



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

El Paleo-Popocatepetl: petrología, geoquímica e isotopía de secuencias pre 23,000 años

Tesis que para obtener el grado de:
Maestro en Ciencias de la Tierra presenta:
Ing. Giovanni Sosa Ceballos

Dirigida por:
Dr. Peter Schaaf

Mayo, 2006



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

I.	RESUMEN	4
II.	ABSTRACT	5
III.	INTRODUCCIÓN	6
	A. Localización	7
	B. Antecedentes	9
	C. Objetivos	19
	D. Metodología	20
IV.	GEOLOGÍA	23
	A. Geología de la FVTM.....	23
	B. Estratigrafía Regional	26
	C. Geología de las paleoestructuras del Volcán Popocatepetl.....	28
	D. Barranca de Nexpayantla.....	34
	E. El Ventorrillo	40
V.	PETROGRAFÍA	46
VI.	GEOQUÍMICA	64
	A. Elementos mayores	65
	B. Elementos traza	70
	C. Isótopos de Sr, Nd y Pb	78
VII.	GEOCRONOLOGÍA	88
	A. Método K/Ar	93
	B. Metodología K/Ar	94
	C. Resultados de K/Ar	96
	D. Método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	98
	E. Metodología Ar/Ar	100
	F. Resultados de Ar/Ar.....	101
VIII.	DISCUSIÓN DE RESULTADOS	103
	A. Volcán Nexpayantla	103
	B. Volcán Ventorrillo.....	108
	C. Geoquímica de las paleoestructuras del Volcán Popocatepetl.....	109

IX.	CONCLUSIONES	117
X.	BIBLIOGRAFÍA.....	120

I. Resumen

Los objetivos del presente trabajo son entender los procesos de evolución magmática que dieron origen a las paleoestructuras del Volcán Popocatepetl e intentar obtener las primeras edades para las rocas de dichas paleoestructuras. Para cumplir dichos objetivos se realizaron análisis petrográficos, análisis de elementos mayores, elementos traza y de isotopía de Sr, Nd y Pb y fechamientos mediante los métodos K-Ar y Ar/Ar.

El análisis petrográfico reveló a la mezcla de magmas como un proceso importante en la generación de los productos de las paleoestructuras. Mediante los análisis de geoquímica e isotopía se caracterizaron los magmas de las paleoestructuras del Volcán Nexpayantla y el Volcán Ventorrillo y se compararon con la actividad posterior a 23 mil años en el Volcán Popocatepetl. Los resultados revelan un rango de valores entre 56.6% y 67.7% de SiO₂ lo cual corresponde a un rango de composiciones químicas entre andesitas basálticas y dacitas. Los productos de las paleoestructuras cuentan con un rango de valores para ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr igual a 0.70425-0.70483, para ε Nd 1.52-4.21, y para ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 18.638-18.710, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 15.569 -15.606 y ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 38.367 -38.526.

El trabajo cuenta con 10 fechamientos mediante el método K-Ar y 1 fechamiento mediante el método Ar/Ar. La muestra NEX-1 es la única que cuenta con una edad confiable de K-Ar (~1.7 Ma). Los demás resultados se presentan como preliminares y como un antecedente para mejorar los fechamientos de estas rocas a futuro.

II. Abstract

The main project aims are to help to understand magmatic processes that originated Popocatepetl's paleostructures and to obtain the first dates of their rocks. The methodology included petrography analysis, major and trace elements analysis, Sr, Nd and Pb isotopy and dating by K-Ar and Ar/Ar methods.

The petrography analysis showed that magma mixing is an important process in the development of paleostructures products. Magma from Nexpayantla and Ventorrillo paleostructures was analyzed by geochemistry and isotopy assays; results were compared with the subsequent activity from Popocatepetl volcano, younger than 23 thousand years. Analyses got a SiO₂ composition from 56.6% to 67.7% which correspond to dacitics and basaltic-andesite rocks. Paleostructures products showed ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios range from 0.70425 to 0.70483, ε Nd from 1.52 to 4.21, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb from 18.638 to 18.710, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb from 15.569 to 15.606, and ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb from 38.367 to 38.526.

This project has ten K-Ar dates and one Ar/Ar date. NEX-1 is the only sample with K-Ar reliable age (~1.7 My). The other dates are preliminary to improve future research in these rocks.

III. Introducción

El “Cerro que humea” cuenta con una tradición histórica que nutre la riqueza cultural de nuestro pueblo, por eso sin duda alguna es el volcán más emblemático de nuestro país. Sin embargo, su historia geológica adolece de un principio básico, aquello sin lo cual todo presente y todo futuro nunca podrían completar un círculo de existencia: el comienzo.

Actualmente se sabe que los estratovolcanes cuentan con una historia evolutiva compleja, la cual generalmente conlleva a varias etapas constructivas o destructivas del cono principal. Este es el caso del Volcán Popocatepetl el cual cuenta con al menos 2 colapsos del cono en sus paleoestructuras remanentes (Siebe et al., 1995, Siebe y Macías, 2004).

Prácticamente nada se conoce de las paleoestructuras que precedieron al edificio volcánico que apreciamos ahora. Estas rocas carecen de cualquier tipo de fechamiento, distribución espacial de sus rocas y datos geoquímicos e isotópicos que ayuden a comprender la evolución magmática del volcán desde sus inicios

La ausencia de edades de las paleoestructuras del volcán tiene dos razones, tal vez una en función de la otra. La primera es que nadie se había encargado de intentar fechar estas rocas, lo cual puede ser dependiente de la segunda razón: inclusive en nuestros días resulta difícil fechar este tipo de rocas.

El impedimento para conocer la edad de rocas menores a un millón y medio de años era común en todos los laboratorios de geocronología a comienzos de la década de los 70's. En aquellas fechas la geología, particularmente la vulcanología, junto con la arqueología y la paleoclimatología se congratulaban con

la obtención de edades mediante la técnica de ^{14}C . Sin embargo, debido a su vida media tan corta (5,730 a), esta técnica es incapaz de brindar edades confiables mayores a 40 mil años, con lo cual es imposible fechar más del 95% del espectro de edades que comprende el Cuaternario.

Como es natural en la ciencia, esta limitante generó, nuevas ideas e hipótesis, que en consecuencia brindaron a las geociencias una serie de técnicas nuevas para obtener edades de rocas que eran muy antiguas para poderse analizar con ^{14}C y a su vez muy jóvenes para las técnicas clásicas de isótopos pesados como K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd o U-Pb. Las técnicas químicas, radiométricas e isotópicas fueron desarrolladas en su gran mayoría por químicos y físicos, sin embargo su sustento es imposible sin las observaciones y condiciones geológicas correspondientes. Esto conlleva a una simbiosis necesaria entre la geocronología y la geología, hecho que nos permite crear y utilizar técnicas cada vez más sensibles y finas para obtener las edades de rocas que antes se encontraban perdidas en un limbo geocronológico.

A. Localización

El volcán Popocatepetl es un estratovolcán con una altitud de 5,452 m.s.n.m. compartido entre las entidades federativas del Estado de México, Puebla y Morelos. El volcán constituye el extremo sur de la Sierra Nevada, la cual está formada por los volcanes Telapón, Tláloc, Iztaccíhuatl y Popocatepetl. La Sierra Nevada se extiende aproximadamente por 80 km en una disposición N-S y divide a las cuencas de México y Puebla al occidente y al oriente respectivamente.

El Popocatépetl es uno de los grandes estratovolcanes de la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Fig. 1). El volcán por sí solo cubre un área de 500 km² (Robin y Boudal, 1987) y algunos de sus productos, como los depósitos de avalancha de escombros, se encuentran a más de 70 km del cono actual (Siebe et al., 1995) y sus depósitos piroclásticos, particularmente el depósito pliniano denominado pómez Tutti Frutti, se encuentran distribuidos en gran parte del Valle de México (p. ej. en los sedimentos lacustres del Lago de Texcoco).

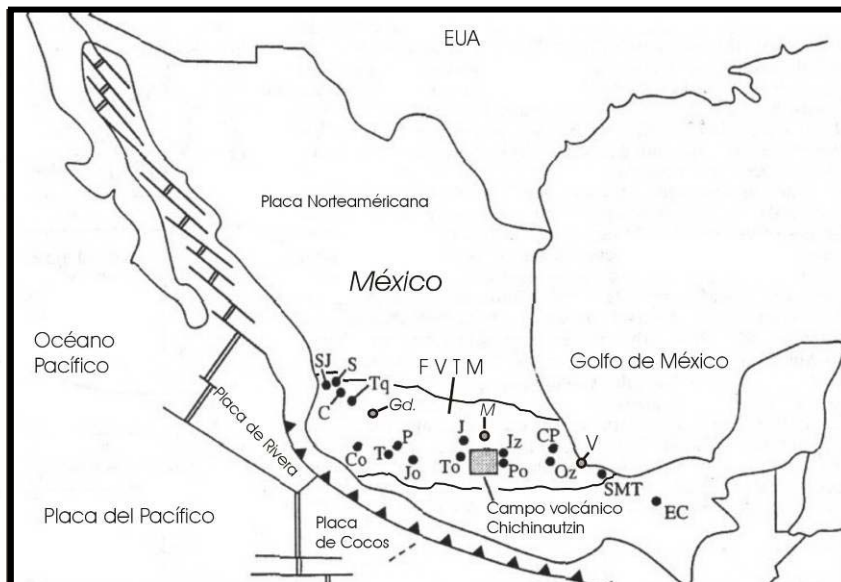


Figura 1. Mapa esquemático de la localización de la FVTM modificado de Wallace y Carmichael (1999). Los círculos negros indican volcanes cuaternarios: **SJ** San Juan, **S** Sangaguey, **C** Ceboruco, **Co** Colima, **T** Cerro Tancítaro, **P** Parícutin, **Jo** Jorullo, **To** Nevado de Toluca, **J** Jocotitlán, **Po** Popocatépetl, **Iz** Iztaccíhuatl, **Cp** Cofre de Perote, **Oz** Pico de Orizaba, **SMT** San Martín Tuxtla, **EC** El Chichón.

El Volcán Popocatepetl se encuentra rodeado por múltiples poblaciones, de las cuales las más importantes son las ciudades de México, Puebla y Tlaxcala, con más de 25 millones de habitantes. La Ciudad de México se encuentra a 70 Km al NW del volcán, la ruta más directa de acceso parte por el sur de la ciudad por la carretera México-Cuautla hasta el poblado de Amecameca ubicado a 48 km. Dos kilómetros después se encuentra la desviación que conduce al Paso de Cortés, el cual divide a los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl. La otra ruta parte de la carretera pavimentada de Tonanzintla a Cholula en el Estado de Puebla, que en un recorrido de 43 km de camino sobre terracería entronca con el mencionado Paso de Cortés (Fig. 2).

B. Antecedentes

El Volcán Popocatepetl cuenta con dos colapsos de cono (Siebe et al., 1995 y Siebe y Macías, 2004). La posibilidad de reconocer a los depósitos generados por conos predecesores a los edificios volcánicos era casi nula hasta hace 25 años. La erupción del Monte Santa Elena en 1980, así como su monitoreo previo y el estudio de los depósitos que generó, revolucionó algunos conceptos de la vulcanología. De esta forma los vulcanólogos se dieron cuenta que el colapso parcial del edificio volcánico no era un fenómeno aislado y que más bien es un hecho recurrente en muchos estratovolcanes del mundo.

Había que verlo para entenderlo. Antes de 1980 los vulcanólogos ya habían notado la presencia de afloramientos característicos de los depósitos de avalanchas de escombros, sin embargo no se entendía su origen.

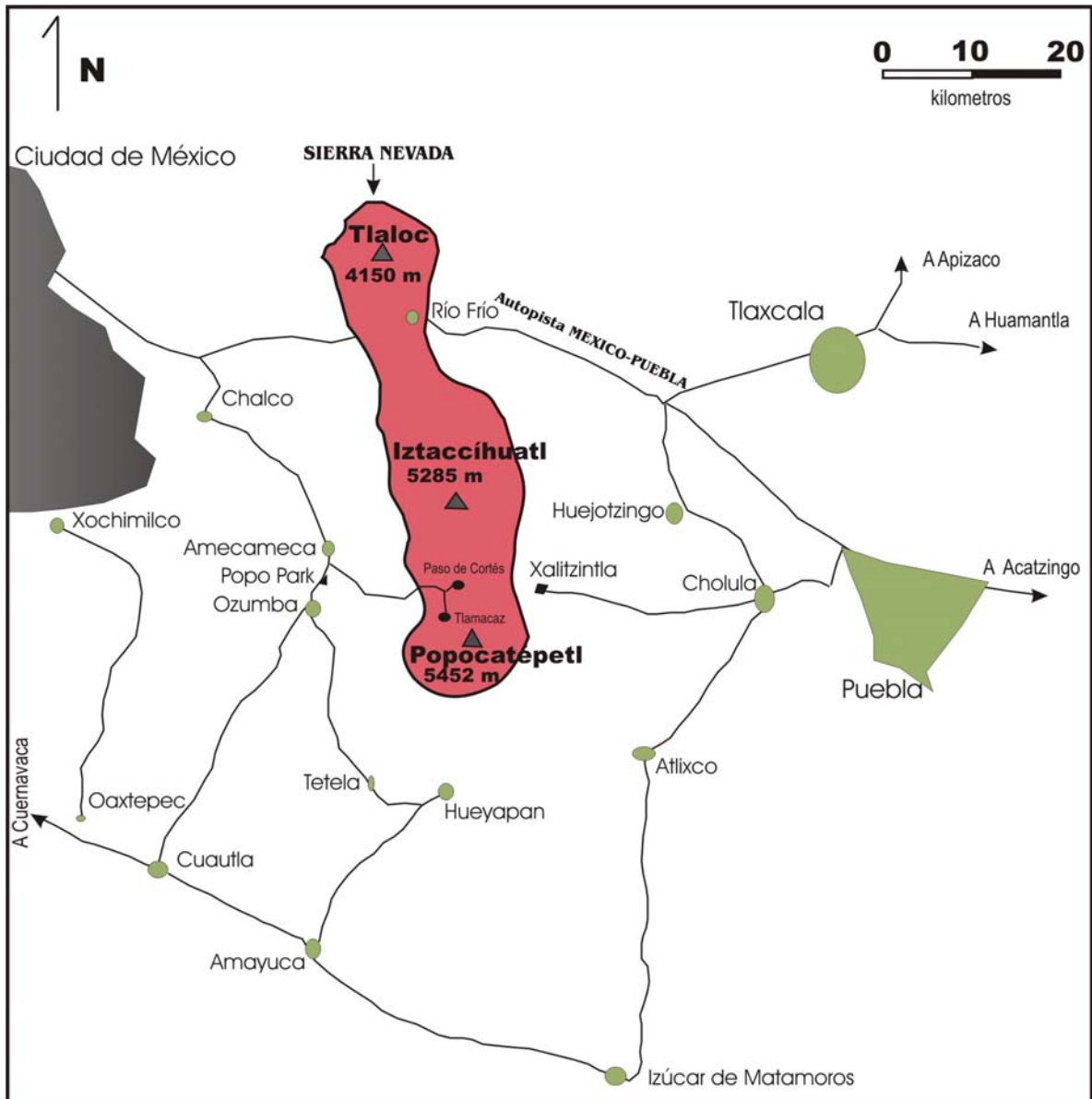


Figura 2.- Mapa esquemático con rutas de acceso al Volcán Popocatepetl.

El abombamiento del Monte Santa Elena, el derrumbe gigantesco del edificio volcánico, el emplazamiento a grandes velocidades de la avalancha de escombros y su poder destructivo así como los depósitos piroclásticos asociados, dieron la pauta para entender que la historia geológica de los

volcanes estaba incompleta hasta entonces. Este evento fue un parte aguas y hoy el colapso parcial de edificios volcánicos es un fenómeno común en la vulcanología (Ui, 1983; Siebert 1984; Ui et al., 1986.)

La primera observación acerca de un edificio previo al cono actual del Popocatepetl fue reportada por Mooser et al. (1958). Este grupo de investigadores observó que existían remanentes de un edificio previo al Popocatepetl actual, al cual pusieron por nombre Volcán Nexpayantla. Reportaron que sus flujos forman parte de casi la totalidad de los flancos noroccidental-occidental del actual volcán y en menor proporción en los flancos norte, noreste y sur. La naturaleza de los productos de este antiguo volcán fueron descritos por Carrasco (1985) como andesitas basálticas (ricas en olivino con microfenocristales de magnetita y abundantes microlitos de plagioclasas cálcicas) a andesitas y dacitas con un espesor de 10-40 m, ricas en plagioclasa (andesina-oligoclasa) en una matriz de microlitos de plagioclasa y ferromagnesianos completamente alterados. Todas las rocas contienen clinopiroxenos y ortopiroxenos.

Los primeros en estudiar y reportar los depósitos de avalancha del Popocatepetl fueron Robin (1984) y Robin y Boudal (1987). Sus observaciones los hacen describir al depósito de avalancha del Popocatepetl como un depósito gigantesco (Fig. 3). Ahora se sabe que cuando estos geólogos describieron la avalancha de escombros se estaban refiriendo exclusivamente a la última erupción de tipo Monte Santa Elena que había tenido el volcán. En los lugares donde se encuentra aflorando el depósito descrito por Robin (1984) y Robin y

Boudal (1987) se puede observar una intercalación con depósitos piroclásticos (tipo blast) y un horizonte de pómez y ceniza. Estos depósitos de caída se pueden interpretar como la etapa final de la erupción generada por el colapso del cono (Siebe et al., 1995). Por lo tanto estos depósitos debieron ser los primeros objetivos geocronológicos para dilucidar la edad del evento destructivo en el volcán, sin embargo los autores nunca encontraron material orgánico que pudiera ser fechado y se aventuraron a estimar su edad entre 30 mil y 50 mil años antes de hoy.

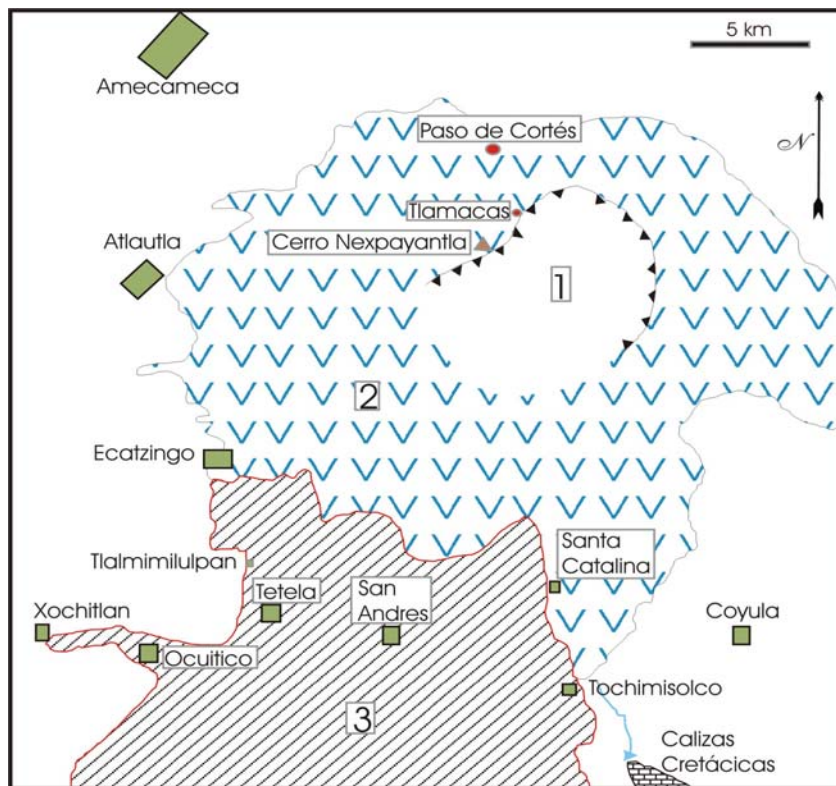


Figura 3. Mapa esquemático de la caldera provocada por el colapso del Volcán Nexpayantla. 1 caldera, 2 coladas de lava del Volcán Nexpayantla, 3 depósitos del flujo de escombros y de la actividad piroclástica asociada al colapso de la cima. Modificada de Robin y Boudal (1987).

Después de 65 años de inactividad el Popocatepetl se reactivó en diciembre de 1994. Desde 1993 Siebe y colaboradores ya se encontraban realizando estudios para reconstruir la historia eruptiva del volcán (Siebe et al., 1995). Este trabajo revela algunas observaciones que llevan a reevaluar lo publicado por Robin y

Boudal (1987). En primera instancia se observó al depósito de avalancha hasta 75 km al sur de volcán, y no a 30 km que era donde lo limitaban los autores anteriormente citados. Y lo más importante, el depósito de avalancha no sólo es uno, sino al menos son cuatro. Las investigaciones aún no concluyen pero observaciones preliminares indican que dos de los cuatro depósitos de avalancha podrían ser del Volcán Iztaccíhuatl, lo cual implica que además del volcán descrito por Mooser et al. (1958) hubo al menos otro cono volcánico del paleo-Popocatepetl que en alguna etapa de su crecimiento sufrió una erupción como la que conocemos del Monte Santa Elena y la cual es descrita por Robin (1984) y Robin y Boudal (1987).

Tres de estos cuatro depósitos se encuentran traslapados en los flancos meridionales del volcán (Fig. 4). El cuarto depósito se encuentra en el flanco este del Popocatepetl. Se trata de un depósito cubierto en su mayoría por la actividad piroclástica < a 23 mil años del Volcán Popocatepetl y el cual se puede encontrar claramente en las carreteras Atlixco-Cholula y Atlixco-San Juan Tianguismanalco. No se sabe la edad del depósito de avalancha de escombros y las observaciones indican que fue derivado del Volcán Iztaccíhuatl. Esto último en función de la abertura en forma de herradura que presenta el Iztaccíhuatl en

su extremo sur, la cual está abierta en la dirección en que se emplazó el depósito de avalancha y que forma parte de lo que se conoce como las Rodillas de la Mujer Dormida.

Con respecto a los otros tres depósitos se puede decir lo siguiente: en toda la estructura que forma actualmente el Volcán Popocatepetl es difícil hallar rastros de aberturas en herradura que muestren parcialmente las paleoestructuras, aunado a ello, no existe ningún mapa geológico que represente los remanentes de estas estructuras y los productos volcánicos generados por ellas. La aparente simetría del Popocatepetl se rompe abruptamente en su flanco NW debido a la presencia de La Barranca de Nexpayantla y a la gran pared, conocida como el Abanico o el Ventorrillo, que se levanta justo donde empieza dicha barranca y la cual representa el remanente de un cono destruido Siebe et al. (1995). Los estudios realizados por Siebe et al. (1995) revelan que los tres depósitos de avalancha están separados por material retrabajado y un paleosuelo (Fig. 5). Ello implica que además del cono destruido reconocido por Siebe et al. (1995), el cual se denomina en este trabajo como Volcán Ventorrillo, podría haber existido al menos otro cono (el cual también sufrió un colapso), cuyas lavas más antiguas se ubican dentro de La Barranca Nexpayantla, y que en este trabajo se identifica como Volcán Nexpayantla. Ello implicaría que el depósito más antiguo que se encuentra al sur podría ser del Volcán Iztaccíhuatl y que fue emplazado antes de que surgiera el Volcán Nexpayantla descrito por Mooser et al. (1958).

Los depósitos cuentan con las características clásicas descritas en la literatura para avalanchas de escombros (Ui et al., 1986). Son depósitos masivos, con contactos inferiores bien definidos, separados entre si por material retrabajado o paleosuelo. Los fragmentos de roca que los componen son partes de los antiguos conos (dacitas y andesitas) algunos de ellos con una clara alteración hidrotermal y porciones de depósitos piroclásticos. En las zonas proximales al Popocatepetl los depósitos están formados por grandes bloques de roca con fracturamiento radial que muestran estructuras de rompecabezas y un aspecto pulido provocado por abrasión. Los bloques (de cm. a algunos metros) se encuentran embebidos en una matriz de bloques pulverizados con un tamaño de centímetros a decímetros. Estos bloques se encuentran formando los núcleos de montículos denominados hummocks. En las zonas distales los bloques desaparecen dando lugar a fragmentos menores al tamaños de las gravas.

el cual es cubierto por flujos de cenizas intercalados con una caída de pómez. La avalancha de escombros está depositada sobre un paleosuelo que fue fechado por ^{14}C en $23,445 \pm 210$ años A.P., además en el último flujo de ceniza se encontró material orgánico fechable que dio una edad de $22,875 +915/-820$ años A.P. (Siebe et al., 1995). Esto ubica a la erupción entre 22, 055 y 23, 790 años. De igual manera se puede afirmar que el edificio volcánico que ahora apreciamos no ha tardado más que $\sim 23, 000$ años en edificarse (Siebe y Macías, 2004). Para rocas más antiguas de 23 mil años se desconoce su edad. Los únicos datos con que se cuenta y que establecen un rango de edades, son los de paleomagnetismo obtenidos por Mooser et al. (1974) y Carrasco et al. (1986), los cuales denotan que las lavas de Nexpayantla tienen una polaridad magnética normal, lo cual indica que no pueden tener una edad superior a 0.73 Ma según la escala de tiempo de Harland et al. (1982). De igual forma Nixon et al. (1987) reportan que las lavas de Nexpayantla son estratigráficamente más jóvenes que las rocas más recientes del Iztaccíhuatl las cuales fechó por el método K-Ar (roca total) en 0.9 ± 0.07 Ma.

Como se ha visto, además de la falta de un mapa geológico para el Popocatepetl y de edades más antiguas al último colapso (23, 000 años), el volcán también adolece de datos geoquímicos e isotópicos para sus rocas más antiguas a 23 mil años que permitan hacer observaciones acerca de la composición de estas rocas y de la evolución magmática responsable de generar las rocas del Volcán Popocatepetl desde sus inicios.

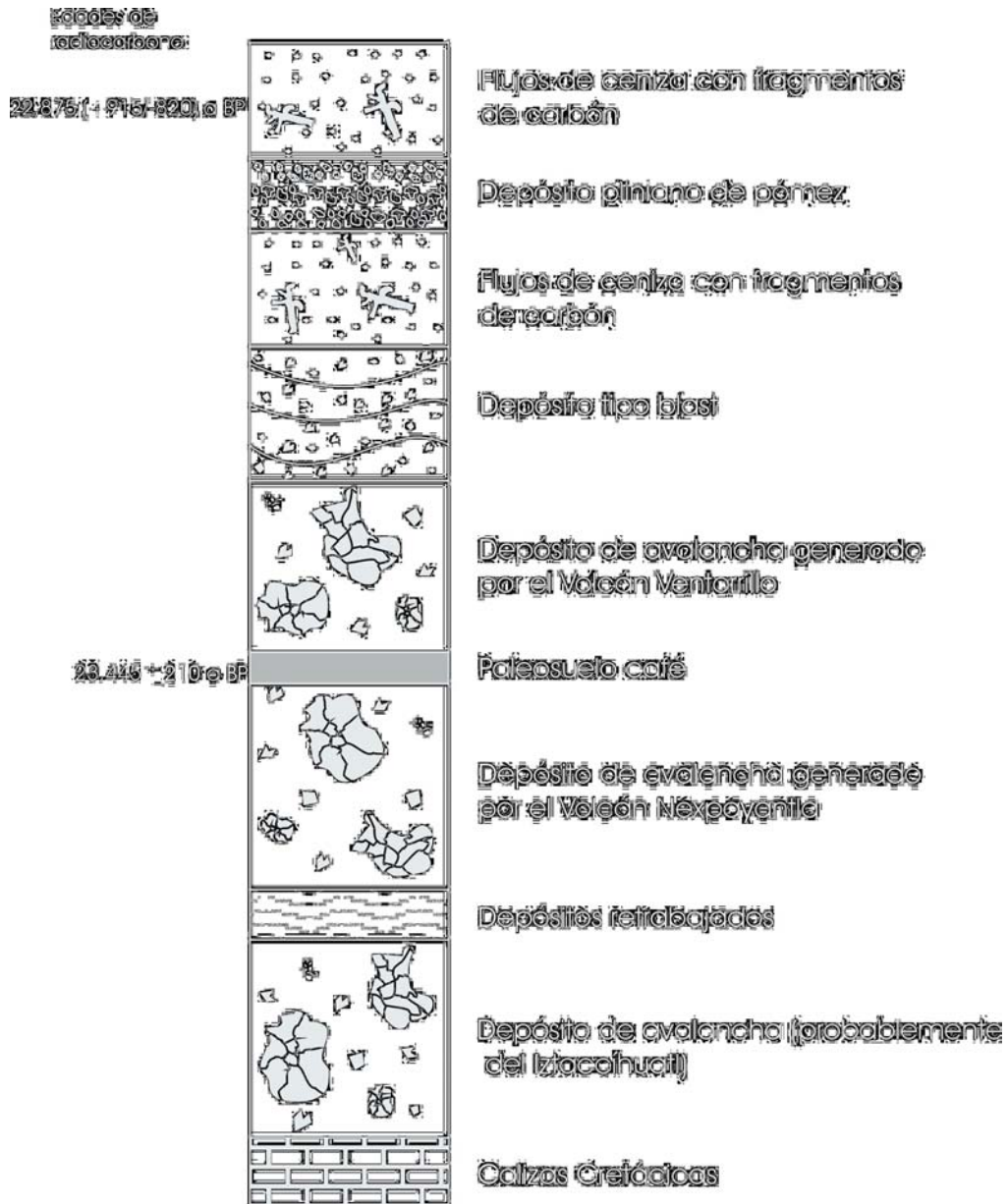


Figura 5.- Columna estratigráfica esquemática que muestra la sobreposición de las avalanchas de escombros del Popocatepetl así como los depósitos piroclásticos asociados a la despresurización súbita del sistema magmático que acompaña a algunos colapsos de cono. Estos últimos depósitos permitieron fechar el último de los colapsos. Modificado de Siebe et al. (1995).

