



Universidad Nacional Autónoma de México  
Posgrado de Ciencias de la Tierra  
Instituto de Geofísica

Determinación de las características petrográficas y geoquímicas de xenolitos de la región sureste de la Sierra de Pachuca (Sector oriental de la FVTM)

Tesis

Que para optar por el grado de  
Maestro en Ciencias de la Tierra

Presenta:

Diana Contreras Cruz

Director de Tesis:

Dr. Raymundo Gerardo Martínez Serrano  
(Instituto de Geofísica, UNAM)

Miembros del Comité Tutor

Dr. Fernando Ortega Gutiérrez  
(Instituto de Geología, UNAM)

Dra. Mary Bárbara Martiny Kramer  
(Instituto de Geología, UNAM)

Dr. Dante Jaime Morán Zenteno  
(Instituto de Geología, UNAM)

Dr. Peter Schaaf  
(Instituto de Geofísica, UNAM)



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## Agradecimientos

De manera muy especial quiero agradecer al Dr. Raymundo G. Martínez Serrano por todas sus valiosas enseñanzas, por su infinita paciencia y su incondicional apoyo a lo largo de este trabajo. También por todas las atenciones hacia mi trabajo, sus consejos y confianza que permitieron realizar y concluir esta tesis. Sobre todo, me llevo su amistad. Muchas gracias doctor.

Gracias al proyecto DGAPA-PAPIIT No. IN111417 por financiar los gastos de campo y análisis efectuados durante este trabajo. Agradezco igualmente al Laboratorio de Fluorescencia de Rayos-X del Instituto de Geología (LANGEM), especialmente a la Quim. Patricia Girón García y a Santiago Avilés, por compartirme sus conocimientos técnicos y permitirme ayudar en los análisis de elementos mayores. De la misma manera, agradezco al Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM, en especial a la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu por determinar el contenido de elementos traza. A todos los técnicos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica de la UNAM: M. en C. Gabriela Solís Pichardo, M. en C. Gerardo Arrieta García e Ing. Teodoro Hernández Treviño, por transmitirme sus conocimientos en la realización de los análisis isotópicos y la separación de zircones. Al Dr. Carlos Ortega del LEI del Centro de Geociencias, UNAM por el fechamiento U-Pb de zircones.

Además, quisiera agradecer a los miembros del Jurado: Dra. Barbara Martiny, Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, Dr. Dante Moran Centeno y al Dr. Peter Schaaf, por su valioso tiempo y atinados comentarios que ayudaron a enriquecer esta tesis, muchas gracias.

Muchas gracias al Personal Administrativo del Posgrado en Ciencias de la Tierra, por la orientación y asesoría en la realización de los trámites administrativos.

A mi madre Bertha, a mi padre José Manuel, y a mis hermanos por confiar y brindarme su apoyo incondicional. A Valentín Pontaza Salinas por estar siempre al pendiente de mi persona y ayudarme en el trabajo de campo. A mi querido Josué Valentín, por darme motivación en cada sonrisa. Y sobre todo a Dios.

También quiero agradecer a mis amigos y compañeros de trabajo de campo, gracias a Miriam, Antonio, Carlitos, Priscila y Melissa.

A mis compañeros de maestría: Giovanni, Joanna, Natalia, Nanci, Juan Enrique, Luis, Israel y Kevin.

Un agradecimiento a los docentes de la maestría por compartir sus conocimientos y consejos en las diferentes ramas de la Geología.

También quiero agradecer a mis colegas Omar, Osiris, Isaac, Mairita, Lupita y Maira Yadira por alentarme y darme consejos cuando los necesitaba.

## Resumen

Se determinaron las características petrográficas, geoquímicas e isotópicas de xenolitos corticales ígneos, recolectados en el domo andesítico El Ventoso, zona sureste de la sierra de Pachuca, sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana, con el fin de determinar su origen y relación con el basamento local. Los xenolitos se agruparon en 4 tipos de acuerdo con sus características texturales, mineralógicas y geoquímicas.

Los xenolitos Tipo A tienen formas esferoidales irregulares, texturas faneríticas y se clasificaron como granito y granodiorita. Una edad de cristalización U-Pb en zircones dio 21 Ma lo que los ubica en el Mioceno Temprano. Geoquímicamente se trata de granitos tipo I y sus patrones de elementos trazas son similares a los magmas relacionados con procesos de subducción, derivados de un manto litosférico, en un arco magmático. Los valores isotópicos iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.704757 y 0.704825) y  $\epsilon\text{Nd}$  (-1.64 y -1.31) indican que los magmas sufrieron procesos de cristalización fraccionada con una cierta asimilación de corteza radiogénica.

Los xenolitos Tipo B presentan los mayores tamaños (4 a 20 cm) y son los más abundantes en el afloramiento con textura fanerítica. La mayoría se clasificó como tonalita, aunque existen muestras de granodiorita con bajo  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ . Las edades de cristalización U-Pb en zircones de dos muestras dieron valores casi contemporáneos al Tipo A (19.60 y 20.88 Ma). Sus características geoquímicas (elementos mayores y traza) son similares a los magmas relacionados con procesos de subducción, derivados de un manto litosférico, en un arco magmático. Los valores isotópicos de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  (0.704921 a 0.705041) y  $(\epsilon\text{Nd})_i$  (-3.02 a -1.70) sugieren una mayor asimilación de corteza radiogénica, respecto de los Tipo A.

