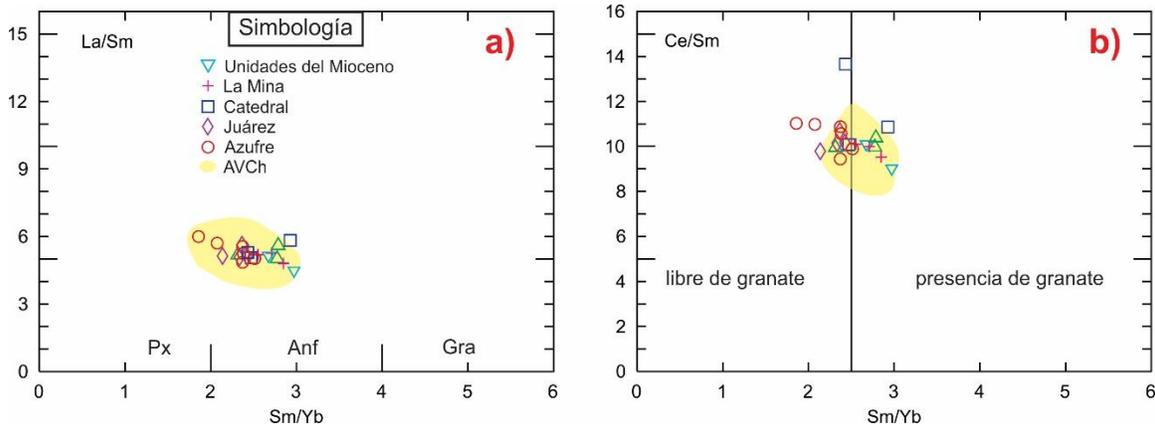


Figura 4.6. a) Diagrama La/Sm vs Sm/Yb (Kay y Mpodozis, 2001) y b) diagrama de Ce/Sm vs Sm/Yb (Coban, 2007), para las rocas volcánicas e intrusivas del AVCh.

En resumen, los magmas del AVCh se generaron en un manto peridotítico modificado por fluidos del *slab* (Fig. 4.5), a una profundidad menor a 50 km. Posteriormente dichos magmas sufrieron otros procesos de evolución que generaron la variabilidad composicional (basaltos, traquibasaltos, traquiandesitas, shoshonitas) observada en las rocas analizadas en este trabajo y en trabajos previos.

4.3. Procesos de evolución magmática

Un magma primitivo es aquel que se forma por la fusión parcial del manto y que no ha sufrido ningún proceso de evolución magmática (cristalización fraccionada, asimilación/contaminación cortical o mezcla de magmas; Wilson, 1989). En algunos casos la cristalización fraccionada con la asimilación actúan simultáneamente (AFC) (Taylor, 1980; DePaolo, 1981). Los procesos de

evolución magmática son muy importantes para la generación de magmas diferenciados, ya que estos procesos pueden controlar la distribución de los elementos traza y las relaciones isotópicas en los sistemas magmáticos (Keskin, 2013).

Durante la cristalización fraccionada los elementos compatibles se concentran en la fase sólida (cristales) mientras que el líquido residual se enriquece en elementos incompatibles (Wilson, 1989). Los procesos de cristalización fraccionada se pueden observar principalmente en las tendencias lineales de los diagramas de tipo Harker, los cuales indican cambios en el fraccionamiento de la asociación mineralógica (se pueden observar inflexiones en las tendencias) en un conjunto de rocas. Así mismo puede haber tendencias paralelas en los diagramas de multielementos (Wilson, 1989). Sin embargo, no siempre es posible explicar el comportamiento de los elementos mayores y trazas solo con modelos de cristalización fraccionada, por lo que las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb pueden ser de mucha ayuda para definir procesos de evolución que han sufrido los magmas (Wilson, 1989).

La asimilación/contaminación cortical es un proceso que puede ocurrir desde el ascenso del magma desde su fuente hasta llegar a la corteza (Hernández-Bernal, 2015), así como en cámaras magmáticas someras o en los conductos de ascenso y pueden fundir parcialmente las rocas del basamento local o rocas de las paredes de la cámara magmática (Wilson, 1989; Hernández-Bernal, 2015). En algunos estudios se ha postulado que la contaminación acompañada de la cristalización fraccionada es el proceso principal que ocurre en las cámaras magmáticas, ya que el calor que se produce por la cristalización permite la fusión de las rocas encajonantes (Wilson, 1989). Este proceso fue denominado como AFC (*Assimilation and Fractional Crystallization*, por sus siglas en inglés) (DePaolo, 1981).

En el presente trabajo se utilizaron datos químicos e isotópicos así como modelos geoquímicos para definir el o los procesos responsables de la evolución de los magmas del AVCh.

Las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de las rocas del AVCh generan una tendencia descendente, hacia donde se grafican las rocas del basamento y también los sedimentos de la placa de Cocos (Fig. 4.7a), lo cual sugiere que la contaminación cortical fue un factor importante en la evolución de los magmas del AVCh. Además, los valores isotópicos de Pb (Fig. 4.4) sugieren que los sedimentos también contribuyeron en cierta medida en la génesis de los magmas del AVCh. Las rocas de San Martín y de Mascota son ricas en K, sin embargo las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ son homogéneas, muy diferentes al AVCh. El enriquecimiento en K para las rocas de estas áreas volcánicas está relacionado a la geometría y reacciones metamórficas a profundidad del *slab* en subducción (Gómez-Tuena et al., 2011), así como los grados de fusión parcial del manto modificado por diferentes proporciones de fluidos y/o fundidos del *slab* (Nelson et al., 1995).

Las relaciones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 4.7b) de las rocas del AVCh no generan una línea de mezcla entre los basaltos y los sedimentos de la placa de Cocos, lo que sugiere que la contribución de los sedimentos no fue lo más importante en el enriquecimiento de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en las rocas del AVCh, ya que las rocas generan una tendencia hacia una fuente más radiogénica la cual probablemente sea alguna roca del basamento ubicado por debajo del arco, con lo que se puede sugerir que la contaminación es uno de los procesos de evolución en las rocas del AVCh (Fig. 4.7a y b).

Las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ comparado con la evolución magmática (aumento del SiO_2 ; Fig. 4.8a y b) despliega tres principales tendencias, una ascendente (Intrusivo Santa Fe, La Catedral, la estructura Juárez y otras estructuras del AVCh), que sugiere un proceso de AFC para la generación de estas rocas; una subhorizontal que podría indicar proceso de cristalización

fraccionada (algunas muestras del Chichón, enclaves máficos, el Traquibasalto Chapultenango, El Azufre y la unidad del Mioceno); y una vertical para el grupo de rocas más evolucionado. Este último podría indicar únicamente contaminación por rocas del basamento, ya que varían tanto las relaciones isotópicas de Sr y Pb a contenidos de SiO₂ de 56 a 60% en peso.

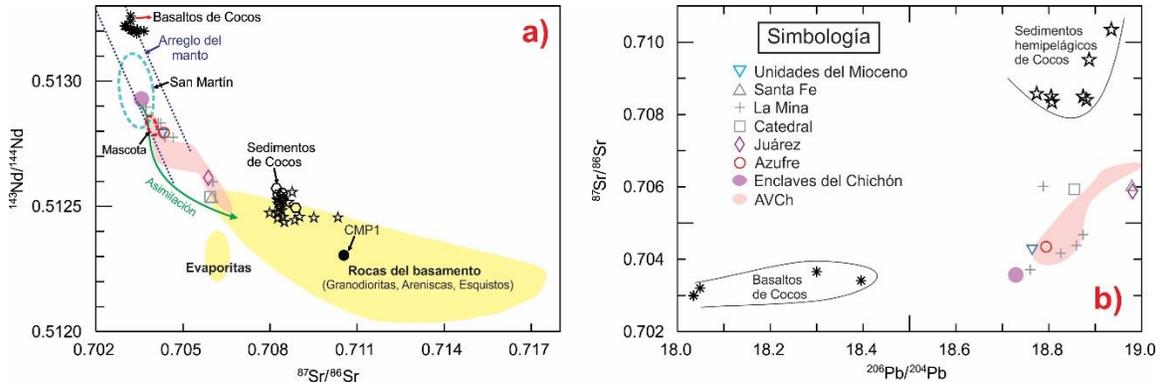


Figura 4.7. a) Diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para las rocas del AVCh, comparado con datos de los basaltos y sedimentos de la placa de Cocos (Verma, 2000; LaGatta, 2003), rocas del basamento en Chiapas (Tilling y Arth, 1994), granito CMP1 (Schaaf et al., 2002), la zona de Mascota (Gómez-Tuena et al., 2011) y San Martín (Nelson et al., 1995 y Zamora-Camacho, 2007); b) Diagrama de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las rocas del AVCh, junto con los basaltos y sedimentos de la placa de Cocos. Símbolos en gris son datos tomados de trabajos previos. Santa Fe y La Catedral (López-Loera et al., 2020) y La Mina (Jansen, 2012).

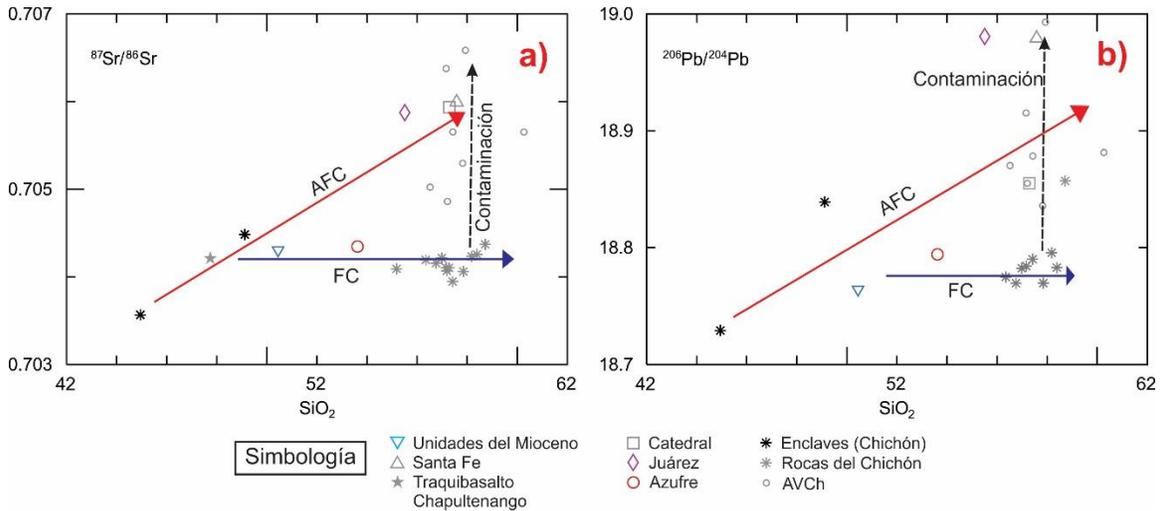


Figura 4.8. a) Diagrama de SiO₂ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; b) SiO₂ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las rocas del AVCh. AFC: Asimilación y cristalización fraccionada; FC: Cristalización fraccionada. Símbolos en gris y negro son datos tomados de trabajos previos. Santa Fe y La Catedral (López-Loera et al., 2020), El Chichón (Espíndola et al., 2000; Macías et al., 2003; Andrews et al., 2008; López-Loera et al., 2020).

Para probar el o los procesos principales involucrados en la evolución de los magmas de todo el arco volcánico, se realizaron modelos de cristalización fraccionada (FC), asimilación y cristalización fraccionada (AFC) y mezcla con el programa “FC-AFC-FCA and MIXING MODELER” (Ersoy y Helvaci, 2010). Los resultados se presentan en las gráficas de las figuras 4.9 y 4.10, considerando los siguientes parámetros; 1) las fases minerales que cristalizan: 50% de plagioclasa, 25% de clinopiroxeno, 15 % de olivino, 5% de biotita, 2% de magnetita, 2% de zircón y 1% de apatito; 2) coeficientes de partición: Sr = 1.03, Pb = 0.18, Ti = 0.24 y, 3) el valor de “r” (relación de masa asimilada/masa cristalizada) de 0.5 y 0.8.

Para el modelo de AFC se consideró un magma parental de composición similar a la de un enclave máfico del Chichón (44.95% en peso de SiO₂, 0.703565 de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, 0.512928 de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd) y como asimilante la corteza inferior (Taylor y McLennan, 1995) similar a la composición de un granito del Macizo de Chiapas (Fig. 4.10), del cual no se cuenta con todos los elementos traza para generar los modelos, pero sí tiene una composición más radiogénica (Fig. 4.7a).