C. Objetivos

La ausencia de investigaciones integrales en las estructuras predecesoras al Popocatepetl brinda una amplia gama de posibilidades de estudio. Una de las más interesantes es obtener análisis geoquímicos que ayuden a entender la petrogénesis de sus rocas y la evolución magmática del volcán desde sus inicios. Por lo tanto el objetivo principal de este trabajo es caracterizar mediante métodos geoquímicos e isotópicos las rocas mayores a 23,000 años con el fin de compararlas con las rocas del cono actual. Debido a la complejidad para fechar rocas volcánicas recientes, este trabajo tiene como objetivo secundario hacer un primer intento para fechar las rocas de las paleoestructuras con el fin de saber desde hace cuanto existe el sistema magmático que mantiene activo en la actualidad al volcán. Por lo tanto, de acuerdo a lo mencionado anteriormente los objetivos del presente trabajo son:

- 1) Cartografiar el flanco NW del Volcán Popocatepetl donde se encuentra inmersa la Barranca Nexpayantla.
- 2) Analizar petrográficamente y caracterizar geoquímicamente mediante elementos mayores, elementos traza y análisis isotópicos de Sr, Nd y Pb las rocas de la Barranca Nexpayantla y El Ventorrillo.
- 3) Intentar fechar mediante los métodos de K/Ar y Ar/Ar algunas muestras de La Barranca de Nexpayantla y El Ventorrillo.

D. Metodología

El presente trabajo se realizó en tres etapas. La primera consistió en un trabajo de cartografía básica con el fin de reconocer las unidades de interés y elaborar una columna estratigráfica. Una vez realizada la columna estratigráfica se procedió a recolectar las muestras para los análisis de geoquímica y para los fechamientos. Las muestras fueron analizadas petrográficamente con el fin de elegir la técnica de fechamiento más adecuada.

La separación de minerales fue la segunda etapa. Una vez descostrada la roca se procedió a romperla en la quebradora de quijadas y en el molino de rodillos del Taller de molienda del LUGIS (Instituto de Geofísica de la UNAM). Las muestras se prepararon simultáneamente para separación de minerales y para geoquímica. La diferencia fue que las rocas destinadas a geoquímica fueron pulverizadas hasta alcanzar un tamaño de grano $\sim 60 \mu\text{m}$ en un pulverizador marca HERZOG después de ser quebradas en la quebradora de quijadas. Las destinadas a fechamientos fueron tamizadas después de ser pasadas por el molino de rodillos. Los tamices usados fueron del 20, 60, 80, 100 y >100 mallas. Las hornblendas y las plagioclasas se separaron en las muestras colectadas en las mallas 80 y 100. Los concentrados de plagioclasas y hornblendas fueron procesados independientemente para cada muestra. De cualquier forma el principio básico siempre fue el mismo: las hornblendas se separan de las plagioclasas en función de su susceptibilidad magnética en el FRANTZ. De igual forma las plagioclasas se separan de la matriz formando poblaciones monominerales. Cabe resaltar que casi ningún concentrado

monomineral es totalmente puro y hay que refinar la concentración mediante una última separación manual.

La tercera etapa consistió en determinar las características geoquímicas de las muestras. Para ello se realizaron análisis de elementos mayores, elementos traza y estudios isotópicos de Sr, Nd y Pb. Los elementos mayores se analizaron por fluorescencia de rayos X en el LUGIS del Instituto de Geología de la UNAM, y los elementos traza se determinaron por medio de ICP-MS en la compañía Actlabs de Canadá. Para los análisis de isotopía se separaron los elementos Sr, Nd y Pb por medio de columnas de intercambio iónico DOWEX (Sr y Tierras raras), de columnas para tierras raras, REE por sus siglas en inglés, (Nd) y de columnas para Pb común para posteriormente medir sus isótopos mediante un espectrómetro de masas Finnigan MAT 262. La descripción completa de estos procedimientos se encuentra en Schaaf et al. (2005). El trabajo de preparación mecánica de las rocas, su tratamiento químico y la determinación de los valores de isotopía fueron realizados en el LUGIS de los Institutos de Geología y Geofísica, de acuerdo al manual interno de procedimientos correspondiente a cada área.

Para los fechamientos de K-Ar se analizaron cuatro muestras las cuales fueron limpiadas y separadas en dos partes, una para la determinación de la concentración de K (100 mg) y la otra para la medida del Ar. La porción separada para Ar se separó a su vez en alícuotas para obtener diferentes mediciones. El K fue medido en un espectrómetro de fluorescencia de RX Siemens 3000. El argón fue medido en un espectrómetro de masas de gases

nobles VG1200B operado en modo estático. Se utilizó un método sin trazador. Las muestras fueron fundidas en una cámara de ultra alto vacío (UAV) con un láser infrarrojo de CO₂ y de 50 W. Después de la fusión, los gases liberados fueron purificados con un “cold finger” (nitrógeno líquido) y con dos SAES getters (trampas de estado sólido), una de ellas operada a 400 °C y la otra a temperatura ambiente. La señal fue adquirida con un multiplicador de electrones secundario. Todos los análisis fueron realizados en el LUGIS (Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica) de la UNAM.

Para el método de Ar/Ar la muestra fue irradiada en el reactor nuclear de la Universidad de MacMaster en Hamilton, Ontario, Canadá. La irradiación recibida fue equivalente a 40 MWh. Los valores isotópicos de Ar se determinaron en el CICESE mediante un espectrómetro MS-10. Los isótopos de argón fueron corregidos por desintegración radiactiva de ³⁷Ar y ³⁹Ar. Para corregir por discriminación del espectrómetro de masas, se analizó diariamente una alícuota

IV. Geología

El Volcán Popocatepetl forma parte de la porción central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Geológicamente se encuentra por encima de lo que fue una plataforma calcárea Mesozoica cubierta por una serie de depósitos clásticos y rocas volcánicas del Mesozoico-Cenozoico. A continuación se presenta una breve síntesis de la FVTM y de la geología regional en la que se encuentra inmerso el Popocatepetl.

A. Geología de la FVTM

La FVTM es un arco volcánico que atraviesa la República Mexicana en una dirección preferencial E-W entre los paralelos 19° y 21°, con una longitud aproximada de 1,000 km y un ancho variable entre los 20 y 200 km (Fig. 1). En esta provincia se han determinado aproximadamente 8,000 centros volcánicos Robin (1984) entre los cuales tenemos desde estratovolcanes de composición andesítico-dacítica (p.ej. Popocatepetl, Pico de Orizaba, Nevado de Toluca), hasta volcanes tipo escudo; varios miles de centros eruptivos pequeños como conos de lava y escoria, así como también calderas.

Sobre la edad de inicio del vulcanismo existen diversas opiniones. Gastil et al. (1979) ubican el vulcanismo más reciente del extremo oeste del arco en 4.5 Ma. En el este de México, Cantagrel y Robin (1979) establecieron tres ciclos distintos de actividad volcánica, ubicando el más antiguo en 20 Ma y el más reciente empezando hace 3 Ma. Mooser et al. (1974) combinan fechamientos

por el método de K–Ar con datos paleomagnéticos para construir siete fases de vulcanismo, perteneciendo la primera al Oligoceno (30 Ma). Este último trabajo fue de gran influencia para otros autores en el establecimiento de la edad de la FVTM. Posteriormente Nixon et al. (1987) aportan nuevos datos de K–Ar para la edad y evolución de la FVTM. Según otros autores como por ejemplo Cantagrel y Robin (1979) y Venegas et al. (1985), la actividad de la FVTM empezó en el Mioceno, continuando durante el Plioceno y el Cuaternario. Todavía otros autores como Demant (1978) mantienen que la actividad de la FVTM se limita al Plioceno y al Cuaternario

Ferrari et al. (1999) proponen que la FVTM es el producto de la transición del vulcanismo que se originó hace 38 Ma con la Sierra Madre Occidental (SMO), estando dicha transición en función de la evolución del sistema de subducción. Los primeros episodios de vulcanismo ignimbrítico de la SMO se dieron hace 38 Ma, teniendo su primera manifestación de rotación en el Mioceno Temprano. Posteriormente en el Mioceno Medio (17-12 Ma) el arco se extendía hasta la costa del Golfo de México para alcanzar una orientación más o menos tendiente al E-W en el este y NW-SE en el oeste para el Mioceno Tardío (12-7 Ma). Desde hace 7 Ma el arco con las características de la FVTM ha mantenido su posición actual pero el frente volcánico ha migrado hacia la trinchera.

Para la FVTM el modelo de subducción es el más ampliamente reconocido, debido al predominante carácter calcoalcalino de los productos volcánicos y a la geometría de las placas que se subducen. Sin embargo, a partir de su postulación y a lo largo de su evolución, han surgido modelos alternos que

sugieren un origen diferente para la FVTM en función de su oblicuidad con respecto a la trinchera y de manifestaciones puntuales de vulcanismo con una geoquímica no fácilmente relacionable a la subducción (Verma 1999). De esta manera, Gastil y Jensky (1979) en pleno auge de la tectónica de placas, relacionan el vulcanismo a una extensión del Sistema de Fallas de San Andrés en el Golfo de California; Shurbet y Cebull (1984) sugieren que la FVTM es una zona de extensión que sirve como un límite de placas entre la placa de Norteamérica y una parte de ella abortada hacia el sur. Por otra parte, Moore et al. (1994) y Márquez et al. (1999a) promueven la idea de que la FVTM es producto de una pluma del manto mientras que Sheth et al. (2000) sugieren que la FVTM es originada por una estructura de rift intracontinental. Como se mencionó anteriormente los autores proclives a la pluma del manto y el rift continental basan sus argumentos en la ocurrencia de algunas rocas alcalinas. Sin embargo muchos autores cuestionan estos argumentos y sostienen que aún con este tipo de rocas con características geoquímicas anómalas para el modelo tradicional de subducción es posible pensar mas allá de una pluma o un rift y modelar tectónicamente a la FVTM con casos especiales de subducción como la fusión por descompresión de un manto superior en la zona tras arco (Siebe et al., 2004) o la ocurrencia de un "slab window" en el reacomodamiento de las placas entre 7.9 y 9.9 Ma (Ferrari et al., 2000)

B. Estratigrafía Regional

La historia geológica del área donde surgió y evolucionó el Volcán Popocatepetl no está completamente definida. En el área de influencia del volcán (Fries, 1960 y 1965), describió una serie de capas lacustres (Fm. Cuayuca), rocas volcánicas (Fm. Tlaica y Grupos Ixtlilco y Tepexco), una secuencia de terrígenos (Formaciones Balsas y Mezcala), y rocas calcáreas del Mesozoico (Formaciones Morelos y Cuautla), las cuales se muestran en la columna estratigráfica de la Figura 6. Robin y Boudal (1987) reportan al sur del volcán depósitos de caída producidos en el segundo colapso de cono cubriendo a calizas cretácicas. Más allá del Cretácico no se sabe nada, la búsqueda de xenolitos siempre arrojó observaciones de todo aquello que ya se sospechaba se encontraba por debajo del volcán. Siebe et al. (1997) y Schaaf et al. (2005) reportan la ocurrencia de xenolitos corticales en los productos generados por el Popocatepetl. Los xenolitos son comunes en flujos de lava (Flujo Nealtican) y particularmente grandes y abundantes en el depósito de caída denominado Pómez Tutti Frutti de 14,000 años. Los xenolitos más comunes en este depósito son: skarn calco-silicatado, los cuales han sido tomados como evidencia de que el volcán sobreyace una secuencia de rocas sedimentarias de la cual forman parte las calizas cretácicas (Robin, 1984), diferentes tipos de rocas plutónicas (granodioritas de grano fino así como dioritas-gabros de grano grueso), metalimolitas y andesitas volcánicas. En el depósito de Pómez Tutti Frutti también se pueden encontrar otros tipos de xenolitos menos abundantes como tonalitas de biotita foliadas, mármol y clastos pelíticos formados por cordierita-silimanita y hercynita. Este tipo de xenolitos

también fueron descritos en el Iztaccíhuatl por Nixon (1989). Los xenolitos de skarn y metalimolita se encuentran ya sea en contacto o totalmente englobados por granodiorita. Schaaf et al. (2005) propusieron que estos xenolitos pudieran representar parte de la cima de la cámara magmática en contacto con las rocas encajonantes o un cuerpo de magma cristalizado previamente, después fraccionado en erupciones posteriores y llevadas a la superficie.

Los fragmentos de skarn también fueron encontrados en rocas estratigráficamente más antiguas, pertenecientes a la etapa previa a 23 mil años Sosa (2003).

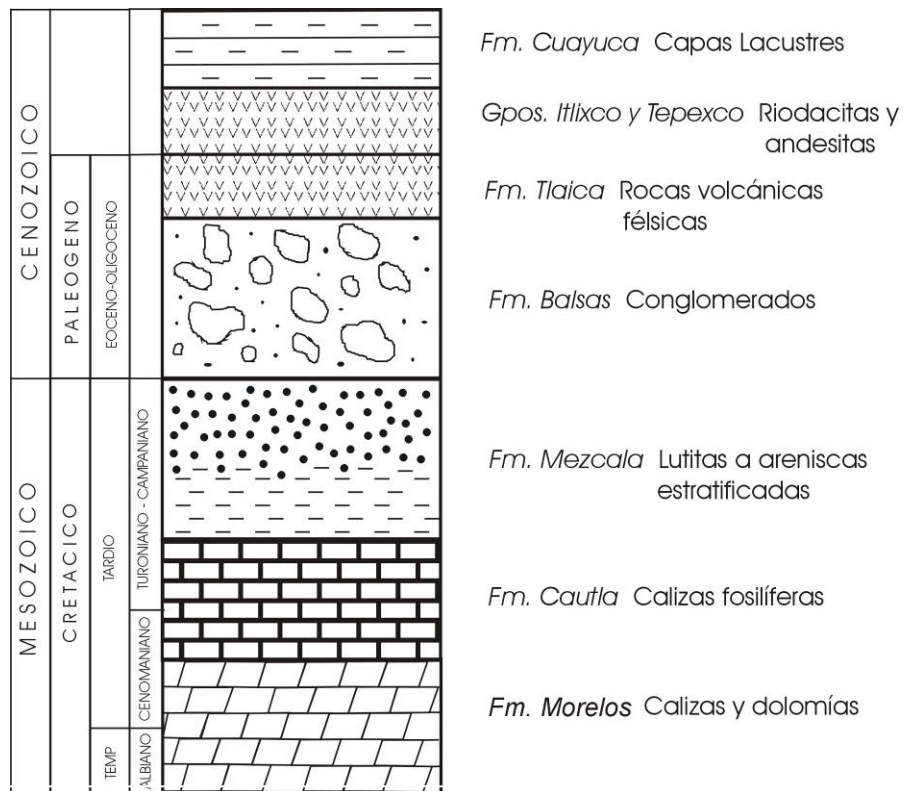


Figura 6. Columna estratigráfica esquemática del área de influencia del Volcán Popocatepetl según Fries (1965).

C. Geología de las paleoestructuras del Volcán Popocatépetl

Como se mencionó anteriormente existen dos prominencias muy características en el edificio volcánico del Popocatépetl que rompen con su simetría. El flanco NW del volcán es cortado abruptamente por remanentes de roca que incluyen a una barranca llamada Barranca de Nexpayantla (Fig. 7). Esta barranca nace en la base de una prominencia topográfica en forma de anfiteatro conocida como El Abanico o El Ventorrillo (Fig.8). El Abanico aparenta ser el remanente de un colapso de cono (Siebe, 1995). Actualmente se piensa que en la Barranca de Nexpayantla se localizan las rocas más antiguas correspondientes a la primer paleoestructura (Siebe, comunicación personal).

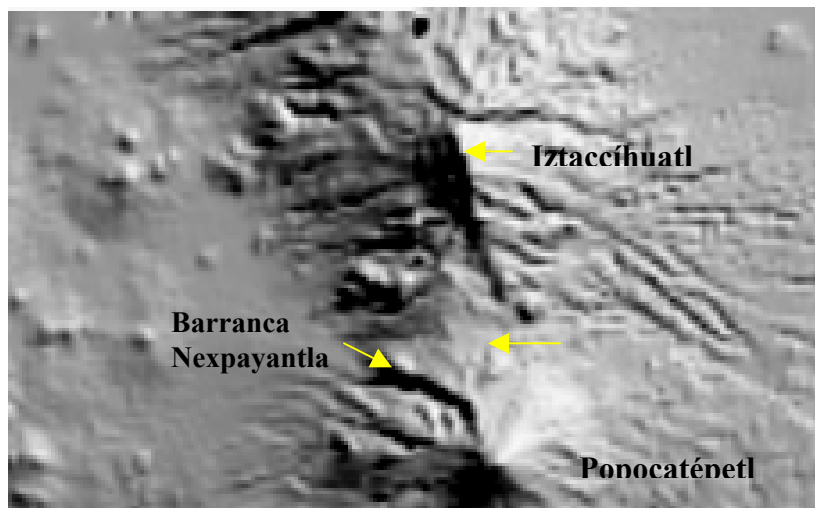


Figura 7.- Modelo digital de elevación generado en SURFER. En la parte superior de la imagen se puede apreciar el Volcán Iztaccíhuatl y al sur de este el Volcán Popocatépetl con la Barranca de Nexpayantla cortando abruptamente su flanco NW.

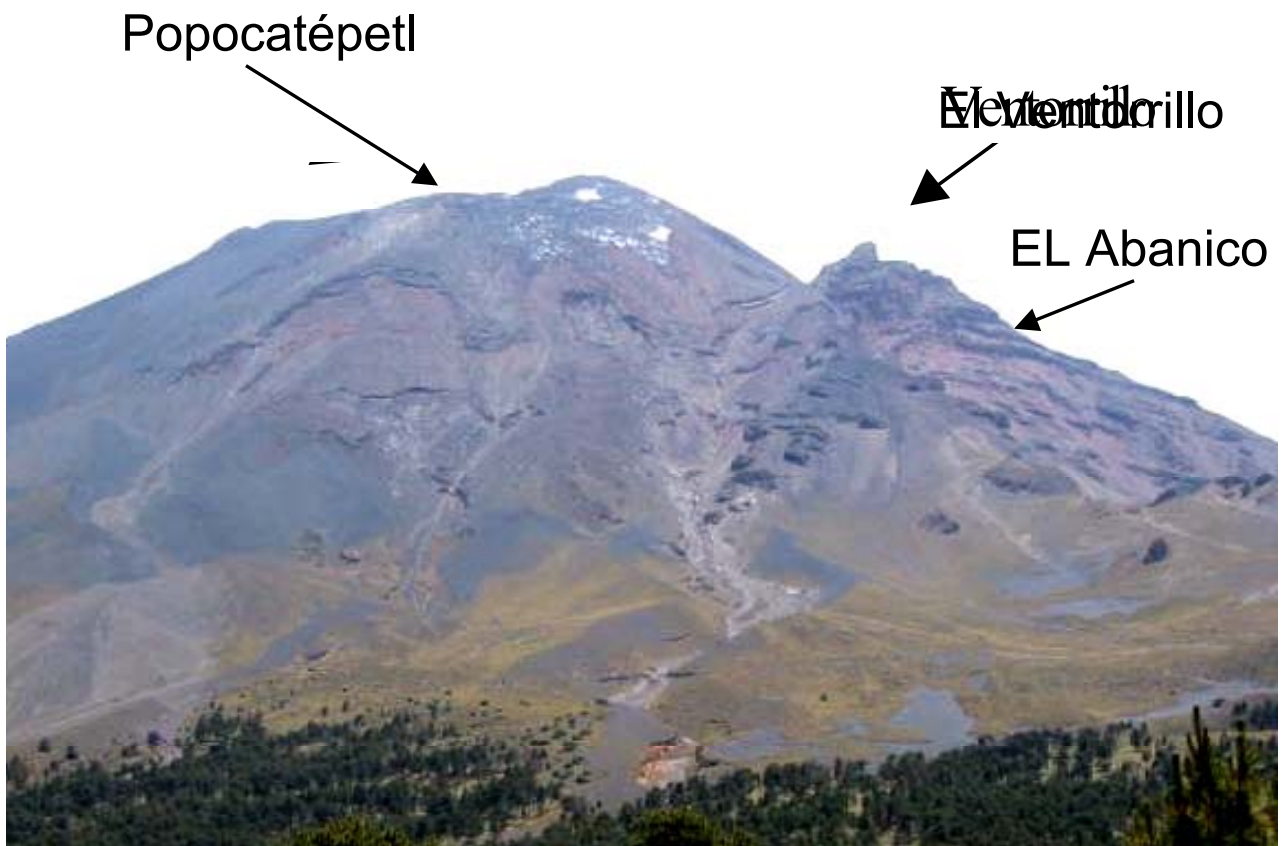


Figura 8.- Vista E-W del Volcán Popocatépetl. Fotografía tomada desde el Paso de Cortés. En la foto se puede apreciar la prominencia topográfica conocida como el Ventorrillo.

A continuación se presenta la descripción de las unidades de roca que sirvieron para la elaboración de la columna estratigráfica (Fig. 9) y el mapa geológico del área de estudio (Fig. 10). De igual manera se presenta en la tabla 1 la relación de muestras que se analizaron en este trabajo.

Muestra	Estructura	Tipo de roca	Latitud	Longitud
NEX -1	Nexpayantla	dacita	19° 03' 30"	98° 39' 43"
NEX-4	Nexpayantla	andesita	19° 03' 40"	98° 40' 34"
NEX-3	Nexpayantla	and-basáltica	19° 03' 32"	98° 39' 43"
NEX-5	Nexpayantla	andesita	19° 02' 52"	98° 38' 34"
NEX-6	Nexpayantla	and-basáltica	19° 03' 00"	98° 38' 44"
CLM-1	Nexpayantla	dacita	19° 03' 48"	98° 42' 03"
YOLO-1		dacita	19° 04' 08"	98° 41' 09"
T-01	Ventorrillo	andesita	19° 04' 32"	98° 41' 04"
TLA-1	Ventorrillo	dacita	19° 03' 24"	98° 38' 13"
PF2	Ventorrillo	dacita	19° 02' 18"	98° 38' 01"
PF3	Ventorrillo	dacita	19° 02' 18"	98° 38' 01"
T2	Ventorrillo	andesita	19° 03' 25"	98° 38' 11"

Tabla 1.- Muestras de este trabajo. Su ubicación se puede ver en el mapa geológico de la Figura 10.

D. Barranca de Nexpayantla

En este sitio se colectaron las muestras NEX-1, NEX-3, NEX-4, NEX-5, NEX-6, YOLO-1 y CLM-1 las cuales se encuentran ubicadas en el mapa geológico de la figura 10. La barranca es un rasgo geomorfológico con orientación NW, horadado por la erosión, relleno por material aluvial y cuyas paredes están formadas por un gran domo y coladas de lava intrusionadas por diques.

La entrada a la Barranca de Nexpayantla es a través de la Barranca Palomas, aproximadamente en el Km 10 del camino Amecameca-Paso de Cortés, justo en el lugar donde actualmente se encuentra el retén militar. Al sur de este punto se puede visualizar la entrada de la Cañada Coquia la cual está limitada por el Cerro las Minas al SW. En esta localidad se obtuvo la muestra CLM-1. Se trata de una colada masiva, con textura porfídica compuesta por fenocristales de plagioclasa embebidos en una matriz color gris claro. Esta muestra se encuentra estratigráficamente intercalada con rocas del Nexpayantla y cubierta por lavas que pudieron ser generadas por la paleoestructura Ventorrillo. Las paredes interiores de la Cañada Coquia actualmente están formadas por grandes depósitos de relleno aluvial. A pesar de esto, se localizaron afloramientos aislados de una roca color gris oscuro, de textura porfírica compuesta por fenocristales tabulares de plagioclasa y fenocristales de olivino y piroxeno. Esta roca se cartografió en la parte más profunda de la barranca y por su posición estratigráfica parece indicar que pertenece a las lavas antiguas del Nexpayantla.

Ya adentro de la barranca Nexpayantla, su pared sur está formada por una serie de coladas y en su pared norte se erige un gran domo denominado Yoloxochitl de donde se obtuvo la muestra YOLO-1 (figuras 11 y 12). El extremo SW del domo está formado por un pequeño derrame compuesto por una roca ligeramente alterada color rosa, estructura masiva (en algunas porciones presenta estructura de lajas) de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, piroxeno, biotita. El domo se extiende por algunos cientos de metros y se encuentra bordeado, tanto al interior de la barranca como en su flanco norte, por una serie de coladas.

Al sur del sitio de la muestra YOLO-1 y de las coladas que lo bordean se encuentra una serie de lavas, NEX-4, NEX-3 y NEX-1 con un espesor total de aproximadamente 400 m. Estratigráficamente la más antigua es la muestra NEX-4 (Fig. 13). Se trata de una andesita con textura afanítica, que cuenta con algunos fenocristales de plagioclasa, con estructura en lajas y de color gris medio. Sobreyaciendo esta roca se encuentra una colada andesítico-basáltica de aproximadamente 100 m de espesor, de textura afanítica, vesicular y color gris oscuro, NEX-3 (Fig. 14). El contacto entre las dos coladas no es visible debido a la vegetación. En este punto la barranca se angosta claramente y sus paredes pasan a ser formadas totalmente por la colada (NEX-3). La erosión de esta roca se facilita por la intrusión de un dique dacítico, de aproximadamente 10 m de espesor (NEX-2; Sosa, 2003), que claramente intrusióna la colada NEX-3 (Fig. 15) y la colada que la sobreyace (NEX-1). Dichas coladas están en contacto discordante. La roca que sobreyace está formada por una roca dacítica

de aproximadamente 200 m de espesor, masiva, de textura afanítica y color gris claro. Hasta este punto es posible acceder caminando en dirección NW-SE en la barranca. Debido a un salto de agua no es posible seguir ascendiendo más en el cauce de la barranca. Para poder muestrear las rocas que se encuentran estratigráficamente más arriba se tuvo que ingresar a la barranca por su extremo SE. Para este objetivo se ascendió desde el antiguo albergue de Tlamacaz el flanco NW del Volcán Popocatepetl en dirección de la estructura que se conoce como El Abanico. En ese punto se encuentra un parte aguas por cuyo costado se desciende hasta encontrar la intersección con la barranca.



Figura 11.- Cerro Ventorrillo, Domo Yoloxochitl (muestra YOLO-1). Fotografía tomada en dirección NW cerca de la base de El Abanico.

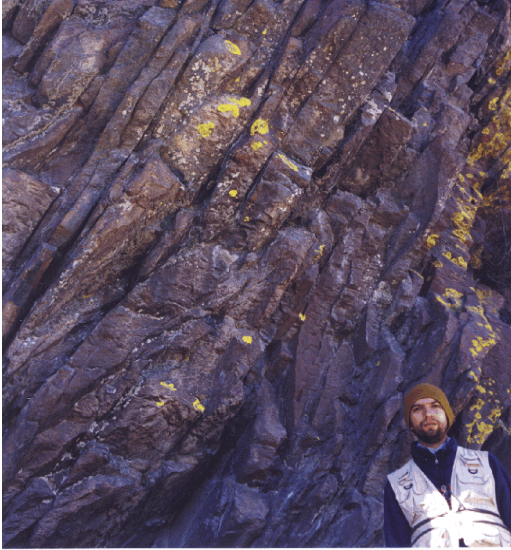


Figura 12.- Fotografía que muestra el afloramiento de la muestra YOLO-1. La lava presenta estructura en lajas.



Figura 13.- Fotografía que muestra el afloramiento de la colada NEX-4. Tamaño de la escala 1.83 m.



Figura 14.- Fotografía que muestra el afloramiento de la muestra NEX-3 donde se puede observar su textura vesicular.

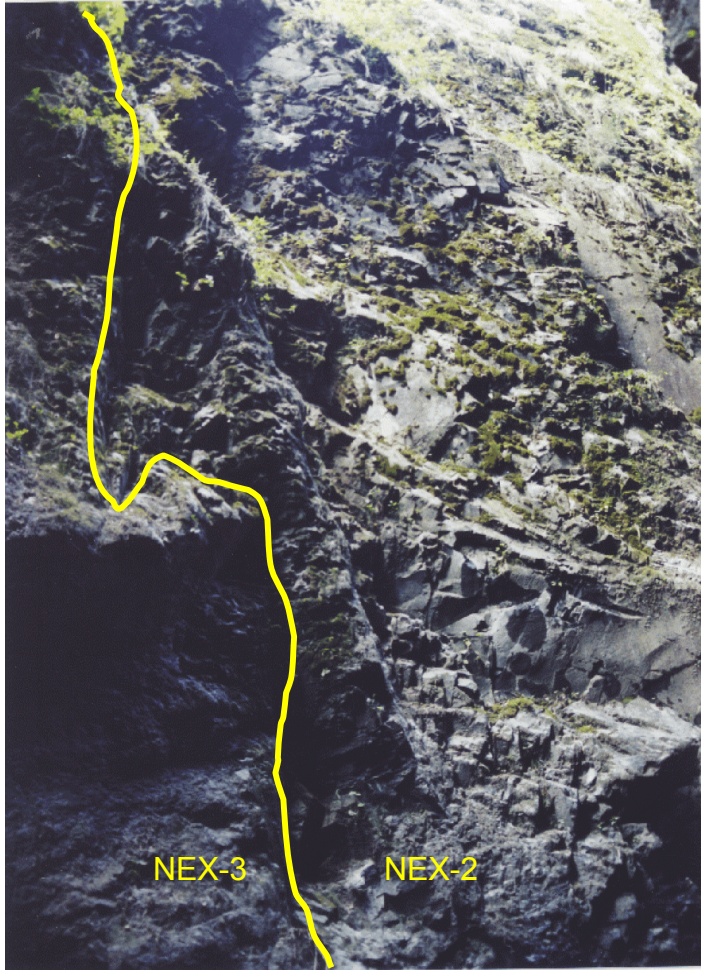


Figura 15.- Fotografía del contacto intrusivo entre la lava andesítico-basáltica NEX-3 y el dique dacítico NEX-2 (Sosa, 2003). La escala vertical en la foto es de aproximadamente 4 m.