Los xenolitos Tipo C son escasos, de forma esferoide, con tamaños de 1 a 5 cm de diámetro y textura fanerítica. Se dividieron en dos categorías en función de su mineralogía: gabro y lamprófiro. Geoquímicamente, ambas categorías se clasificaron como gabro y los patrones de elementos traza revelan que los magmas iniciales también se originaron por procesos de subducción en arcos volcánicos. Los valores de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  varían de 0.703903 a 0.704492 y los de  $(\epsilon\text{Nd})_i$  van de -1.27 a 0.54, por lo que son cercanos a los valores de la condrita.

Los Tipo D presentan formas esferoides, tienen texturas porfídicas-afaníticas y su mineralogía y composición geoquímica son semejante a la roca encajonante. Se interpretó a este tipo de xenolitos como enclaves magmáticos de andesita basáltica a andesita. Los patrones de elementos traza son también semejantes a los existentes en los procesos de



subducción y sus valores isotópicos de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  (0.703861) y de  $(\epsilon\text{Nd})_i$  (1.47) son similares a los de la roca encajonante ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.703929$  y  $\epsilon\text{Nd}=0.14$ )<sub>i</sub>.

Las relaciones isotópicas de plomo de todos los xenolitos y enclaves son poco variables ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de 18.58 a 18.72, de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de 15.58 a 15.62 y de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de 38.36 a 38.65) y forman una línea de mezcla entre una fuente tipo MORB y una corteza radiogénica similar al Complejo Acatlán.

Se interpreta que los cuerpos plutónicos de donde provienen estos xenolitos son contemporáneos con las rocas volcánicas de la sierra de Pachuca, durante los primeros eventos de formación de la Faja Volcánica Transmexicana, en el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano. Mientras que los xenolitos Tipo D o enclaves se formaron posiblemente hace ~11 Ma y se relacionan con los magmas que formaron al C. El Ventoso, y que acarrearon los xenolitos plutónicos. El domo andesítico El Ventoso se puede correlacionar con las unidades más jóvenes del Grupo Pachuca, a las cuales le han asignado una edad de 11 Ma otros autores.

## Abstract

The petrographic, geochemical and isotopic characteristics of igneous crustal xenoliths, collected in El Ventoso andesitic dome, were determined. This dome is located at the southeast portion of the Sierra de Pachuca, in the Trans-Mexican Volcanic Belt, eastern sector. The goal of this study is to determine the origin of xenoliths and their relationships with the local basement. The xenoliths were grouped in 4 types, based on their textural, mineralogical, and geochemical features.

The type A xenoliths have irregular spheroidal shapes, phaneritic textures, and consist of granites and granodiorites. An age of crystallization in zircons (U-Pb) gave 21 Ma, which placed them in the Early Miocene. They were classified as type I granites, and their trace element patterns are similar to magmas related to subduction processes, derived from a lithospheric mantle, in a volcanic arc. The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.704757 and 0.704825) and  $\epsilon\text{Nd}$  (-1.64 and -1.31) initial ratios indicate that the magmas underwent fractional crystallization with small assimilation processes.

The type B xenoliths have the largest sizes (from 4 to 20 cm) and are the most abundant in the outcrop with phaneritic texture. Most of them were classified as tonalite, although there are samples of granodiorite with low  $\text{Na}_2\text{O}$  and  $\text{K}_2\text{O}$ . The U-Pb crystallization ages in zircons from two xenoliths are almost contemporaneous with Type A (19.60 and 20.88 Ma, respectively). Their geochemical characteristics (major and trace elements) are similar to magmas related to subduction processes, derived from a lithospheric mantle in a magmatic arc. The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.704921 to 0.705041) and  $\epsilon\text{Nd}$  (-3.02 to -1.70) initial ratios suggest greater assimilation of a radiogenic crust, compared with type A xenoliths.

The type C xenoliths are scarce and exhibit a predominantly spheroidal shape, with 1 to 5 cm diameter, and phaneritic textures. Based on petrographic compositions they were divided in two categories: gabbros and lamprophyres. Geochemically, both categories were classified as gabbro, and the trace-element patterns reveal that the initial magmas also originated from subduction processes in volcanic arcs. The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.703903 to 0.704492) and  $\epsilon\text{Nd}$  (-1.27 to 0.54) initial values fall close to chondritic values.

The type D xenoliths have spheroidal forms, porphyritic to aphanitic textures, and their mineralogical and geochemical composition are similar to the host rock of El Ventoso dome. These xenoliths were interpreted as magmatic enclaves whose petrographic composition ranges from basaltic andesite to andesite. The trace-element patterns are also similar to those observed in subduction magmatic processes, and their  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.703861) and  $\epsilon\text{Nd}$  (1.47) values are similar to the host rock samples ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.703929$  and  $\epsilon\text{Nd}=0.14$ ).

The Pb isotopic ratios for all xenoliths and enclaves form a mixing line between a source MORB type and radiogenic crust, similar to the Acatlán Complex ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  from 18.58 to 18.72,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  from 15.58 to 15.62, and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  from 38.36 to 38.65).

The Type A, B and C xenoliths display similar crystallization ages as the volcanic rocks of Sierra de Pachuca. Therefore, the studied samples, probably belong to Early Miocene plutonic bodies, emplaced in this area. These were also formed during the first formation events of the Trans-Mexican Volcanic Belt, in the Late Oligocene-Early Miocene. While type D xenoliths were possibly formed ca. ~11 Ma ago, and they are probably related to magmas that constructed El Ventoso dome. The emplacement of this andesitic dome can be correlated with the youngest volcanic units of the Sierra de Pachuca with an age of 11 Ma.