En los diagramas de Sr vs ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Fig. 4.9a), Ti vs ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Fig. 4.9b) y Pb vs ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Fig. 4.9c), se observa que las rocas que conforman el AVCh no se ajustan del todo a la línea del AFC, pero están muy cerca de dicha línea. Para esto se consideró un valor de r de 0.8, siendo las rocas del Chichón, el Traquibasalto Chapultenango, la estructura Juárez y la unidad del Mioceno los que presentan valores más bajos de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, mientras que las rocas de la parte norte, Santa Fe, La Catedral y Juárez presentan enriquecimiento en ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, que sugiere una mayor contaminación. Las rocas con valores bajos de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, se ajustan a un modelo de AFC con un valor de r de 0.5, es decir con un menor grado de contaminación.

Los elementos traza resultantes del modelado petrológico fueron comparados con los elementos traza de las rocas del AVCh (Fig. 4.9d) separados en dos grupos (rocas de todo el AVCh y rocas del NO del AVCh) así como el magma inicial (enclave máfico) y el asimilante (corteza inferior). Aparentemente para el modelo

de AFC un r de 0.5 es el que mejor se ajusta a los valores de las rocas que conforman todo el AVCh. Si se considera un r de 0.8 se aprecia un mayor enriquecimiento de los elementos traza con respecto a las rocas del AVCh y exhibe una anomalía positiva en K, lo que puede sugerir que el enriquecimiento en K de las rocas del AVCh puede deberse a los altos grados de contaminación cortical.

Sin embargo, es notorio que el patrón de elementos traza desplegados por las muestras de todo el AVCh es muy amplio, que no pueden ser reproducidos del todo por los modelos, lo cual puede deberse a que las rocas contaminantes fueron diversas, de diferentes composiciones y de diferente edad, dependiendo de la profundidad a la cual se haya llevado a cabo la contaminación. Esto concuerda con las diferentes poblaciones de circones heredados que se muestran en la figura 4.2, en donde se reconocieron al menos tres edades diferentes de basamentos (15 Ma, 200-300 Ma, >900 Ma), mismos que pudieron haber contaminado a los magmas del AVCh.

En los modelos de Sr vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 4.10a) y Ti vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 4.10b) se utilizó como asimilante un granito del Macizo de Chiapas (CMP1; 72.1% en peso de SiO_2 , 0.710006 de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; Schaaf et al., 2002). Además se utilizó un valor de r de 0.7 con el cual se ajustan las muestras más contaminadas del AVCh. Desafortunadamente no se cuenta con más datos químicos e isotópicos del granito para poder generar otros modelos, pero al parecer con esta roca se obtiene un mejor resultado de AFC para la mayoría de las muestras.

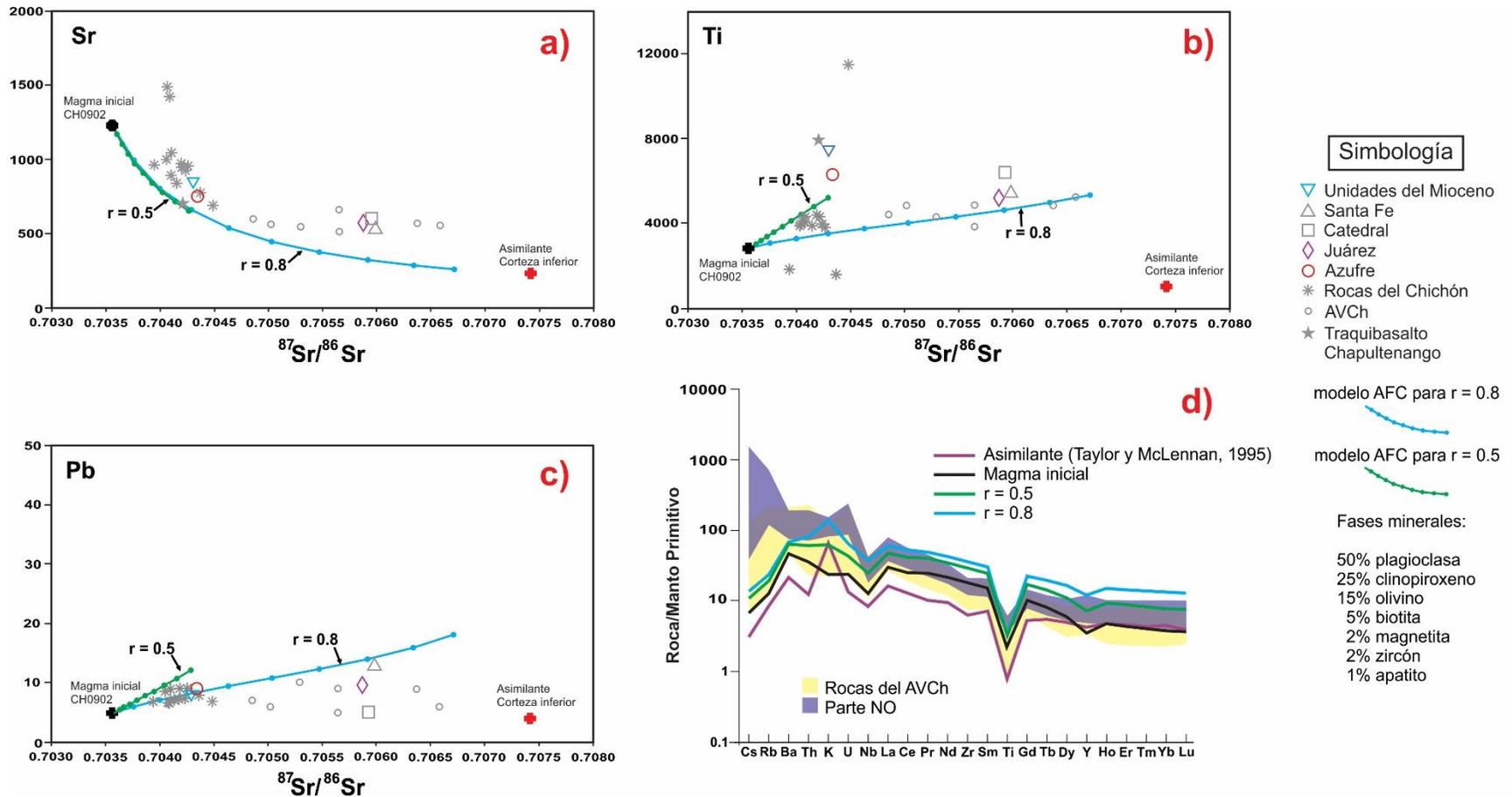


Figura 4.9. Modelos de AFC de las rocas del AVCh. Enclave CH0902 (López-Loera et al., 2020) como magma inicial y corteza inferior (Taylor y McLennan, 1995) como asimilante. a) Sr vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; b) Ti vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; c) Pb vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; d) Diagrama de multielementos normalizado con respecto al manto primitivo, de las rocas del AVCh y los modelos de AFC. Símbolos en gris son datos tomados de trabajos previos. Santa Fe y La Catedral (López-Loera et al., 2020) y El Chichón (Espíndola et al., 2000; Macías et al, 2003; Andrews et al, 2008; López-Loera et al., 2020).

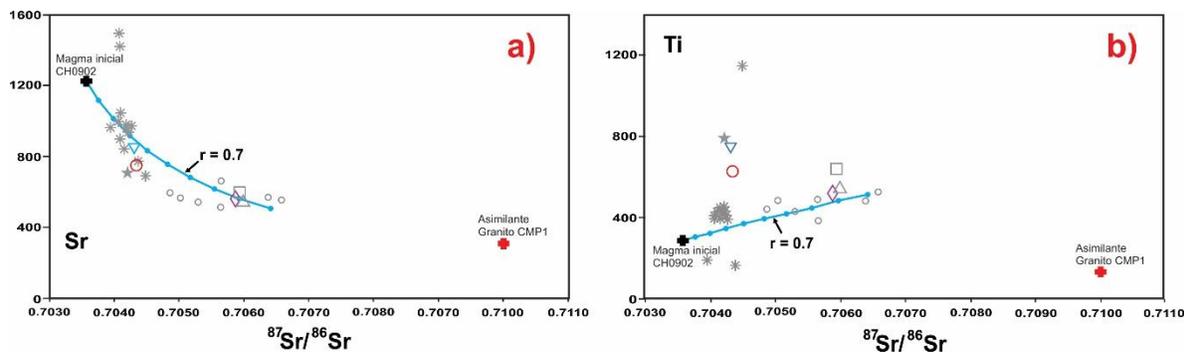


Figura 4.10. Modelos geoquímico para la génesis de los magmas del AVCh, utilizando como magma inicial el enclave CH0902 y como asimilante un granito del macizo de Chiapas (Schaaf et al., 2002). a) Sr vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; b) Ti vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Misma simbología que en la figura 4.9.

En resumen, los modelos petrológicos sugieren un proceso de AFC como factor principal para la evolución de los magmas del AVCh, a partir de un magma parental similar al de un enclave máfico del Chichón, contaminado con las rocas corticales, similares al granito del Macizo de Chiapas (Schaaf et al., 2002), el cual presenta un comportamiento similar a la corteza inferior (Taylor y McLennan, 1995), cristalizando fases minerales como plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, biotita, magnetita, zircón y apatito. Además se demuestra que entre mayor es el grado de contaminación mayor es el valor de las relaciones isotópicas de Sr. En menor medida, el proceso de cristalización fraccionada también tuvo lugar, al menos para algunas rocas del volcán Chichón.

4.3.1. Enriquecimiento en K_2O

La generación de magmas ricos en K se ha atribuido a bajos grados de fusión parcial de un manto que fue enriquecido en elementos LIL por fluidos o fundidos derivados del *slab* (Thorpe, 1982; Foley, 1992), lo que genera que el manto sea heterogéneo a pequeña escala (Peccerillo, 1992), como fue propuesto para las rocas del volcán San Martín (Nelson et al., 1995). En los diagramas anteriores (Fig. 4.5) se aprecia que los magmas del AVCh tienen una contribución de fluidos derivados del *slab* en subducción, por lo que, el enriquecimiento en K de estas rocas podría estar relacionado a los bajos grados de fusión del manto que ha sido enriquecido en elementos LIL (Jansen, 2012). Sin embargo, el bajo #Mg de los magmas del AVCh

sugiere que no se trata de magmas primitivos, es decir, ya sufrieron alguna diferenciación. Además, las evidencias isotópicas apuntan fuertemente a contaminación cortical como el mecanismo principal en la evolución de los magmas del AVCh, que tuvo lugar durante su ascenso y almacenamiento en la corteza de ~ 50 km.

Debido a las tres tendencias desplegadas en los diagramas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs SiO_2 para la mayoría de las muestras del AVCh que sugieren procesos de AFC, cristalización fraccionada y contaminación, se exploró la posibilidad de que el aumento del K_2O sea debida al mismo proceso. En la gráfica de la figura 4.11a se aprecia que el $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs K_2O , despliega las tres mismas tendencias observadas con el sílice (Fig. 4.8). Por lo que es probable que el enriquecimiento en K_2O pueda deberse a procesos de AFC, en menor medida cristalización fraccionada y probablemente contaminación. Con el diagrama $\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$ vs SiO_2 (Fig. 4.11b) se observa una correlación positiva que también sugiere que uno de los procesos dominantes durante la evolución de los magmas del AVCh fue la contaminación cortical (Brueseke y Hart, 2009).