Como se mencionó la barranca empieza en la base de El Abanico, en esta parte la barranca esta parcialmente rellena por una brecha no consolidada formada por bloques de algunos centímetros hasta bloques de 3 m de largo, producto del derrumbamiento de material de partes más altas del volcán. Aquí la barranca se encuentra limitada por el Cerro Ventorrillo al SW (Fig. 11) y por coladas de lava de Nexpayantla (NEX-5), cortadas por pequeños diques andesítico-basálticos y grandes diques, con orientación N-S, similares al encontrado anteriormente intrusionando a la colada de lava de la muestra NEX-3 (Fig. 16)

El Cerro Ventorrillo (nombre otorgado a este cerro en la carta topográfica Huejotzingo E14B42 del INEGI) no se muestreó para este trabajo, sin embargo por análisis de fotografías aéreas se puede observar que es un remanente de roca formado por coladas bordeado por lavas de la paleoestructura del Volcán Ventorrillo. Esta característica sugiere que el Cerro Ventorrillo pudo haber formado parte de la paleoestructura del Volcán Nexpayantla. La lava tipo NEX-5 corresponde a una colada masiva de textura afanítica y de color gris oscuro. Dicha lava se encuentra intrusionada por un dique color oscuro con orientación NE-SW (muestra NEX-6, figura 16). En esta zona de la barranca el drenaje es intenso y es favorecido por los contactos entre coladas de lava y las intrusiones de los grandes diques (Fig. 17).

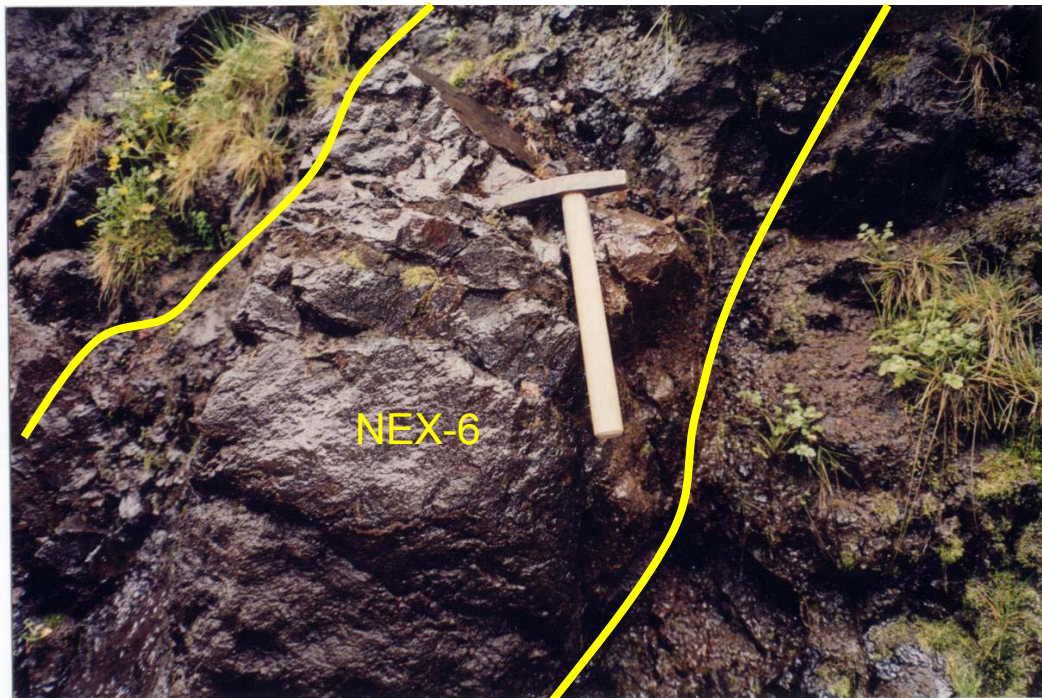


Figura 16.- Fotografía del dique andesítico-basáltico (muestra NEX-6) intrusionando a la colada andesítica de la muestra NEX-5.



Figura 17.- Fotografía de grandes diques favoreciendo la disección de pequeñas barrancas en la Barranca Nexpayantla

E. El Ventorrillo

Las muestras pertenecientes a esta estructura se ubican en el mapa y la columna estratigráfica de las figuras 9 y 10. Al sur del antiguo albergue de Tlamacaz se localizan dos cuerpos rocosos que aparentemente se encuentran sobreyaciendo la antigua estructura de Nexpayantla. El primero de ellos está formado por una lava de textura porfirítica formada por fenocristales de plagioclasa y hornblenda embebidos en una matriz color gris medio (TLA-1). La roca no presenta alteración y su espesor no puede ser determinado debido a que se encuentra cubierta por ceniza de caída reciente.



Figura 18.- Fotografía que muestra el afloramiento de la colada T2.

Cubriendo a este cuerpo rocoso se encuentra una colada de lava compuesta por una roca masiva, de textura afanítica, color rojo a la intemperie y color gris claro al fresco (muestra T2, figura 18). La lava presenta en algunas porciones estructura en lajas. Su espesor no pudo ser determinado debido a que el contacto con otras lavas está cubierto por caídas de ceniza reciente. En la cima de los promontorios que forman estas lavas se puede observar en dirección NW un rasgo especial: los grandes diques documentados al interior de la Barranca Nexpayantla (tipo NEX-2) se extienden a lo largo de toda la pared de la barranca, sin embargo presentan un límite superior donde aparentemente los cubre una lava, T2, a la cual ya no intrusionan (figuras 19 y 20). Esto implicaría que T2 es una de las rocas generadas por la paleoestructura El Ventorrillo, la cual debería ser posterior a Nexpayantla.

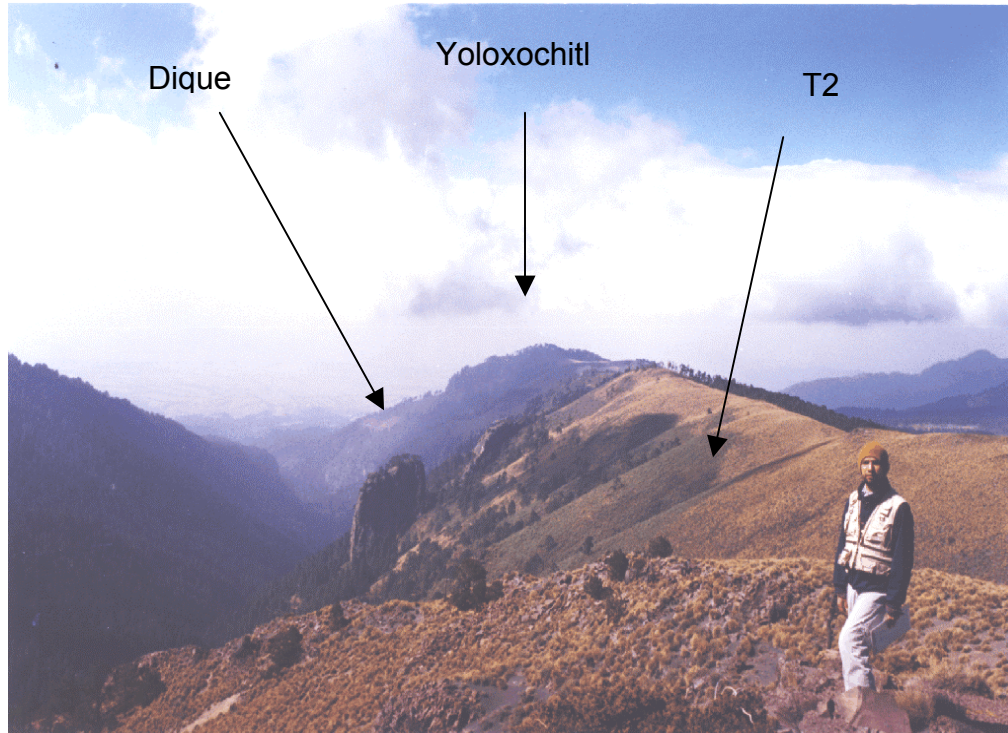


Figura 19.- Colada T2. cubriendo los grandes diques que intrusionan la Barranca de Nexpayantla. Fotografía tomada en dirección NW desde el camino que va de Tlamacaz a El Abanico.

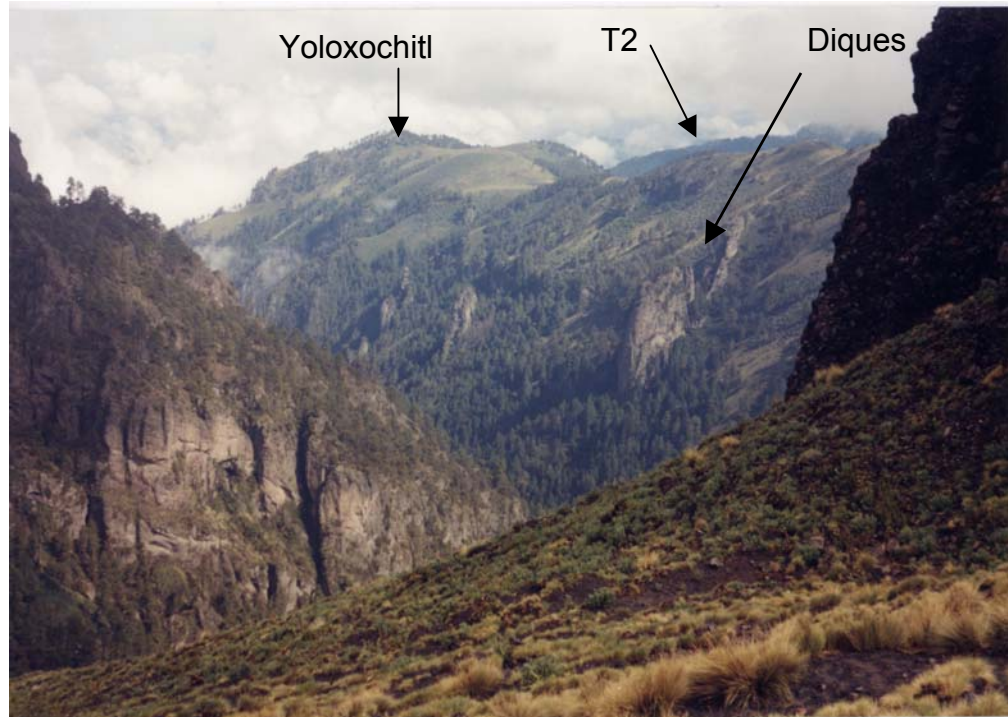


Figura 20.- Domo Yoloxochitl, grandes diques y lava T2. Fotografía tomada en dirección NW cerca de la base de El Abanico.

Bordeando el flanco norte del domo Yoloxochitl, se ubica una lava andesítica con estructura en lajas, color gris medio y textura afanítica (muestra T-01, figura 21). La colada de donde se obtuvo esta muestra se encuentra a la base de una serie de lavas cuyo evento más reciente sería la colada de donde se obtuvo la muestra T2.

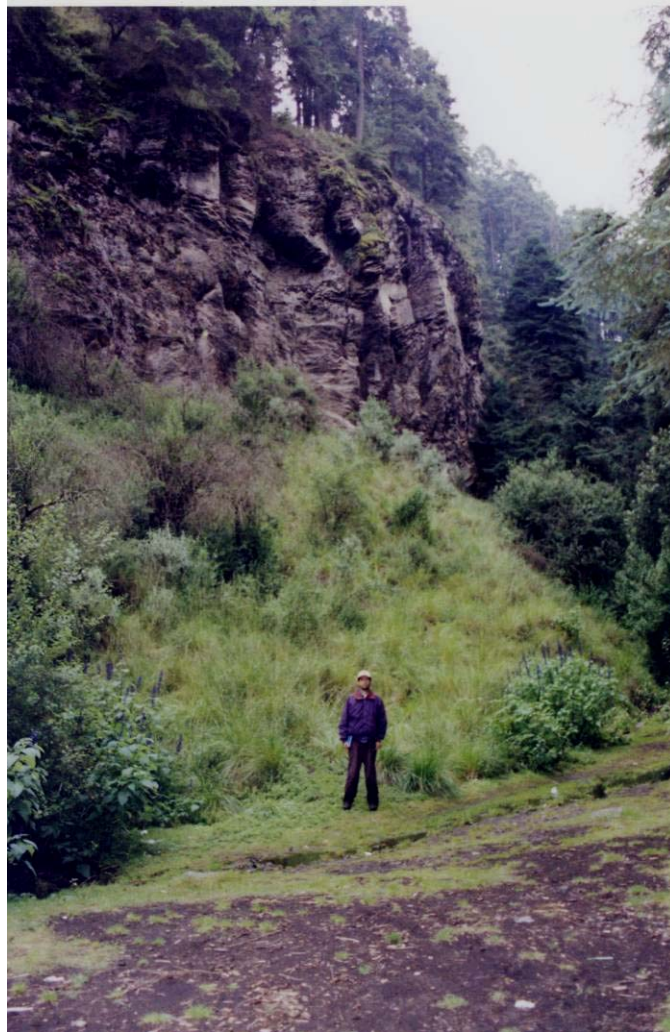


Figura 21.- Fotografía del afloramiento de la muestra T-01 donde se muestra la estructura en lajas que presenta esta colada. Tamaño de la escala 1.83 m.

Aparentemente cubriendo a T2, pero sin una relación clara de contacto, se tiene una roca masiva de textura porfídica compuesta por fenocristales de plagioclasa, (hasta 0.5 cm), embebidos en una matriz color gris oscuro. Algunos bloques de este macizo se encuentran brechados y algunos otros presentan un aspecto pulido y con estrías. Por posición topográfica se determinó que este macizo pertenece a un remanente de rocas de la paleoestructura del Volcán Ventorrillo.

Estratigráficamente por encima de estas rocas se encuentra un remanente de lava color gris claro de textura afanítica y estructura en lajas (muestra PF3, figura 22). A la base de esta lava se encuentra un depósito de caída compuesto por pómez. Este depósito contiene xenolitos de metapelita de hasta 60 cm. Dichos xenolitos fueron analizados por petrografía y se determinó que son similares a los xenolitos de skarn encontrados en la Pómez tutti frutti de hace 14, 000 años. La lava tipo PF3 está intrusionada por un dique, (muestra PF2) de color gris oscuro y con orientación NE. Cabe mencionar que este dique, tipo PF2, es distinto a los grandes diques que intrusionan la Barranca Nexpayantla.

Este afloramiento está compuesto por macizos de roca que no presentan ninguna continuidad lateral, sin embargo se encuentran al mismo nivel topográfico de las rocas de la pared SW del Abanico. Ello implica que podrían estar representando fragmentos aislados de la paleoestructura del Volcán Ventorrillo.



Figura 22- Fotografía que muestra un remanente de la paleoestructura del Volcán Ventorrillo, muestra PF3. El largo del afloramiento es de aproximadamente 10 metros.

V. Petrografía

Para la realización de este trabajo se prepararon y se analizaron 12 láminas delgadas. La preparación de las láminas se hizo en el taller de laminación del Instituto de Geología de la UNAM. Se hizo un corte a cada muestra para dejarla de un tamaño aproximado de 2.5 x 4.5 cm. Una vez cortada la muestra se devastó con abrasivos de carburo de silicio y alúmina del orden de No. 180, 400 y 600 para quitar las marcas de la cortadora y dejarla lista para la adhesión al portaobjetos. Ya pegada al portaobjetos se hizo un segundo corte en la muestra para dejar un espesor no mayor a 0.5 cm y se procedió a devastarla nuevamente con abrasivos y con disco de diamante hasta llegar a un espesor aproximado de 30 μ m. El análisis petrográfico se realizó con un microscopio petrográfico marca Olympus BX60, ubicado en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), del Instituto de Geofísica, UNAM. Las microfotografías fueron tomadas con una cámara digital marca Olympus perteneciente al Instituto de Geología, UNAM.

En todas las láminas se identificaron texturas de desequilibrio en minerales (bordes de reacción, cristales redondeados, zonamiento, bahías, reabsorción de cristales y texturas tipo tamiz). A continuación se presenta de forma cronológica (de más antiguo a más reciente) el análisis petrográfico de cada una de las muestras y al final se presentan las abundancias relativas en porcentaje de los minerales primarios (tabla 2).

Volcán Nexpayantla

CLM-1, andesita porfídica de piroxeno

La muestra tiene una textura porfídica formada por fenocristales de plagioclasa y piroxeno embebidos en una matriz formada por vidrio y microlitos aislados de plagioclasa. Los fenocristales también se presentan en varios agregados glomeroporfídicos.

Como en casi todas las muestras las plagioclasas se presentan en dos grupos. Uno de ellos lo forman cristales de hasta 2 mm de tamaño, maclados, zonados y con pequeñas inclusiones de apatito y piroxeno, con bordes totalmente rectos y sin rasgos de una textura tipo tamiz. Hay otro grupo de plagioclasas de número reducido (10 cristales) con tamaños de 3 a 8 mm que se encuentran maclados, zonados, con inclusiones de apatito y piroxeno y con una marcada textura tipo tamiz.

Los piroxenos se presentan como cristales euhedrales y subhedrales, con sus bordes rectos, con muy pocas inclusiones de vidrio y con inclusiones de plagioclasa (Fig. 23). Sin embargo, hay cristales de ortopiroxeno que presentan indicios de una transición a clinopiroxeno.

La muestra contiene un xenolito de 2.4 cm de tamaño de una roca con textura holocristalina formada por fenocristales de plagioclasa, apatito, biotita y piroxeno. Este xenolito es igual al reportado como microgranodiorita en el depósito pliniano Tutti frutti (Siebe et al; 1997)

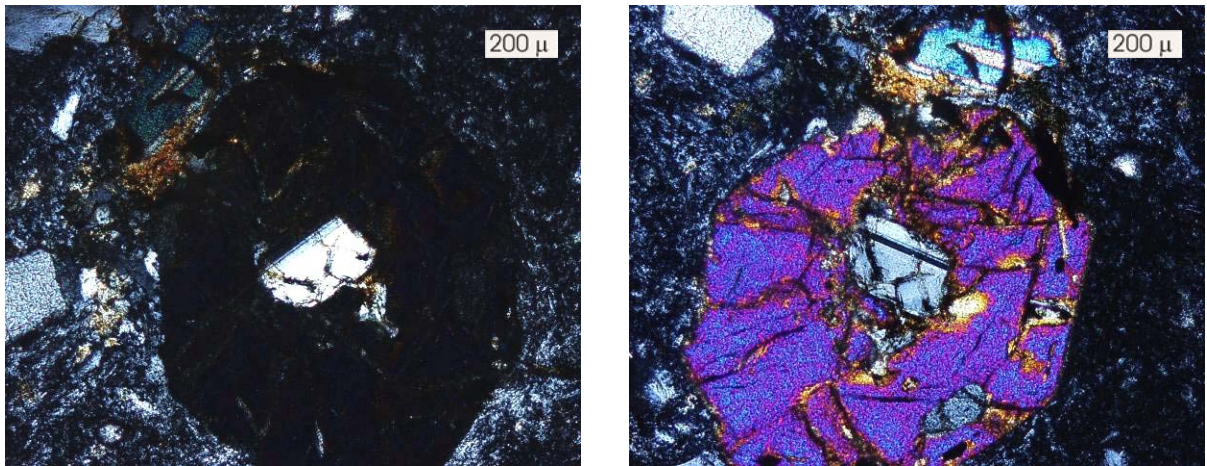


Figura 23.- Microfotografía de muestra CLM-1. Ortopyroxeno con inclusión de plagioclasa. La foto de la izquierda muestra la extinción recta del ortopyroxeno. Nícoles cruzados, objetivo 10x.

NEX-4, andesita porfídica de piroxeno y olivino

La muestra cuenta con una textura porfírica compuesta por fenocristales de plagioclasa, ortopyroxeno, clinopyroxeno y olivino embebidos en una matriz compuesta por vidrio y cristales muy pequeños de plagioclasa y piroxeno. Además de encontrarse como fenocristales aislados, las plagioclasas y los piroxenos forman agregados glomeroporfídicos de hasta 4 mm de longitud. Las plagioclasas se pueden dividir en dos poblaciones. La de mayor ocurrencia cuenta con cristales de tamaño entre 0.05 y 0.9 mm, euhedrales y subhedrales, maclados, zonados, con inclusiones de piroxeno y apatito y con textura de tipo tamiz. Dicha textura está formada por cristales corroídos en su núcleo y en sus bordes, en ocasiones bordeados por crecimientos de plagioclasa fresca (Fig. 24) y en ocasiones totalmente reabsorbidos. La otra población de plagioclasas está

formada por cristales tabulares, maclados y con inclusiones de apatito. Sus bordes son rectos y no se aprecia ninguna corrosión. La medida del ángulo de extinción para estos cristales es el correspondiente a la andesina.

Los piroxenos observados fueron clinopiroxenos (augita) y ortopiroxenos en un tamaño entre 0.05 y 1.2 mm, siendo más abundantes los primeros. La mayoría de los piroxenos presenta signos de reabsorción con bahías y bordes de reacción compuestos por otros piroxenos (Fig. 25). Algunos clinopiroxenos se encuentran zonados. Otros clinopiroxenos presentan ciertas características ópticas que denotan un paso gradual de clinopiroxeno a ortopiroxeno en sus bordes. Los escasos olivinos presentan un borde de reacción formado por piroxenos. La muestra presenta minerales opacos, accesorios algunos en forma de inclusiones en piroxenos y olivinos.

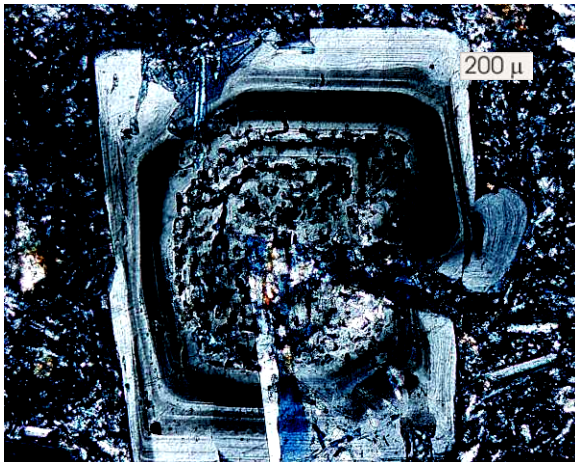


Figura 24.- Microfotografía de muestra NEX-4: Plagioclasa con textura tipo tamiz bordeada por un crecimiento de plagioclasa sana. Nícoles cruzados, objetivo 5x.



Figura 25.- Microfotografía de muestra NEX-4: Clinopiroxeno en extinción con borde de reacción. Nícoles cruzados, objetivo 5x.

NEX-3, andesita basáltica de piroxeno

Esta muestra se caracteriza por una textura traquítica formada por cristales de plagioclasa y piroxeno en una matriz formada por microlitos de plagioclasa y vidrio. Los agregados glomeroporfídicos contienen cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno, siendo más abundante este último. La mayoría de cristales de plagioclasa se presentan en forma tabular con macla de albita y en tamaños máximos de 0.5 mm. Los fenocristales más grandes (1 mm) generalmente son euhedrales y se encuentran maclados y zonados, con algunas inclusiones de vidrio, apatito y piroxeno. Sus bordes son en general rectos, sin embargo, hay algunos cristales que muestran una ligera reabsorción. Los piroxenos, con 2 - 0.03 mm de tamaño, principalmente augitas, se encuentran con ligeros visos de reabsorción con inclusiones de vidrio y bahías. Hay otro grupo de piroxenos que se encuentran totalmente reabsorbidos, básicamente en su núcleo en donde son reemplazados por cristales de calcita.

La calcita se presenta en un gran mosaico de cristales que aparentemente están rellenoando una cavidad, lo cual se interpreta como una alteración secundaria (Fig. 26).

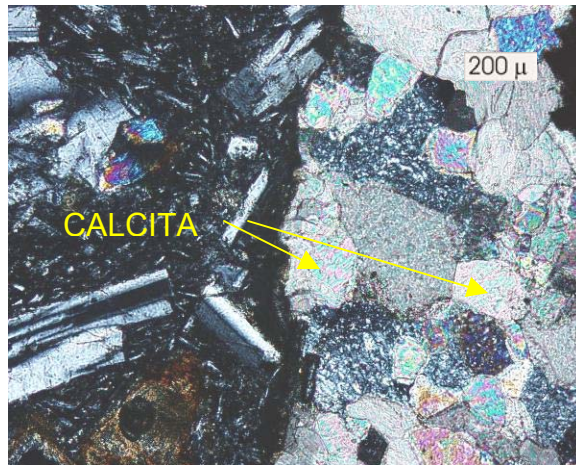


Figura 26.- Microfotografía de muestra NEX-3: Mosaico de cristales de calcita relleno una cavidad. Nícoles cruzados, objetivo 5x

NEX-1, dacita porfídica de anfíbol, piroxeno y biotita

La muestra presenta una textura porfídica compuesta por fenocristales de plagioclasa, piroxeno, hornblenda y biotita embebidos en una matriz compuesta por vidrio y microlitos aislados de plagioclasa. Los cristales de plagioclasa y piroxeno también forman agregados glomeroporfídicos.

Las plagioclasas se presentan como cristales euhedrales y subhedrales con tamaños de 0.1 a 1 mm, con macla de albita y marcada zonación. Presentan inclusiones de piroxeno, apatito y vidrio. Sus bordes son rectos.

Los ortopiroxenos se presentan mayoritariamente en cristales euhedrales con algunas inclusiones de vidrio pero sin rasgos notables de desequilibrio. Los clinopiroxenos (augitas) se presentan como cristales euhedrales y subhedrales. Todos los piroxenos son menores a 1mm.

Las hornblendas y las biotitas no miden más de 1mm y presentan un marcado borde de reacción (Fig. 27). Si embargo en las plagioclasas y piroxenos

no se observaron texturas de desequilibrio, por lo tanto se puede suponer que el borde de reacción en las hornblendas y biotitas es por inestabilidad de la fase mineral en la descompresión del magma durante su ascenso a la superficie.

Los óxidos se presentan en cantidad apreciable, principalmente incrustados en la matriz.



Figura 27.- Microfotografía de muestra NEX-1, Hornblenda con borde de reacción. Nícoles cruzados, objetivo 5x.

NEX-5, andesita porfídica de piroxeno

Esta muestra tiene una textura porfídica compuesta por fenocristales de plagioclasa y piroxeno embebidos en una matriz formada por vidrio y microlitos de plagioclasa y piroxeno.

Se pueden observar dos poblaciones de plagioclasas. La primera está formada por fenocristales euhedrales de tamaños entre 2 y 5 mm, maclados, zonados, con inclusiones de piroxeno y apatito y una textura de tipo tamiz. La otra población de plagioclasas está formada por cristales maclados de forma

tabular de hasta .2 mm, la mayoría sin zonación y con pequeñas inclusiones de vidrio, piroxeno y apatito. El ángulo de extinción que se midió corresponde a la andesina.

Se encuentran presentes ortopiroxenos y clinopiroxenos. Los ortopiroxenos y la mayoría de los clinopiroxenos (augitas) se encuentran muy alterados, presentan reemplazamiento por óxidos en sus bordes (Fig. 28) y calcita en sus núcleos. Los clinopiroxenos que no están reemplazados presentan una textura tipo tamiz, bahías y bordes reabsorbidos. La muestra presenta algunas zonas de alteración en lo que originalmente eran cavidades de la roca. Ahora dichas cavidades se encuentran totalmente invadidas por crecimientos radiales de zeolitas.

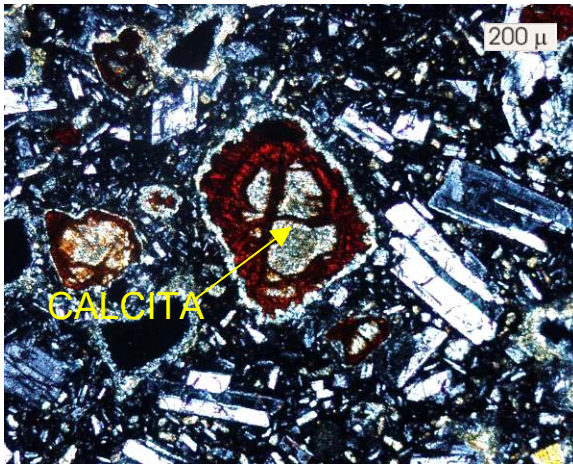


Figura 28.- Microfotografía de muestra NEX-5: Piroxeno parcialmente reemplazado por óxidos y con calcita relleno algunas cavidades. Nícoles cruzados, objetivo 5x.

YOLO-1, domo dacítico

En esta muestra se observa una textura pilotaxítica formada por fenocristales de plagioclasa, piroxeno, hornblenda y biotita. Los piroxenos y las plagioclasas también se presentan en agregados glomeroporfídicos donde el mineral menos abundante es la plagioclasa.

Las plagioclasas se presentan como fenocristales euhedrales y subhedrales con tamaños de 0.5 a 5 mm, maclados, zonados y con inclusiones de apatito, vidrio y piroxeno. Algunos cristales presentan signos muy leves de desequilibrio en sus bordes. Sin embargo, la lámina contiene 5 fenocristales de plagioclasa maclados y zonados que presentan una marcada textura de tipo tamiz con borde de plagioclasa sana.

Los ortopiroxenos se presentan en cristales euhedrales y subhedrales con un borde de reabsorción. Algunos clinopiroxenos (augitas) están zonados, no presentan dicho borde y algunos cristales presentan una leve transición a ortopiroxeno en sus núcleos y a veces en sus límites. Los cristales de piroxeno miden entre 0.5 y 3 mm.