## Índice

Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Justificación	2
1.2 Objetivo General	2
1.2.1 Objetivos específicos	3
1.3 Hipótesis	3
1.4 Metodología	4
1.4.1 Trabajo de Gabinete	4
1.4.2 Trabajo de Campo	4
1.4.3 Trabajo de Laboratorio	4
1.5 Localización y Vías de Acceso	5
1.6 Antecedentes	7
1.7 Rocas plutónicas	12
1.8 Clasificación de enclaves	15
Capítulo 2. Marco Geológico	19
2.1 Basamento	19
2.2 Geología Regional	20
2.2.1 Sierra de Pachuca	20
2.2.2 Campo Volcánico Apan-Tecocomulco	22
2.2.3 Volcán Las Navajas	23
2.3 Cerro El Ventoso	25
Capítulo 3. Técnicas Analíticas	27

3.1 Muestreo, trituración y pulverización	27
3.2 Separación de zircones	29
3.3 Análisis de elementos mayores y traza	30
3.3.1 Análisis de elementos trazas por ICP-MS	31
3.4 Análisis isotópicos	31
Capítulo 4. Resultados	33
4.1 Petrografía	33
4.1.1 Xenolitos Tipo A	33
4.1.2 Xenolitos Tipo B	35
4.1.3 Xenolitos Tipo C	38
4.1.4 Xenolitos Tipo D	42
4.1.5 Petrografía del Domo El Ventoso (Roca Encajonante)	44
4.2 Geoquímica	46
4.2.1 Elementos Mayores	46
4.2.1.1 Análisis normativo	49
4.2.1.2 Diagrama MALI	50
4.2.1.3 Diagrama de clasificación de $FeO_t$	51
4.2.1.4 Diagrama de índice de saturación de Aluminio	52
4.2.1.5 Diagrama de Harker	53
4.2.2 Elementos trazas	55
4.2.2.1 Diagramas multielementales	56
4.2.3 Tierras Raras	60
4.2.3.1 Diagramas de discriminación tectono-magmáticos	63

4.2.4 Isotopía	64
4.2.5 Geocronología	70
Capítulo 5 Discusión.	73
5.1 Xenolitos Tipo A.	74
5.2 Xenolitos Tipo B.	77
5.3 Xenolitos Tipo C	79
5.4 Xenolito Tipo D	82
5.5 Comparación de resultados y correlación con áreas vecinas.	85
Capítulo 6. Conclusiones	96
Referencias	98
Anexos	106

## Índice de figuras

Página

<b>Figura 1.1.</b> Mapa de ubicación de la zona de estudio	6
<b>Figura 1.2.</b> Mapa modificado de Ortega-Gutiérrez et al. (2008) en donde se observan alrededor de 20 localidades con la presencia de xenolitos en la FVTM. La estrella roja muestra el área de estudio. Abreviaciones: Sa-Sanganguey; Ce-Ceboruco; Pa-Paricutín; Ar-Arocutín; Jo-Jorullo; Vs-Valle de Santiago; Am-Amealco; Tl-Tlalpujahuá; Ep-El Peñón; Pe-Pepechuca; Nt-Nevado de Toluca; Ch-Chichinautzin; Cha-Chalcatzingo; Pp-Popocatepetl; Pn-Puente Negro; Ma-Malinche; Po-Pico de Orizaba; Al-Alto Lucero.	11
<b>Figura 1.3.</b> Mapa donde se muestran las zonas cercanas al área de estudio, en las cuales se han reportado rocas plutónicas. Cuadro azul muestra el afloramiento del Granito Maxala propuesto por Martínez-Sánchez (2016). El cuadro verde es la zona en la cual el SGM menciona la presencia de diques dioríticos. El cuadro anaranjado es la zona de estudio de Sáenz-Pita (2017) en donde reporta la presencia de intrusivos granodioríticos a dioritas. En el cuadro morado, López-Hernández y Castillo Hernández (1997) mencionan la presencia de un intrusivo granítico en la zona de Acoaculco.	14
<b>Figura 2.1.</b> Terrenos tectonoestratigráficos de México, tomado de Centeno-García (2017). La estrella indica el área de estudio. Modelo digital de elevación con la ubicación del área de estudio y las sierras volcánicas cercanas	20
<b>Figura 2.2.</b> Modelo digital de elevación con la ubicación del área de estudio y las sierras volcánicas cercanas	21
<b>Figura 2.3.</b> Brecha volcánica de composición dacítica. B) Afloramiento de ignimbritas del Mioceno Temprano, cerca de Epazoyucan.	23
<b>Figura 2.4.</b> En la imagen se observa depósitos de escoria basáltica en la base, seguidos por una capa gruesa de paleosuelo y después por depósitos de pómez riolíticas hipercalinas retrabajadas. La cantera se encuentra a 1 km al sur de la localidad de San Juan Tizahuapan.	25
<b>Figura 2.5.</b> A) Vista panorámica del banco de materiales de donde se extrajeron los xenolitos. B) Ejemplo de un xenolito de ~6 cm de diámetro, bordes angulosos, textura fanerítica y contactos claros y rectos con la lava del cerro El Ventoso.	26
<b>Figura 3.1.</b> A) Se observa los fragmentos de xenolito (muestra 107A) con tamaños de entre 2 y 5 cm. B) Pulverización de una muestra de xenolito en el mortero de anillos de acero, hasta obtener una textura similar al talco (<75µm), en esta figura se trata de	28

la alícuota para contaminar el mortero y posteriormente se desecha. C) Mezcla y cuarteo de una muestra, que se realiza sobre hojas blancas y con la ayuda de una espátula. D) Pesaje de una muestra con la ayuda de una balanza electrónica, para análisis de elementos traza (0.12 mg).