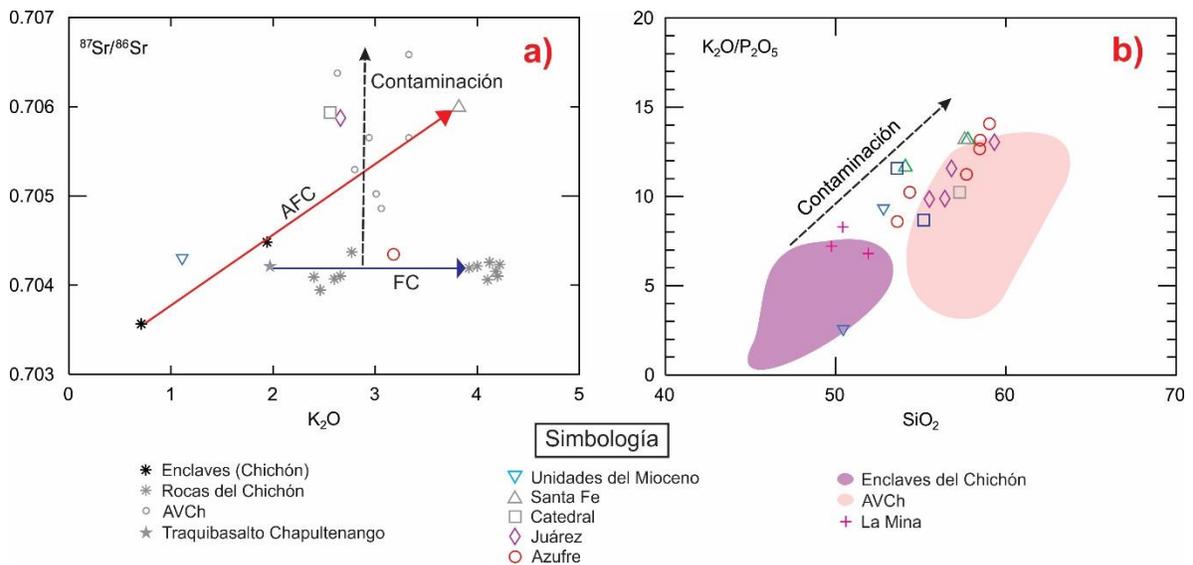


Figura 4.11. a) Diagrama de K_2O vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; b) Diagrama $\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$ vs SiO_2 para las rocas del AVCh. AFC: Asimilación y cristalización fraccionada; FC: Cristalización fraccionada. Símbolos en gris son datos tomados de trabajos previos. Santa Fe y La Catedral (López-Loera et al., 2020) y El Chichón (Espíndola et al., 2000; Macías et al, 2003; Andrews et al, 2008; López-Loera et al., 2020).

En resumen, la información geocronológica sugiere la existencia de un basamento heterogéneo de diferentes litologías de diferentes edades (una de éstas puede corresponder al Macizo de Chiapas) por debajo del AVCh, que pudieron ser asimiladas durante el ascenso y almacenamiento de los magmas, con base en las poblaciones de circones heredados encontrados en los depósitos piroclásticos.

Los modelos petrogenéticos, utilizando como asimilante el granito del Macizo de Chiapas, reproducen de buena manera el comportamiento de las rocas del AVCh para el proceso de AFC (en menor medida contaminación pura), con algunas excepciones, en las cuales se podrían estar asimilando otras litologías más antiguas. La variabilidad composicional que presentan las rocas del AVCh se debe principalmente a la interacción que tienen los magmas con las rocas del basamento durante su transporte hacia la superficie (AFC), sin embargo en las rocas del Chichón predomina el proceso de cristalización fraccionada, esto se observa en los patrones subhorizontales en las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs SiO_2 (Fig. 4.8a) y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs K_2O (Fig. 4.11a). El enriquecimiento en K de las rocas del AVCh está influenciado por los procesos de evolución magmática y no por su génesis durante la subducción como se ha observado en otras zonas. Se demuestra la influencia de los fluidos y/o fundidos del *slab* en la génesis de los magmas del AVCh lo que puede estar generando el enriquecimiento de elementos LIL en las rocas de dicho arco.

5. Conclusiones

Las principales conclusiones que se derivan de este trabajo son las siguientes:

- 1) Se reportan nuevas estructuras volcánicas (Juárez y El Azufre) del sector NO del AVCh las cuales se integran en un mapa junto con otras estructuras descritas en trabajos previos, apoyado con datos geocronológicos. Por tanto, las estructuras más antiguas se localizan en este sector del arco, pero es donde se localiza la única estructura activa (El Chichón).
- 2) Cuerpos intrusivos (Santa Fe y La Mina) son parte del AVCh y se han formado por los mismos procesos de evolución magmática que las rocas volcánicas. Estos cuerpos están siendo expuestos por procesos tectónicos y/o erosivos.
- 3) Las rocas que conforman el AVCh presentan una amplia variación composicional, desde basaltos hasta traquiandesitas, con grandes variaciones en elementos como el Na_2O y K_2O .
- 4) Todas las rocas del AVCh presentan el mismo patrón de enriquecimiento en elementos LILE y empobrecimiento en HFSE con anomalías positivas en K, Pb, Sr y anomalías negativas en Nb, Ta, P y Ti, características de una zona de subducción.
- 5) El enriquecimiento en las relaciones de Ba/La y Th/Yb sugieren que el magmatismo en este arco está asociado a subducción involucrando fluidos del *slab* que modifican la composición de la cuña del manto.
- 6) Se reportan algunos depósitos que representan vulcanismo del Mioceno en la parte NO del AVCh, constituido por depósitos piroclásticos, relacionados con la actividad volcánica del Mioceno en las costas de Chiapas (Sierra Madre de Chiapas), y que pudieron ser depositados en esta zona por la sedimentación producida por el movimiento del bloque Chortis.

7) Los fechamientos de circones en las estructuras volcánicas así como en los depósitos volcánicos del Mioceno, contienen circones heredados de al menos dos litologías diferentes, con edades del Pérmico que están relacionadas con el Macizo de Chiapas (200-300 Ma) y el complejo Oaxaqueño (1 Ga), lo que sugiere que el basamento debajo del AVCh es muy heterogéneo.

8) De acuerdo con los modelos petrogenéticos el proceso de AFC fue el principal mecanismo de evolución magmática, ya que las rocas más evolucionadas son las más radiogénicas y con mayor contenido de K_2O . El enriquecimiento en K de los magmas del AVCh está relacionado principalmente a los altos grados de contaminación, pero también por la cristalización fraccionada.

9) La heterogeneidad del basamento debajo del AVCh puede ser el responsable de la variabilidad composicional en las rocas del arco, ya que son varias litologías las que son asimiladas durante el ascenso a la superficie.

Referencias

- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Mitchell, J.G., 2000, Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102: 67-95.
- Andrews, B.J., Gardner, J.E., Housh, T., 2008, Repeated recharge, assimilation, and hybridization in magmas erupted from El Chichón as recorded by plagioclase and amphibole phenocrysts; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175: 415-426.
- Arce, J.L., Walker, J., Keppie, J.D., 2014, Petrology of two contrasting Mexican volcanoes, the Chiapanecan (El Chichón) and Central American (Tacaná) volcanic belts: the result of rift- versus subduction-related volcanism; *International Geology Review*, 56: 501-524.
- Brueckner, H.K., Avé Lallemant, H.G., Sisson, V.B., Harlow, G.E., Hemming, S.R., Martens, U., Tsujimori, T., Sorensen, S.S., 2009, Metamorphic reworking of a high pressure-low temperatura mélange along the Motagua fault, Guatemala: A record of Neocomian and Maastrichtian transpressional tectonics; *Earth and Planetary Science Letters*, 284(1–2), 228–235.
- Brueseke, M.E., Hart, W., 2009, Intermediate composition magma production magma in an intracontinental setting: Unusual andesites and dacites of the mid-Miocene Santa Rosa-Calico volcanic field, Northern Nevada; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 188: 197-213.
- Burkart, B., 1978, Offset across the Pochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico; *Geology*, 6(6): 328-332.
- Burkart, B., 1983, Neogene North American-Caribbean plate boundary across northern Central America: offset along the Polochic fault; *Tectonophysics*, 99: 251-270.

- Burkart, B., Deaton, B.C., Dengo, C., Moreno, G., 1987, Tectonic wedges and offset Laramide structures along the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, México: Reaffirmation of large Neogene displacement; *Tectonics*, 6: 411-422.
- Bursik, M., 2009, A general model for tectonic control of magmatism: examples from Long Valley Caldera (USA) and El Chichón (Mexico); *Geofísica Internacional*, 48: 171–183.
- Capaul, W.A., 1987, Volcanoes of the Chiapas Volcanic Belt, Mexico. MSc thesis, Michigan Technological University, 93 p.
- Carrera-Muñoz, M., 2010, Geoquímica y petrología del arco volcánico chiapaneco (AVC) porción norte, Chiapas, México. Tesis de Maestría en el posgrado de Ciencias de la Tierra, UNAM, 112 p.
- Castro-Mora, J., 2003, Monografía Geológico-Minera del estado de Chiapas: Consejo de Recursos Minerales, México.
- Çoban, H., 2007, Basalt magma genesis and fractionation in collision and extension-related provinces: a comparison between eastern, central western Anatolia; *Earth Science Reviews*, 80: 219-238.
- Cumming, G., 2008, Volcanic facies analysis: Cerro La Mina Prospect, Ixhuatán, Chiapas state, Mexico, Report for Kinross and Linear Gold Corporation, 20 p.
- Damon, P., Shafiqullah, M., Clark, K.F., 1981, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico. En Dawson, K.M. Ed., Symposium; Metallogeny and tectonics of the North American Cordillera; *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20: 1052-1071.
- Damon, P.E., Montesinos, E., 1978, Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff Zone in Chiapas, México; *Arizona Geological Society Digest*, 11: 155-168.

- De la Roche, H., Leterrier, J., Granclaude, P., Marchal, M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 -diagram and major-element analyses - Its relationships with current nomenclature; *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- De la Rosa, J.L., Eboli, M.A., Dávila, S.M., Dengo, G., Yamazaki, M.F., Balinas, G.R., 1989, *Geología del estado de Chiapas*. Subdirección de Construcción y departamento de Geología de CFE., superintendencia de estudio Zona Sureste. Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, México, 192 p.
- DePaolo, D.J., 1981, Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization; *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 182-202.
- Duffield, W.A., Tilling, R.I., Canul, R., 1984, Geology of El Chichón volcano, Chiapas, México; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20: 117-132.
- Ersoy, Y., Helvaci, C., 2010, FC-AFC-FCA and mixing modeler: A Microsoft® Excel© spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing; *Computers & Geosciences*, 36: 383-390.
- Espíndola, J.M., Macías, J.L., Tilling, R.I., Sheridan, M.F., 2000, Volcanic history of El Chichón Volcano (Chiapas, México) during the Holocene, and its impact on human activity; *Bulletin of Volcanology*, 62: 90-104.
- Foley, S., 1992, Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints; *Lithos*, 28: 187-204.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Espíndola, J.M., 2004, Strike-slip faults and K-Alkaline volcanism at El Chichón volcano, southeastern México; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136: 247-268.
- Garduño-Monroy, V.H., Macías, J.L., Molina, R.S., 2015, Geodynamic Setting and Pre-volcanic Geology of Active Volcanism in Chiapas. En: Scholamacchia, T., Macías, J.L., (Eds), "Active Volcanoes of Chiapas (México): El Chichón and Tacaná", Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1-23.

- Gill, J.B., 1981, Orogenic andesites and plate tectonics: Berlín, Springer-Verlag, 390 p.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Goldstein, S.L., Pérez-Arvisu, O., 2011, Magmatic diversity of western Mexico as a function of metamorphic transformations in the subducted oceanic plate; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75: 213-241.
- González-Guzmán, R., Weber, B., Manjarrez-Juárez, R., Cisneros de León, A., Hecht, L., Herguera-García, J.C., 2016, Provenance, age constraints and metamorphism of Ediacaran metasedimentary rocks from the El Triunfo Complex (SE Chiapas, Mexico): evidence for Rodinia breakup and Iapetus active margin; *International Geology Review*, 58(16), 2065-2091.
- Guo, Z., Wilson, M., Zhang, M., Cheng, Z., Zhang, L., 2013, Post-collisional, K-rich mafic magmatism in south Tibet: constraints on Indian slab-to-wedge transport processes and plateau uplift; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165: 1311-1340.
- Guzmán-Speziale, M., Meneses-Rocha, J.J., 2000, The North America-Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: a fault jog in Southeastern Mexico; *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 459-468.
- Guzman-Speziale, M., Pennington, W.D., Matumoto, T., 1989, The triple junction of the North America, Cocos, and Caribbean Plates: seismicity and tectonics; *Tectonics*, 8: 981–999.
- Hart, S.R., 1984, A large-scale isotopic anomaly in the Southern hemisphere mantle; *Nature*, 309: 753-757.
- Hernández-Bernal, M.S., 2015, El modelado geoquímico de rocas ígneas: una aproximación a los procesos naturales; *Ciencia Nicolaita*, 65: 56-77.
- Hernández-Treviño, T., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Villanueva-Lascurain, D., Meza-García, V., 2012, Practical zircon separation technique for U-Pb geochronology: VIII South American Symposium on Isotope Geology, Medellín, Colombia, Abstracts.

- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M., White, W.M., 1986, Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution; *Earth and Planetary Science Letters*, 79: 33-45.
- Howell, D.G., Schermer, E.R., Jones, D.L., Ben-Avraham, Z., Scheiber, E., 1983, Tectonostratigraphic Terrene Map of the Circum-Pacific Region; U.S. Geological Survey Open-File Report 83-716, 26 p + mapa.
- Islas-Tenorio, J.J., Gómez, A., Ramírez, M.G., Moreno, J.P., 2005, Carta Geológico-Minera Villahermosa clave E15-8, escala 1:250 000: Consejo de Recursos Minerales, México, 77 p.
- Jaimes-Viera, M.C, 2006, Geología y Geoquímica de la parte central del Arco Volcánico Chiapaneco, México. Tesis de maestría en el posgrado de Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM, 138 p.
- Jansen, N.H., 2012, Geology and genesis of the Cerro la Mina porphyry-high sulfidation prospect, Unpublished PhD thesis. University of Tasmania, 222 p.
- Jiménez, Z., Espíndola, V.H., Espíndola, J.M., 1999, Evolution of the seismic activity from the 1982 eruption of El Chichon Volcano, Chiapas, Mexico; *Bulletin of Volcanology*, 61, 411-422.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., 2001, Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction system and thickening crust; *GSA today*, 11: 4-9.
- Keppie, J.D., 2004, Terranes of Mexico Revised: A 1.3 billion year Odyssey; *International Geology Review*, 46(9): 765-794.
- Kersting, A.B., Arculus, R.J., 1995, Pb isotope composition of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka and North Pacific sediments: Implications for magma genesis and crustal recycling in the Kamchatkan arc; *Earth and Planetary Science Letters*, 136: 133-148.

- Keskin, M., 2013, AFC-Modeler: a Microsoft® Excel© workbook program for modelling assimilation combined with fractional crystallization (AFC) process in magmatic systems by using equations of DePaolo (1981); Turkish Journal of Earth Sciences, 22: 304-319.
- Kyne, R., Hollings, P., Jansen, N.H., Cooke, D.R., 2013, Supergene and Hypogene Halloysite in a Porphyry-Epithermal Environment at Cerro la Mina, Chiapas, Mexico; Society of Economic Geologists Inc. Economic Geology, 108: 1147-1161.
- LaGatta, A., 2003, Arc Magma Genesis in the Eastern Mexican Volcanic Belt. Tesis de Doctorado. Universidad de Columbia, New York, 365 p.
- Layer, P.W., García-Palomo, A., Jones, D., Macías, J.L., Arce, J.L., Mora, J.C., 2009, El Chichón volcanic complex, Chiapas, México: stages of evolution based on field mapping and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology; Geofísica Internacional, 48: 33-54.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of the volcanic rocks base on the total alkalis-silica diagram; Journal of Petrology, 27: 745-750.
- López-Loera, H., Macías, J.L., Espíndola, J.M., Arce, J.L., Layer, P.W., Torres-Gaytan, D.E., 2020, The Santa Fe Intrusion and Other Magmatic Bodies Under the Chichón Volcano Area (Mexico): Inferences from Aeromagnetic and New Petrologic-Geochronologic Data; Surveys in Geophysics, 41: 859-895.
- López-Ruiz, J., 1986, Aplicación de la geoquímica de elementos traza a la génesis de las rocas ígneas; Estudios Geológicos, 42(4-5): 239-258.
- Lozano-Santacruz, R., Bernal, J.P., 2005, Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22 (3), 329-344.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., Varekamp, J.C., 1984, The 1982 eruptions of El Chichón Volcan, Chiapas, México: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices; Journal of Volcanology and Geothermal Research, 23: 69-108.

- Macías, J.L., Arce, J.L., Garduño-Monroy, V.H., Rouwet, D., Taran, Y., Layer, P., Jiménez, A., Álvarez, R., 2010, Estudio de prospección geotérmica para evaluar el potencial del volcán Chichonal, Chiapas. Unpublished Report no. 9400047770-IGF-UNAM-CFE.
- Macías, J.L., Arce, J.L., Mora, J.C., Espíndola, J.M., Saucedo, R., Manetti, P., 2003, A 550-year-old Plinian eruption at El Chichón Volcano, Chiapas, México; explosive volcanism linked to reheating of the magma reservoir; *Journal of Geophysical Research*, 108(B12): 2569.
- Malfait, B.T., Dinkelman, M.G., 1972, Circum-Caribbean tectonic igneous activity and the evolution of the Caribbean plate; *Geological Society of America Bulletin*, 83: 251-272.
- Manea, M., Manea, V.C., 2008, On the origin of El Chichón volcano and subduction of Tehuantepec ridge: A geodynamical perspective; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175(4): 459-492.
- Manea, M., Manea, V.C., Ferrari, L., Kostoglodov, V., Bandy, W.L., 2005, Tectonic evolution of the Tehuantepec Ridge; *Earth and Planet Science Letters*, 238: 64-77.
- Manea, V.C., Manea, M., 2006, Origin of the modern Chiapanecan volcanic arc in southern México inferred from thermal models, en Rose, W.I., Bluth, G.J.S., Carr, M.J., Ewert, J., Patino, L.C., Vallance, J., *Volcanic hazards in Central America*; *Geological Society of America, Special Paper*, 412: 27-38.
- McGee, J.J., Tilling, R.I., Duffield, W.A., 1987, Petrologic characteristics of the 1982 and pre-1982 eruptive products of El Chichón volcano, Chiapas, México; *Geofísica Internacional*, 26(1): 85-108.
- Meneses-Rocha, J.J., 1991, Tectonic Development of the Ixtapa Graben, Chiapas, México, Tesis de Doctorado, Universidad de Texas, Austin, 308 p.

- Molina-Garza, R.S., Geissman, J.W., Wawrzyniec, T.F., Peña Alonso, T., A., Iriondo, A., Weber, B., Aranda-Gómez, J., 2015, Geology of the coastal Chiapas (Mexico) Miocene plutons and the Tonalá shear zone: Syntectonic emplacement and rapid exhumation during sinistral transpression; *Lithosphere*, 7(3): 257-274.
- Mora, J.C., Jaimes-Viera, M.C., Garduño-Moroy, V.H., Layer, P.W., Pompa-Mera. V., Godinez, M.L., 2007, Geology and Geochemistry characteristics of the Chiapanecan Volcanic Arc (Central Area), Chiapas, Mexico; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 162: 43-72.
- Mora, J.C., Layer, P. W., Jaimes-Viera, M.C., 2012, New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from the Central Part of the Chiapanecan volcanic arc, Chiapas, México; *Geofísica Internacional*, 51(1): 39-49.
- Mori, L., 2007, Origen del magmatismo micénico en el sector central de la FVTM y sus implicaciones en la evolución del sistema de subducción mexicano, Tesis de Doctorado en el posgrado de Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, UNAM, 130 p.
- Nakano, T., 2016, Potential uses of stable isotope ratios of Sr, Nd, and Pb in geological materials for environmental studies; *Proceedings of the Japan Academy Series B* 92: 167-184.
- Nelson, S.A., González-Caver, E., Kyser, T.K., 1995. Constraints on the origin of alkaline and calc-alkaline magmas from the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico; *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 122: 191-211.
- Nixon, G.T., 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central México and the seismicity and structure of the subducted ocean lithosphere; *Geological Society of America Bulletin*, 93: 514-523.

- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Ortega-Obregón, C., Elías-Herrera, M., Martens, U., Morán-Icál, S., Chiquín, M., Keppie, J.D., Torres De León, R., Schaaf, P., 2007, The Maya-Chortis boundary: a tectono stratigraphic approach; *International Geology Review*, 49: 996–1024.
- Pack, B., Schmitt, A.K., Roberge, J., García-Tenorio, F., Damiata, B.N., 2016, Zircon xenocryst resorption and magmatic regrowth at El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 311: 170-182.
- Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma génesis at active continental margins. En Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Publishing, Nantwich, 230-249.
- Pearce, J.A., Stern, R.J., Bloomer, S.H., Fryer, P., 2005, Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components; *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(7): 1-27.
- Peccerillo, A., 1992, Potassic and ultrapotassic rocks: compositional characteristics, petrogenesis, and geologic significance; *Episodes*, 15(4): 243-251.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- Plafker, G., 1976, Tectonic aspects of the 4 February 1976 Guatemala earthquake—A preliminar and evaluation; *Science*, 193: 1201-1208.
- Rebollar, C.J., Espíndola, V.H., Uribe, A., Mendoza, A., Pérez-Vertti, A., 1999, Distributions of stresses and geometry of the Wadati-Benioff zone under Chiapas, México; *Geofísica Internacional*, 38: 95-106.
- Rogers, R.D., Mann, P., Emmet, P. A., 2007, Tectonic terranes of the Chortis block based on integration of regional aeromagnetic and geologic data. En Mann, P., ed., *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate in northern Central America: Geological Society of America Special Paper 428*, p.65-88.

- Salas, G.P., 1975, Cartas y provincias metalogenéticas de la República Mexicana: México, D.F. Consejo de Recursos Minerales, Publicación 21-E.
- Saunders, A.D., Norry, M.J., Tarney., 1991, Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas; *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A; Physical and Engineering Sciences*, 335: 377-392.
- Saunders, A.D., Tarney, J., Weaver, S.D., 1980, Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas; *Earth and Planetary Science Letters*, 46, 377-392.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence; *Tectonics*, 14 (5): 1339-1350.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J.L., 2005, Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, Central Mexico; *Journal of Petrology*, 46(6): 1243-1282.
- Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Groß, A., Ortega-Gutiérrez, F., Kohler, H., 2002, The Chiapas Massif (Mexico) revised: New geologic and isotopic data and basement characteristics, en Miller, H., Ed., *Contributions to Latin-American Geology*, *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen*, 225(1):1-23.
- Servicio Geológico Mexicano, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 2005, Carta topográfica Villahermosa (E15-8), Escala 1:250 000, segunda edición 2004.
- Sigurdsson, H., Carey, S.N., Espíndola, J.M., 1984, The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico: Stratigraphy of pyroclastic deposits; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23: 11-37.

- Sun, S., McDonough, W., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. En: Saunders, A., Norry, M., (Eds.). Magmatism in ocean basins. Geological Society of London, Special Publication, 42: 313-345.
- Taylor, H.P., 1980, The effects of assimilation of country rocks by magmas an $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks; *Earth and Planetary Science Letters*, 47: 243-254.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1995, The geochemical evolution of the continental crust: *Review in Geophysics*, 33: 241-265.
- Tepley, F.J., Davidson, J.P., Tilling, R.I., Arth, J., 2000, Magma mixing, recharge and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichón Volcano, Mexico; *Journal of Petrology*, 41:1397–1411.
- Thorpe, R.S., 1982, *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*: Chichester, Wiley.
- Tilling, R.I., Arth, J.G., 1994, Sr and Nd isotopic composition of sulfur-rich magmas of El Chichón volcano, México. Abstract, IAVCEI congress. Middle East Technical University Department of Geological Engineering. Special Publication, 2.
- Verma, S., 2000. Geochemistry of subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. En: Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J.M., Eds. *Cenozoic Volcanism and Tectonics of Mexico*; Geological Society of America Special Paper, 334: 195-222.
- Weber, B., Cameron, K.L., Osorio, M., Schaaf, P., 2005, A late Permian tectonothermal event in Grenville crust of the Southern Maya terrane: U-Pb zircon ages from the Chiapas massif, Southeastern Mexico; *International Geology Review*, 47(5): 509–529.