Las hornblendas y las biotitas (Fig. 29) presentan un marcado borde de reacción, su tamaño es de hasta 4 mm. Los minerales opacos se presentan como inclusiones en algunos piroxenos y en la matriz.

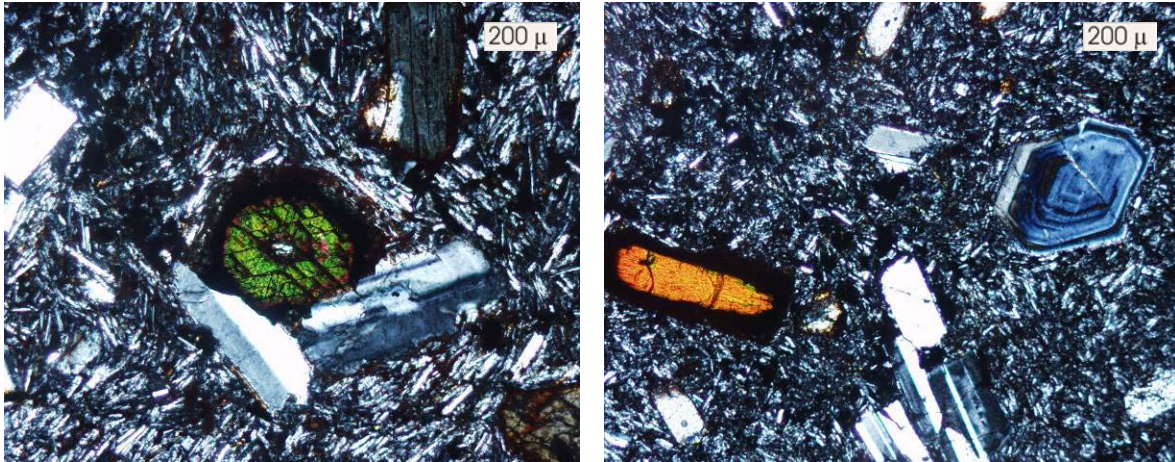


Figura 29.- Microfotografías de la muestra YOLO-1: Hornblenda (izquierda) y biotita (derecha) con borde de reacción. Nícoles cruzados, objetivo 5x.

T-01, andesita porfídica

La muestra tiene una textura porfídica formada por fenocristales de plagioclasa, piroxeno y olivino. Los cristales de plagioclasa se presentan en dos poblaciones: como cristales tabulares maclados, sin signos de desequilibrio y como fenocristales zonados de hasta 0.5 mm de tamaño, con inclusiones de apatito y piroxeno y con una marcada textura de tipo tamiz.

Los ortopiroxenos de mayor tamaño (0.8 mm) muestran un ligero desequilibrio representado por bahías y bordes reabsorbidos. Los clinopiroxenos (augita), de hasta 1 mm de tamaño, presentan menos bahías, pero contienen bordes claramente corroídos y en ocasiones presentan en sus núcleos (Fig. 30) y en sus bordes lo que pareciera una transformación gradual a ortopiroxeno.

Los olivinos se presentan como cristales subhedrales con marcados bordes de reacción compuestos por piroxeno. Los minerales opacos se encuentran ampliamente distribuidos en la matriz.

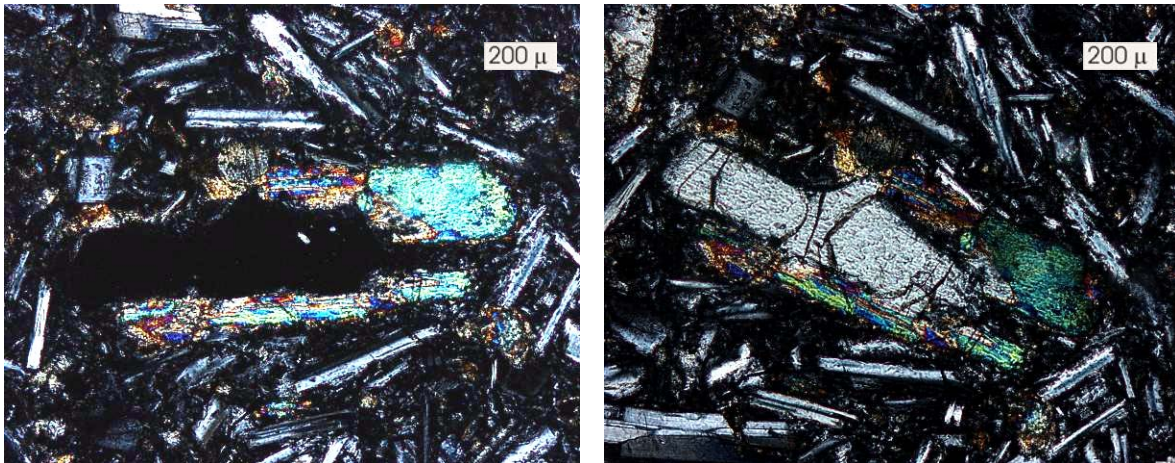


Figura 30.- Microfotografía de muestra T-01: Cristal de ortopiroxeno bordeado por clinopiroxeno. En la foto de la izquierda se puede observar la extinción recta del ortopiroxeno comparada con la extinción oblicua del clinopiroxeno en la foto de la derecha. Nícoles cruzados, objetivo 5x.

TLA-1, dacita

La muestra tiene una textura pilotaxítica y fenocristales de plagioclasa, piroxeno y hornblenda. Se presentan agregados glomeroporfídicos de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno. Las plagioclasas se presentan como cristales euhedrales y subhedrales con tamaños desde 0.1 mm hasta 0.5 cm, maclados y zonados, conteniendo inclusiones de vidrio, apatito y clinopiroxeno. Estos cristales no presentan ninguna textura de desequilibrio, sin embargo hay otros cristales de plagioclasa con tamaños de 1 a 3 mm que presentan textura tipo tamiz bordeada por crecimientos de plagioclasa fresca. Los clinopiroxenos (augita) y ortopiroxenos llegan a medir hasta 1 mm, se presentan en forma euhedral y subhedral, con bordes rectos con muy pocas inclusiones de vidrio y con una incipiente zonación. Los cristales de hornblenda se encuentran sanos en su núcleo y con el característico borde de reacción (Fig. 31). La muestra

contiene un xenolito de 2 cm de tamaño con características claras de recristalización formada por puntos triples entre cristales de cuarzo (Fig. 32). Además de cuarzo, el xenolito contiene cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Este xenolito es igual a los de metapelita reportados por (Siebe et al; 1997).

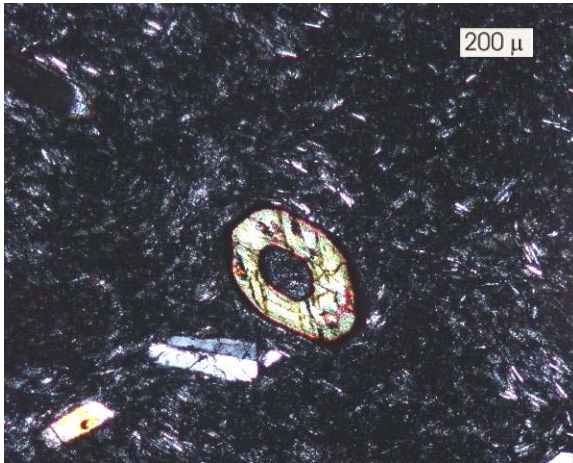


Figura 31.- Microfotografía de muestra TLA-1: Cristal de hornblenda con borde de reacción. Nícoles cruzados, objetivo 5x.

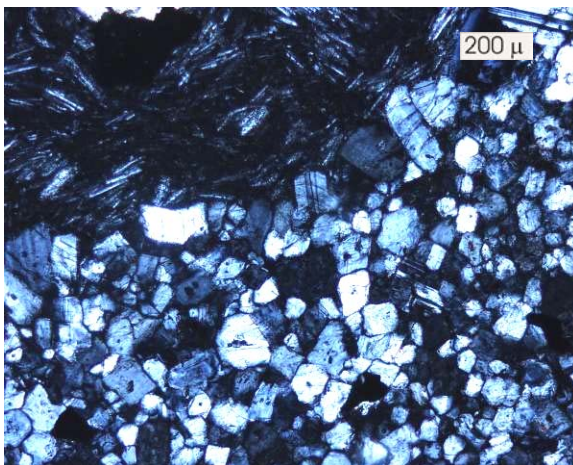


Figura 32.- Microfotografía de muestra TLA-1: Contacto entre xenolito y roca. El xenolito presenta cristales de cuarzo recristalizados que muestran puntos triples. Nícoles cruzados, objetivo 5x.

T2, andesita porfídica

Muestra donde se observa una textura porfídica formada por fenocristales de plagioclasa y piroxeno embebidos en una matriz compuesta por vidrio, microlitos

aislados de plagioclasa y minerales opacos. Los fenocristales también se presentan como agregados glomeroporfídicos compuestos por cristales de plagioclasa y piroxeno (Fig. 33). Agregados formados exclusivamente por piroxeno también están presentes.

Las plagioclasas se presentan en dos poblaciones. La primera está formada por fenocristales de 0.5 a 1 mm de tamaño. Estos se encuentran maclados, zonados, con inclusiones de vidrio, piroxeno, apatito y presentan textura tipo tamiz. La otra población está formada por cristales de 0.1 a 1 mm de tamaño, maclados, zonados y sin ninguna evidencia de que hayan estado en desequilibrio.

Los ortopiroxenos y clinopiroxenos (augita) no miden más de 1mm, se encuentran zonados y presentan texturas de desequilibrio como reabsorción, bahías e incipientes coronas de reacción formadas por otro piroxeno. Los minerales opacos se encuentran como inclusiones en algunos piroxenos y en la matriz.

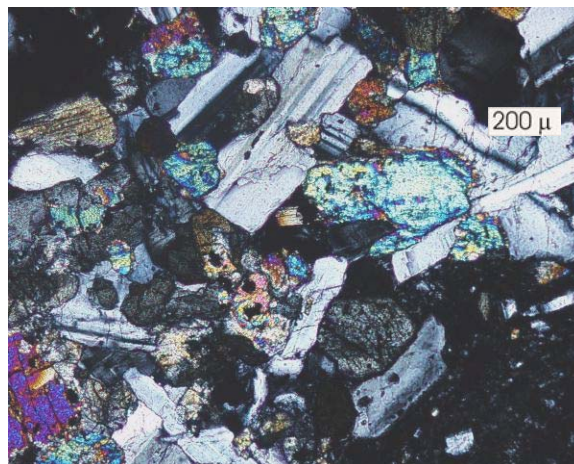


Figura 33.- Microfotografía de muestra T2: Agregado glomeroporfídico formado por fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno. Nícoles cruzados, objetivo 5x.

PF2, dique dacítico

Esta muestra con textura pilotaxítica (Fig. 34) contiene fenocristales de plagioclasa, piroxeno, olivino y agregados glomeroporfídicos de piroxeno.

Las plagioclasas se dividen en dos poblaciones. La primera, aproximadamente el 70%, es un conjunto de cristales tabulares de hasta 2 mm de tamaño que presentan maclas, zonación, muy escasas inclusiones de piroxeno y apatito, y que denotan muy ligero grado de reabsorción en sus bordes. La otra población de plagioclasas, el 30% restante, está formada por cristales de tamaño menor a 1 mm, maclados, zonados y con una marcada textura tipo tamiz. El grado de reabsorción varía de casi total (sin bordes de plagioclasa sana) a muy leve (una delgada zona de inclusiones de vidrio bordeada por plagioclasa sana).

Los clinopiroxenos (augitas) y ortopiroxenos también se dividen en dos poblaciones. Los piroxenos más grandes, de hasta 1.5 mm de tamaño, presentan indicios de desequilibrio como bahías y bordes parcialmente reabsorbidos y algunos clinopiroxenos presentan zonación. El otro grupo está formado por clinopiroxenos y ortopiroxenos de menor tamaño (menores a 0.7 mm) que no presentan ninguna característica de desequilibrio.

Los olivinos presentan un marcado borde de reacción con crecimientos de micro piroxenos tabulares.

200 μ

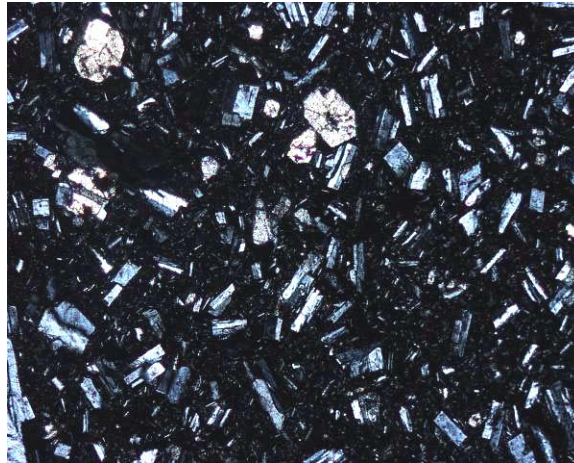


Figura 34.- Microfotografía de muestra PF2: Textura pilotaxítica con cristales de ortopiroxeno. Nícoles cruzados, objetivo 5x.

NEX-6, dique andesítico basáltico

La lámina de esta muestra presenta una característica particular. En el centro se encuentra un xenolito formado por una textura porfídica que cuenta con fenocristales de plagioclasa y piroxeno embebidos en una matriz de vidrio y microlitos aislados de plagioclasa. El xenolito se encuentra englobado por una textura pilotaxítica con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y olivino. El borde del xenolito está compuesto por una serie de cristales muy fragmentados de plagioclasa y piroxeno (Fig. 35). El xenolito cuenta con agregados glomeroporfídicos de ortopiroxeno y de ortopiroxeno con clinopiroxeno. Dado que la muestra fue obtenida de un dique, el xenolito se puede interpretar como un fragmento de roca incorporado de los conductos por donde se abrió paso el dique.

Las plagioclasas se presentan en dos grupos. El primero ocurre tanto en el xenolito como en la roca que lo incluye, está compuesto por plagioclasas de 0.5 a 2 mm de tamaño, subhedrales y con textura de tipo tamiz. En este caso los cristales no presentan un borde de plagioclasa sana que cubra las inclusiones de vidrio propias de esta textura, por el contrario, los bordes están muy corroídos (Fig. 36) y algunos cristales presentan grandes inclusiones de piroxeno. El otro grupo, en menor cantidad, se encuentra preferentemente en la textura pilotaxítica. Contiene plagioclasas euhedrales y subhedrales no mayores a 1mm, con núcleo sano e inclusiones de piroxeno y apatito, macladas y textura tipo tamiz, pero mucho más moderada que las anteriormente descritas. Los núcleos están bordeados por inclusiones de vidrio propias de una textura tipo tamiz, las cuales a su vez están bordeadas por un crecimiento de plagioclasas sanas.

Los piroxenos también se dividen en dos grupos. El primero contiene ortopiroxenos, de hasta 1.5 mm de tamaño, con alto grado de reabsorción y cuentan con una corona muy difusa de cristales de plagioclasa y piroxeno. El otro grupo consiste de cristales más chicos de ortopiroxeno y clinopiroxeno (augita) casi totalmente sanos. Estos contienen inclusiones de plagioclasa y en ocasiones se aglomeran en glomeropórfidos alrededor de piroxenos corroídos.

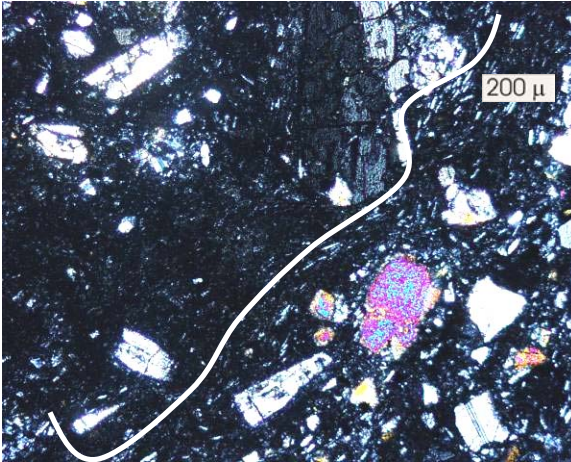


Figura 35.- Microfotografía de muestra NEX-6: Cristales de plagioclasa y piroxeno muy fragmentados. El xenolito se encuentra a la izquierda de la línea blanca y los cristales fragmentados a la derecha. Nícoles cruzados, objetivo 5x.

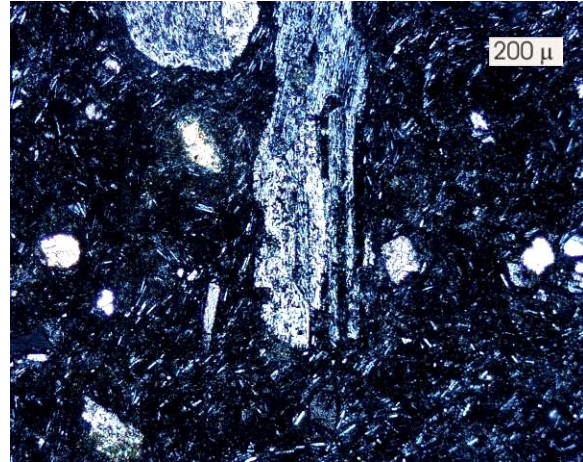


Figura 36.- Microfotografía de muestra NEX-6: Plagioclasa con signos de reabsorción y textura tipo tamiz. Nícoles cruzados, objetivo 5x.

PF3, lava dacítica

Muestra con textura traquítica compuesta por fenocristales de plagioclasa, piroxeno y agregados glomeroporfídicos de piroxeno.

Las plagioclasas tabulares se encuentran macladas y no presentan ningún signo de desequilibrio. La medición del ángulo de extinción corresponde con el de la andesina. Sin embargo, los fenocristales más grandes, de hasta 1 mm de tamaño, están maclados, con inclusiones de piroxeno y apatito y presentan textura tipo tamiz con bordes de plagioclasa sana (Fig. 37).

Todos los ortopiroxenos y clinopiroxenos (augita) son menores a 1 mm de tamaño y presentan características de desequilibrio como bahías, reabsorción de sus bordes y zonación.

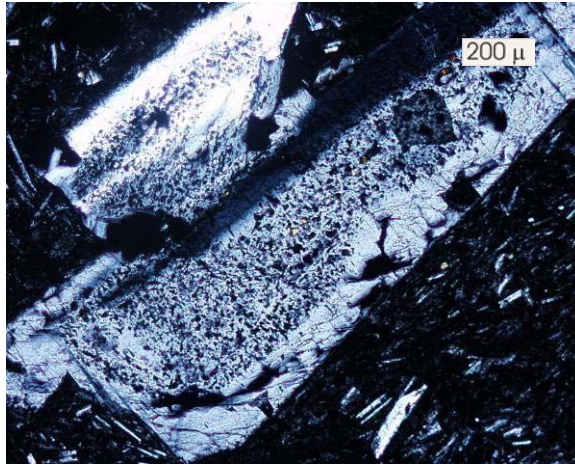


Figura 37.- Microfotografía de muestra PF3: Textura tipo tamiz en plagioclasa. Nícoles cruzados, objetivo 5x.

Muestra	Clasif.	Matriz	Plagioclasa	Ortopiroxeno	Clinopiroxeno	Hornblenda	Biotita	Olivino	Opacos
		%	%	%	%	%	%	%	%
NEX 1	dacita	62	25	2	1	3	2		4
NEX-4	andesita	72	15	5	5				3
NEX-3	and-basáltica	60	30	3	2				
NEX-5	andesita	40	50	7	3				
NEX-6	and-basáltica	80	17	2	1				
CLM-1	dacita	58	24	8	7				3
YOLO-1	dacita	60	18	8	6	4	1		3
T-01	andesita	50	35	5	4			3	2
TLA-1	dacita	75	5	6	4				10
PF 2	dacita	58	30	5	2			5	
PF 3	dacita	83	7	7	3				
T 2	andesita	89	5	3	2			1	

Tabla 2.- Abundancia relativa de minerales mediante estimación óptica.

VI. Geoquímica

El objetivo principal de este capítulo es realizar la caracterización geoquímica de las rocas pertenecientes a las paleoestructuras del Volcán Popocatepetl. Dicho objetivo se llevó a cabo mediante análisis de elementos mayores, elementos traza e isotopía de Sr, Nd y Pb. En el presente trabajo se reportan 9 nuevos análisis de rocas en los cuales se clasificaron las muestras mediante elementos mayores y se visualizaron características petrogenéticas mediante elementos traza e isotopía. Los elementos mayores y algunos elementos traza fueron analizados mediante un espectrómetro secuencial de rayos X (SIEMENS SRS 3000) en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM. Para referencias acerca de los procedimientos analíticos ver página web del LUGIS (http://geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/L_FRX_WEB_3.0/fluorescencia.html).

Los elementos traza fueron determinados comercialmente vía ICP-MS en la compañía Actlabs de Canadá. La isotopía de Sr, Nd y Pb fue realizada por espectrometría de masas en el LUGIS mediante un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca Finnigan MAT 262. Para referencias acerca de los procedimientos analíticos ver página web del LUGIS (<http://geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/isot-pesados.html>)

C. Elementos mayores

Los elementos mayores (SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , Al_2O_3 , MnO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , CaO , P_2O_5) conforman parte de un estudio integral de geoquímica debido a su abundancia relativa y a la característica variabilidad que presentan en las rocas volcánicas. Dicha variación sustenta la clasificación química de rocas y los valores se presentan en el diagrama tipo TAS de la figura 38. Las concentraciones de los elementos mayores de las muestras del Paleopopocatepetl se presentan en la tabla 3. En la figura 9 se puede observar que las muestras de este trabajo presentan composiciones que van desde las andesitas basálticas hasta las dacitas, siendo más abundante las últimas. La mayoría de muestras del Popocatepetl moderno se ubican en el campo de las andesitas.

Una de las maneras que se utiliza para describir estas variaciones químicas de una manera simplificada y condensada es por medio de los diagramas tipo Harker. En dichos diagramas se grafica el SiO_2 (el óxido que presenta la mayor abundancia) contra todos los óxidos restantes.

Tradicionalmente estos diagramas se han utilizado para tratar de entender procesos evolutivos de los magmas. Uno de los procesos más recurridos ha sido el de la cristalización fraccionada. En dicho proceso los álcalis y el sílice presentan un incremento en función de la evolución de las rocas y el Fe_2O_3 y el MgO se comportan en forma inversa.

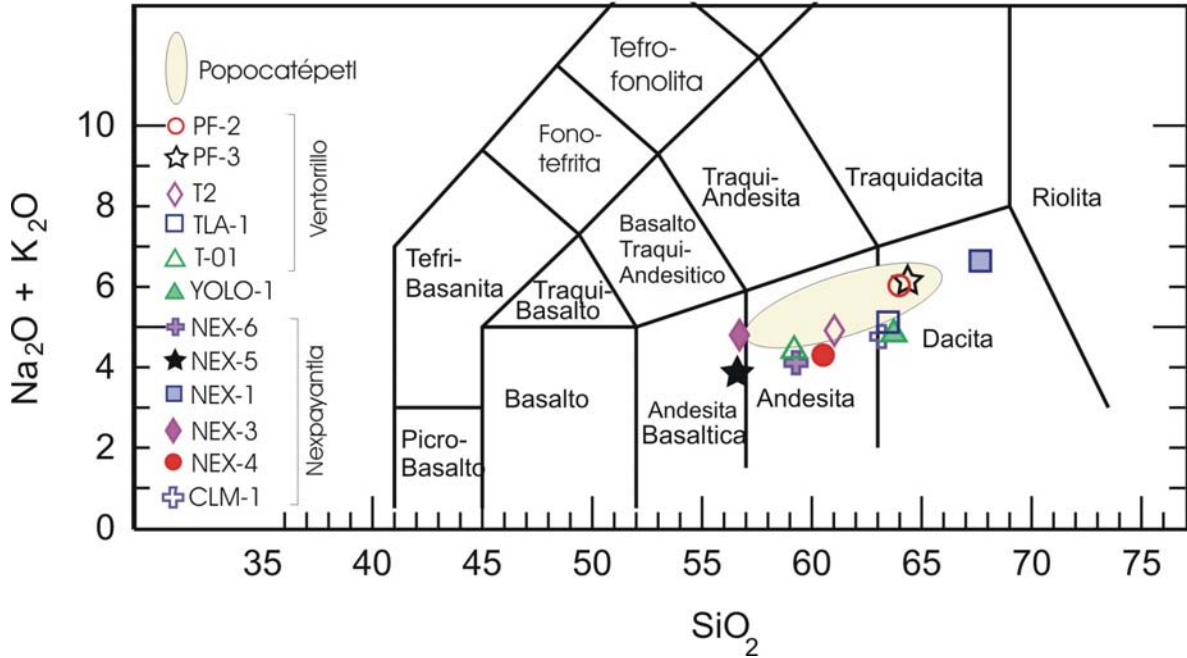


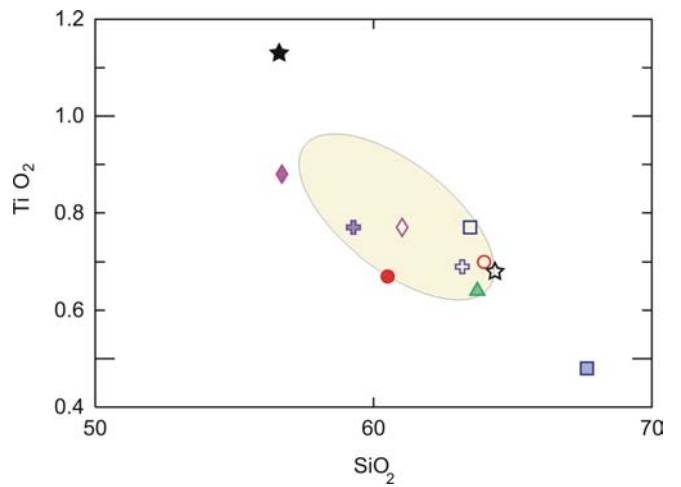
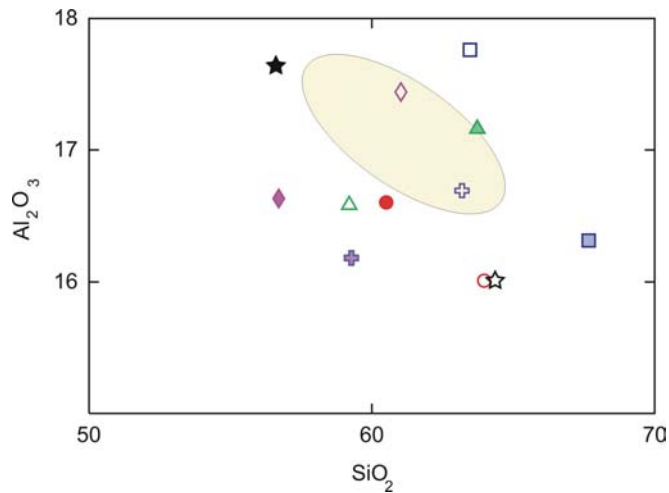
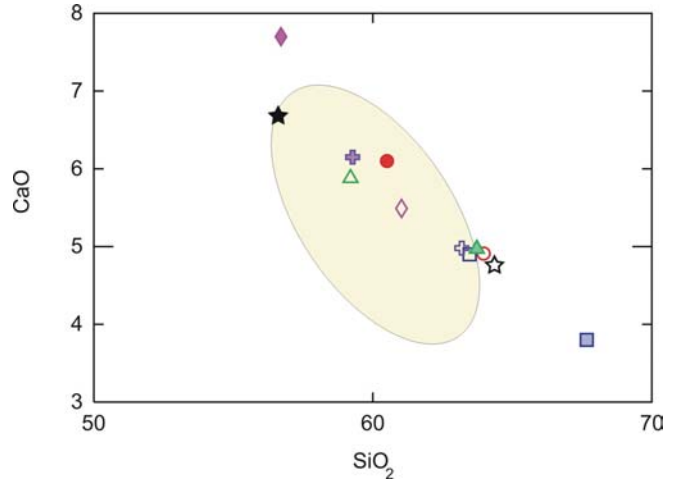
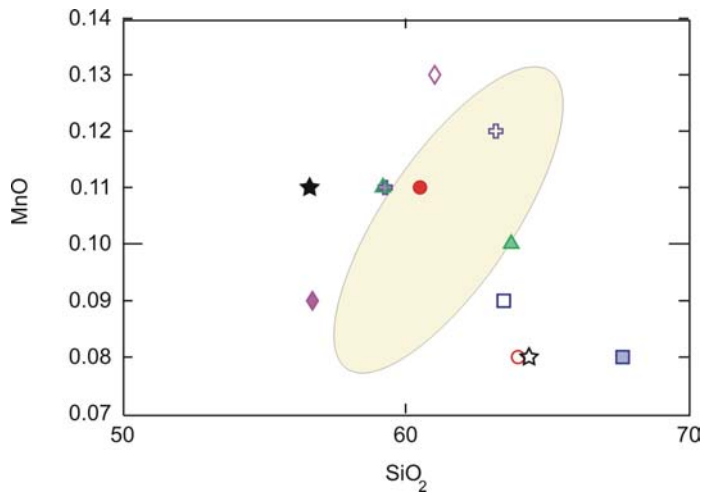
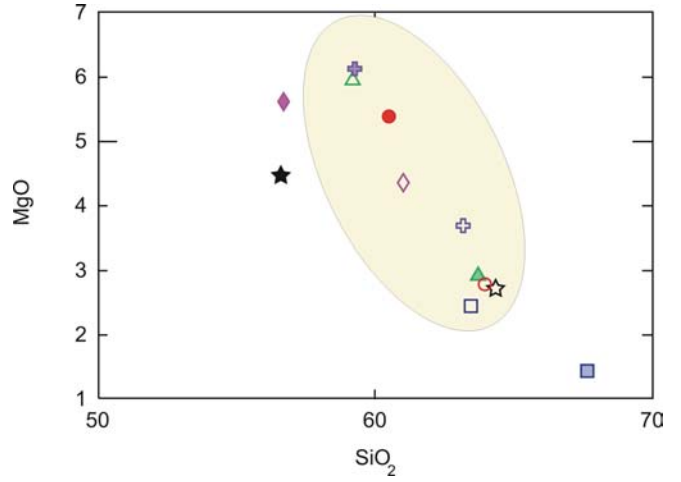
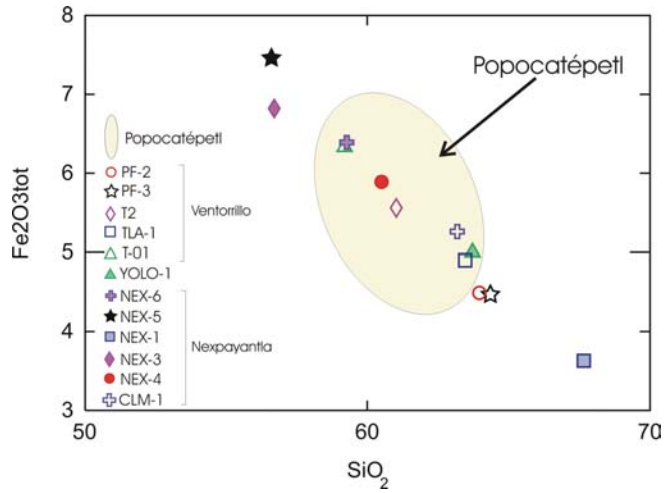
Figura 38.- Diagramas tipo TAS. Los valores de los óxidos mayores (Tabla 3) son expresados como valores normalizados de % en peso (wt%). La elipse representa valores de depósitos de caída y lavas correspondientes al Volcán Popocatépetl con edades menores a 23 mil años. Dichos valores fueron tomados de Schaaf et al; 2005.