**Figura 3.2.** A) Trituradora de quijadas, usada para romper los fragmentos de xenolito. 30  
B) Zircones montados en la placa de vidrio con adhesivo, para el fechamiento.

**Figura 4.1.** A) Xenolito EP-102, de color blanquecino, con tonalidades amarillentas cerca del contacto con la roca encajonante. B) Se observa el xenolito EP-105 en contacto claro e irregular con la roca encajonante. 34  
C) Fotomicrografías de un cristal de plagioclasa (Plg) fracturada, muestra EP-102 con nicoles cruzados. D) Mismo cristal de plagioclasa con luz paralela. E) Fotomicrografía de un cristal de cuarzo (Qz) anhedral de la muestra EP-105 con nicoles cruzados. F) Mismo cristal de cuarzo con luz paralela.

**Figura 4.2.** A) El xenolito EP-100 es el ejemplar más grande de toda la colección, mide alrededor de 20 cm de largo por 10 cm de ancho por 7 cm de alto. B) Xenolito EP-101D el cual exhibe una forma ovoide con un claro contacto con la roca encajonante. 37  
C) Cristal de plagioclasa (Plg) (EP-100) fracturado y con bordes corroídos en luz paralela. D) mismo cristal de plagioclasa con nicoles cruzados donde se ven maclas polisintéticas. E) Cristal de plagioclasa (izq.) con maclas polisintéticas y fracturado, y cristal de cuarzo (Qz) (der) anhedral con fracturas y bordes corroídos en luz paralela. F) Mismo arreglo pero con nicoles cruzados.

**Figura 4.3.** A, B y C) Xenolitos del Tipo C que muestran textura fanerítica, con fenocristales de anfíbol y piroxeno. D) Fotomicrografía de hornblenda (Hrn) con luz paralela. E) Mismo cristal con nicoles cruzados, donde se distingue la macla y corona de reacción (EP-118). F) Cristal de clinopiroxeno anhedral, con su crucero a 90 en luz paralela (muestra PIMM15X-1). G) Mismo cristal en nicoles cruzados. 39-40

**Figura 4.4.** Diagrama QAP de Strekeisen (1976 en LeMaitre, 2002), en donde se muestra la clasificación de los xenolitos tipo B y C, debido que dichos xenolitos se encuentran mejor conservados. A: Feldespato Alcalino; Q: Cuarzo; P: Plagioclasa. 41

**Figura 4.5.** A) Xenolito microfanerítico de color blanco. B) Ejemplares ovoides de color amarillento y textura fina. C) Fotomicrografía en donde se observa calcita que cubre la textura original y a los cristales de plagioclasa. Se tiene la presencia de pseudomorfos de minerales ferromagnesianos en la parte inferior derecha (nicoles cruzados). D) mismo arreglo pero a luz paralela. E) Cristales de hornblenda con corona de reacción y cristales de plagioclasa con textura de tamiz. En la porción izquierda inferior se observa calcita (nicoles cruzados). F) Mismo arreglo mineral pero con luz paralela. 43



<b>Figura 4.6.</b> A) cristal de hornblenda (Hnb) con corona de reacción, en un matriz microlítica conformada por microcristales de plagioclasa y vidrio (nícoles cruzados). B) Se muestra fenocristal de plagioclasa (Plg) con textura de tamiz y un cristal de cuarzo con algunas fracturas y con los bordes corroídos (Qz), la matriz está conformada por microcristales de plagioclasa, vidrio y minerales opacos (nícoles cruzados).	45
<b>Figura 4.7.</b> Diagrama de clasificación TAS (álcalis total vs sílice) en donde se exhiben las muestras de xenolitos de los diferente tipos. Diagrama de Cox <i>et al.</i> , (1979) modificado por Wilson (1989) para rocas plutónicas.	48
<b>Figura 4.8.</b> Diagrama An-Ab-Or de acuerdo O’connor (1965) en el que se grafican las muestras con base en la norma CIPW.	49
<b>Figura 4.9.</b> Diagrama de clasificación MALI (Modified alkali-lime index; Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O-CaO) propuesto por Frost <i>et al.</i> (2001). Se observan los xenolitos del cerro El Ventoso. El sombreado gris representa granitoides cordilleranos del occidente del E.U y del noroeste de México (Frost <i>et al.</i> 2001).	50
<b>Figura 4.10.</b> Diagrama de índice de Fe (Frost y Frost, 2008) para diferenciar entre el campo de las rocas graníticas ferrosas y magnesianas.	51
<b>Figura 4.11.</b> Diagrama de índice de saturación en aluminio adaptado de Shand (1943). La mayoría de los xenolitos son metaluminoso, pero se encuentran cerca del límite peraluminoso.	52
<b>Figura 4.12.</b> Diagramas Harker para los distintos tipos de xenolitos y de la roca encajonante encontrados en el Cerro El Ventoso. Las concentraciones de óxidos de los elementos mayores están dadas como porcentaje en peso y han sido recalculadas al 100% en base anhidra.	54
<b>Figura 4.13.</b> Diagramas multielementales normalizados con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). En todos los diagramas se puede remarcar anomalías negativas en Ta y Nb (HFSE), así como anomalías positivas de los LILE, Pb y Sr, indicativas de procesos de subducción.	58-59
<b>Figura 4.14.</b> Diagramas de tierras raras normalizados con respecto al manto primitivo (Nakamura, 1974; Haskin <i>et al.</i> , 1968). En todos los diagramas se observa una pendiente negativa en los patrones de tierras raras.	61-62
<b>Figura 4.15.</b> Diagramas de discriminación tectónica adaptado de Pearce et al. (1984). VAG= granitos de arcos volcánicos, WPG= granitos intraplaca, syn COLG= granitos sin colisionales, ORG=granitos de dorsal oceánica.	63