- Weber, B., Iriondo, A., Premo, W.R., Hecht, L., Schaaf, P., 2007, New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE México: U–Pb–SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif; *International Journal of Earth Sciences*, 96(2): 253–269.
- Weber, B., Valencia, V.A., Schaaf, P., Pompa-Mera, V., Ruiz, J., 2008, Significance of Provenance Ages from the Chiapas Massif Complex (Southeastern Mexico): Redefining the Paleozoic Basement of the Maya Block and Its Evolution in a Peri-Gondwanan Realm; *Journal of Geology*, 116(6): 619-639.
- White, W., in press, 2013, *Geochemistry*, John Hopkins University Press. Online textbook.
- Wilson, M., 1989, *Igneous Petrogenesis: A global tectonic Approach*, London, Chapman and Hall, 466 p.
- Winter, J.D., 2001, *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. New Jersey, Prentice Hall, 697 p.
- Witt, C., Brichau, S., Carter, A., 2012, New constraints on the origin of the Sierra Madre de Chiapas (south Mexico) from sediment provenance and apatite thermochronometry: *Tectonics*, 31, TC6001.
- Woodhead, J.D., Herg, J.M., Davidson, J.P., Eggins S.M., 2001, Hafnium isotope evidence for “conservative” element mobility during subduction zone processes; *Earth and Planetary Science Letters*, 192: 331-346.
- Zamora-Camacho, A., 2007, *Estudio volcanológico del área del volcán San Martín, Tuxtla, Veracruz, México*, Tesis de maestría en el posgrado de Ciencias de la Tierra, UNAM, 100 p.

Anexos.

Anexo 1: Tabla de coordenadas de los sitios muestreados		
Sitio	x	y
CH-1901	499060	1919724
CH-1902	499335	1917814
CH-1903	492269	1900090
CH-1904	498456	1920589
CH-1905	495283	1911871
CH-1906	494947	1911782
CH-1907	473020	1935283
CH-1908	471564	1933433
CH-1909	470545	1931794
CH-1910	469960	1932514
CH-1911	463661	1925839
CH-1912	463893	1926684
CH-1913	462915	1930919
CH-1914	463432	1934142
CH-1915	465803	1938378
CH-1916	471054	1941797
CH-1917	473946	1944565
CH-1918	474434	1943413
CH-1919	477660	1941220
CH-1920	495337	1939480
CH-1921	482282	1940730
CH-1922	481602	1941094
CH-1923	478389	1941628
CH-1924	476131	1939582
CH-1925	499583	1941124
CH-1926	501280	1936941
CH-1927	501151	1936762
CH-1928	498083	1938421
CH-1929	498707	1940689
CH-1930	504827	1934116
CH-1931	505113	1936999

Vulcanismo del Pleistoceno en la parte noroeste del Arco Volcánico Chiapaneco

Anexo 2. Resultados isotópicos de U-Pb en circones para las rocas de la parte NO del AVCh.

clave	U ¹ (ppm)	Th ¹ (ppm)	Th/U	Relaciones isotópicas corregidas ²									Edades corregidas ²								
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	
CH-1907																					
Zrn-01	72.8	86.9	1.19	0.167	0.038	0.046	0.010	0.002	0.0002	0.0012	0.0002	0.132	13.5	1.4	44.9	9.4	2430	420	13.5	1.4	
Zrn-02	484	275	0.57	0.053	0.001	0.302	0.008	0.043	0.0007	0.0135	0.0005	0.149	268.3	4.4	267.8	6.1	296	54	268.3	4.4	
Zrn-03	2076	629	0.30	0.051	0.003	0.016	0.001	0.002	0.0001	0.0008	0.0001	-0.054	14.6	0.34	16.12	0.93	270	140	14.6	0.34	
Zrn-04	87.4	38.6	0.44	0.073	0.002	1.510	0.049	0.154	0.0029	0.0476	0.0022	0.299	923.1	16	933	20	992	60	923.1	16	
Zrn-05	56.2	22.15	0.39	0.329	0.069	0.144	0.029	0.003	0.0004	0.0045	0.0009	0.054	20.5	2.4	135	25	3590	350	20.5	2.4	
Zrn-06	485	216	0.45	0.077	0.005	0.029	0.002	0.003	0.0001	0.0013	0.0001	0.304	18.2	0.57	29.3	1.8	1170	120	18.2	0.57	
Zrn-07	197.6	122.5	0.62	0.071	0.012	0.029	0.005	0.003	0.0001	0.0014	0.0002	0.043	19.3	0.87	29.2	5	860	360	19.3	0.87	
Zrn-08	147	124	0.84	0.142	0.023	0.044	0.007	0.002	0.0001	0.0014	0.0002	0.010	14.7	0.89	43.9	6.5	2010	290	14.7	0.89	
Zrn-09	614	385	0.63	0.067	0.007	0.018	0.002	0.002	0.0001	0.0008	0.0001	0.241	12.8	0.52	18.5	2	850	250	12.8	0.52	
Zrn-10	3148	1445	0.46	0.048	0.002	0.027	0.001	0.004	0.0001	0.0015	0.0001	-0.160	27.1	0.47	27.2	1.1	85	82	27.1	0.47	
Zrn-11	183	97.3	0.53	0.071	0.002	1.467	0.044	0.150	0.0031	0.0467	0.0022	0.468	903.0	17	916	18	943	53	903.0	17	
Zrn-12	297	151	0.51	0.051	0.008	0.021	0.003	0.003	0.0001	0.0011	0.0001	0.159	19.2	0.58	21	3.1	170	340	19.2	0.58	
Zrn-13	202.8	304	1.50	0.051	0.002	0.256	0.011	0.037	0.0007	0.0113	0.0004	0.032	231.5	4.5	230.8	8.8	262	94	231.5	4.5	
Zrn-14	331.4	306.7	0.93	0.086	0.019	0.034	0.007	0.003	0.0002	0.0011	0.0002	0.017	19.0	1.2	34	6.7	1160	450	19.0	1.2	
Zrn-15	213.8	185.8	0.87	0.074	0.008	0.223	0.021	0.021	0.0008	0.0092	0.0006	-0.573	136.2	4.9	203	18	1020	240	136.2	4.9	
Zrn-16	512	214.7	0.42	0.073	0.011	0.025	0.003	0.002	0.0001	0.0012	0.0002	-0.309	15.8	0.67	25.3	3.3	1070	290	15.8	0.67	
Zrn-17	101.4	23.77	0.23	0.070	0.003	1.246	0.063	0.131	0.0025	0.0489	0.0025	-0.344	792.7	14	820	29	942	93	792.7	14	
Zrn-18	1069	662	0.62	0.077	0.006	0.028	0.002	0.003	0.0001	0.0012	0.0001	-0.314	17.3	0.47	28.3	1.8	1090	160	17.3	0.47	
Zrn-19	120.6	191.7	1.59	0.134	0.025	0.035	0.006	0.002	0.0002	0.0008	0.0001	-0.028	12.2	0.94	34.8	5.4	2070	340	12.2	0.94	
Zrn-20	305.7	150.6	0.49	0.081	0.016	0.029	0.006	0.003	0.0001	0.0014	0.0002	0.031	16.8	0.73	28.9	5.8	1170	390	16.8	0.73	
Zrn-21	252.4	129	0.51	0.088	0.001	2.296	0.044	0.189	0.0034	0.0563	0.0024	0.826	1118.0	18	1211	13	1376	20	1118.0	18	
Zrn-22	298	203.1	0.68	0.089	0.014	0.027	0.004	0.002	0.0001	0.0012	0.0001	0.230	13.9	0.6	26.5	3.5	1250	310	13.9	0.6	
Zrn-23	385.7	318	0.82	0.070	0.011	0.025	0.004	0.003	0.0001	0.0011	0.0001	-0.093	17.1	0.91	25.3	4	1060	300	17.1	0.91	
Zrn-24	283.2	164.5	0.58	0.056	0.002	0.546	0.021	0.070	0.0014	0.0225	0.0011	0.132	436.7	8.3	442	14	464	76	436.7	8.3	
Zrn-25	239.4	174	0.73	0.067	0.009	0.041	0.005	0.005	0.0002	0.0018	0.0001	0.135	29.6	1.4	40.6	5	790	270	29.6	1.4	
Zrn-26	293.7	127.1	0.43	0.051	0.006	0.091	0.011	0.013	0.0003	0.0049	0.0005	0.407	82.8	2.2	88.3	10	200	240	82.8	2.2	
Zrn-27	248	117.4	0.47	0.050	0.007	0.092	0.013	0.013	0.0005	0.0047	0.0005	0.348	85.8	2.8	89	12	230	300	85.8	2.8	
Zrn-28	462	201.2	0.44	0.082	0.009	0.026	0.003	0.002	0.0001	0.0011	0.0001	-0.037	14.4	0.5	25.9	3	1310	210	14.4	0.5	
Zrn-29	459	384	0.84	0.084	0.010	0.031	0.003	0.003	0.0001	0.0012	0.0001	-0.367	17.4	0.5	31.1	3.2	1250	260	17.4	0.5	
Zrn-30	190	114.9	0.60	0.089	0.015	0.033	0.005	0.003	0.0002	0.0011	0.0002	0.029	16.7	1.1	32.7	4.9	1350	320	16.7	1.1	
Zrn-31	580	347	0.60	0.068	0.008	0.021	0.003	0.002	0.0001	0.0008	0.0001	0.009	14.6	0.84	20.7	2.8	830	270	14.6	0.84	
Zrn-32	497	281.8	0.57	0.089	0.012	0.032	0.004	0.003	0.0001	0.0016	0.0002	0.161	17.0	0.91	32.2	4.3	1300	280	17.0	0.91	
Zrn-33	405.7	222.9	0.55	0.063	0.010	0.028	0.004	0.003	0.0001	0.0011	0.0001	-0.334	20.7	0.7	27.8	3.8	640	350	20.7	0.7	
Zrn-34	962	480	0.50	0.060	0.008	0.016	0.002	0.002	0.0001	0.0008	0.0001	0.343	12.9	0.48	16.4	2.2	570	260	12.9	0.48	
Zrn-35	338	85.4	0.25	0.060	0.003	0.148	0.008	0.018	0.0005	0.0085	0.0008	0.285	114.6	2.8	140.2	6.8	588	94	114.6	2.8	
Zrn-36	1637	901	0.55	0.051	0.006	0.017	0.002	0.002	0.0001	0.0009	0.0001	0.039	15.4	0.39	17.2	1.8	210	240	15.4	0.39	
Zrn-37	1460	460	0.32	0.057	0.006	0.020	0.002	0.002	0.0001	0.0010	0.0001	-0.153	15.9	0.8	19.7	1.8	480	240	15.9	0.8	

Vulcanismo del Pleistoceno en la parte noroeste del Arco Volcánico Chiapaneco

Continuación anexo 2.

Zrn-38	67.93	87.6	1.29	0.065	0.007	0.307	0.035	0.033	0.0010	0.0110	0.0007	0.067	207.5	6	269	27	710	250	207.5	6
Zrn-39	349.6	243.4	0.70	0.053	0.002	0.282	0.013	0.039	0.0007	0.0119	0.0005	-0.208	244.8	4.3	251.7	10	280	100	244.8	4.3
Zrn-40	92.2	51.48	0.56	0.053	0.007	0.181	0.021	0.025	0.0007	0.0052	0.0006	-0.181	156.2	4.7	168	18	240	270	156.2	4.7