Sin embargo, es difícil que un grupo de rocas genéticamente relacionadas se adecue a las condiciones en las cuales la cristalización fraccionada presenta patrones reales en los diagramas Harker.

El Popocatépetl no fue una excepción a esta regla. En los diagramas de la figura 39 se puede observar que las muestras de este trabajo presentan una variación en el SiO_2 que va de 57.7% hasta 67.5% (valores normalizados), los dos valores corresponden a lavas de Nexpayantla, el valor inferior (NEX-5) pertenece a una roca estratigráficamente más joven que la correspondiente al valor mayor (NEX-1). A su vez las muestras de este trabajo se compararon con las lavas y depósitos de caída menores a 23 mil años generadas por el Volcán Popocatépetl.

Muestra	Roca	Estructura	SiO2 %	TiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3tot %	MnO %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	P2O5 %	TOTAL %
PF 2	dacita	Ventorrillo	64.52	0.70	16.14	4.53	0.08	2.81	4.96	4.30	1.78	0.18	100.00
PF 3	dacita	Ventorrillo	64.76	0.68	16.11	4.49	0.08	2.73	4.79	4.38	1.79	0.17	100.00
T2	andesita	Ventorrillo	61.11	0.77	17.46	5.57	0.13	4.37	5.50	3.44	1.47	0.18	100.00
TLA-1	dacita	Ventorrillo	63.69	0.77	17.82	4.92	0.09	2.46	4.92	3.17	1.97	0.19	100.00
T0-1	andesita	Ventorrillo	59.42	0.89	16.64	6.35	0.11	5.97	5.90	2.98	1.45	0.28	100.00
YOLO-1	dacita	Nexpayantla	64.08	0.64	17.25	5.03	0.10	2.94	5.00	3.19	1.66	0.11	100.00
NEX-6	and-bas	Nexpayantla	59.70	0.78	16.29	6.44	0.11	6.17	6.19	2.83	1.31	0.18	100.00
NEX-5	andesita	Nexpayantla	57.65	1.15	17.97	7.60	0.11	4.55	6.80	2.73	1.20	0.23	100.00
NEX 1	dacita	Nexpayantla	67.54	0.48	16.28	3.62	0.08	1.44	3.79	4.62	2.01	0.14	100.00
NEX-3	and-bas	Nexpayantla	57.03	0.88	16.73	6.86	0.09	5.65	7.74	3.82	1.02	0.18	100.00
NEX-4	andesita	Nexpayantla	60.67	0.67	16.64	5.91	0.11	5.40	6.12	2.96	1.35	0.17	100.00
CLM-1	dacita	Nexpayantla	63.47	0.69	16.76	5.28	0.12	3.71	5.00	3.11	1.67	0.18	100.00

Tabla 3.- Porcentaje en peso (wt %) de óxidos mayores de muestras de las paleoestructuras del Volcán Popocatepetl (valores normalizados). Análisis realizados por fluorescencia de RX (FRX) en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), UNAM.



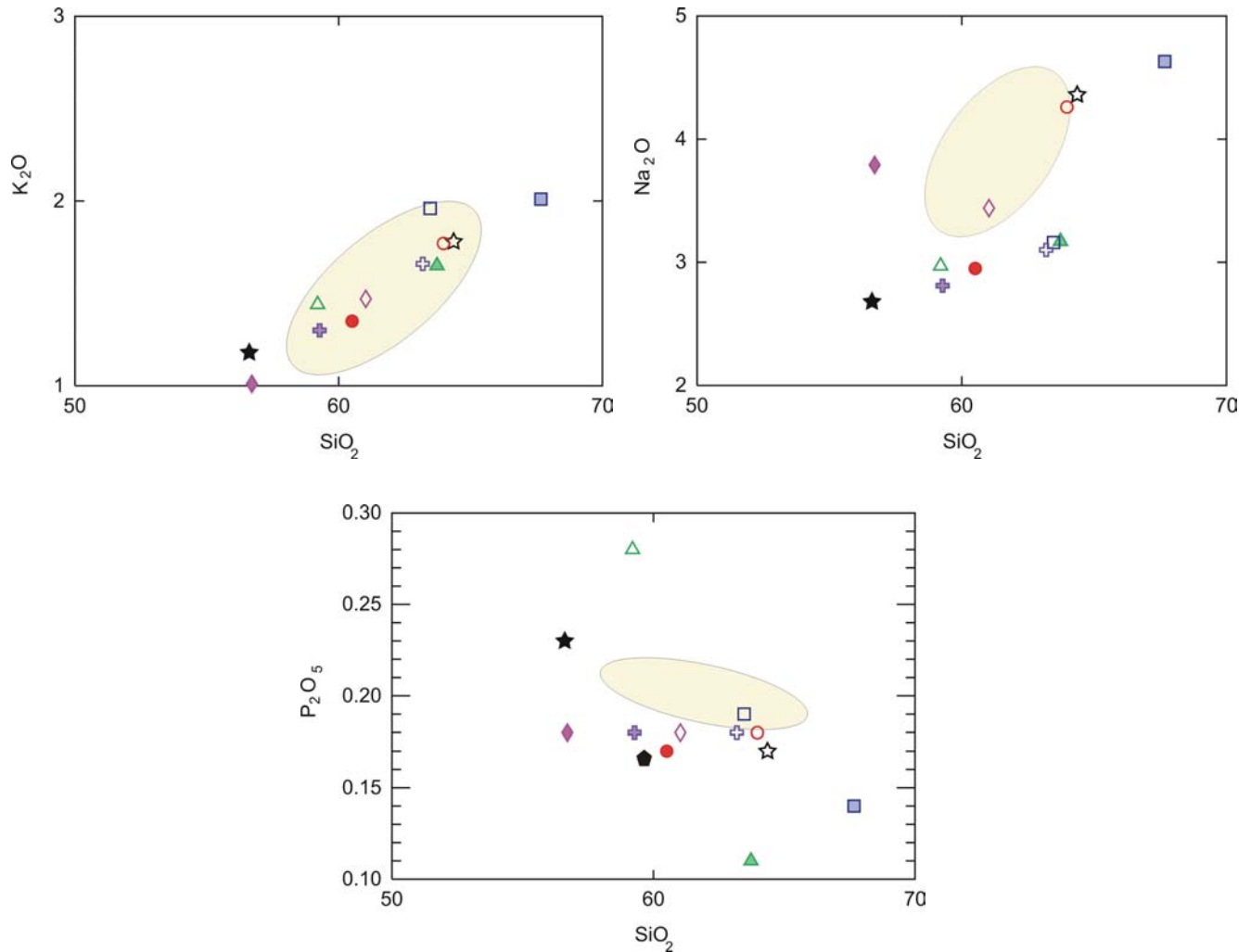


Figura 39.- Diagramas tipo Harker. Los valores de los óxidos mayores (Tabla 3) son expresados como valores normalizados de % en peso de los valores reportados. **Figuras rellenas:** estrella = NEX-5, rombo = NEX-3, círculo = NEX-4, cruz = NEX-6, cuadrado = NEX-1, triangulo = YOLO-1, **Figuras sin relleno:** estrella = PF3, rombo = T2, círculo = PF2, cruz = CLM-1, cuadrado = TLA-1, triangulo = T-01. La elipse representa valores de depósitos de caída y lavas correspondientes al Volcán Popocatepetl con edades menores a 23 mil años. Dichos valores fueron tomados de Schaaf et al. (2005).

Los diagramas Harker también se pueden utilizar para visualizar procesos de fraccionamiento de algún mineral en especial. Esto se hace seleccionando óxidos que son esenciales en la formación de alguna fase cristalina. Tal es el caso del P₂O₅ en el apatito, el TiO₂, en la titanomagnetita, y el Al₂O₃ y el CaO en los piroxenos y las plagioclasas. En la figura 40 se puede observar que el incremento

de la relación Al_2O_3/CaO junto con el incremento de SiO_2 indica que el fraccionamiento de clinopiroxeno es un proceso importante en los magmas parentales que han dado origen a los productos del Popocatépetl.

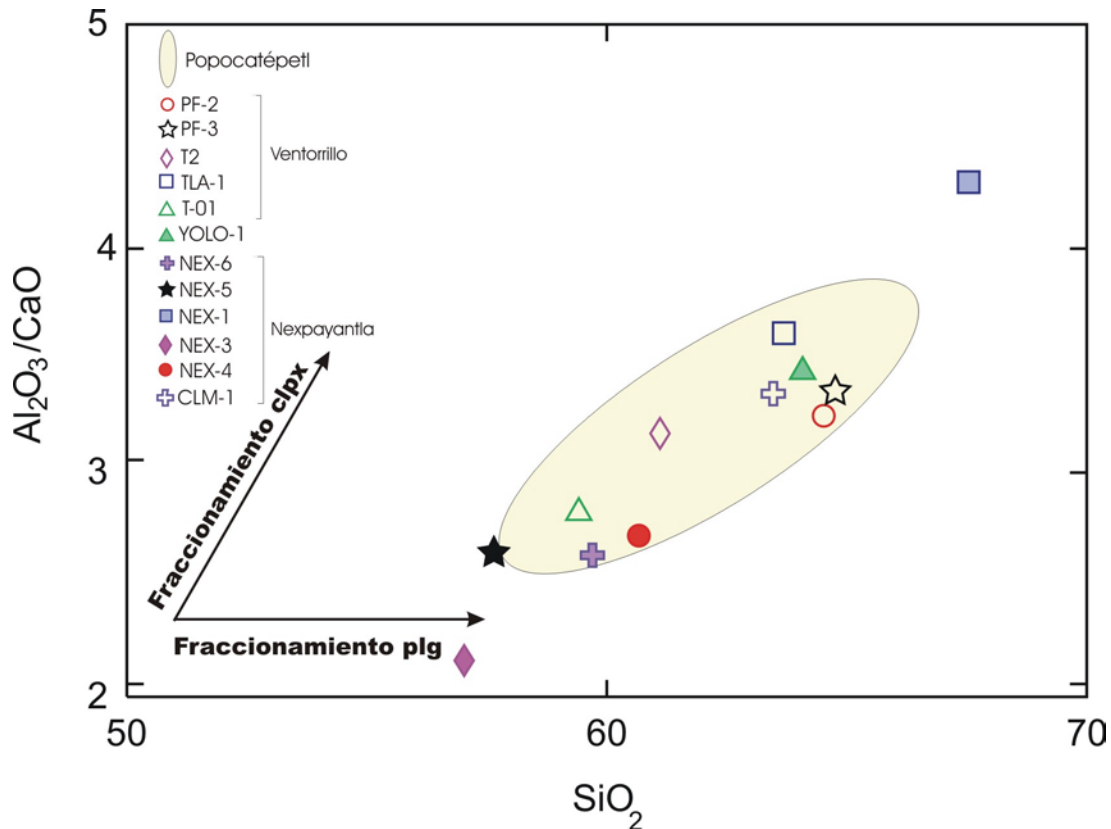


Figura 40.- Diagrama SiO_2 vs Al_2O_3 / CaO . Valores correspondientes a la tabla 3. Excepto las muestras NEX-3 y NEX-4 todas las muestras de este trabajo tienen valores similares a las muestras del Popocatépetl moderno.

D. Elementos traza

Los elementos con concentraciones menores a 0.1 % en peso son llamados elementos traza. Sin embargo este límite de peso es un discriminante ineficiente en algunos casos ya que algunos elementos mayores como el Mn y el P se encuentran demasiado cerca de ese valor en el análisis de muchas rocas ígneas.

También existe cierta ambigüedad ya que elementos como el Ti, Cl, F, C, e inclusive hasta el Mg pueden ser elementos mayores en algunas rocas ígneas y elementos traza en otras. Los elementos traza generalmente se reportan en partes por millón (ppm), 1,000 ppm equivale a 0.1 % en peso. Un grupo especial de los elementos traza son las tierras raras (REE). Las tierras raras son metales con números atómicos que van del 57 (La) al 71 (Lu). Presentan pequeñas diferencias en su radio iónico, y un comportamiento químico muy parecido.

Estas características son utilizadas por algunos procesos petrogenéticos y de evolución magmática. Tradicionalmente a las tierras raras con número atómico bajo (57-61) se les conoce como tierras raras ligeras (LREE por sus siglas en ingles) y a las de número atómico alto (63-71) como tierras raras pesadas (HREE por sus siglas en ingles).

Los elementos traza se pueden presentar en dos tipos de diagramas, los de multielementos y los de tierras raras. Los diagramas multielementos contienen una mezcla más heterogénea de elementos traza de lo que presentan los diagramas de tierras raras. Esta mezcla genera en el diagrama una serie de picos y valles que reflejan las abundancias relativas de los diferentes grupos de elementos traza. Por su parte, el diagrama de tierras raras genera patrones en los cuales se puede extraer información acerca de la petrogénesis de las rocas debido al fraccionamiento característico de la REE en diferentes ambientes petrogenéticos. Las concentraciones de los elementos traza para las rocas de las paleoestructuras del Volcán Popocatepetl se presentan en la tabla 4.

La figura 41 es un diagrama donde se puede observar el contraste en el comportamiento de los elementos móviles (Rb, K, Ba, Sr y Th) en comparación con los elementos menos móviles (Y, Nb y Ti) de las muestras de Nexpayantla y Ventorrillo. En los primeros, como el Rb, su concentración está controlada por una fase acuosa, mientras que los segundos, como el Y, su concentración está controlada por la química de la fuente que generó los magmas y por los procesos de evolución de las rocas (Rollinson, 1995). El diagrama muestra claramente como las rocas de Nexpayantla y Ventorrillo se encuentran enriquecidas en la mayoría de los elementos con respecto a las rocas del manto primitivo. Aquí cabe resaltar que en este tipo de diagramas es necesario realizar una normalización de los datos con datos ya estandarizados con el fin de poder hacer comparaciones e interpretaciones. Existen tres formas populares de normalizar los datos de elementos traza para su presentación en diagramas tipo araña y REE. Las dos primeras son modelos de la tierra primitiva no diferenciada: la estimación de la composición del manto primitivo y la composición de los meteoritos condriticos. Para rocas intermedias relacionadas a procesos de subducción, como las de este trabajo, Pearce (1983) propone normalizar las rocas con respecto a los basaltos de las dorsales oceánicas (MORB), ya que estas rocas pueden fungir como roca parental de mejor manera que el manto primitivo. Sin embargo en este trabajo se utilizó el diagrama propuesto por Sun y McDonough (1989) debido a que contiene elementos (Cs, U, La, Pb, Pr, Nd, Eu, Dy, Lu) ausentes en el propuesto por Pearce (1983) con los cuales se puede constreñir más observaciones acerca del origen de las rocas.

El rasgo más distintivo del diagrama son las diferencias que presenta la roca NEX-5 en comparación con las demás muestras. Esta muestra presenta uno de los valores más bajos para los LILE (large-ion lithophile elements, elementos cuyos iones son mono o divalentes y tienen radio iónico mayor a 1.15 Å, por ejemplo Rb, K, Ba, U y Th) y presenta los valores más altos para los HFSE (high-field-strength elements, elementos cuyos iones tienen carga mayor o igual a 3 y un radio iónico entre 0.7-1.1 Å) los cuales se discutirán posteriormente. Las muestras de este trabajo fueron comparadas en un diagrama multielementos (Fig. 41) con los conos de la Sierra Chichinautzin y con más rocas del Volcán Popocatepetl presentados en Schaaf et al. (2005). Las mismas comparaciones se hicieron en una gráfica elaborada con REE y normalizada con valores del manto primitivo (Fig. 42). Anteriormente ya se documentó con análisis petrográficos que la muestra NEX-5 presenta indicios de alteración. A pesar de esto, la roca se puede modelar con tierras raras ya que normalmente ni el intemperismo ni la alteración hidrotermal generan un cambio mayor en los patrones de abundancias de REE (Hanson, 1980).

Muestra	V ppm	Cr ppm	Co ppm	Ni ppm	Cu ppm	Zn ppm	Ga ppm	Ge ppm	Rb ppm	Sr ppm	Y ppm	Zr ppm
PF-2	63	143	11.0	25	15	59	19	1.0	43	453	16.5	158
PF-3	64	104	11.0	28	-10	62	18	1.0	47	389	14.8	147
T2	107.0	226	21	74	22	99	22	1.3	40	467	18.1	161
TLA-1	105	59	11	21	16	34	19	1.0	50	430	18.2	156
T-01	116	297	22	150	24	85	19	1.1	35	548	19.6	172
YOLO-1	75	125	12	33	19	58	18	0.8	45	415	12.8	137
NEX-6	131	365	24	140	34	62	19	1.0	29	406	17.7	132
NEX-5	171	81	14	-20	15	78	20	1.0	29	497	22.4	142
NEX-1	39	64	6.0	-20	11	61	19	1.0	53	420	14.1	127
NEX-3	159	193	32	50	25	90	19	1.6	23	406	19.3	141
NEX-4	109	333	21	117	40	58	19	1.0	37	429	14.8	134
CLM-1	104	204	14	60	20	-30	18	1.0	41	468	13.8	141

Muestra	Nb ppm	Cs ppm	Ba ppm	La ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Tb ppm	Dy ppm
PF-3	4.7	1.1	580	16.2	29.6	4.32	14.4	3.24	0.969	2.82	0.45	2.69
PF-2	5.0	3.0	577	14.3	29.8	3.57	15.1	3.44	1.06	3.11	0.47	2.77
T2	5.4	1.1	413	16.2	33.5	4.32	18.4	4.26	1.32	4.11	0.55	3.22
TLA-1	5.4	1.4	559	18.9	40.5	5.13	20.6	4.29	1.25	3.84	0.60	3.30
T-01	6.1	0.8	566	24.0	52.0	6.85	27.3	5.61	1.68	4.91	0.70	3.53
YOLO-1	4.5	1.4	453	10.4	21.0	2.73	10.6	2.42	0.924	2.31	0.36	2.10
NEX-6	4.6	0.8	371	13.3	28.7	3.79	15.8	3.58	1.16	3.54	0.56	3.06
NEX-5	5.9	0.7	340	14.4	31.9	4.25	17.7	4.17	1.34	4.30	0.69	4.04
NEX-1	4.4	0.5	597	17.5	27.5	4.92	13.3	2.86	0.860	2.53	0.40	2.44
NEX-3	5.4	0.7	278	10.4	23.5	3.18	14.3	3.49	1.15	3.44	0.58	3.15
NEX-4	4.3	1.1	392	13.8	28.8	3.72	15.5	3.39	1.05	3.11	0.49	2.63
CLM-1	4.4	1.3	488	14.9	33.5	4.14	16.7	3.48	1.14	3.21	0.47	2.54

Muestra	Ho ppm	Er ppm	Tm ppm	Yb ppm	Lu ppm	Hf ppm	Ta ppm	Pb ppm	Th ppm	U ppm
PF-2	0.57	1.71	0.243	1.51	0.219	4.0	0.37	9	4.02	1.79
PF-3	0.53	1.58	0.235	1.52	0.216	4.2	0.42	6	4.72	1.26
T2	0.66	1.88	0.260	1.65	0.241	4.1	0.38	6	3.54	1.26
TLA-1	0.62	1.79	0.265	1.69	0.248	4.3	0.45	7	5.16	2.00
T-01	0.67	1.87	0.263	1.61	0.235	4.2	0.42	8	5.11	1.73
YOLO-1	0.43	1.27	0.185	1.19	0.177	3.3	0.35	7	3.44	1.42
NEX-6	0.60	1.78	0.264	1.67	0.253	3.5	0.37	6	2.99	1.22
NEX-5	0.82	2.36	0.347	2.26	0.345	3.8	0.42	7	2.69	1.01
NEX-1	0.50	1.52	0.223	1.47	0.216	3.7	0.35		4.60	1.28
NEX-3	0.63	1.93	0.286	1.73	0.262	3.2	0.43		1.99	0.70
NEX-4	0.50	1.44	0.211	1.36	0.210	3.4	0.35	7	3.33	1.44
CLM-1	0.48	1.37	0.203	1.27	0.181	3.8	0.35		3.97	1.63

Tabla 4.- Valores de elementos traza en partes por millón (ppm). Las muestras fueron analizadas en los Laboratorios Actlabs de Canada. Los valores negativos significan que la concentración de estos elementos es menor a los límites de detección del espectrómetro empleado. La ausencia de valores para Pb significa que la concentración en la muestra es < 5 ppm.

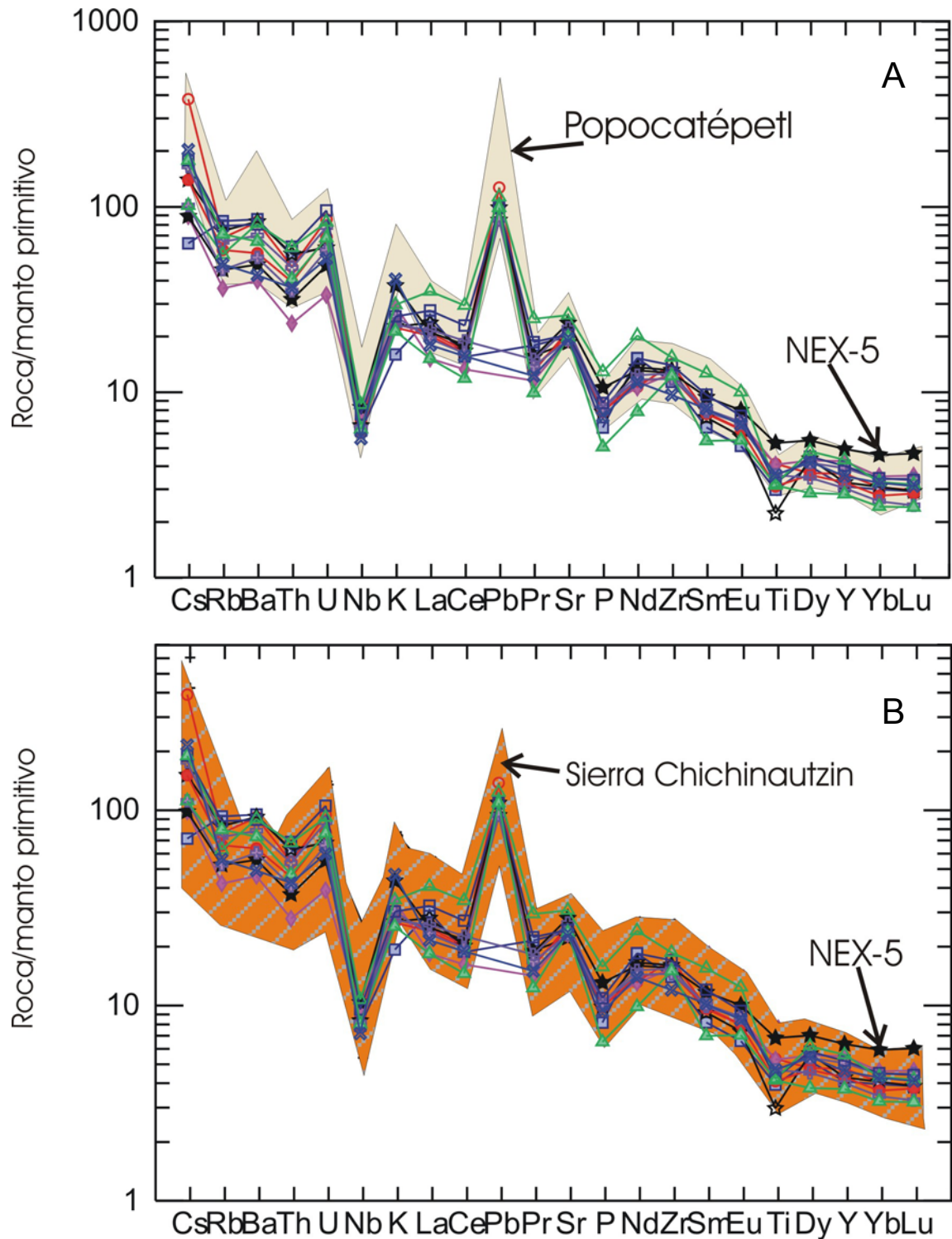


Figura 41.- Diagrama multielementos normalizados por valores del manto primitivo de Sun y McDonough (1989). Los diagramas son una comparación de las rocas de este trabajo con rocas del Popocatepetl (A) y con rocas de la Sierra Chichinautzin (B). Los valores del Popocatepetl y de la Sierra Chichinautzin fueron tomados de Schaaf et al. (2005). Para leyenda ver figura 40.

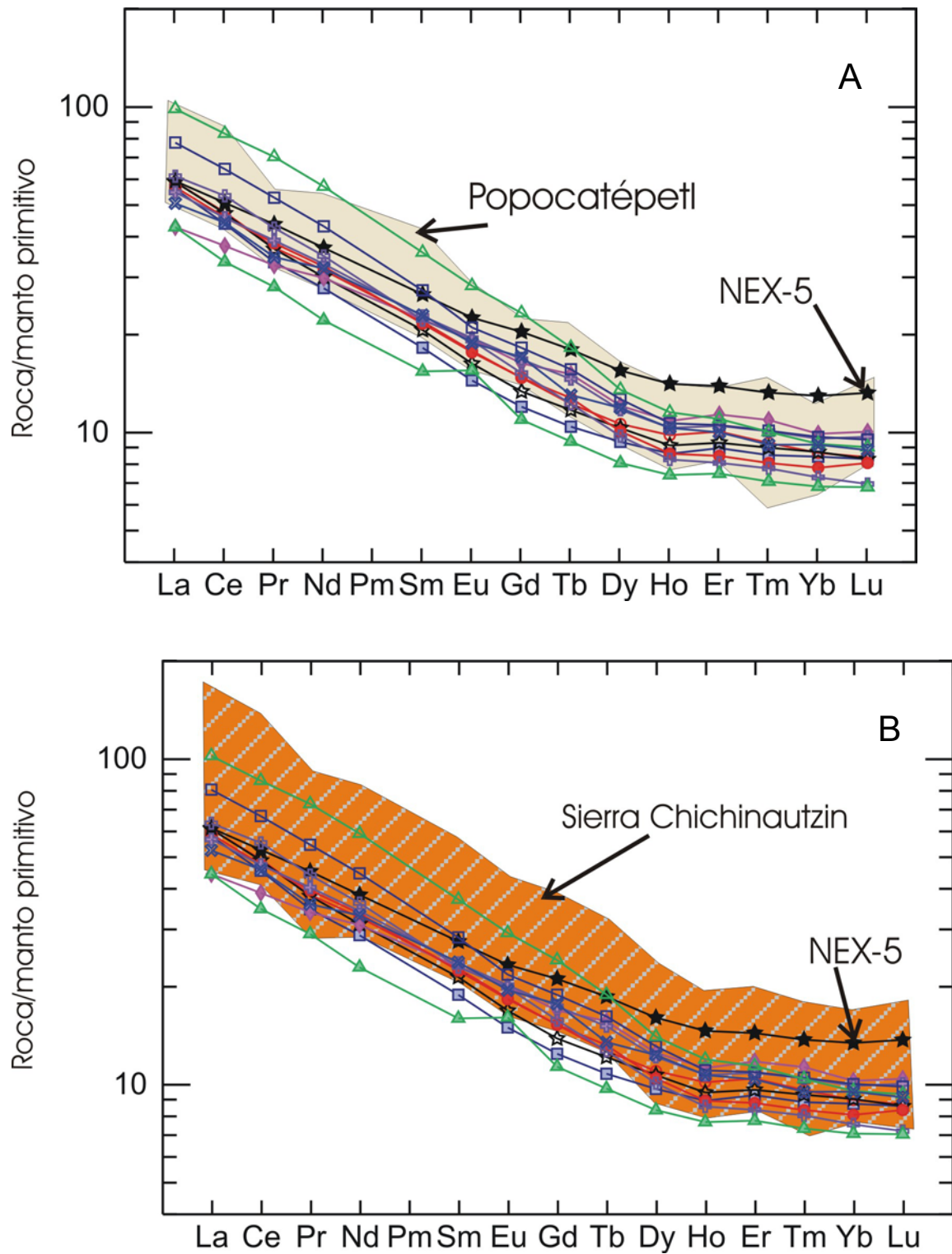


Figura 42.- Diagrama de REE normalizada por manto primitivo de Sun y McDonough (1989). Los diagramas son una comparación de las rocas de este trabajo con rocas del Popocatepetl (A) y con rocas de la Sierra Chichinautzin (B). Los valores del Popocatepetl y de la Sierra Chichinautzin fueron tomados de Schaaf et al. (2005). Para leyenda ver figura 40.