**Figura 4.16.** Diagrama  $(\epsilon Nd)_i$  contra  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  para los xenolitos provenientes del Cerro El Ventoso y de la roca encajonante. Las muestras de los xenolitos de los Tipos A y B caen cerca del arreglo del manto, mientras que los xenolitos del Tipo C y D, junto con la muestra de la roca encajonante, se encuentran en el arreglo del manto. Los datos isotópicos de los xenolitos y de la roca encajonante fueron comparados con datos de los xenolitos de Valle de Santiago (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014) y Amealco (Aguirre-Díaz *et al.*, 2002), también con el Granito Maxala (Martínez-Sánchez, 2016), al igual que con las rocas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano del Grupo Pachuca (Martínez-González 2018), y la ignimbrita Epazoyucan (Ramírez-Ramírez, 2016).

65

**Figura 4.17.** Diagrama de comparación entre las relaciones isotópicas  $^{207}Pb/^{204}Pb$  vs  $^{207}Pb/^{204}Pb$  de los xenolitos encontrados en el cerro El Ventoso. En este diagrama se observa una alineación que se encuentra entre el componente del manto (MORB) y los sedimentos del Océano Pacífico. La línea roja es la curva de la evolución del Pb cortical (Stacey y Kramers, 1975); datos del MORB-EPR (dorsal del Pacífico Oriental) tomados de EarthChem (2019), datos de los sedimentos del Océano Pacífico del Church y Tatsumoto (1975) y Hemming y McLennan (2001). NHRL es la línea de Hart (1984) Northern Hemisphere Reference Line

68

**Figura 4.18.** Diagrama en donde se observa la intersección inferior con la curva de la concordia (izq). En el diagrama de la derecha se presenta el patrón de REE normalizado con respecto a la condrita de Nakamura (1974) y Haskin *et al.* (1968).

70

**Figura 4.19.** Diagrama de la izquierda muestra la intersección inferior de la línea de discordia con la curva de la concordia. En el diagrama de la derecha se muestra el patrón de las Tierras Raras normalizadas con los valores de la condrita de Nakamura (1974) y Haskin *et al.* (1968). Este patrón exhibe un enriquecimiento de las pesadas con respecto a ligeras.

71

**Figura 4.20.** Histograma en donde se muestra que la edad es de 21.3 Ma (izq). En el diagrama de la derecha se presenta el patrón de REE normalizado con respecto a la condrita de Nakamura (1974) y de Haskin *et al.* (1968).

72

**Figura 5.1.** Diagrama de TAS, en donde se comparan los diferentes tipos de xenolitos con las rocas intrusivas reportadas por Sáenz-Pita (2018) y Martínez-Sánchez (2016). Además, se presentan las composiciones de las rocas volcánicas del Mioceno que afloran en las zonas aledañas al C. El Ventoso. La curva negra indica la posible línea de evolución que tendrían los magmas de Oligoceno-Mioceno para la zona de estudio.

87

**Figura 5.2.** Modelo tectono-magmático esquemático, modificado de Mori *et al.*, (2007), para explicar las relaciones magmáticas existentes en el sector oriental de la FVTM y el proceso de subducción, durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano.

88

La subducción subhorizontal del slab produjo, además de la fusión parcial de la cuña del manto, posiblemente la fusión parcial de la propia placa oceánica. Los magmas generados probablemente se emplazaron como intrusivos y rocas volcánicas que formaron la Sierra de Pachuca-Epazoyucan.

**Figura 5.3** Diagrama de Sr/Y vs Y (modificado de Drummond y Defant, 1990) en el que se puede observar como algunas muestras de xenolitos, como El Ventoso y rocas volcánicas del área de estudio presentan una firma geoquímica adakítica. 89

**Figura 5.4.** A) Variaciones de  $\epsilon_{Nd}$  iniciales con respecto al SiO<sub>2</sub> (% en peso). Se puede observar una tendencia general negativa para las rocas volcánicas y xenolitos. Esto sugiere procesos de asimilación de una corteza continental radiogénica por parte de los magmas iniciales. B) Diagrama  $^{143}Nd/^{144}Nd$  vs  $^{86}Sr/^{87}Sr$  donde se muestran los posibles componentes involucrados en la formación de las rocas fuentes de los xenolitos y la roca encajonante. Se muestran datos del MORB del Pacífico Oriental (EarthChem, 2012); sedimentos subducidos (LaGatta, 2003); xenolitos de la corteza inferior (Schaaf *et al.*, 1994; Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes, 1999) y xenolitos de la corteza superior (Verma 2001). MGI: xenolitos meta-ígneos en facies de granulita; MSG: xenolito meta-sedimentarios en facies de granulita. 91