CH-1916

Zrn-01	119.9	85.2	0.71	0.071	0.002	1.404	0.050	0.143	0.0033	0.0402	0.002	0.605	860	18	890	21	943	49	860	18
Zrn-02	70.91	71.4	1.01	0.077	0.007	0.366	0.032	0.034	0.0008	0.0124	0.001	-0.147	217.3	4.8	316	24	1090	180	217.3	4.8
Zrn-03	355	104.3	0.29	0.051	0.002	0.165	0.009	0.024	0.0005	0.0081	0.000	0.357	151.8	3.3	155	7.8	223	98	151.8	3.3
Zrn-04	153	133	0.87	0.054	0.003	0.308	0.017	0.042	0.0010	0.0134	0.001	0.183	265.6	6.1	272	13	360	120	265.6	6.1
Zrn-05	404	361	0.89	0.066	0.008	0.021	0.002	0.002	0.0001	0.0008	0.000	0.207	14.91	0.73	20.7	2.4	790	250	14.91	0.73
Zrn-06	126.4	45.4	0.36	0.073	0.002	1.489	0.052	0.148	0.0031	0.0445	0.002	0.187	892	17	924	21	1010	68	892	17
Zrn-07	270.8	149.6	0.55	0.054	0.005	0.100	0.008	0.014	0.0005	0.0048	0.000	0.123	87.5	2.9	96.8	7.6	320	180	87.5	2.9
Zrn-08	186.6	60.1	0.32	0.058	0.004	0.420	0.024	0.053	0.0014	0.0191	0.002	0.154	332.2	8.5	361	15	550	150	332.2	8.5
Zrn-09	852	418	0.49	0.050	0.001	0.163	0.005	0.024	0.0005	0.0079	0.000	0.529	152.6	3	153	4.2	185	54	152.6	3
Zrn-10	307	118	0.38	0.061	0.004	0.412	0.030	0.050	0.0017	0.0321	0.002	0.557	313.2	10	349	22	610	130	313.2	10
Zrn-11	254.2	248	0.98	0.146	0.021	0.046	0.006	0.002	0.0001	0.0011	0.000	0.122	13.76	0.86	45.3	5.8	2270	280	13.76	0.86
Zrn-12	726	940	1.29	0.062	0.007	0.016	0.002	0.002	0.0001	0.0007	0.000	-0.379	11.84	0.47	16	1.8	680	280	11.84	0.47
Zrn-13	202.8	163.7	0.81	0.106	0.022	0.030	0.006	0.002	0.0001	0.0011	0.000	-0.159	13.85	0.8	29.5	5.4	1490	460	13.85	0.8
Zrn-14	370	354	0.96	0.065	0.002	0.663	0.023	0.074	0.0015	0.0240	0.001	0.279	459.6	9.1	516	14	776	63	459.6	9.1
Zrn-15	158.5	87.5	0.55	0.066	0.007	0.122	0.013	0.012	0.0005	0.0048	0.000	0.207	79.2	3.3	117	12	890	240	79.2	3.3
Zrn-16	484	269	0.56	0.067	0.014	0.018	0.003	0.002	0.0001	0.0009	0.000	-0.129	13.13	0.61	17.7	3.2	660	440	13.13	0.61
Zrn-17	227.2	76.7	0.34	0.088	0.002	2.727	0.071	0.225	0.0043	0.0653	0.004	0.048	1309	23	1335	19	1383	49	1309	23
Zrn-18	929	506	0.54	0.085	0.007	0.027	0.002	0.002	0.0001	0.0010	0.000	0.212	14.82	0.52	26.7	2.2	1340	150	14.82	0.52
Zrn-19	132.2	97.4	0.74	0.094	0.004	2.959	0.110	0.227	0.0049	0.0695	0.004	0.037	1316	26	1396	27	1505	73	1316	26
Zrn-20	411	331	0.81	0.053	0.002	0.304	0.014	0.042	0.0008	0.0131	0.001	0.199	262.3	5.1	272	12	314	88	262.3	5.1
Zrn-21	195.8	111.4	0.57	0.072	0.002	1.503	0.051	0.153	0.0029	0.0446	0.002	-0.006	916.4	16	930	21	964	61	916.4	16
Zrn-22	1043	199	0.19	0.073	0.001	1.458	0.037	0.145	0.0025	0.0421	0.002	0.448	870.2	14	913	15	997	40	870.2	14
Zrn-23	662	87.5	0.13	0.055	0.002	0.376	0.012	0.049	0.0010	0.0107	0.001	0.526	307.9	6.4	323.8	8.8	401	64	307.9	6.4
Zrn-24	148.5	49.1	0.33	0.072	0.003	1.575	0.055	0.160	0.0031	0.0473	0.002	-0.025	956	17	963	21	964	79	956	17
Zrn-25	110.1	77.5	0.70	0.058	0.005	0.270	0.023	0.034	0.0010	0.0111	0.001	-0.103	216.1	6.1	242	18	450	180	216.1	6.1
Zrn-26	261.3	136	0.52	0.071	0.018	0.029	0.007	0.003	0.0001	0.0013	0.000	-0.123	18.61	0.87	28.7	6.8	680	530	18.61	0.87
Zrn-27	462	587	1.27	0.060	0.002	0.505	0.018	0.062	0.0014	0.0195	0.001	0.113	388.7	8.4	415	12	578	87	388.7	8.4
Zrn-28	140.6	127.4	0.91	0.068	0.005	0.355	0.022	0.039	0.0010	0.0127	0.001	0.016	245.1	6.3	308	16	840	150	245.1	6.3
Zrn-29	428	50.1	0.12	0.246	0.028	1.250	0.130	0.039	0.0016	0.1910	0.034	0.113	244.8	10	836	63	3080	190	244.8	10
Zrn-30	314.4	177.3	0.56	0.136	0.019	0.045	0.006	0.002	0.0001	0.0016	0.000	0.180	15.59	0.92	45.7	6.4	2110	250	15.59	0.92
Zrn-31	481.8	96.7	0.20	0.087	0.002	2.076	0.045	0.174	0.0033	0.0538	0.002	0.171	1032	18	1141	15	1361	43	1032	18
Zrn-32	98	87	0.89	0.197	0.040	0.054	0.009	0.002	0.0002	0.0014	0.000	-0.061	14	1.3	53.6	8.7	2650	360	14	1.3
Zrn-33	406	447	1.10	0.070	0.001	1.422	0.028	0.149	0.0028	0.0426	0.002	0.429	892.6	16	897.6	12	926	29	892.6	16
Zrn-34	322	212	0.66	0.171	0.020	0.045	0.005	0.002	0.0001	0.0014	0.000	0.232	12.28	0.62	44.2	5.2	2590	210	12.28	0.62
Zrn-35	568.3	779.5	1.37	0.083	0.009	0.029	0.003	0.003	0.0001	0.0009	0.000	-0.036	16.59	0.68	28.7	2.6	1280	200	16.59	0.68
Zrn-36	360	553	1.54	0.093	0.014	0.055	0.009	0.004	0.0002	0.0016	0.000	0.449	28.5	1.1	54.7	8.4	1490	340	28.5	1.1
Zrn-37	117.4	122.2	1.04	0.063	0.004	0.294	0.020	0.035	0.0008	0.0114	0.001	0.082	220.8	5.2	260	16	640	160	220.8	5.2
Zrn-38	40.24	21.27	0.53	0.072	0.005	1.550	0.100	0.158	0.0034	0.0475	0.003	-0.147	947	19	950	43	970	160	947	19
Zrn-39	570	244.5	0.43	0.053	0.002	0.280	0.008	0.039	0.0008	0.0122	0.001	0.048	246.8	4.9	251.5	6.3	332	61	246.8	4.9
Zrn-40	510.8	286.2	0.56	0.079	0.012	0.024	0.003	0.002	0.0001	0.0011	0.000	-0.055	14.55	0.58	24.1	3.2	1120	330	14.55	0.58

Continuación anexo 2.

CH-1918

Zrn-01	246	179	0.73	0.054	0.003	0.241	0.011	0.034	0.0008	0.0106	0.0005	0.127	213.5	4.7	220.3	9.7	340	100	213.5	4.7
Zrn-02	198	116	0.59	0.057	0.003	0.500	0.031	0.066	0.0018	0.0205	0.0010	0.371	409.6	11	410	21	490	130	409.6	11
Zrn-04	796	312	0.39	0.082	0.014	0.019	0.003	0.002	0.0001	0.0008	0.0001	0.261	11.4	0.44	18.8	3.1	1080	320	11.4	0.44
Zrn-05	184.4	172	0.93	0.056	0.003	0.286	0.014	0.038	0.0009	0.0115	0.0005	0.104	239.7	5.5	255	11	420	110	239.7	5.5
Zrn-06	300	43.7	0.15	0.066	0.002	0.798	0.028	0.088	0.0023	0.0501	0.0023	0.519	544	14	595	16	806	62	544	14
Zrn-07	284	198	0.70	0.052	0.002	0.281	0.013	0.039	0.0008	0.0126	0.0005	0.318	246.5	4.6	251	11	293	99	246.5	4.6
Zrn-08	358	184.5	0.52	0.081	0.024	0.028	0.008	0.003	0.0002	0.0011	0.0002	-0.162	16.7	1.4	27.8	7.7	910	690	16.7	1.4
Zrn-09	19.8	21.9	1.11	0.506	0.068	3.800	1.100	0.053	0.0120	0.1130	0.0790	0.901	332	72	1560	230	4240	200	332	72
Zrn-10	164	62.6	0.38	0.102	0.019	0.054	0.009	0.004	0.0002	0.0028	0.0006	-0.033	25.14	1	53.4	9	1510	360	25.14	1
Zrn-12	380.9	470	1.23	0.174	0.020	0.041	0.005	0.002	0.0001	0.0008	0.0001	0.308	10.65	0.59	40.3	5.2	2520	220	10.65	0.59
Zrn-13	62.4	31.04	0.50	0.077	0.004	1.587	0.065	0.148	0.0035	0.0454	0.0026	-0.175	887	19	963	26	1132	91	887	19
Zrn-14	62.3	24.3	0.39	0.076	0.007	0.388	0.044	0.037	0.0015	0.0154	0.0012	0.440	232.3	9.4	329	32	1070	200	232.3	9.4
Zrn-15	497	718	1.44	0.053	0.002	0.274	0.012	0.038	0.0007	0.0113	0.0004	-0.055	239.3	4.4	245.5	9.2	291	95	239.3	4.4
Zrn-16	205.6	188	0.91	0.071	0.009	0.379	0.051	0.039	0.0015	0.0142	0.0006	0.262	243.7	9.1	325	37	890	260	243.7	9.1
Zrn-17	236	114.8	0.49	0.058	0.004	0.294	0.022	0.037	0.0007	0.0115	0.0008	-0.037	232.4	4.5	261	17	520	160	232.4	4.5
Zrn-18	126.5	119.8	0.95	0.440	0.120	0.175	0.061	0.003	0.0005	0.0045	0.0013	0.706	17.8	3	161	53	3940	480	17.8	3
Zrn-19	120.8	75.4	0.62	0.053	0.005	0.281	0.025	0.038	0.0009	0.0129	0.0006	0.174	242.4	5.8	250	20	310	180	242.4	5.8
Zrn-20	211.6	280	1.32	0.134	0.029	0.035	0.007	0.002	0.0001	0.0010	0.0001	-0.025	12.55	0.79	34.9	7	2040	410	12.55	0.79
Zrn-23	438.8	175	0.40	0.203	0.019	0.054	0.006	0.002	0.0001	0.0020	0.0002	0.354	12.42	0.67	53.2	5.3	2810	150	12.42	0.67
Zrn-24	61.7	30.8	0.50	0.250	0.062	0.126	0.032	0.004	0.0005	0.0041	0.0009	0.291	24.6	3.3	120	29	2990	440	24.6	3.3
Zrn-25	328	272	0.83	0.054	0.002	0.250	0.010	0.034	0.0008	0.0095	0.0005	-0.269	213.5	5	226	7.8	340	100	213.5	5
Zrn-26	58.4	28.9	0.49	0.173	0.043	0.072	0.016	0.003	0.0003	0.0029	0.0006	0.182	17.6	1.7	70	15	2790	410	17.6	1.7
Zrn-27	965.1	122.4	0.13	0.050	0.007	0.017	0.003	0.002	0.0001	0.0014	0.0002	0.193	15.74	0.53	17	2.5	190	300	15.74	0.53
Zrn-28	139.2	2.46	0.02	0.061	0.004	0.559	0.030	0.067	0.0015	0.0480	0.0120	-0.224	415.1	9.2	450	20	600	130	415.1	9.2
Zrn-29	176.1	105.9	0.60	0.121	0.019	0.043	0.007	0.003	0.0002	0.0017	0.0003	0.612	16.9	1.2	42.1	6.6	1880	300	16.9	1.2
Zrn-30	108.3	18.79	0.17	0.052	0.005	0.254	0.026	0.035	0.0010	0.0143	0.0016	0.007	219.6	6.4	229	21	240	210	219.6	6.4
Zrn-31	442	205	0.46	0.072	0.005	0.370	0.023	0.039	0.0018	0.0151	0.0009	-0.009	243	11	319	17	980	160	243	11
Zrn-32	181	43.5	0.24	0.090	0.016	0.036	0.008	0.003	0.0002	0.0017	0.0004	0.743	19.8	1.3	35.7	8.2	1230	370	19.8	1.3
Zrn-33	79	50.63	0.64	0.069	0.008	0.366	0.045	0.039	0.0010	0.0159	0.0015	0.197	246.7	6.4	315	34	830	270	246.7	6.4
Zrn-34	435	171.5	0.39	0.083	0.010	0.032	0.003	0.003	0.0001	0.0015	0.0001	-0.192	18	0.59	31.6	3.3	1240	240	18	0.59
Zrn-35	119	86	0.72	0.131	0.020	0.970	0.200	0.049	0.0028	0.0331	0.0068	0.364	306	17	680	100	2150	330	306	17
Zrn-36	141.6	187.7	1.33	0.194	0.035	0.051	0.009	0.002	0.0001	0.0010	0.0001	0.309	12.78	0.93	50.4	9.1	2600	350	12.78	0.93
Zrn-37	78.89	85.4	1.08	0.095	0.006	2.610	0.150	0.204	0.0044	0.0664	0.0028	0.097	1195	23	1312	47	1500	120	1195	23
Zrn-38	263	80.9	0.31	0.090	0.011	0.035	0.003	0.003	0.0002	0.0015	0.0002	-0.007	18.2	1	34.4	2.7	1450	210	18.2	1
Zrn-39	309	184	0.60	0.149	0.012	0.055	0.004	0.003	0.0001	0.0020	0.0002	0.395	18.01	0.83	54.7	4.2	2280	150	18.01	0.83
Zrn-40	954	993	1.04	0.045	0.006	0.014	0.002	0.002	0.0001	0.0007	0.0001	0.343	13.56	0.54	14.1	2.2	80	290	13.56	0.54
Zrn-41	121.4	98.1	0.81	0.068	0.004	0.352	0.023	0.038	0.0010	0.0131	0.0007	0.107	239.8	5.9	305	17	820	140	239.8	5.9
Zrn-42	168.1	133.8	0.80	0.061	0.006	0.312	0.027	0.037	0.0013	0.0125	0.0009	0.207	231.5	7.9	275	21	630	200	231.5	7.9
Zrn-43	207	136	0.66	0.058	0.005	0.296	0.029	0.037	0.0011	0.0125	0.0009	0.466	233.3	7.1	263	23	520	200	233.3	7.1
Zrn-44	193.8	66	0.34	0.063	0.003	0.303	0.014	0.035	0.0009	0.0139	0.0011	0.182	222.7	5.6	269	11	682	91	222.7	5.6
Zrn-45	154	142	0.92	0.055	0.004	0.268	0.018	0.037	0.0009	0.0113	0.0006	0.004	235.5	5.6	247	17	370	150	235.5	5.6