Más adelante se discutirán ampliamente los resultados obtenidos a partir de los elementos mayores y los elementos traza, sin embargo, es evidente el rango de diferencia que hay entre los valores de las muestras analizadas. Tal diferencia en las rocas de un mismo volcán se puede explicar mediante diferentes grados de fusión parcial, cristalización fraccionada o como el reflejo de que las rocas fueron generadas por diferentes fuentes del manto. Siebe et al. (2004) reporta que las rocas del Volcán Popocatepetl menores a 23 mil años y los conos de escoria de la Sierra Chichinautzin cuentan con un patrón de elementos que no pueden ser generados por cristalización fraccionada o por fusión parcial diferencial de una fuente homogénea del manto. La figura 42 presenta un diagrama de REE en donde se comparan las muestras de este trabajo con los de la Sierra Chichinautzin y con las del Volcán Popocatepetl. En dicho diagrama se puede ver que las rocas de este trabajo se comportan de igual forma que las muestras del Popocatepetl y por lo tanto se sugiere que su origen fue también a partir de diferentes fuentes del manto. A pesar de que dicha heterogeneidad se puede apreciar en los diagramas de multielementos y REE, algunos elementos traza inmóviles e incompatibles nos pueden reafirmar este hecho. En el diagrama de la figura 43 se grafica la relación de U/Ta vs Th/Hf . Los 4 elementos pertenecen al grupo de los HFSE siendo el Hf un elemento inmóvil y el U, Ta y Th elementos incompatibles. Al relacionar estos elementos incompatibles e inmóviles (U/Ta y Th/Hf) se puede generar un valor característico para diferentes fuentes magmáticas. En el diagrama de la figura 43 se puede observar que los valores de Th/Hf varían entre 0.6 y 1.6, y los valores de U/Ta varían entre 0.5 y 6.5.

cuando el magma sufre fraccionamiento. Esto es debido a que la diferencia relativa de masa entre cualquier par de isótopos radiogénicos aquí usados es tan pequeña que los pares de isótopos no pueden ser fraccionados por procesos controlados por el equilibrio entre líquido y cristal. Por lo tanto, durante la fusión parcial, un magma va a tener el mismo carácter isotópico que la región que lo generó.

Esta observación nos enfoca a dos usos principales de los isótopos en la geoquímica:

- a) las diferentes regiones que pueden alimentar un magma pueden ser reconocidas por su firma isotópica característica,
- b) el resultado de una mezcla de magmas puede ser reconocida debido a su firma isotópica.

El papel que juegan los diferentes sistemas isotópicos para identificar procesos magmáticos, fuentes de magma y procesos de contaminación, está fundamentado en la gran variabilidad en propiedades físicas y químicas que presentan los elementos que conforman estos sistemas. Por ejemplo, el Rb es un elemento más concentrado en la corteza que en el manto debido al gran tamaño de su radio iónico mientras el Sr se comporta de manera inversa. La segunda manera de observar la variabilidad es cuando un sistema padre-hijo se comporta de manera coherente y ninguno de los dos sufre fraccionamiento. Un buen ejemplo de esto es el contraste entre el sistema Sm-Nd, donde el Sm es más compatible que el Nd debido a sus pequeñas diferencias en el radio iónico, y el sistema Rb-Sr en donde los elementos se fraccionan marcadamente uno con respecto al otro. En resumen podemos resaltar el comportamiento contrario que guardan los sistemas isotópicos

de Rb-Sr y Sm-Nd de la siguiente manera: la corteza está relativamente enriquecida en Rb, el cual tiene un isótopo (^{87}Rb) que es el isótopo padre de un isótopo radiogénico de Sr (^{87}Sr), y el manto está enriquecido en ^{143}Nd , el cual es un isótopo radiogénico generado por el isótopo padre ^{147}Sm .

El plomo es un elemento que ocurre de forma primaria y no sólo como un hijo radiogénico del uranio y el torio. En general, el uranio (como ión uranilo) y el plomo son relativamente móviles en procesos corticales, particularmente en situaciones magmático-hidrotermales (donde el torio es altamente insoluble). Los isótopos de plomo son más complejos debido a sus tres diferentes sistemas de decaimiento, dos de los cuales involucran al uranio y uno al torio. Dos de los isótopos de plomo, ^{207}Pb y ^{206}Pb , muestran una marcada diferencia en su comportamiento como consecuencia de las vidas medias del uranio, del cual decaen. El ^{235}U , que genera ^{207}Pb , tiene una vida media más corta que el ^{238}U , que genera ^{206}Pb (0.7038×10^9 a y 4.468×10^9 a respectivamente), ello implica que el ^{235}U empezó a generar antes y en mayor cantidad ^{207}Pb en comparación con el ^{206}Pb generado por el ^{238}U , por lo tanto se puede tomar al ^{207}Pb como un indicador extremadamente sensible para fuentes viejas de magma (Rollinson, 1995).

La diferencia de comportamiento entre los isótopos de plomo nos permite identificar una gama de diferentes tipos de fuentes isotópicas de magma. Por ejemplo, de manera general podemos decir que las relaciones bajas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ representan rocas generadas en el manto superior (empobrecido en U y Th).

Como se mencionó anteriormente, cada fuente de magma se puede

caracterizar en función de sus relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb. De esta manera Zindler y Hart (1986) delinear 5 miembros composicionales en el manto, los cuales, con una serie de procesos de contaminación pueden explicar todas las observaciones con respecto al MORB y a los OIB (basaltos de isla oceánica).

Estos 5 miembros son:

DM: manto empobrecido, componente dominante en la fuente de muchos MORB's.

HIMU: un manto con una relación U/Pb alta.

EM: manto enriquecido, está caracterizado por valores bajos de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, valores altos de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a un valor dado de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) y se puede subdividir en EMI, el cual se caracteriza por valores bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y en EMII, caracterizado por valores altos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

BSE: bulk silicate earth, fuente primaria uniforme, se asume que es una porción del manto (manto condritico) con la composición química promedio de toda la Tierra, sin el núcleo.

PREMA: fuente de MAnto PREvalente, es un manto con composiciones isotópicas de islas oceánicas y MORB's enriquecidos producto de la mezcla entre DM, BSE, HIMU y EM.

A continuación en la figura 44 se presentan 5 diagramas isotópicos usando en los campos de Zindler y Hart (1986) donde se presentan los valores isotópicos de las muestras de este trabajo y su comparación con los valores de los datos correspondientes a eventos del Popocatepetl menores a 23 mil años y de algunos conos de la Sierra Chichinautzin. Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las muestras de este trabajo varían entre 0.70425 y 0.70483, los de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre 0.51272 y

0.51285, los de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 18.638 y 18.710, los de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 15.569 y 15.606 y los de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 38.367 y 38.526 (tablas 5 y 6).

La figura 44A está compuesta por un diagrama ϵNd vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. El ϵNd es una forma de presentar los datos isotópicos de Nd propuesta por DePaolo y Wasserburg (1976) en donde el parámetro epsilon es una medida de la diferencia entre la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de una muestra o una serie de rocas y un valor de referencia, que en este caso es el valor de la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en las condritas (CHUR) multiplicado por 10^4 . Un valor positivo de epsilon Nd para rocas ígneas implica que el magma que las formó provino de una fuente con una relación Sm/Nd más grande que el CHUR, por ejemplo el manto empobrecido, mientras un valor negativo implica una fuente con una relación Sm/Nd más baja que el CHUR, por ejemplo el manto enriquecido o la corteza.

Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd*	n	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 sd*	n	ϵNd	1sd
NEX-1	0.704337	39	56	0.512816	19	56	3.47	0.37
PF2	0.704356	36	56	0.512815	15	58	3.45	0.29
PF3	0.704373	37	57	0.512821	17	55	3.57	0.33
NEX-3	0.704272	39	57	0.512845	19	55	4.04	0.37
NEX-4	0.704319	35	57	0.512854	19	51	4.21	0.37
NEX-5	0.704254	38	56	0.512716	20	47	1.52	0.39
NEX-6	0.704254	38	55	0.512843	13	58	4.00	0.25
CLM-1	0.704383	36	55	0.512825	20	55	3.65	0.39
TLA-1	0.704602	38	54	0.512790	19	59	2.97	0.37
YOLO-1	0.704409	35	56	0.512826	16	57	3.67	0.31
T-01	0.704827	39	51	0.512827	15	57	3.69	0.29
T2	0.704461	38	54	0.512772	18	53	2.61	0.35

Tabla 5. Relaciones isotópicas de Sr y Nd de 12 muestras pertenecientes a las paleoestructuras del Volcán Popocatepetl. Los análisis se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca FINNIGAN MAT 262 en el LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM. El espectrómetro cuenta con 8 colectores Faraday ajustables y todas las mediciones se hicieron de manera estática.

Las muestras de Sr y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Los valores ($1\text{sd} = \pm 1\sigma_{\text{abs}}$) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. Todas 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 blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 6.8 ng Sr, 1.5 ng Nd (blanco total). Los valores marcados en negritas fueron tomados de Sosa (2003).

Valor del laboratorio del estándar NBS987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710237 \pm 21$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$, n = 317);

Valor del laboratorio del estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511874 \pm 22$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$, n = 159).

1sd = desviación estándar absoluta.

n = número de relaciones medidas.

Muestra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1sd % (% std err)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1sd % (% std err)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1sd % (% std err)	n
NEX-1	18.6470	0.048	15.5782	0.065	38.404	0.079	97
PF-2	18.6381	0.015	15.5856	0.017	38.401	0.020	95
PF-3	18.6581	0.024	15.5974	0.034	38.460	0.039	92
NEX-5	18.7103	0.021	15.6060	0.022	38.526	0.024	97
NEX-6	18.6427	0.028	15.5732	0.031	38.372	0.040	99
NEX-3	18.6535	0.031	15.5687	0.033	38.367	0.034	96
NEX-4	18.6590	0.025	15.5737	0.031	38.391	0.037	96
CLM-1	18.6511	0.032	15.5857	0.041	38.412	0.049	97
TLA-1	18.7003	0.022	15.6049	0.025	38.516	0.031	98
YOLO-1	18.6578	0.020	15.5866	0.023	38.430	0.025	98
T-01	18.7018	0.015	15.6005	0.015	38.511	0.017	96
T2	18.6399	0.018	15.5710	0.021	38.378	0.024	97

Tabla 6. Relaciones isotópicas de Pb de 12 muestras de las paleoestructuras del Volcán Popocatepetl. Los análisis se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca FINNIGAN MAT 262 en el LUGIS, Instituto de Geofísica y Geología, UNAM. El espectrómetro cuenta con 8 colectores Faraday ajustables y todas las mediciones se hicieron de manera estática. Las muestras de Pb se cargaron con una mezcla de gel de sílice + ácido fosfórico, analizándose 100 relaciones isotópicas. El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió con la comparación al valor promedio del laboratorio para el estándar NBS 981 (Pb): $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.90 \pm 0.05\%$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.43 \pm 0.08\%$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.52 \pm 0.11\%$ ($\pm 1\sigma_{\text{rel}}$, n = 119).

El blanco analítico obtenido en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultó: 56 pg Pb (blanco de química). Los valores marcados en negritas fueron tomados de Sosa (2003).

Más detalles analíticos del procesamiento de muestras en el LUGIS están reportados en: (<http://geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/manual.html>).

Valores del estándar NBS-981 de Pb medidos en el LUGIS:

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 16.8954 fraccionamiento 0.0012 %

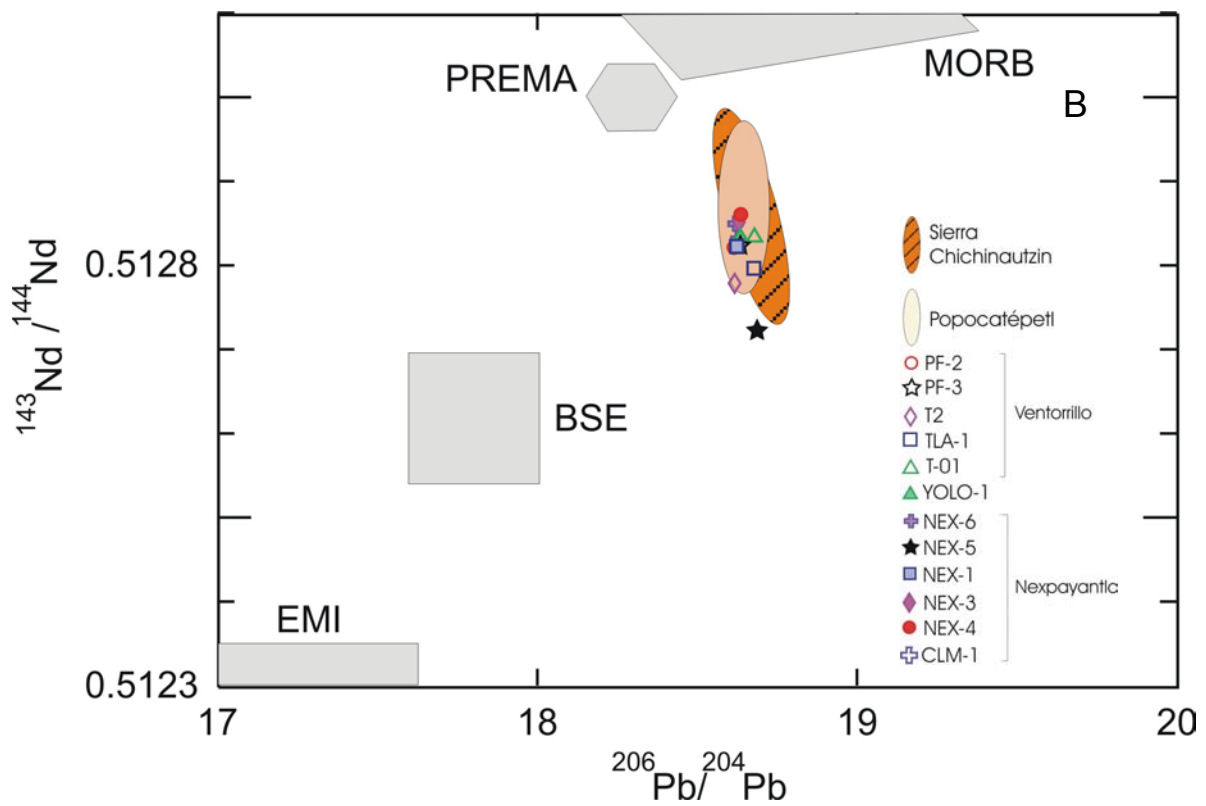
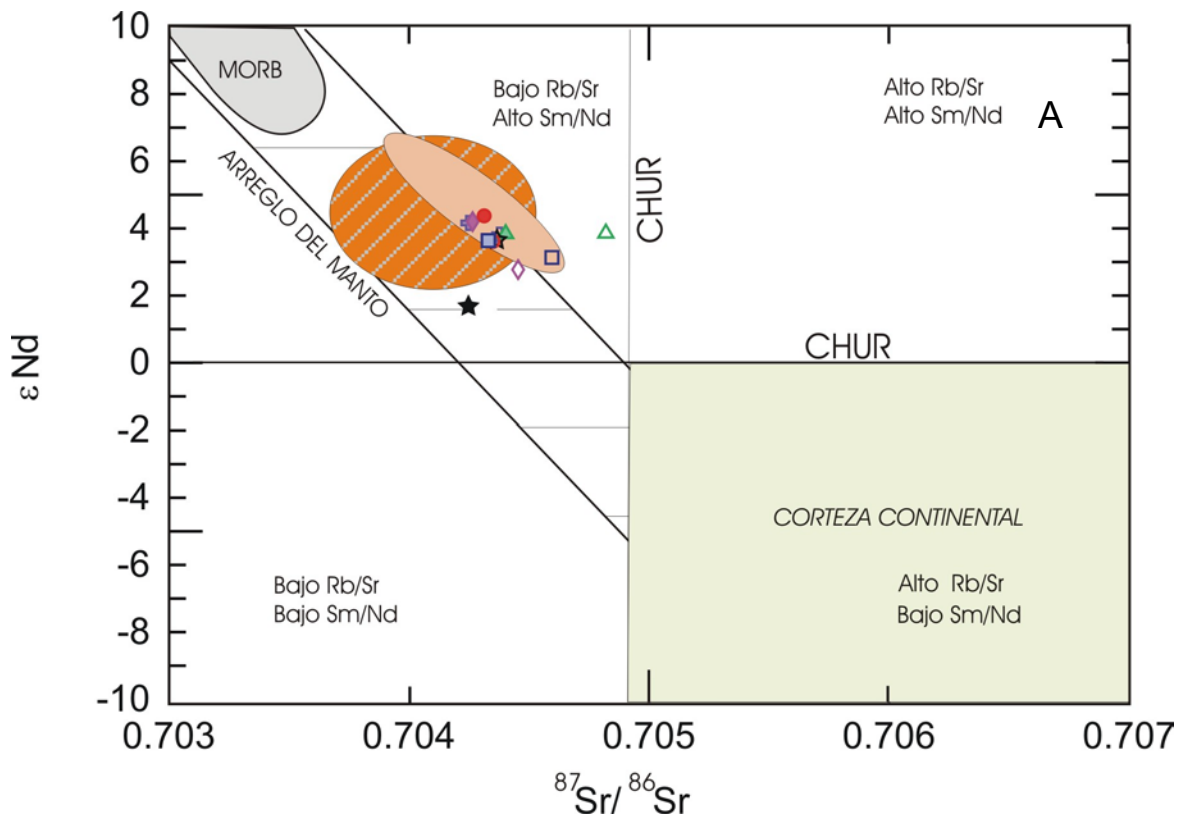
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.4316 fraccionamiento 0.0013 %

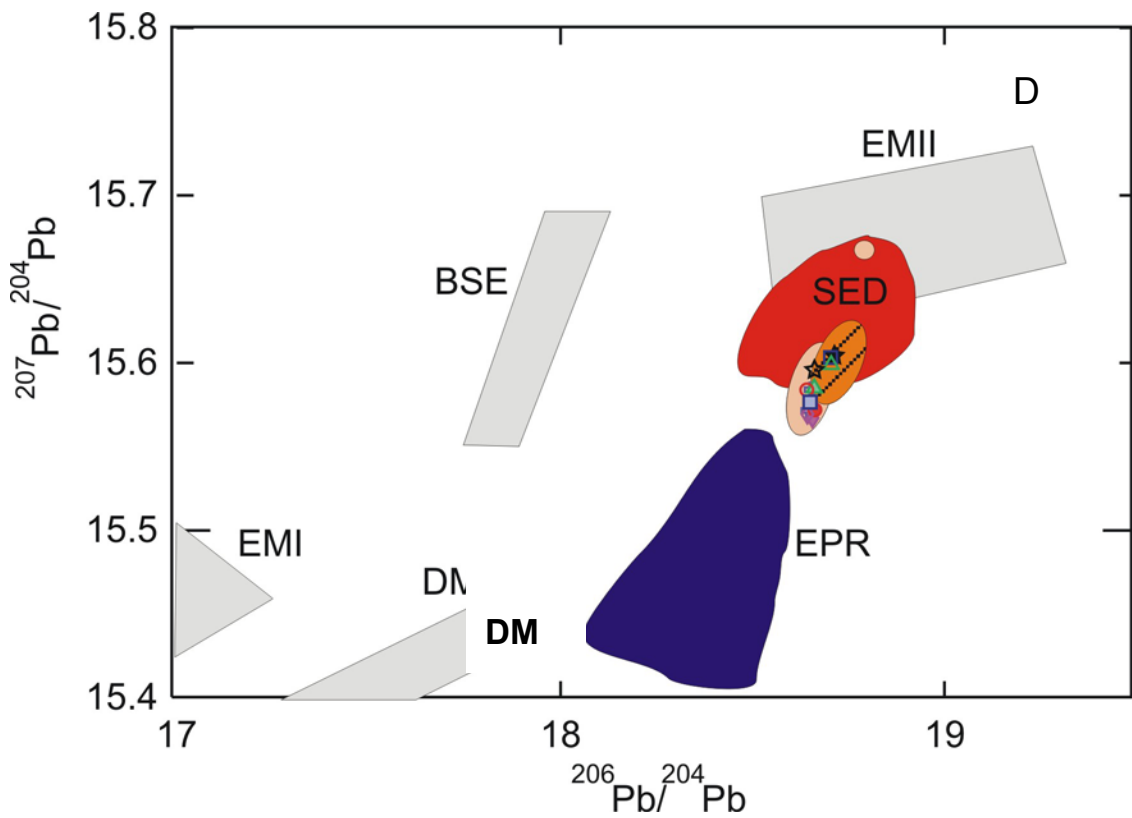
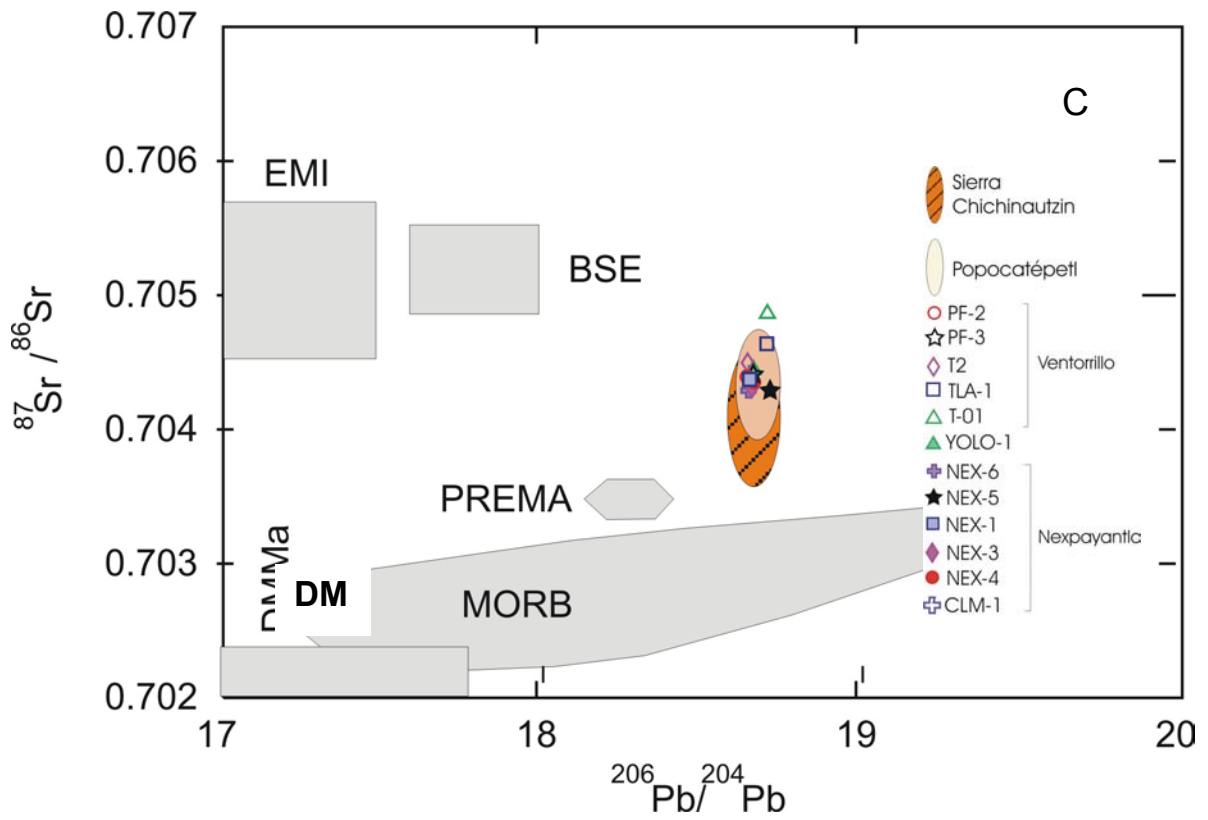
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 36.5222 fraccionamiento 0.0014 %

Los valores de fraccionamiento fueron utilizados para corregir los datos.

1 sd% = 1 desviación estándar en %

n = número de relaciones medidas.





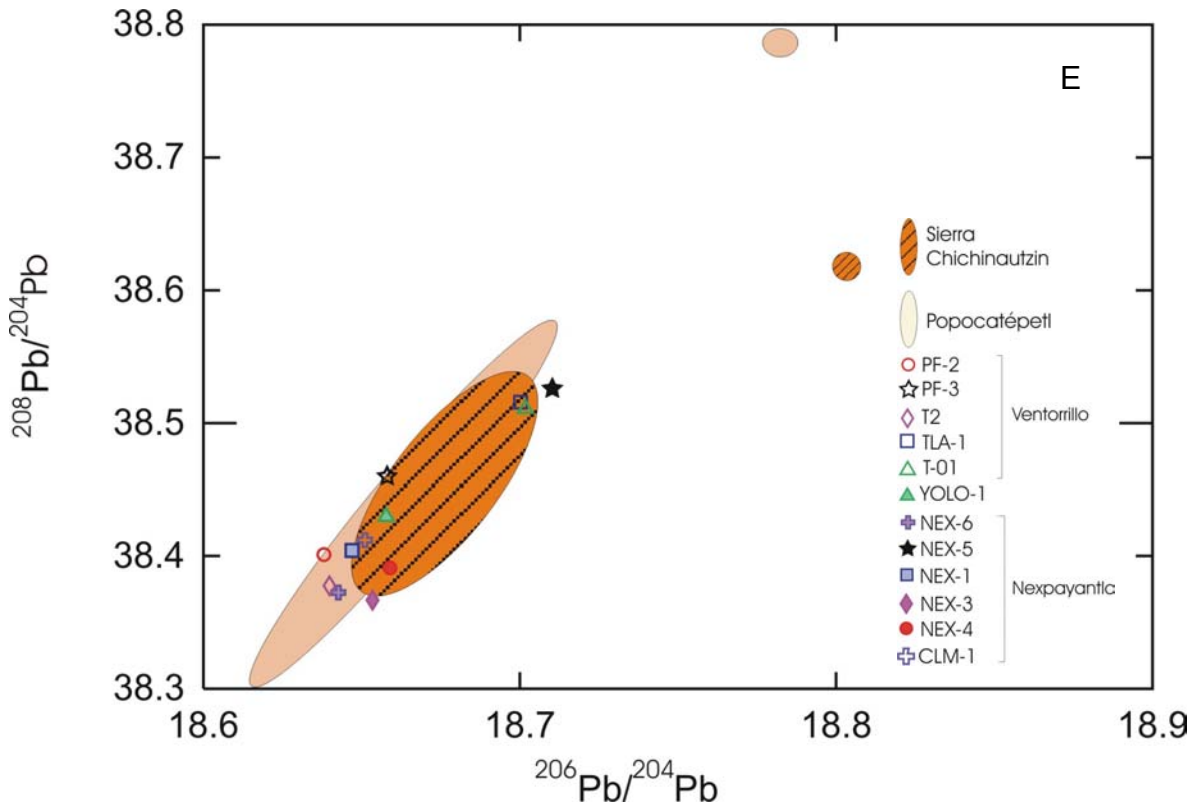


Figura 44. Diagramas de correlación isotópica para las muestras del Popocatépetl. La elipse rellena representa valores de muestras del Popocatépetl menores a 23 mil años. La figura ashurada representa muestras de conos de la Sierra Chichinautzin. Ambos grupos de valores fueron tomados de Schaaf et al. (2005). También se muestran miembros composicionales del manto: DM = manto empobrecido, HIMU = manto con altas proporciones de uranio, EMI = manto enriquecido, valores bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, EMII = manto enriquecido con valores altos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, PREMA = manto prevalente, BSE = fuente primaria uniforme. En el diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ se presentan dos campos diferentes: EPR = MORB de la cresta del Pacífico este (Zindler y Hart, 1986), SED = sedimentos marinos de la Placa de Cocos (Verma, 2000). Los valores para las muestras de este trabajo están reportados en las tablas 5 y 6. **Figuras:** estrella = NEX-5, rombo = NEX-3, círculo = NEX-4, cruz = NEX-6, cuadrado = NEX-1, triángulo = YOLO-1, pentágono = POR-1s, estrella = PF3, rombo = T2, círculo = PF2, cruz = CLM-1, cuadrado = TLA-1, triángulo = T-01.

- A) Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵNd
- B) Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
- C) Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
- D) Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
- E) Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

VII. Geocronología

Para obtener las edades se realizaron fechamientos de minerales (plagioclasas y hornblendas) mediante los métodos de K/Ar y Ar-Ar. A continuación se describe cada uno de los métodos usados con el sustento teórico por el cual se decidió utilizarlo y las edades obtenidas a partir de cada uno.

Fechamiento mediante los métodos K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

El método K-Ar y su variante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ están basados en el decaimiento radioactivo de un isótopo de potasio, el ^{40}K , en una proporción conocida para producir un isótopo radiogénico de argón, el ^{40}Ar . El método de K-Ar se empezó a usar en geocronología a partir de la década de los 50's. Posteriormente, 16 años después, se estandarizó el de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, donde el ^{40}K se convierte en ^{39}Ar mediante irradiación de neutrones Marihue y Turner (1966). La abundancia terrestre del ^{40}K y su relativa lentitud para decaer hacen de estos métodos una herramienta muy versátil en geocronología con rangos de aplicación muy amplios.