**Figura 5.5.** Variaciones de  $^{206}Pb/^{204}Pb$  vs  $^{207}Pb/^{204}Pb$  para los xenolitos y la roca encajonante del Cerro El Ventoso. Se puede observar que los valores isotópicos de los xenolitos forman una línea de mezcla entre una fuente poco radiogénica (MORB) y una corteza continental representada por el Complejo Acatlán (Yáñez *et al.*, 1994). Se incluyeron los datos del Complejo Oaxaqueño (Martiny *et al.*, 2000), de la Dorsal del Pacífico (Church y Tatsumoto 1975; Hemming y McLennan, 2001), Northern Hemisphere Reference Line (NHRL) y Manto Enriquecido (EM) de Zindler y Hart (1986). 92

**Figura 5.6.** Esquema hipotético, en donde se explica la formación de los xenolitos Tipo A y B. El estancamiento de magmas máficos, con la ocurrencia de procesos de cristalización fraccionada más asimilación cortical, produjeron cuerpos plutónicos dioríticos granodioríticos y graníticos, durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Medio. La extracción de estos magmas diferenciados y emplazados en la superficie probablemente formaron las rocas volcánicas de la Sierra de Pachuca-Epazoyucan. Las distintas tonalidades de azul y rosa indican diferentes cuerpos plutónicos así como ligeras diferencias en la composición de estos cuerpos. 94

**Figura 5.7.** Esquema hipotético de la actividad magmática en la Sierra de Pachuca-Epazoyucan para el Mioceno Medio (~11 Ma). Se observa la posición que probablemente tuvieron las "raíces magmáticas" de donde fueron extraídos los 95

xenolitos tipo C. Los xenolitos Tipo D o enclaves formarían parte del reservorio o conductos magmáticos durante el emplazamiento de las lavas del domo El Ventoso.

## Índice de tabla

<b>Tabla 1.1.</b> Clasificación de Didier y Barbarin (1991) para los diferentes tipos de enclaves	18
<b>Tabla 4.1.</b> Porcentajes de la abundancia mineral modal de los xenolitos tipo B y C (ejemplares con escasa alteración). Qz: cuarzo, Plg: plagioclasa; Bt: biotita; Hbl: hornblenda; Clp: clinopiroxeno; Ol: olivino; Cal: calcita; Vd: vidrio; Ox: óxidos; X: ausencia de mineral.	40
<b>Tabla 4.2.</b> Concentraciones de elementos mayores representados en óxidos y expresados en porcentaje en peso (%) de los diferentes tipos de xenolitos y de la roca encajonante.	47
<b>Tabla 4.3.</b> Concentraciones de elementos trazas, expresadas en partes por millón (ppm), de los diferentes tipos de xenolitos y de la roca encajonante de la localidad Cerro El Ventoso.	55
<b>Tabla 4.4.</b> Valores de las relaciones isotópicas de Sr y Nd de los diferentes tipos de xenolitos y de la rocas encajonante.	66
<b>Tabla 4.5.</b> Resultados isotópicos de muestras del área de estudio. El punto de muestreo se encuentra en las coordenadas UTM 14 545975E, 2215100N.	69

## Capítulo 1. Introducción

Los xenolitos en rocas magmáticas representan una muestra del sustrato rocoso de unidades preexistentes, las cuales pueden no aflorar en superficie, y en ocasiones pueden relacionarse con el basamento sobre del cual se emplazan los volcanes. Su inclusión “azarosa” en un sistema magmático permite dilucidar diferentes aspectos (Corona-Chávez *et al.*, 2006) como: 1) la naturaleza misma del basamento (Ruiz *et al.*, 1988; Schaaf *et al.*, 1994) y 2) termobarometría, geometría y condiciones físicas (*e.g.*,  $fO_2$ ) del sistema magmático portador del xenolito (Ghiorso y Sack, 1995).

De acuerdo con Ortega-Gutiérrez *et al.* (2008), la diversidad magmática en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) puede estar en parte controlada por el basamento, pero se tiene poca información de éste debido a la falta de afloramientos y escasez de xenolitos. Actualmente, se tiene conocimiento de poco más de 20 localidades donde se han encontrado y estudiado xenolitos asociados con estructuras de la FVTM.

Los xenolitos granitoides encontrados en el Cerro El Ventoso pueden ser una oportunidad de identificar las rocas que conforman la corteza continental, debajo de la FVTM, en el área de Matías Rodríguez, en el estado de Hidalgo, específicamente en las coordenadas UTM 14 545975E, 2215100N. La caracterización de estos xenolitos puede ayudar a identificar procesos magmáticos como asimilación cortical o cristalización fraccionada que ocurren en los arcos volcánicos, así como inferir si existe una relación entre las rocas volcánicas y los xenolitos graníticos de esta región.