Continuación anexo 2.

CH-1923

Zrn-01	149.1	119.7	0.80	0.570	0.150	0.068	0.015	0.001	0.0002	0.0015	0.0002	0.071	6.1	1	67	14	4460	490	6.1	1
Zrn-02	604	687	1.14	0.517	0.058	0.066	0.010	0.001	0.0001	0.0012	0.0001	0.750	5.92	0.53	64.7	9.6	4240	170	5.92	0.53
Zrn-03	61.06	23.99	0.39	0.081	0.004	1.657	0.076	0.146	0.0031	0.0552	0.0032	0.191	880	18	989	29	1219	90	880	18
Zrn-04	256.9	84.2	0.33	0.072	0.001	1.600	0.032	0.162	0.0027	0.0494	0.0019	0.169	966.1	15	969.5	12	992	32	966.1	15
Zrn-05	439.8	556	1.26	0.057	0.002	0.531	0.021	0.068	0.0013	0.0212	0.0008	-0.045	425.5	7.6	432	14	466	89	425.5	7.6
Zrn-06	456	438	0.96	0.410	0.120	0.029	0.009	0.001	0.0001	0.0005	0.0002	0.373	3.4	0.42	29.3	9.3	3950	430	3.4	0.42
Zrn-07	356.3	234.7	0.66	0.059	0.003	0.433	0.026	0.053	0.0014	0.0126	0.0006	0.394	332.2	8.8	365	18	560	100	332.2	8.8
Zrn-08	2181	1460	0.67	0.330	0.030	0.023	0.002	0.000	0.0000	0.0007	0.0001	0.333	3.03	0.14	22.7	2.3	3670	140	3.03	0.14
Zrn-09	935.8	259.3	0.28	0.079	0.009	0.028	0.003	0.003	0.0001	0.0015	0.0002	-0.117	16.61	0.49	28.4	3.2	1100	240	16.61	0.49
Zrn-10	912	265	0.29	0.053	0.004	0.022	0.002	0.003	0.0001	0.0012	0.0001	0.150	19.05	0.47	22.1	1.9	360	180	19.05	0.47
Zrn-11	190.5	96.7	0.51	0.300	0.068	0.017	0.003	0.000	0.0000	0.0008	0.0002	0.139	2.93	0.3	16.9	3.3	3270	350	2.93	0.3
Zrn-12	443	233.7	0.53	0.055	0.002	0.170	0.008	0.022	0.0005	0.0073	0.0003	0.105	142.2	3.3	159.4	6.5	390	90	142.2	3.3
Zrn-13	154	71.8	0.47	0.053	0.003	0.320	0.016	0.043	0.0009	0.0142	0.0006	0.024	274.4	5.7	281	12	290	110	274.4	5.7
Zrn-14	176.7	39.86	0.23	0.094	0.002	2.393	0.061	0.183	0.0033	0.0674	0.0035	0.092	1085.5	18	1239	19	1491	43	1085.5	18
Zrn-15	2950	6730	2.28	0.063	0.007	0.003	0.000	0.000	0.0000	0.0001	0.0000	0.002	2.207	0.08	2.9	0.3	590	230	2.207	0.08
Zrn-16	287.8	187.8	0.65	0.298	0.086	0.019	0.006	0.000	0.0001	0.0006	0.0001	0.233	3.09	0.44	19.4	5.8	3410	530	3.09	0.44
Zrn-17	592	259	0.44	0.078	0.004	0.307	0.015	0.029	0.0007	0.0130	0.0007	0.413	181.9	4.3	271	12	1137	89	181.9	4.3
Zrn-18	565.9	112.6	0.20	0.079	0.001	1.781	0.039	0.164	0.0029	0.0515	0.0021	0.296	977	16	1038	14	1165	34	977	16
Zrn-19	545.6	923	1.69	0.145	0.028	0.007	0.002	0.000	0.0000	0.0002	0.0000	0.116	2.5	0.18	7.5	1.5	2060	390	2.5	0.18
Zrn-20	278	159.5	0.57	0.086	0.007	0.044	0.004	0.004	0.0001	0.0017	0.0002	0.204	24.49	0.87	44.4	3.7	1420	170	24.49	0.87
Zrn-21	601	315	0.52	0.056	0.001	0.558	0.012	0.072	0.0013	0.0209	0.0008	0.269	449.9	8.1	449.8	7.7	439	38	449.9	8.1
Zrn-22	618	598	0.97	0.143	0.028	0.007	0.001	0.000	0.0000	0.0002	0.0000	0.111	2.35	0.19	7.1	1.3	2230	320	2.35	0.19
Zrn-23	499.1	163.9	0.33	0.064	0.008	0.027	0.003	0.003	0.0001	0.0012	0.0001	0.009	19.2	0.69	27.2	3.3	650	270	19.2	0.69
Zrn-24	164.9	101.4	0.61	0.220	0.078	0.013	0.004	0.000	0.0000	0.0004	0.0001	-0.083	2.75	0.32	12.8	3.9	1800	970	2.75	0.32
Zrn-25	301	276	0.92	0.346	0.083	0.024	0.005	0.001	0.0001	0.0006	0.0001	0.470	3.46	0.33	24.2	4.6	3600	490	3.46	0.33
Zrn-26	175.2	122.2	0.70	0.610	0.068	0.115	0.021	0.001	0.0002	0.0026	0.0006	0.764	8.4	1.1	108	19	4360	170	8.4	1.1
Zrn-27	606	266	0.44	0.051	0.001	0.295	0.009	0.041	0.0008	0.0135	0.0006	0.391	259.7	4.9	262.7	7.1	256	51	259.7	4.9
Zrn-28	337	329.5	0.98	0.166	0.048	0.008	0.004	0.000	0.0000	0.0002	0.0001	-0.242	2.78	0.29	8.5	3.8	2180	430	2.78	0.29
Zrn-29	188.3	104.6	0.56	0.195	0.050	0.010	0.003	0.000	0.0000	0.0004	0.0001	-0.085	2.54	0.3	10.4	2.5	1830	560	2.54	0.3
Zrn-30	184	73.6	0.40	0.325	0.054	0.017	0.003	0.000	0.0000	0.0006	0.0002	-0.177	2.61	0.29	16.7	2.5	3390	310	2.61	0.29
Zrn-31	1976	843	0.43	0.091	0.013	0.031	0.006	0.002	0.0001	0.0014	0.0002	0.574	16	0.63	31	5.7	1450	180	16	0.63
Zrn-32	235.2	257.8	1.10	0.062	0.003	0.293	0.013	0.034	0.0008	0.0137	0.0006	0.390	217.5	5	261	11	660	89	217.5	5
Zrn-33	146	90	0.62	0.065	0.018	0.026	0.008	0.003	0.0002	0.0015	0.0003	0.211	18.3	1.2	27.3	7.8	500	340	18.3	1.2
Zrn-34	439.2	235.7	0.54	0.065	0.007	0.026	0.003	0.003	0.0001	0.0010	0.0001	0.020	17.38	0.53	25.6	2.7	780	210	17.38	0.53
Zrn-35	1270	2420	1.91	0.239	0.025	0.014	0.002	0.000	0.0000	0.0002	0.0000	0.705	2.77	0.15	14.5	2.1	3040	160	2.77	0.15
Zrn-36	185.6	153.6	0.83	0.068	0.003	0.617	0.026	0.066	0.0014	0.0220	0.0012	-0.094	414.9	8.2	487	16	845	85	414.9	8.2
Zrn-37	510	175.8	0.34	0.053	0.007	0.019	0.003	0.003	0.0001	0.0009	0.0001	0.146	16.65	0.59	18.7	2.5	220	230	16.65	0.59
Zrn-38	558	540.2	0.97	0.299	0.042	0.020	0.003	0.000	0.0000	0.0003	0.0001	0.243	3.14	0.23	19.7	3	3230	280	3.14	0.23
Zrn-39	309	182	0.59	0.420	0.077	0.034	0.044	0.001	0.0004	0.0011	0.0019	0.077	3.75	2.7	33.3	36	3810	230	3.75	2.7
Zrn-40	491.8	109.1	0.22	0.123	0.002	5.287	0.140	0.310	0.0057	0.0765	0.0032	0.582	1742.8	28	1866.6	23	2008	26	2008	26

Continuación anexo 2.