Condiciones importantes

Como todos los métodos, el de K-Ar y el de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ deben cumplir algunas prerrogativas iniciales para que los datos obtenidos sean veraces y de calidad. Como primer punto no se puede fechar cualquier material, este debe contener

suficiente K para poder detectar el ^{40}Ar y el material a fechar se debió haber comportado como un sistema cerrado para que el K y el Ar no sufrieran movilidad. De la misma manera se asume que las concentraciones de K y Ar han sido determinadas con precisión y calibradas con estándares, que las constantes de decaimiento se conocen y que la composición isotópica del K sea constante.

La aplicación de este método es el más importante para fechar rocas volcánicas del Cuaternario que sobrepasan la utilidad del método del radiocarbono. Las rocas volcánicas son excelentes candidatos para fechar debido a que el ^{40}Ar se empieza a acumular en las rocas y sus minerales sólo en la erupción y durante el enfriamiento, que suele ser muy rápido, de la lava. Además las rocas subaéreas tienden a equilibrarse con la atmósfera lo cual facilita la precisión en la corrección de ^{40}Ar no radiogénico.

Rango de aplicabilidad

Estos métodos no tienen un límite superior de aplicabilidad, pero para el límite inferior se depende de ciertas circunstancias favorables, las cuales pueden permitir un fechamiento de hasta algunos miles de años. El factor limitante para fechar material joven es el contenido de K para el método K-Ar y la proporción Ca/K para el método Ar/Ar. Los isótopos de Ar también son producidos por el bombardeo de isótopos de Ca y Cl contenidos en la muestra, por lo tanto para $\text{Ca/K} > 10$ es necesario hacer una corrección, especialmente en rocas menores a 1 Ma (Faure y Mensing, 2005). Cuando la muestra es rica en K, como

en el caso del sanidino, se pueden hacer fechamientos rutinarios de hasta 10 mil años o menos. La figura 45 muestra los límites de aplicabilidad de algunos minerales. Las muestras con contenidos bajos de K (menores al 1% en peso) como la plagioclasa, la hornblenda y las muestras de basaltos afaníticos pueden ser fechadas para edades de 100 mil años o menores pero con una incertidumbre mayor a materiales como el sanidino. La incertidumbre se incrementa debido a los errores en la detección de la concentración de K y de Ar, y en los errores analíticos en las mediciones isotópicas, la cual se podría solucionar incrementando la cantidad de muestra a analizar,

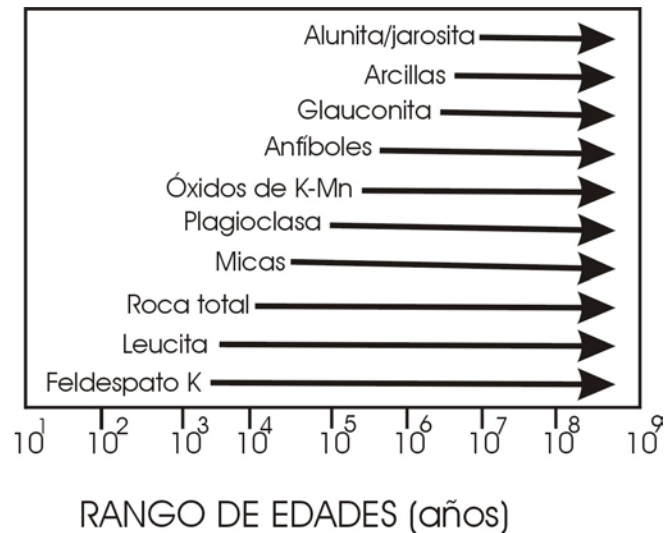


Figura 45.- Rango de aplicabilidad para algunos minerales en los métodos K-Ar y ⁴⁰Ar/³⁹Ar. Tomado de Renne (2000).

Tipos de material que se pueden fechar

Como se ha mencionado anteriormente, sólo algunos minerales y los basaltos afaníticos, en el caso de las muestras de roca total, son aptos para

aplicar los métodos de K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, sin embargo cada material tiene sus particularidades en cuanto a resultados se refiere, por lo tanto se hace un repaso de las ocasiones en que se deben usar y su respectiva funcionalidad.

Muestras de roca total.- Siempre deben ser lavas basálticas afaníticas, ya que fenocristales como las plagioclasas son muy sensibles al exceso de Ar. Por esto, no son recomendables los fechamientos por roca total en otros tipos de rocas.

De la misma forma las lavas muy vesiculadas es preferible evitarlas ya que su proporción de superficie/volumen es muy alta y provoca una absorción excesiva de argón atmosférico, por lo tanto se deben escoger las partes más cristalinas. La posibilidad de fechar basaltos muy jóvenes depende de sus porcentajes de K y Ar, los cuales bajo circunstancias ideales se puede obtener edades menores a 50 mil años (Lanphere, 1994). Hay ocasiones en que los magmas basálticos incorporan xenolitos, los cuales debido a la temperatura del magma, generan la degasificación del Ar en el xenolito o recristalizan nuevos minerales ricos en K. Martel et al. (1987) han utilizado estos xenolitos para fechar la lava que los contiene.

Feldespatos.- Dentro de este grupo se encuentran algunos minerales como el sanidino, la anortoclasa y la leucita (feldespatoide) con altos contenidos de K, lo cual los convierte en materiales ideales para ser fechados por medio de estos métodos. De dichos minerales el más común es el sanidino, que se encuentra en rocas volcánicas alcalinas y calcialcalinas con alto contenido de sílice como

dacitas y riolitas. Sin embargo, en las rocas volcánicas el mineral más abundante es normalmente la plagioclasa. Desafortunadamente los bajos contenidos de K y la alta proporción de Ca/K las hacen menos eficientes en muestras del Cuaternario.

Micas.- El alto contenido de K en estos minerales, especialmente la biotita, lo hacen el grupo mineral más usado por estos métodos. Su fusión es mucho más fácil que la de los feldespatos y la extracción completa del Ar no representa problema. Sin embargo, presenta algunos problemas: se altera muy fácilmente, presenta minerales secundarios inter laminados y debido a su estructura en capas contiene un alto contenido de Ar atmosférico. Para muestras jóvenes el análisis incremental en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ presenta ventajas considerables en comparación con el de K-Ar debido a que la proporción de ^{40}Ar atmosférico es reducido en las etapas de alta temperatura (Renne, 2000). Este método consiste en la obtención de una serie de datos de una sola muestra a partir de la expulsión de Ar mediante incrementos de temperatura. La técnica es muy útil en el caso de que el Ar radiogénico haya sufrido una pérdida diferencial en los sitios cristalográficos del mineral después del enfriamiento inicial (Faure y Mensing, 2005).

Anfíboles.- Se presentan en rocas félsicas (dacitas) y más comúnmente en intermedias y máficas. Son equivalentes en términos de contenido de K y Ca/K con las plagioclasas, lo que los limita de igual manera para fechamientos

cuaternarios. Además de eso los anfíboles cuentan con otro punto negativo, contienen una proporción grande de ^{40}Ar atmosférico lo que dificulta la purificación de gases. Sin embargo, tienen la calidad de tener buena retención de Ar bajo condiciones de hidrotermalismo (Hart, 1964).

La conveniencia de usar el método K-Ar radica en el número de minerales que contienen K y que se puede prescindir de una isócrona ya que la edad se obtiene con una sola muestra. Otra ventaja es que la vida media del ^{40}K abarca sin problemas la mayoría del espectro de edad de la Tierra. Aunado a esto, el argón es un gas noble que se puede aislar muy bien de otras sustancias.

Sin embargo, el método K-Ar también presenta inconveniencias. La más clara es la dificultad de distinguir las diferentes fuentes de argón (radiogénico, atmosférico e inicial) especialmente en rocas muy jóvenes. Otra desventaja de este método es que el K y el Ar se deben medir en dos alícuotas separadas de la misma muestra lo que deriva en problemas de inhomogeneidad. Este tipo de problema con el método K-Ar es superado en el método de Ar/Ar ya que todo el Ar es medido en la misma muestra. El método de Ar/Ar también cuenta con la ventaja de poder realizar edades puntuales en minerales y así poder evitar la difusión de Ar en los bordes de los cristales, la cual deriva en edades erróneas.

F. Método K/Ar

El decaimiento del ^{40}K al isótopo estable ^{40}Ar es mediante los mecanismos de captura de electrón y emisión de positrón. El porcentaje de ^{40}K que decae a ^{40}Ar es de aproximadamente 10.48%, el resto (89.52%) decae a ^{40}Ca .

La fracción de átomos de ^{40}K que decaen a ^{40}Ar esta dada por $(\lambda_e / \lambda) ^{40}\text{K}$ donde λ_e es la constante de decaimiento del ^{40}K al ^{40}Ar y λ es la constante total de decaimiento, la cual es la suma de λ_e y λ_β (constante correspondiente al decaimiento de ^{40}K a ^{40}Ca). La expresión $(\lambda_e / \lambda) ^{40}\text{K}$ es usada para cuantificar el crecimiento de átomos radiogénicos de ^{40}Ar ($^{40}\text{Ar}^*$) en una roca o mineral rico en K:

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

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{40}\text{K}} \left(\frac{\lambda}{\lambda_e} \right) + 1 \right]$$

donde t es la edad del mineral analizado.

Para fechar una roca por el método K-Ar se deben medir las concentraciones de K y Ar en una unidad de peso de la muestra. Más adelante se muestra como se hace esto (la concentración del K se mide por fluorescencia de RX, por flamometría o por dilución isotópica y la del Ar por dilución isotópica).

G. Metodología K/Ar

Se analizaron cuatro muestras (NEX-4 NEX-1, TLA-1 y YOLO-1) las cuales fueron limpiadas y separadas en dos partes, una para la determinación de la concentración de K (100 mg) y la otra para la medida del Ar. La porción separada para Ar se separó a su vez en alícuotas para obtener diferentes

mediciones. El K fue obtenido siguiendo el método de Solé y Enrique (2001). Los 100 mg fueron fundidos con 50% de metaborato de litio + 50% de tetraborato de litio. El resultado de esta fusión fue medido en un espectrómetro de fluorescencia de RX Siemens 3000, el cual ha sido calibrado en varias ocasiones con estándares internacionales preparados de la misma manera que la muestra que se midió.

El argón fue medido en un espectrómetro de masas de gases nobles VG1200B operado en modo estático. Se utilizó un método sin trazador. La sensibilidad del espectrómetro de masas fue calibrada con un trazador de ^{38}Ar cuyo volumen es conocido con una precisión mayor a 0.5 %. La discriminación de masas fue medida con alícuotas de aire atmosférico.

Las muestras fueron fundidas en una cámara de ultra alto vacío (UAV) con un láser infrarrojo de CO_2 y de 50 W. Después de la fusión, los gases liberados fueron purificados con un "cold finger" (nitrógeno líquido) y con dos SAES getters (trampas de estado sólido), una de ellas operada a 400 °C y la otra a temperatura ambiente. Se realizaron ocho mediciones de cada masa. Estas se hicieron de formas secuenciales y extrapoladas al tiempo de introducción del gas.

La señal fue adquirida con un multiplicador de electrones secundarios. Los coeficientes de variación ($\text{error/medido} * 100$) para ^{40}Ar y ^{38}Ar están generalmente por debajo de 0.1% y para ^{36}Ar debajo de 0.5%.

Todos los análisis fueron realizados en el LUGIS (IGEOL, UNAM). Las constantes usadas son las recomendadas por Steiger y Jäger (1977).

H. Resultados de K/Ar

Se analizaron 4 muestras, dos pertenecen a la paleoestructura del Volcán Nexpayantla (NEX-4 y NEX-1), una pertenece a la paleoestructura del Volcán Ventorrillo (TLA-1) y una pertenece al domo Yolochochitl (YOLO-1). Para la muestra NEX-4 se separó 200 mg de plagioclasa, para las muestras NEX-1, TLA-1 y YOLO-1 se separaron 200 mg de hornblenda de cada una. Las plagioclasas de la muestra NEX-4 se separaron en 4 alícuotas de 12.6, 15.4, 17.1 y 13.3 mg. Las hornblendas de la muestra NEX-1 se separaron 3 alícuotas de 11.7, 15.5 y 15.3 mg. Para la muestra TLA-1 se hicieron 2 alícuotas de hornblenda de 12.6 y 49.2 mg y para la muestra YOLO-1 se utilizó una porción única de hornblenda de 11.36 mg. Todas estas alícuotas se utilizaron para medir el Ar e intentar reproducir resultados o simplemente obtener un resultado después de una medición fallida por falta de Ar (p. ej. muestra TLA-1). Para la muestra NEX-4 se obtuvieron edades de 1.88, 6.37, 3.64 y 11.11 Ma, para NEX-1: 1.72, 1.49, 1.80 Ma, para YOLO-1: 0.50 Ma y para TLA-1 0.30 Ma. Las muestras fueron medidas sin trazador. El error relativo (precisión) de los fechamientos es inferior al 20% según estimaciones numéricas de los resultados analíticos. Esto sería válido para todas las muestras analizadas, excepto las más jóvenes (< 0.5 Ma), para las cuales el error puede ser superior al 50%.

En particular, las muestras de menos de ~300,000 años con contenidos bajos de potasio (hornblenda, plagioclasa) no pueden ser fechadas con precisión razonable, simplemente se puede determinar que son más jóvenes que unos 0.3 Ma.

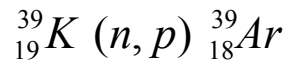
Muestra	NEXPAYANTLA						
	NEX-4 Plagioclasa	NEX-4 Plagioclasa	NEX-4 Plagioclasa	NEX-4 Plagioclasa	NEX-1 Hornblenda	NEX-1 Hornblenda	NEX-1 Hornblenda
%K	0.364	0.364	0.364	0.364	0.363	0.363	0.363
Peso (mg)	12.600	15.450	17.100	13.390	11.750	15.550	15.330
40Ar medido	1.579	2.926	2.562	3.923	3.634	6.705	7.748
36Ar medido	0.005	0.006	0.007	0.006	0.013	0.024	0.028
40Ar blanco	0.131	0.129	0.165	0.152	0.165	0.138	0.130
36Ar blanco	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
40Ar neto	1.448	2.797	2.397	3.771	3.469	6.567	7.618
36Ar neto	0.004	0.005	0.006	0.005	0.012	0.023	0.027
40Ar/36Ar	357.553	515.149	418.269	700.874	295.953	286.639	287.466
Aire medido	273.000	273.000	273.000	273.000	273.000	273.000	273.000
40Ar* (moles/g)	1.19E-12	4.026E-12	2.3028E-12	7.0346E-12	1.0831E-12	9.36431E-13	1.13318E-12
40Ar* moles	1.4962E-14	6.2202E-14	3.9377E-14	9.4193E-14	1.2726E-14	1.45615E-14	1.73717E-14
40Ar/36Ar	387.022	557.607	452.741	758.638	320.345	310.264	311.159
%40Ar*	23.648	47.006	34.731	61.049	7.404	4.661	4.948
Edad (Ma)	1.88	6.37	3.64	11.11	1.72	1.49	1.80

Muestra	YOLOXOCHITL	VENTO RRILLO	
	YOLO-1 Hornblenda	TLA-1 Hornblenda	TLA-1 Hornblenda
%K	0.401	0.469	0.469
Peso (mg)	11.360	12.650	49.200
40Ar medido	1.259	1.485	5.134
36Ar medido	0.005	0.006	0.018
40Ar blanco	0.123	0.123	0.200
36Ar blanco	0.001	0.001	0.001
40Ar neto	1.135	1.362	4.934
36Ar neto	0.004	0.005	0.017
40Ar/36Ar	297.992	272.882	288.530
Aire medido	275.000	273.000	273.000
40Ar* (moles/g)	3.49431E-13	-2.113E-15	2.4096E-13
40Ar* moles	3.96954E-15	-2.674E-17	1.1855E-14
40Ar/36Ar	320.206	295.372	312.310
%40Ar*	6.960	-0.040	5.173
Edad (Ma)	0.50	0.00	0.30

Tabla 7.- Resultados de K/Ar. Las muestras fueron medidas sin trazador. El error relativo (precisión) de los fechamientos es inferior al 20% según estimaciones numéricas de los resultados analíticos. Esto sería válido para todas las muestras analizadas, excepto las más jóvenes (< 0.5 Ma), para las cuales el error puede ser superior al 50%.

I. Método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

El método de fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ está basado en la formación de ^{39}Ar a partir de la irradiación con neutrones de muestras ricas en K. La irradiación se lleva a cabo con neutrones rápidos en un reactor nuclear. La reacción deseada es



El ^{39}Ar es inestable y decae a ^{39}K por emisión beta con una vida media de 269 años. Debido a su vida media el ^{39}Ar puede considerarse como si fuera un isótopo estable durante el corto tiempo que dura el análisis. Las muestras irradiadas se analizan utilizando un espectrómetro de masas conectado en línea con un horno de tantalio, para la extracción de argón. El número de átomos de ^{39}Ar producidos por la irradiación de neutrones:

$$^{39}\text{Ar} = ^{39}\text{K} \Delta T \int \phi(\varepsilon) \theta(\varepsilon) d\varepsilon$$

Donde ^{39}K es el número de átomos de este isótopo en la muestra irradiada, el incremento de T corresponde a la duración de la irradiación, $\phi(\varepsilon)$ es la densidad de flujo de neutrones a una energía ε , $\theta(\varepsilon)$ es la captura de ^{39}K para neutrones con energía ε .

El número de átomos radiogénicos en la muestra irradiada debido al decaimiento del ^{40}Ar durante su vida media es

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

Donde $^{40}\text{Ar}^*$ es el argón radiogénico, λe es la constante de decaimiento del ^{40}K por captura de electrón y λ es la constante de decaimiento total del ^{40}K . Después de que la muestra es irradiada, su relación $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ es obtenida con el cociente de las dos ecuaciones anteriormente mostradas:

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} = \frac{\lambda e}{\lambda} \frac{^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1)}{^{39}\text{K} \Delta T \int \phi(\varepsilon) \theta(\varepsilon) d\varepsilon}$$

Esta última ecuación puede ser simplificada introduciendo el parámetro “J”, el cual se define de la siguiente manera:

$$J = \frac{\lambda}{\lambda e} \frac{^{39}\text{K} \Delta T}{^{40}\text{K}} \int \phi(\varepsilon) \theta(\varepsilon) d\varepsilon$$

Posteriormente se puede reordenar como sigue:

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} = \frac{e^{\lambda t} - 1}{J}$$

Esta última ecuación sugiere que el parámetro J puede ser determinado irradiando conjuntamente una muestra de edad conocida y muestras cuyas edades se desconocen. Una vez que se conoce mediante espectrometría de masas la relación $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ de la muestra de edad conocida, el parámetro J puede ser calculado con la siguiente ecuación:

$$J = \left(\frac{e^{\lambda tm} - 1}{\left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}} \right)_m} \right)$$

Por último, ya que se sabe el valor de J y se determina la relación ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}$ de la muestra que se desea fechar, la edad puede ser determinada:

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

J. Metodología Ar/Ar

La muestra NEX-1 (0.14 g de hornblenda) fue irradiada en el reactor nuclear de la Universidad de MacMaster en Hamilton, Ontario, Canadá. La energía de la irradiación recibida fue 40 MWh. Como monitor de irradiación se utilizó el estándar interno Biotita CATAV 7-4 con una edad de $t_s = 88.53 \pm 0.39$ Ma. Se irradiaron juntas, una alícuota del monitor y ~0.14 g de hornblenda NEX-1.

Los isótopos de argón fueron analizados con un espectrómetro MS-10 con horno de tantalio en el CICESE, para referencias acerca de los métodos analíticos ver Cerca-Martínez et al. (2000). Los análisis fueron corregidos por desintegración radiactiva de ${}^{37}\text{Ar}$ y ${}^{39}\text{Ar}$. Para corregir por discriminación del espectrómetro de masas, se analiza diariamente una alícuota de argón de composición atmosférica. Los parámetros reportados por Bottomley y York (1976) se utilizaron para corregir las reacciones de interferencia de Ca y K. También se aplicaron los parámetros

recomendados por Roddick (1983) para realizar la corrección por interferencia de Cl.

K. Resultados de Ar/Ar

El concentrado de hornblenda fue analizado mediante la técnica de calentamiento por pasos, se colectaron tres fracciones a 500, 950 y 1350° C. Las edades calculadas para cada fracción se muestran en la tabla 8 y están graficadas en el espectro de edad (figura 46), las incertidumbres para cada fracción son 1σ y se representan por el espesor de las barras, el ancho de éstas muestra el % del ^{39}Ar liberado.

Muestra NEX-1 0.1461 g	Temp (°C)	F 39 Ar	^{39}Ar cum	Edad en Ma	% ^{40}Ar atm	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$
	500	0.0046	0.0046	130 ± 255	95.96	4.04	5.11
	950	0.1101	0.1147	0.6 ± 1.5	99.7	0.3	4.29
	1350	0.8853	1	3.6 ± 1.6	97.13	2.87	21.4

Tabla 8.- Edades de Ar/Ar para la muestra NEX-1 mediante la técnica de calentamiento por pasos. F39 Ar representa el porcentaje de Ar liberado para cada incremento de temperatura.

La línea recta del diagrama $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de la figura 46 se calcula mediante ajuste por mínimos cuadrados. Estas fracciones permiten evaluar a partir del inverso de la intercepción con las ordenadas la relación $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ inicial y del inverso de la intercepción con el eje de las abscisas el $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{ArK}$ y por ende la edad de isócrona ($t_c \sim 0.5 \pm 1.6$ Ma) para la 3er fracción, que representa el 88% del ^{39}Ar liberado, utilizando las ecuaciones de York et al. (2004).

La concentración de argón radiogénico de esta muestra es menor a 5%, y la concentración de potasio se estima en ~ 0.2 %. La sensibilidad del espectrómetro

MS-10 no permitió dividir el argón en más fracciones, debido a la edad de la roca, contenido de potasio y el tamaño de muestra disponible para análisis.

El espectro de edad parece indicar la presencia de exceso de argón. La línea recta calculada del diagrama de correlación, no está bien definida, ya que las tres fracciones se aglomeran muy cerca de la intercepción con el eje de las ordenadas, por lo que de este diagrama, únicamente puede definirse el valor de la ordenada al origen, es decir el valor de $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 303$ (Fig. 46).

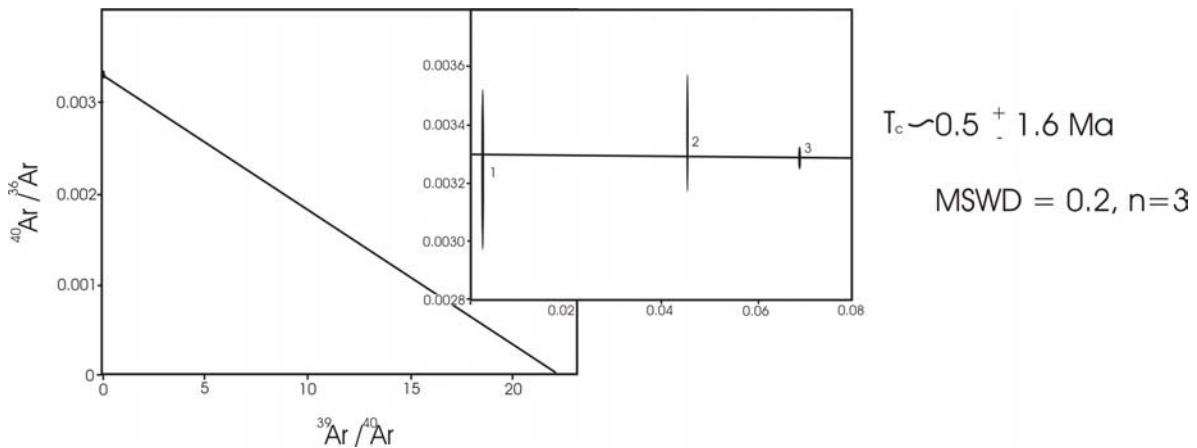


Figura 46.- Diagrama $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de la muestra NEX-1(hornblenda). El diagrama de la derecha es una ampliación del de la izquierda. La t_c es la edad de isócrona, su valor no aparece en la tabla 8 porque es una isócrona bastante mal definida, generada con tres puntos muy cercanos al eje de las ordenadas. La intercepción con las ordenadas indica un $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 303. Utilizando este dato para recalculer el espectro de edad, la 3ra fracción (tabla 8), que representa el 88% del ^{39}Ar cambia de 3.6 a 0.5 Ma, pero con una incertidumbre de 1.6 Ma. Este es el mejor dato para esta muestra, pues en general la cantidad de Ar radiogénico fue muy baja.

MSWD = 0.2 es una medida de la bondad del ajuste de la línea recta calculada con tres puntos ($n = 3$). MSWD se define como la suma de las desviaciones de la mejor línea recta, parámetro que se minimiza para encontrar la mejor línea recta por mínimos cuadrados. En principio para MSWD se espera un valor parecido a 1, en cuyo caso se considera como un buen ajuste. Para la muestra NEX-1 el valor fue mucho menor que 1, este valor tan chico se debe a que las barras de error son muy grandes.

VIII. Discusión de resultados

Evidencias de trabajo en campo, depósitos de avalancha, sugieren la presencia de 2 paleoestructuras para el Volcán Popocatepetl. El simple hecho de que haya más de dos depósitos de colapso no implica la existencia de dos paleovolcanes. Sin embargo el trabajo de campo puede ser reforzado con fechamientos de rocas y de esta manera afirmar la presencia de dos o más paleoestructuras. Las edades obtenidas en este trabajo son preliminares y se necesitan reproducir para ser confiables, sin embargo son un primer acercamiento para sugerir que El Volcán Popocatepetl se divide en un volcán moderno y en dos paleoestructuras, Nexpayantla y Ventorrillo. Cada una de estas estructuras estaría limitada por el colapso parcial del cono volcánico. A continuación se discuten las características petrográficas de cada estructura así como la posible edad para algunas de sus rocas. Las características geoquímicas de las rocas pertenecientes a las paleoestructuras se presentan juntas y se comparan con el volcán moderno debido a la similitud de sus valores.

L. Volcán Nexpayantla

Las rocas más antiguas del Volcán Popocatepetl están representadas por las rocas de la paleoestructura Nexpayantla (muestras CLM-1, NEX-4, NEX-1, NEX-3, NEX-5). La muestra CLM-1 corresponde a la roca estratigráficamente más antigua. La muestra NEX-4 se intentó fechar mediante el método K-Ar, pero como se mostró anteriormente, el exceso de Ar atmosférico impidió obtener resultados satisfactorios.

Para la muestra NEX-1 se obtuvieron mediante el método K-Ar 3 edades en cristales de hornblenda: 1.72, 1.49 y 1.80 Ma. Las tres edades tienen un error relativo menor al 20% según estimaciones numéricas de los resultados analíticos. El exceso de Ar en esta muestra es menor a la muestra NEX-4 y el contenido de ^{40}Ar radiogénico es poco (menor a NEX-4) pero consistente.

La reproducibilidad de estos 3 análisis hace suponer que las edades obtenidas pueden ser reales, por lo tanto se compararon en un contexto regional.

Cantagrel et al. (1981) sugieren un rango de edad, con fechamientos obtenidos mediante el método de K-Ar en roca total, entre 1.2 y 1.6 Ma para algunas andesitas del Nevado de Toluca. García-Palomo et al. (2002) reporta edades de hasta 2.3 Ma también para el Nevado de Toluca. De igual forma, con el método K-Ar en muestras de roca total, Nixon et al. (1987) obtienen edades para El Llano Grande, Volcán Iztaccíhuatl, de 0.9 Ma. La edad de El Llano Grande corresponde a la fecha en que el cono ya estaba bien formado, sin embargo, estos volcanes, incluyendo al Popocatepetl, se encuentran fuertemente disectados y en sus barrancas más profundas es posible encontrar las lavas que forman parte de la base de los conos que actualmente vemos, y que en el caso del Iztaccíhuatl serían más antiguas que El Llano Grande. Bajo esa prerrogativa Nixon et al. (1987) sugieren que la etapa de vulcanismo entre 1.2 y 1.6 Ma en el Nevado de Toluca se puede extender a los grandes estratovolcanes de la zona central de México, y ubica a 1.7 Ma como la edad a la cual estos grandes volcanes empiezan a surgir. En el caso particular del Popocatepetl tenemos a la Barranca de Nexpayantla como la disección más profunda en la estructura volcánica, en donde se encuentran expuestas las rocas más antiguas pertenecientes a la paleoestructura

del Volcán Nexpayantla y de donde se obtuvieron las muestras NEX-1 y NEX-4. Estudios de paleomagnetismo llevados a cabo por Mooser et al. (1974) y Carrasco et al. (1986) reportan que las lavas de “Nexpayantla” presentan una polaridad normal, lo cual implicaría una edad $< .73$ Ma según la escala de tiempo de Harland et al. (1982). Sin embargo, los puntos de muestreo presentados en dichos trabajos no corresponden a las lavas más antiguas pertenecientes al Volcán Nexpayantla, una de las cuales es la lava NEX-1. Los puntos donde muestrearon Mooser et al. (1974) corresponden a sitios de donde se obtuvieron las muestras YOLO-1, T-01 y PF3 de este trabajo y las cuales corresponderían a la etapa propia del Volcán Ventorrillo, exceptuando a YOLO-1. Los sitios de muestreo que reportan Carrasco et al. (1986) tampoco coinciden con localidades para las rocas más antiguas del Volcán Nexpayantla. El escenario anteriormente descrito hace suponer que la edad de la muestra NEX-1 podría ser real y que el Volcán Nexpayantla tendría alrededor de 1.7 Ma. Para esta muestra también se obtuvo una edad mediante el método Ar-Ar, con el cual se obtuvo una fecha de 0.5 ± 1.6 Ma, y como se puede apreciar esta edad difiere por más de 1 Ma con las fechas obtenidas mediante K-Ar para la misma muestra pero coincide si tomamos en cuenta el error de la desviación estándar. Esta incongruencia en los resultados finales podrían ser una consecuencia de la diferencia de Ar radiogénico que fue determinada en ambos métodos. A esta diferencia hay que adicionar el hecho de que la cantidad de muestra para el método Ar/Ar fue menor (menos de 150 mg) en comparación con la cantidad de muestra para K-Ar y por lo tanto no hubo suficiente muestra disponible para intentar reproducir la edad. Lo anteriormente dicho hace suponer

que la edad mas probable para la muestra NEX-1 es la obtenida mediante el método de K-Ar.