La Faja Volcánica Transmexicana es un arco volcánico desarrollado sobre la margen sudoccidental de la placa de Norteamérica, como resultado de la subducción de las placas oceánicas Rivera y Cocos, debajo de la placa de Norteamérica, a lo largo de la trinchera de Acapulco (Ferrari, 2000). Este arco está conformado por más de 8,000 estructuras, representadas por grandes estratovolcanes, campos de conos monogenéticos, volcanes escudo, calderas y algunos cuerpos intrusivos, todos distribuidos a lo largo de una

provincia de aproximadamente 1,000 km de largo y con una amplitud variable de entre 80 y 230 Km (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Se extiende con una orientación preferencial E-W, desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México. Esta provincia geológica constituye uno de los arcos volcánicos más complejos y variados de la región circum-Pacífica, y entre sus principales características están la gran variabilidad del estilo volcánico y de composición química a lo largo del arco; la presencia de un vulcanismo alcalino de tipo intraplaca; la oblicuidad del arco con respecto a la trinchera; la heterogeneidad de su basamento; la alineación preferencial N-S de los grandes estratovolcanes; la diferente geometría del ángulo de inclinación del *slab*; la sismicidad ausente por debajo del arco y la variación en el ancho del arco (Ferrari *et al.*, 2012). La FVTM se encuentra ubicada transversalmente sobre los terrenos tectonoestratigráficos Oaxaquia, Guerrero y Mixteco (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994).

### **1.1 Justificación**

Los xenolitos ígneos granitoides y de rocas volcánicas provenientes del Cerro El Ventoso han sido únicamente reportados por Aparicio-Canales y Contreras-Cruz (2016), por lo que no existe información que los clasifique y describa sus características petrográficas y geoquímicas. Además, se tiene poca información sobre las rocas que se encuentran debajo del área volcánica de Matías Rodríguez, por lo que pueden aportar datos de estas. Al tomar en cuenta la gran variabilidad geoquímica que presentan las rocas volcánicas de la región, estos xenolitos pueden ser una posible explicación de los procesos petrogenéticos (e.g. asimilación cortical) y características que presentan los productos volcánicos. También se podría identificar la posible relación genética entre estos xenolitos y las rocas volcánicas.

### **1.2 Objetivo General**

Determinar las características petrográficas, geoquímicas e isotópicas de los xenolitos granitoides, ubicados en la porción sureste de la Sierra de Pachuca, con el fin de inferir la

zona de la corteza de la que provienen, y poder determinar si existe una posible relación con el basamento inferido de la región o con las rocas volcánicas de la zona.

### **1.2.1 Objetivos específicos**

- ✓ Determinar las características petrográficas de los xenolitos para efectuar su clasificación.
- ✓ Determinar las variaciones de la composición geoquímica e isotópica de los xenolitos.
- ✓ Determinar algunas edades U-Pb en zircones presentes en ciertos xenolitos para establecer el momento de su cristalización.
- ✓ Identificar la posible existencia de relaciones genéticas entre cuerpos plutónicos reportados en la porción oriental de la FVTM y los xenolitos estudiados en el presente trabajo.

### **1.3 Hipótesis**

La mayoría de los xenolitos encontrados en la localidad El Ventoso son de origen ígneo, unos tienen características volcánicas y otros de rocas plutónicas. En regiones cercanas al área de estudio se han reportado algunos afloramientos pertenecientes a granitoides. Hacia el norte y este del cerro El Ventoso, López-Hernández y Castillo-Hernández (1997), Martínez-Sánchez (2016), Sáenz-Pita (2017) y SGM (2017) han descrito afloramientos y muestras de pozos de exploración con rocas graníticas, granodioritas y dioríticas. Por lo tanto, es probable que en zonas de la corteza media-superior del sector oriental de la FVTM y en específico de la región en estudio, existan cuerpos intrusivos similares, los cuales no afloran, pero que gracias a la actividad volcánica de ciertas estructuras (como el que produjo el cerro El Ventoso), se tengan muestras de xenolitos de esta corteza media-superior. Por lo que se esperaría que las características petrográficas y geoquímicas entre los xenolitos y los intrusivos señalados sean relativamente similares.

## **1.4 Metodología**

Las etapas que se siguieron para desarrollar la presente investigación fueron las siguientes:

### **1.4.1 Trabajo de Gabinete**

Se realizó una búsqueda bibliográfica (artículos, tesis y libros) exhaustiva de las diferentes localidades en donde se han reportado xenolitos en la Faja Volcánica Transmexicana, así como el tipo de xenolito y de que parte de la litosfera provienen. También se buscó bibliografía sobre la geología de la zona de estudio, así como de localidades cercanas en donde se han reportado cuerpos ígneos plutónicos que posiblemente tengan alguna conexión con los xenolitos estudiados.

Además, se realizó una compilación de datos geoquímicos reportados en la bibliografía sobre los xenolitos de la FVTM, así como de las rocas plutónicas para realizar comparaciones con los xenolitos estudiados en esta tesis.

### **1.4.2 Trabajo de campo**

Se realizaron 5 salidas de campo en el periodo 2017-2018, con una duración total de 12 días. Durante estas salidas se realizó el muestreo y clasificación previa de los diferentes xenolitos encontrados. Se consideró como característica principal de clasificación el tipo de textura y mineralogía de los xenolitos. Cada ejemplar de xenolito era dispuesto en una bolsa independiente y etiquetada con una clave haciendo referencia a su tamaño de cristales y posible litología. En total se tomaron 40 ejemplares de los cuales se estudiaron 20 con características de granitoides.