CH-1925

Zrn-01	133.8	76.1	0.57	0.110	0.110	0.003	0.006	0.000	0.0001	0.0004	0.0002	-0.016	2.41	0.38	3.1	6.2	-900	110	2.41	0.38
Zrn-02	197	100.2	0.51	0.530	0.089	0.037	0.006	0.001	0.0001	0.0012	0.0003	-0.220	3.66	0.44	36.9	5.5	4070	380	3.66	0.44
Zrn-03	606	295.2	0.49	0.123	0.023	0.006	0.001	0.000	0.0000	0.0002	0.0000	-0.136	2.26	0.15	6.1	1.1	1720	320	2.26	0.15
Zrn-04	1760	686	0.39	0.049	0.003	0.022	0.001	0.003	0.0001	0.0013	0.0001	0.319	21.48	0.55	22.3	1.4	130	110	21.48	0.55
Zrn-05	124.3	69.02	0.56	0.056	0.003	0.319	0.020	0.042	0.0009	0.0139	0.0008	0.261	265.5	5.7	281	14	420	110	265.5	5.7
Zrn-06	261.3	130.7	0.50	0.097	0.010	0.054	0.005	0.004	0.0001	0.0021	0.0002	-0.201	26.09	0.86	53.1	5	1450	200	26.09	0.86
Zrn-07	217	85.2	0.39	0.073	0.002	1.509	0.050	0.152	0.0031	0.0452	0.0019	0.327	914	17	938	21	1005	54	914	17
Zrn-08	792	239.4	0.30	0.049	0.003	0.054	0.003	0.008	0.0002	0.0027	0.0002	0.114	51.62	1.1	53.7	2.9	140	110	51.62	1.1
Zrn-09	131	55.1	0.42	0.062	0.004	0.323	0.018	0.038	0.0009	0.0121	0.0007	0.092	241.3	5.5	284	14	650	110	241.3	5.5
Zrn-10	279.5	131.8	0.47	0.052	0.002	0.288	0.012	0.040	0.0008	0.0132	0.0007	0.075	252.4	5.1	256.6	9.1	289	78	252.4	5.1
Zrn-11	911	3000	3.29	0.055	0.001	0.456	0.015	0.060	0.0012	0.0153	0.0008	-0.116	374.9	7.4	381.3	10	393	52	374.9	7.4
Zrn-12	330	182.5	0.55	0.276	0.042	0.020	0.003	0.001	0.0000	0.0007	0.0001	0.023	3.33	0.24	19.7	2.5	3240	210	3.33	0.24
Zrn-13	56.9	52.11	0.92	0.068	0.006	0.177	0.024	0.020	0.0011	0.0082	0.0006	0.261	128.2	6.8	164	20	750	220	128.2	6.8
Zrn-14	262	348	1.33	0.058	0.003	0.328	0.016	0.042	0.0010	0.0132	0.0006	0.201	262.6	6	290	13	513	94	262.6	6
Zrn-15	365	266	0.73	0.061	0.004	0.117	0.008	0.014	0.0003	0.0051	0.0003	-0.149	90.7	2	112	7.1	650	130	90.7	2
Zrn-16	18.86	6.2	0.33	0.071	0.006	1.350	0.110	0.138	0.0039	0.0453	0.0032	0.246	834	22	886	47	980	150	834	22
Zrn-17	531	184.4	0.35	0.050	0.003	0.089	0.007	0.013	0.0004	0.0046	0.0003	0.101	81.6	2.4	86.7	6.2	180	120	81.6	2.4
Zrn-18	226	104.6	0.46	0.074	0.002	1.597	0.050	0.157	0.0030	0.0494	0.0021	0.020	938.7	17	969	20	1042	46	938.7	17
Zrn-19	947	512	0.54	0.070	0.001	1.425	0.038	0.148	0.0028	0.0442	0.0018	0.255	888.1	16	899.2	16	936	33	888.1	16
Zrn-20	126.1	76.91	0.61	0.070	0.002	1.445	0.052	0.148	0.0029	0.0443	0.0020	0.145	888.4	16	906	21	938	61	888.4	16
Zrn-21	222.3	157.8	0.71	0.054	0.003	0.217	0.014	0.029	0.0008	0.0090	0.0006	0.410	181.7	5	199	11	390	110	181.7	5
Zrn-22	235	181	0.77	0.059	0.003	0.309	0.017	0.038	0.0009	0.0121	0.0006	0.195	240.5	5.7	273	13	588	110	240.5	5.7
Zrn-23	67.7	45.6	0.67	0.074	0.002	1.672	0.055	0.164	0.0033	0.0490	0.0025	-0.093	976	18	997	23	1027	58	976	18
Zrn-24	77.9	24.4	0.31	0.049	0.010	0.085	0.018	0.013	0.0005	0.0044	0.0009	0.337	81.3	3	85	16	80	290	81.3	3
Zrn-25	243.2	190	0.78	0.057	0.002	0.554	0.023	0.070	0.0014	0.0222	0.0010	0.105	437.2	8.4	447	15	480	75	437.2	8.4
Zrn-26	92.3	53.6	0.58	0.061	0.003	0.344	0.019	0.041	0.0010	0.0144	0.0009	0.141	258.1	6.1	299	14	620	110	258.1	6.1
Zrn-27	229.1	194	0.85	0.059	0.002	0.568	0.027	0.071	0.0014	0.0223	0.0010	0.055	442.7	8.7	456	17	540	84	442.7	8.7
Zrn-28	234.7	286	1.22	0.055	0.002	0.497	0.020	0.065	0.0013	0.0217	0.0009	-0.095	403.7	7.8	409	13	420	77	403.7	7.8
Zrn-29	148.8	111.9	0.75	0.186	0.071	0.011	0.004	0.000	0.0001	0.0003	0.0001	-0.141	2.62	0.36	10.8	3.6	2500	800	2.62	0.36
Zrn-30	324	634	1.96	0.060	0.004	0.099	0.006	0.012	0.0003	0.0038	0.0002	-0.222	76.1	1.9	95.3	5.5	550	140	76.1	1.9
Zrn-31	159.1	60.6	0.38	0.054	0.005	0.102	0.010	0.014	0.0004	0.0051	0.0004	0.028	87.3	2.5	99	9.2	290	190	87.3	2.5
Zrn-32	1191	395	0.33	0.073	0.001	1.687	0.048	0.168	0.0039	0.0521	0.0021	0.770	1002.3	22	1003.5	19	1003	31	1002.3	22
Zrn-33	150	55.04	0.37	0.094	0.017	0.195	0.048	0.015	0.0006	0.0082	0.0023	-0.108	98.7	3.7	180	35	1470	230	98.7	3.7
Zrn-34	728.1	467	0.64	0.056	0.001	0.461	0.014	0.059	0.0012	0.0185	0.0009	0.032	372.2	7.1	385	9.8	475	51	372.2	7.1
Zrn-35	157.1	100.7	0.64	0.460	0.079	0.036	0.005	0.001	0.0001	0.0011	0.0002	0.045	3.9	0.51	35.3	5	3890	270		270

Continuación anexo 2.

CH-1929

Zrn-01	354	121	0.34	0.059	0.002	0.336	0.015	0.041	0.0009	0.0155	0.0009	0.145	261.5	5.4	293.8	12	577	89	261.5	5.4
Zrn-02	43.46	57.36	1.32	0.122	0.004	5.880	0.220	0.354	0.0073	0.0978	0.0042	0.303	1955	35	1959	34	1979	53	1979	53
Zrn-03	1243	3351	2.70	0.074	0.010	0.004	0.000	0.000	0.0000	0.0001	0.0000	0.230	2.27	0.11	3.89	0.49	1130	220	2.27	0.11
Zrn-04	70.3	39.68	0.56	0.064	0.004	0.277	0.021	0.032	0.0009	0.0113	0.0009	0.043	205.4	5.8	247	17	640	140	205.4	5.8
Zrn-05	249.7	153.8	0.62	0.443	0.059	0.043	0.006	0.001	0.0001	0.0014	0.0002	0.385	4.5	0.43	43.9	5.7	4000	180	4.5	0.43
Zrn-06	219.7	181.9	0.83	0.463	0.094	0.029	0.004	0.001	0.0001	0.0008	0.0001	-0.030	3.39	0.38	29.1	4.1	3990	360	3.39	0.38
Zrn-07	2360	1510	0.64	0.063	0.003	0.032	0.002	0.004	0.0001	0.0016	0.0001	0.219	23.73	0.67	32.3	1.9	700	110	23.73	0.67
Zrn-08	470	437.3	0.93	0.130	0.040	0.007	0.002	0.000	0.0000	0.0002	0.0001	-0.053	2.4	0.19	6.8	2.2	1930	420	2.4	0.19
Zrn-09	239.8	179	0.75	0.358	0.074	0.027	0.005	0.001	0.0001	0.0005	0.0001	-0.129	3.25	0.35	27	4.5	3710	270	3.25	0.35
Zrn-10	133.4	71.3	0.53	0.488	0.070	0.044	0.009	0.001	0.0001	0.0014	0.0004	0.240	4.36	0.76	44	8.6	3960	220	4.36	0.76
Zrn-11	215	62.8	0.29	0.390	0.081	0.020	0.003	0.000	0.0000	0.0016	0.0003	-0.057	2.98	0.3	19.7	3	3580	280	2.98	0.3
Zrn-12	871	855	0.98	0.057	0.001	0.526	0.021	0.067	0.0021	0.0211	0.0016	0.256	417.3	13	429.1	15	499	41	417.3	13
Zrn-13	443	343	0.77	0.055	0.003	0.332	0.020	0.044	0.0009	0.0137	0.0008	0.140	275.2	5.5	290.7	14	401	92	275.2	5.5
Zrn-14	626	252	0.40	0.057	0.005	0.032	0.003	0.004	0.0001	0.0016	0.0001	-0.023	26.24	0.65	31.7	3	390	160	26.24	0.65
Zrn-15	413	193	0.47	0.072	0.001	1.593	0.045	0.161	0.0031	0.0498	0.0021	0.297	960.4	17	967.1	18	980	37	960.4	17
Zrn-16	146.2	70.7	0.48	0.055	0.002	0.309	0.014	0.041	0.0009	0.0128	0.0008	-0.146	257.8	5.6	275	10	400	93	257.8	5.6
Zrn-17	333	370	1.11	0.057	0.002	0.475	0.018	0.061	0.0012	0.0188	0.0008	0.260	381.7	7.6	394	13	470	70	381.7	7.6
Zrn-18	255.6	108.1	0.42	0.284	0.047	0.020	0.004	0.001	0.0001	0.0010	0.0002	0.242	3.48	0.33	20.1	3.6	3380	260	3.48	0.33
Zrn-19	600	252.7	0.42	0.077	0.001	1.938	0.064	0.182	0.0043	0.0505	0.0021	-0.049	1078	24	1094	23	1110	38	1078	24
Zrn-20	107	53.56	0.50	0.340	0.088	0.023	0.014	0.001	0.0002	0.0011	0.0004	-0.013	4.04	1	23	14	3200	340	4.04	1
Zrn-21	80.87	42.29	0.52	0.078	0.002	1.552	0.060	0.146	0.0032	0.0497	0.0024	0.189	878.8	18	949	24	1125	59	878.8	18
Zrn-22	66.7	35.3	0.53	0.071	0.003	1.523	0.067	0.153	0.0032	0.0464	0.0023	0.172	919	18	937	26	970	76	919	18
Zrn-23	472.5	330.5	0.70	0.064	0.013	0.024	0.005	0.003	0.0001	0.0011	0.0001	-0.098	17.72	0.56	24.4	3.6	540	250	17.72	0.56
Zrn-24	129.3	75.76	0.59	0.380	0.130	0.018	0.008	0.001	0.0001	0.0006	0.0002	-0.112	3.23	0.48	18	7.5	3490	510	3.23	0.48
Zrn-25	88	40	0.45	0.051	0.006	0.107	0.011	0.015	0.0004	0.0053	0.0006	-0.100	96.9	2.5	103	10	170	200	96.9	2.5
Zrn-26	110.9	71.1	0.64	0.075	0.002	1.728	0.065	0.169	0.0034	0.0487	0.0022	0.355	1007	19	1017	24	1071	61	1007	19
Zrn-27	2265	668.5	0.30	0.069	0.008	0.949	0.150	0.099	0.0053	0.0373	0.0029	0.555	606.2	30	677.6	59	905	170	606.2	30
Zrn-28	475.1	763	1.61	0.057	0.002	0.520	0.018	0.067	0.0013	0.0206	0.0008	-0.118	416.3	7.9	424.8	12	472	61	416.3	7.9
Zrn-29	340.7	150.3	0.44	0.280	0.087	0.012	0.003	0.000	0.0000	0.0003	0.0002	-0.395	2.45	0.26	12.2	3.4	3010	510	2.45	0.26
Zrn-30	347.7	255	0.73	0.200	0.057	0.010	0.003	0.000	0.0000	0.0003	0.0001	0.241	2.45	0.22	10.3	2.6	2500	530	2.45	0.22
Zrn-31	131.1	30.51	0.23	0.072	0.003	1.730	0.061	0.174	0.0049	0.0432	0.0022	-0.370	1033	27	1019	23	972	69	1033	27
Zrn-32	54.2	24.33	0.45	0.070	0.003	1.543	0.077	0.158	0.0036	0.0498	0.0029	0.004	948	20	944	30	919	89	948	20
Zrn-33	397.1	691	1.74	0.056	0.002	0.527	0.019	0.069	0.0013	0.0209	0.0009	0.383	428.3	7.9	429.7	13	448	58	428.3	7.9
Zrn-34	153.6	85.4	0.56	0.400	0.086	0.025	0.005	0.001	0.0001	0.0006	0.0002	-0.152	3.4	0.4	25.3	5.3	3480	360	3.4	0.4

1: Concentraciones de U y Th calculadas utilizando un estándar interno de zircón (Paton et al., 2010), Geochemistry, Geophysics, Geosystems.

2: Incertidumbre de 2 sigma propagado de acuerdo con Paton et al. (2010), Geochemistry, Geophysics, Geosystems.

Relaciones de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, edades y errores fueron calculados de acuerdo a Petrus y 201 Kamber (2012), Geostandards Geoanalytical Research.

El área analizada fue de 32 micras de diámetro, utilizando el protocolo analítico modificado de Solari et al. (2010), Geostandards Geoanalytical Research.

Los datos fueron obtenidos utilizando un Thermo Xseries QICPMS, acoplado a un sistema de ablación láser Resolution M050 Excimer.