El análisis petrográfico de las muestras del Volcán Nexpayantla revela que sus lavas son producto de una mezcla de magmas. La ocurrencia de plagioclasas normales y de plagioclasas con textura tipo tamiz en la misma muestra, plagioclasas con bordes sanos bordeando cristales corroídos, cristales redondeados o con bahías, y cristales con bordes de reacción indican que la mezcla de magmas pudo haber sido uno de los mecanismos de evolución magmática para estas rocas. La textura tipo tamiz fue estudiada por Tsuchiyama (1985) quien mostró que si la plagioclasa se calienta por encima del *liquidus* los cristales se empiezan a disolver y a redondearse. Si el porcentaje de An es menor al del cristal que se encuentra en equilibrio con el magma, su superficie se vuelve muy rugosa y finamente indentada para formar una textura tamiz. En dichas indentaciones se infiltra el magma y la plagioclasa reacciona para volverse más cálcica. La otra forma de generar esta textura es con una descompresión de los magmas, sin embargo en este caso la corrosión no va acompañada de un cambio en la composición de los cristales. Si el cambio químico es cuantificado esta textura indica una mezcla de magmas.

La muestra NEX-1 presenta una marcada zonación en sus minerales pero ningún cristal presenta bordes de reacción. Esta muestra sólo presenta una marcada zonación, la cual no necesariamente indica una mezcla de magmas. El borde de reacción en anfíboles se puede interpretar como una deshidratación del magma por descompresión (Rutherford et al., 1985) o como una mezcla de

magmas donde el magma que invadió era muy pobre en H₂O (se necesita por lo menos 3% de H₂O para estabilizar el anfíbol; Shelley, 1993). La mezcla de magmas implicaría desequilibrio en todos los minerales, por lo tanto el borde de reacción en los anfíboles puede ser atribuido a una deshidratación del magma por descompresión, y el zonamiento en los cristales de esta muestra se puede explicar en función de un movimiento intermitente de los cristales en una cámara magmática químicamente estratificada.

Domo Yoloxochitl

De este domo se obtuvo la muestra YOLO-1. Se fechó una sola vez mediante cristales de hornblenda obteniendo una edad de 0.75 Ma con un error relativo menor al 20% según estimaciones numéricas de los resultados analíticos. Para esta muestra faltaría intentar reproducir este valor para poder asegurar su edad. El exceso de Ar no tiene que ser el mismo en todas las rocas del Popocatepetl, la heterogeneidad de las fuentes que generaron las rocas del volcán lo demuestra, sin embargo, el exceso de Ar sólo incrementa la edad de las rocas. Por lo tanto si consideramos que las muestras NEX-1 y YOLO-1 cuentan con las mismas dificultades técnicas y los mismos errores analíticos podemos considerar que las edades obtenidas en estas muestras tienen un valor relativo y que el domo Yoloxochitl es más joven que las lavas NEX-4 y NEX-1, para las cuales no existe una relación de corte en campo. Los datos de paleomagnetismo presentados en Mooser et al. (1974) también se ajustan con dicha observación ya que reportan las rocas del domo Yoloxochitl, de donde fue obtenida la muestra YOLO-1, con valores de polaridad normal y por lo tanto una edad < a .73 Ma.

El análisis petrográfico de esta muestra también sugiere una mezcla de magmas debido a las texturas de desequilibrio presentes en los minerales.

M. Volcán Ventorrillo

Para esta paleoestructura se contó con las muestras T01, TLA-1, T2, PF2 y PF3. Estratigráficamente la muestra más antigua es T01. La única muestra que se intentó fechar mediante el método K-Ar fue TLA-1. Para esta muestra se obtuvieron dos edades a partir de concentrados de hornblenda: 0.0 y 0.3Ma. La muestra tiene muy poco Ar radiogénico, por lo tanto el concentrado de 12.6 mg (tabla 7) fue muy poco para medir el Ar y esa es la razón por la cual se obtuvo una edad de 0.0 Ma. Para la edad de 0.3 Ma se usó un concentrado de 49.2 mg. Para muestras menores a ~0.3 Ma con contenidos bajos de potasio y que se intentan fechar mediante hornblenda o plagioclasa es muy difícil obtener fechas con precisión razonable y el error puede ser superior al 50%. En general simplemente se puede determinar que esta muestra es más joven que 0.3 Ma.

El análisis petrográfico de las muestras de la paleoestructura Ventorrillo muestra, al igual que las muestras de Nexpayantla, texturas de desequilibrio en los cristales que indican que sus rocas son producto de una mezcla de magmas.

A pesar de las evidencias petrográficas, en este trabajo no se realizó ningún análisis por microsonda con el cual se puede reafirmar la mezcla de magmas. Los análisis químicos puntuales nos dan información acerca de composiciones químicas inusuales, es decir, cristales que su composición se aleja mucho de la del promedio. También se pueden obtener composiciones heterogéneas entre el

núcleo y el borde de los cristales y nos permite verificar si un zonamiento es reverso u oscilatorio, con lo cual se puede descartar a la cristalización fraccionada como mecanismo de zonamiento. Dichos análisis los han realizado Nixon y Pearce (1987), Pearce y Kolisnik (1990) y Schaaf et al. (2005) para las rocas menores a 23 mil años del Volcán Popocatépetl. En dichos trabajos concluyen que las andesitas del Popocatépetl son producto de recargas y mezclas de magmas basálticos con magmas más silícicos para formar magmas híbridos o para llevar a cabo un mingling (mezcla incompleta de 2 o más componentes).

N. Geoquímica de las paleoestructuras del Volcán Popocatépetl

Elementos mayores y elementos traza

La evolución magmática de las rocas volcánicas frecuentemente está caracterizada por más de un proceso. La cristalización fraccionada puede dar origen a un magma parental que a su vez se puede fraccionar en una cámara magmática mientras asimila material de los alrededores, la asimilación también se da durante el ascenso de los magmas desde el lugar en que fueron generados. Posteriormente estos magmas se pueden mezclar con otros magmas en una cámara magmática. Las muestras de este trabajo presentan características de fraccionamiento, asimilación y mezcla de magmas, siendo este último proceso el más recurrente.

Mezcla de magmas y contaminación cortical

Los diagramas Harker para las muestras de este trabajo (figura 39) aparentan reflejar un patrón de cristalización fraccionada. Sin embargo sólo rocas muy pobres en fenocristales dan un patrón real de este proceso de evolución magmática y las rocas de este estudio son principalmente porfiríticas. Además la composición de las rocas no presenta un cambio químico progresivo, las rocas estratigráficamente más antiguas no son las menos evolucionadas ni las rocas más recientes son las más evolucionadas. Por lo tanto, a pesar de que los diagramas presentan una tendencia coherente, esta no concuerda correctamente con la edad relativa y la composición de las rocas. Lo cual conlleva a interpretar los diagramas como la representación de etapas de contaminación cortical y/o eventos de mezcla de magmas. Análisis realizados en Schaaf et al. (2005) a xenocristales de olivino sugieren que los miembros extremos que se pudieran estar mezclando con los magmas del Volcán Popocatepetl son de composición basáltico-andesítica. Stimac et al. (1997) reporta en el Popocatepetl un evento de mingling entre dos magmas diferentes, para el cual uno de los magmas es también de composición basáltico-andesítica. Por lo tanto se puede sugerir que los magmas que se mezclan con los magmas de la cámara magmática para generar las rocas que se analizaron en este trabajo también pudieron ser basáltico-andesíticos.

Los elementos traza de las muestras del Volcán Nexpayantla también reflejan procesos de contaminación cortical y mezcla. El diagrama de la figura 41 presenta un enriquecimiento de los “large-ion lithophile elements” (LILE) con respecto a los “high-field-strength elements” (HFSE). Este enriquecimiento es característico de

rocas volcánicas calialcalinas relacionadas a un ambiente de subducción debido a que los LILE se encuentran enriquecidos en la corteza continental. Las anomalías negativas en Ti y Nb se ajustan bien a esta observación ya que también corresponden a rocas generadas en un ambiente de subducción, esto debido a la insolubilidad del Nb y el Ti. Al ser estos elementos casi insolubles, no se incorporan a los fluidos generados por la fusión parcial del manto y por lo tanto su concentración en las rocas generadas en un ambiente de subducción es considerablemente baja.

Las anomalías positivas más grandes se presentan en los elementos más móviles (Cs, Rb y Ba) y en el Pb. La primera de ellas, Cs, Rb y Ba, podría ser un indicador de contaminación cortical en los magmas, ya estos elementos se concentran en la corteza continental. El enriquecimiento en Pb con respecto a los otros elementos es un indicador inobjetable de la adhesión de material ajeno al magma, esto porque el Pb es uno de los elementos más incompatibles. Debido a esto, la anomalía de Pb puede reflejar la influencia de sedimentos incorporados en la placa subducida y a una asimilación de la corteza superior (Schaaf et al., 2005).

El diagrama de la figura 41 presenta una tendencia decreciente del Cs al Ti. Apartir del Dy al Lu (HREE y Y) la tendencia cambia al volverse casi constante con respecto a la normalización roca/manto primitivo. Esto puede reflejar tanto un fraccionamiento de una fase mineral, como la hornblenda, que concentre HREE y/o la asimilación de material empobrecido en HREE, como pueden ser las areniscas (Schaaf et al. ,2005).

Cristalización fraccionada

La cristalización fraccionada también se ve reflejada en las rocas del Popocatepetl y sus paleoestructuras. En el diagrama de la figura 40 se puede observar que las muestras de este trabajo presentan un claro patrón de fraccionamiento de clinopiroxeno. Si consideramos que las muestras de este trabajo son producto de una mezcla de magmas tenemos que asumir que el fraccionamiento del clinopiroxeno se lleva a cabo en el, o los magmas parentales que generaron los reservorios del Volcán, o bien, en los magmas que se infiltran en la cámara magmática para mezclarse y formar un magma híbrido.

En el diagrama de la figura 42 podemos observar la ausencia significativa de anomalías de Eu en todas las muestras excepto en una, YOLO-1. La anomalía positiva de Eu en esta muestra puede ser producto de un fraccionamiento de piroxeno pobre en Ca, hornblenda y apatito (Hanson, 1980), lo cual reafirma que el fraccionamiento ha actuado en estos magmas. Por otra parte, la ausencia de esta anomalía en las muestras restantes implica que el fraccionamiento de las plagioclasas no fue significativo probablemente debido a que las muestras fueron originadas por un proceso de mezcla de magmas.

Heterogeneidad del manto

En el diagrama de tierras raras de la figura 42 se puede visualizar que las rocas de Nexpayantla y Ventorrillo se encuentran enriquecidas en tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas. De igual forma se puede notar que el enriquecimiento de LREE de las rocas con respecto a las condritas tiene un

rango que va de 50 a 100. Si consideramos que estas rocas no fueron producto de una cristalización fraccionada, este rango que es considerablemente grande, se puede atribuir a heterogeneidades en la fuente que generó los magmas. Zindler y Hart (1986) aportan observaciones para considerar que el manto es heterogéneo entre 100 y 1000 km. Aunado a esto, Siebe et al. (2004b) demuestra que por debajo del CVSC (Campo Volcánico del la Sierra Chichinautzin) existe una heterogeneidad que refleja por lo menos dos tipos distintos de manto en una distancia menor a los 10 km. Para el Popocatepetl podríamos pensar lo mismo ya que los datos presentados en Schaaf et al. (2005) para conos monogenéticos que se ubican a un radio de 35 km del Popocatepetl se ajustan a dicho modelo. En el diagrama también se puede observar que la muestra NEX-5 presenta la relación La/Lu más baja para todas las rocas de este trabajo, por lo tanto es la más primitiva.

Para ejemplificar esto de otra manera podemos analizar el diagrama de la figura 43. En dicho diagrama podemos observar que las muestras NEX-5, NEX-3 y NEX-6 se encuentran ubicadas dentro del campo que representa a los conos de la Sierra Chichinautzin y alejadas del campo del Popocatepetl. Los valores correspondientes al Volcán Popocatepetl y a la Sierra Chichinautzin están lo suficientemente dispersos para pensar que la fuente magmática que los generó no es homogénea o que son producto de una mezcla de diferentes magmas.

El diagrama de la figura 42 también muestra una tendencia decreciente en las tierras raras ligeras y medias (La-Dy), sin embargo las tierras raras pesadas (Ho-Lu) presentan una inflexión y el patrón se vuelve casi horizontal. Esto sugiere que los magmas que dieron origen a estas rocas se generaron en profundidades

someras libres de granate (el granate hubiera incorporado las tierras raras pesadas en su red cristalina y el patrón de estos elementos se hubiera comportado como en La-Dy). Esto a su vez sugiere que la fusión parcial de estos magmas fue a partir de un magma peridotítico empobrecido en granate (Schaaf et al., 2005).

Isótopos de Sr, Nd y Pb

Los datos de isotopía confirman el hecho de que los productos generados por las paleoestructuras del Volcán Popocatepetl son el resultado de la mezcla de magmas, la mezcla entre sedimentos marinos y el manto y asimilación o contaminación cortical.

Los diagramas de la figura 44, donde se tienen graficados los resultados de la isotopía de Sr, Nd y Pb de las rocas de las paleoestructuras del Volcán Popocatepetl, muestran de manera muy clara la relación que guardan estas rocas con los diferentes tipos de mantos que caracterizaron Zindler y Hart en 1986. Es muy claro que ninguna de las muestras de este trabajo, las muestras menores a 23 mil años del Popocatepetl y las muestras de la Sierra Chichinautzin se pueden relacionar directamente con un tipo de manto. Al no poder relacionar las muestras con ninguno de los tipos de mantos en los diagramas y al tener diferentes valores de Sr, Nd y Pb para las muestras de las paleoestructuras se considera la posibilidad de que las rocas de las paleoestructuras del Popocatepetl sean producto de algún tipo de contaminación entre magmas provenientes del manto y rocas corticales y sedimentos marinos. El diagrama de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

muestra dos campos, EPR (East Pacific Rise) y SED (sedimentos marinos), las muestras del Popocatepetl se ubican entre estos dos campos lo cual indica una mezcla entre la cuña del manto y sedimentos acarreados por la placa de Cocos en la generación de los magmas.

En la figura 44A se puede observar que las rocas de este trabajo tienen valores positivos de ϵ_{Nd} y que denotan cierta afinidad (junto con las rocas del Popocatepetl moderno y la Sierra Chichinautzin) con el arreglo característico del manto. En el diagrama también se puede observar una diferencia notable en las relaciones $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre las muestras del Volcán Popocatepetl (y sus paleoestructuras) y las muestras de la Sierra Chichinautzin. Los valores más altos de la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ en el Volcán Popocatepetl se pueden explicar como el resultado de magmas almacenados en la corteza que tuvieron suficiente tiempo para asimilar material cortical. Los magmas que formaron las rocas de la Sierra Chichinautzin debieron haber tenido menos tiempo de almacenamiento en la corteza y por lo tanto la asimilación cortical fue menor.

Por último se puede observar que las muestras de este trabajo se encuentran traslapadas en todos los diagramas de Zindler y Hart (1986) con las muestras representativas menores a 23 mil años del Popocatepetl, lo cual demuestra que no existe ningún patrón en función del tiempo para los valores isotópicos de Sr, Nd y Pb.

Analizando individualmente las muestras, se puede observar que dos de las rocas tienen valores que se distinguen de todos los demás. Una de ellas, T-01, tiene un valor alto de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.704827) y la otra, NEX-5, corresponde al valor

más bajo de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512716). Como anteriormente se describió, el basamento más probable por debajo del Volcán Popocatepetl puede ser de rocas carbonatadas. Las rocas generadas por las paleoestructuras y el Volcán Popocatepetl pueden tener un cierto grado de contaminación con rocas del basamento local (Fm. Morelos; Sosa, 2003) lo cual incrementa su relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ debido a la afinidad del Sr para reemplazar al Ca en las rocas carbonatadas. La muestra T-01 tiene el valor más alto de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ello indica que es la roca de este trabajo con mayor contaminación por carbonatos.

Como anteriormente se había discutido, la muestra NEX-5 se encuentra alterada. Ello puede ser el motivo de su bajo valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. A pesar de ser el Nd un elemento relativamente inmóvil su concentración puede bajar o aumentar si el sistema añade una fase cristalina con una relación isotópica de Nd diferente a la de la roca original.

IX. Conclusiones

La actividad volcánica del Popocatépetl inició con la formación de la paleoestructura denominada Volcán Nexpayantla. El primer intento para fechar las rocas del Volcán Nexpayantla reveló una edad de aproximadamente 1.7 Ma. Sin embargo hace falta repetir estos fechamientos e intentar reproducir los resultados para estar totalmente seguros que la edad obtenida en este trabajo es real. El colapso de esta estructura fue seguido por el crecimiento de la paleoestructura denominada Volcán Ventorrillo para la cual no se pudo obtener ninguna edad confiable en este trabajo, sin embargo se llegó a la conclusión de que probablemente sea menor a 0.3 Ma.

El análisis petrográfico de las rocas de Nexpayantla y Ventorrillo que conforman este trabajo muestra claramente texturas que revelan la historia de uno o más eventos de desequilibrio en los cristales. Este desequilibrio está representado por texturas tipo tamiz, bordes corroídos y bahías o golfos en los cristales. Este hecho aunado a la presencia de dos diferentes poblaciones de cristales, de plagioclasa principalmente, una con cristales en desequilibrio y otra con cristales sanos, sugiere que las lavas que contienen estos cristales son producto de una mezcla de magmas. La superposición de crecimientos de plagioclasa sana alrededor de bordes corroídos en algunos cristales es cíclico. Esto sugiere que los eventos de mezcla no fueron únicos y que la infiltración de nuevo magma puede ocurrir repetidamente antes de que se generara una erupción. Para estas muestras resta hacer análisis de microsonda, de igual manera que se han hecho para las muestras del Popocatépetl actual, para

verificar la composición de los zonamientos en cristales y estar totalmente seguros que las texturas de desequilibrio son producto de una mezcla de magmas.

La composición de las rocas de Nexpayantla y Ventorrillo que conforman este trabajo revela un rango que va desde las andesitas basálticas (muestras NEX-3 y NEX-5) hasta las dacitas (muestras NEX-1 y YOLO-1). El patrón de comportamiento para los elementos mayores (diagramas tipo Harker) revela que las muestras de este trabajo no son producto de una cristalización fraccionada en una cámara magmática, lo cual refuerza la hipótesis de que el proceso magmático que dio origen a las rocas fue el de la mezcla de magmas. Los análisis de elementos traza presentan anomalías características de un ambiente de subducción en un arco magmático continental. Ello se corrobora con las anomalías positivas de los elementos traza incompatible (e.g. Pb y Ba), las cuales son características de material añadido de la placa subducida.

Los patrones de tierras raras para las muestras de este trabajo se pueden explicar como el resultado de la generación de magmas a partir de un manto heterogéneo. Dicho resultado se confirma con los diagramas donde se presentan los elementos incompatibles U, Ta, Th y el elemento inmóvil Hf.

Los valores isotópicos de Pb, Sr y Nd para las muestras de este trabajo revelan que las rocas de Nexpayantla y Ventorrillo presentan un cierto grado de mezcla entre material del manto y sedimentos marinos así como una componente alta de contaminación cortical con las rocas del basamento carbonatado que subyace el Volcán Popocatépetl.

La conclusión final de este trabajo es que las rocas de las paleoestructuras, Volcán Nexpayantla y Volcán Ventorrillo, presentan muy pocas diferencias químicas, isotópicas y texturales con las rocas del Volcán Popocatepetl, lo cual indica que los mecanismos de evolución magmática y el origen de sus rocas ha sido el mismo a través de la historia geológica.

X. Bibliografía

Bottomley, R. J. and York D. 1976. ^{40}Ar - ^{39}Ar Age determinations on the Owyhee basalt of the Columbia Plateau, Earth and Planetary Science Letters. 31: 75-84.

Cantagrel, J. and Robin, C. 1979. K-Ar dating of Eastern Mexican volcanic rocks, relations between the andesitic and the alkaline provinces. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 5: 99-114.

Cantagrel, J. M., Robin, C. and Vincent, P. 1981. Les grandes étapes d'évolution d'un volcan andésitique composite: exemple du Nevado de Toluca (México). Bull Volcanol. 44: 177-188

Carrasco, G., Silva, L., Delgado, H. and Urrutia-Fucugauchi, J. 1986. Geología y paleomagnetismo del Popocatepetl. Comunicaciones técnicas. Serie Investigación Instituto de Geofísica, UNAM. No 33.

Carrasco-Núñez, G. 1985. Estudio geológico del volcán Popocatepetl. Tesis profesional. FI, UNAM. 138 pp.

Cerca Martínez L.M., Aguirre Díaz G., López Martínez M., 2000 The Geologic Evolution of Southern Sierra de Guanajuato, México: A Documented Example of the Transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. International Geology Review. 42 (2): 131-151.

Demant, A. 1978. Características del eje neovolcánico transmexicano y sus problemas de interpretación. UNAM, Instituto de Geología, Revista. 2: 172-187.

DePaolo, D. J., and G. J. Wasserburg, 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. Geophysical Research Letters., 3: 249-252.

Faure, F. and Mensing, M. T. 2005. Isotopes (principles and applications), third edition. John Wiley and Sons, Inc., Hoboken New Jersey. 897 pp.

Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G. and Carrasco-Núñez, G. 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. Geology. 27 (4): 303-306.

Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, Ch. and Manetti, P. 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Tectonophysics 318: 161-185.

Fries, D. Jr. 1960. Geología del estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región centro meridional de México. Boletín del Instituto de Geología, UNAM, 60: 206-236.

Fries, D. Jr. 1965. Hoja Cuernavaca con resumen de la geología del estado de Morelos. Instituto de Geología, UNAM.

García-Palomo, A., Macías, J.,G. Tolson, J., Valdéz, G., Mora, J.C. (2002) Volcanic Stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, Vol 41, 2, p. 133-150.

Gastil, G., Krummenacher, D. and Minch, J. 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*. 90: 839-857.

Hanson, N. G. 1980. Rare Earth Elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 8: 371-406.

Harlan, W. B., Cox, A. U., Llewellyn, P. G., Pickton, C. A. G., Smith, A. G. and Walters, R. 1982. *A Geologic time scale*. Cambridge University Press. Cambridge. 131 pp

Hart, S. R. 1964. The petrology and isotopic-mineral age relations of a contact zone in the Front Range, Colorado. *Journal of Geology*. 72: 493-525.

Lanphere, 1994. A comparison of conventional K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of young mafic volcanic rocks [abs.]: in Lanphere, M. A., Dalrymple, B. D., and Turrin B. D., eds. *Eight International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology*, U:S: Geological Survey Circular, v. 1107, p. 185.

Márquez, A., Oyarzun, R., Doblás, M. and Verma, S. 1999a. Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: a case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin ? *Geology*. 27: 51-54.

Martel, S., Harrison, T. and Gillespie, A. 1987. Late Quaternary vertical displacement rate across the Fish Springs Fault, Owens Valley Zone, California. *Quaternary Research*. 27: 113-129

Merihue, C. M., and Turner, G., 1966. Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *Journal of Geophysical Research*. 71:2852-2857.

Moore, G., Marone, C., Carmichael, E. and Renne, P. 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*. 106: 383-394.

Mooser, F., Meyer-Abich, H. and McBirney, A. 1958. Catalogue of active volcanoes of the world, part VI, Central America. International Volcanology Association, Italy. 36 pp.

Mooser, F. M., Nairn, A. E. M. and Negendank, J. F. W. 1974. Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII A paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico. *Geologische Rundschau*. 63: 451-483.

Nixon, G. 1989. The geology of Iztaccihuatl Volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. *Geological Society of America Special Paper*. 219. 57 pp.

Nixon, G. T. and Pearce, T. H. 1987. Laser-interferometry study of oscillatory zoning plagioclase: the record of magma mixing and phenocryst recycling in calc-alkaline magma chambers, Iztaccihuatl volcano, Mexico. *American Mineralogist* 72, 1144-1162.

Nixon, G., Demant, A., Armstrong, R. and Harakal, J. 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*. 26 (1): 109-158.

Pearce, J. A. 1983. The roll of sub-continental lithosphere in magma genesis and destructive plate margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. C. J. Hawkesworth & M. J. Norry (eds.). 230-249.

Pearce, T. H. and Kolisnik, A. M., 1990. Observations of plagioclase zoning using interference imaging. *Earth-Science Reviews* 29, 9-26.

Renne, P. 2000. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating in Noller, S. J; Sowers, M. J; and Lettis, R. W; eds; *Quaternary Geochronology Methods and applications*. AGU Reference Shelf 4 (2000), 582 pp.

Robin, C. 1984. Le Volcan Popocatépetl (Mexique): structure, evolution petrologique et risques. *Bulletin Volcanology*. 47: 1-23

Robin, C. and Boudal, Ch. 1987. A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern volcan Popocatépetl. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 31: 115-130.

Roddick, J.C. 1983. High precision intercalibration of ^{40}Ar - ^{39}Ar standards. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 47: 887-898

Rollinson, H. 1995. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Group UK (ed.), 352 pp.

Rutherford, M., Sigurdson, H., Carey, S. N. and Davis, A. 1985. The May 18, 1980 Eruption of St. Helens, Melt Composition and experimental phase equilibria. *Journal of Geophysical Research*. 90: 2929-2947.

Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C. and Macias, J. L. 2005. Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding volcanoes, Central Mexico. *Journal of Petrology*. 46 (6): 1243-1282

Shelley D. 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope "classification, textures, microtextures and mineral preferred orientations" 1st ed. Chapman and Hall eds.

Sheth, C., Torres-Alvarado, S. and Verma, P. 2000. Beyond subduction and plumes: a unified tectonic-petrogenetic model for the Mexican Volcanic Belt. *International Geology Review*. 42: 1-13.

Shurbet, D. and Cebull, S. 1984. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican volcanic Belt. *Tectonophysics*. 101: 159-165.

Siebe, C. and Macias, J. L. 2004. Volcanic hazards in the Mexico City Metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán strotovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field. Field guide , Penrose conference, Neogene Quaternary margin volcanism, January 2004, State of Puebla, Mexico. Boulder, CO: Geological Society of America, 77pp.

Siebe, C., Abrams, M. y Macías, J. 1995, Derrumbes Gigantes, Depositos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcan Popocatepetl en Volcan Popocatepetl. Estudios Realizados Durante la crisis de 1994-1995. Publicado por el Centro Nacional de Prevención de desastres de la Secretaria de Gobernación , Institución coeditora UNAM.

Siebe, C., Macias, J., Abrams, M., Rodríguez, S. and Castro, R. 1997. Catastrophic prehistoric eruptions at Popocatepetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdán-Oriental basin, east-central México. Pre-meeting excursion fieldtrip guidebook No 4, January 12-18: Puerto Vallarta, México, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI) General Assembly. 88 pp.

Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P. and Abrams, M. 2004b. Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichnautzin scoria cones, south of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 130, 197-226.

Siebert, L. 1984. Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 22: 163-197.

Solé, J., Enrique, P. (2001) X-ray fluorescence analysis for the determination of potassium in small quantities of silicate minerals for K-Ar dating. *Analytica Chimica Acta* 440:199-205.

Sosa, G. 2003. Variaciones Geoquímico-Temporales y perfil isotópico de Sr, Nd y Pb del Volcán Popocatepetl. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería UNAM. 80 pp.

Stimac, J., Siebe, C., Schaaf, P. and Obenholzner, J. 1997. Magmatic processes at Popocatepetl, Mexico. In: International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, General Assembly, Puerto Vallarta, Mexico, Abstracts, p. 76.

Steiger, R.H. and Jäger, E. 1977. Subcomisión on Geochronology: Convention on the use of Decay constants in Geo and Cosmochronology, *Earth and Planetary Science Letters*. 36: 359 – 362.

Sun, S. and McDonough, W. 1989. Chemical and Isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A. and Norry, M. (eds). *Magnetism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications. 42: 313-345

Tsuchiyama, A. 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in andesite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 89: 1-16.

Ui, T. 1983. Volcanic dry avalanche deposits. Identification and comparison with non-volcanic debris stream deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 18: 135-150.

Ui, T., Yamamoto, H. and Susuky-Kamata, K. 1986. Characterization of debris avalanche deposits in Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 29: 231-243.

Venegas, S., Herrera, J. y Maciel, R. 1985. Algunas características de la faja volcánica mexicana y de sus recursos geotérmicos. *Geofísica Internacional*. 24 (1): 47-81.

Verma, S. 1999. Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 93: 151-171.

Verma, S. P. (2000). Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. In: Delgado-Granados, H., Agurre-Díaz, G. and Stock, J. M. (eds) *Cenozoic Tectonics and volcanism of Mexico*. Geological Society of America, Special Papers 334, 195-222.

Wallace, P. and Carmichael, I. 1999. Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 135 (4): 291-314.

York, D., Evensen, N.M., López Martínez, M. and De Basabe Delgado, J. 2004. Unified equations for the slope, intercept, and standard errors of the best straight line. *American Journal of Physics*. 73 (3): 367-375.

Zindler, A. and Hart, S. R; 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14, 493-571.