### **1.4.3 Trabajo de laboratorio**

Después del trabajo de campo y de la clasificación rápida, en el laboratorio se realizó una clasificación metódica, tomando en cuenta los siguientes parámetros: textura, tamaño de cristales, componentes mineralógicos, posible origen y en menor importancia el tipo de alteración. Se agruparon los ejemplares en 4 grupos de xenolitos, además de la roca encajonante, y se eligieron 22 muestras para realizar láminas delgadas. Se utilizó un microscopio petrográfico de la marca Olympus BX-60 del Laboratorio Universitario de



Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica de la UNAM para realizar los estudios petrográficos. Posteriormente, se eligieron 8 muestras representativas de 3 grupos de xenolitos para determinar la abundancia modal mineralógica con un contador manual y con el microscopio petrográfico Olympus BX-60. Se contaron 1,000 puntos por lámina con la ayuda de una retícula graduada y con el objetivo 4X.

Posteriormente al análisis petrográfico, se eligieron 18 ejemplares de xenolitos y una muestra de la roca encajonante, que estuvieran sin alteraciones o con bajos porcentajes de alteración, para obtener la concentración de elementos mayores. Para ello, se enviaron las muestras al Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X, del Laboratorio de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM), Instituto de Geología.

Para determinar la concentración de elementos trazas se enviaron 13 muestras al Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la UNAM (LEI), el cual se encuentra en el Campus Juriquilla en el estado de Querétaro. Las muestras son analizadas mediante el método de ICP-MS.

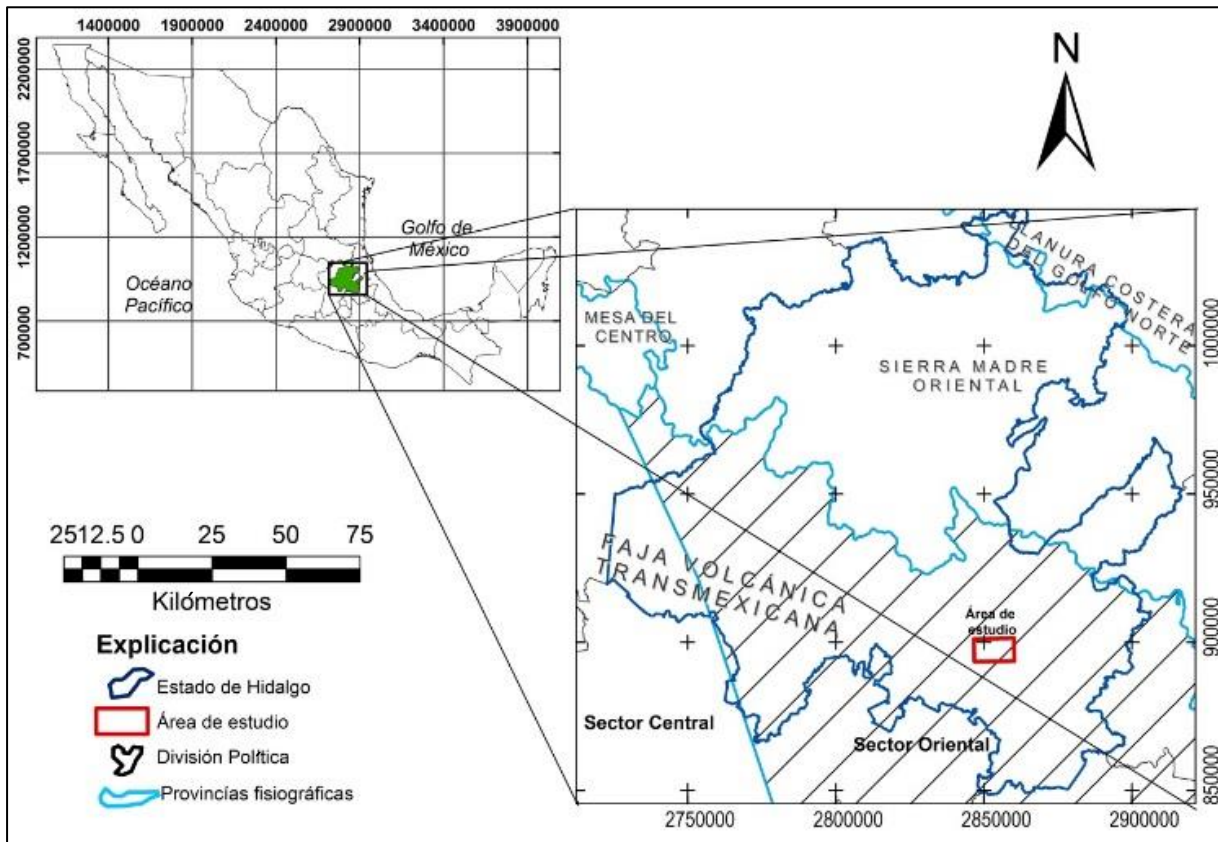
Para obtener la edad de cristalización de tres ejemplares de xenolitos se realizaron análisis geocronológicos de U-Pb a zircones individuales por medio de LA-ICP-MS, en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM. La obtención de concentrado de minerales se realizó bajo el procedimiento propuesto por Hernández-Treviño (ver descripción del método en Díaz-Rocha, 2019), en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, Instituto de Geofísica, UNAM.

Por último, para obtener las relaciones isotópicas de Sr, Nd, y Pb de 10 ejemplares de xenolitos seleccionados, estos fueron procesados en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica, UNAM.

### **1.5 Localización y Vías de Acceso**

El área de estudio, denominada como “Cerro El Ventoso”, se ubica en la porción SE de la Sierra de Pachuca, en la localidad de Matías Rodríguez, municipio de Singuilucan, Estado de Hidalgo, a 20 km al sureste de la ciudad de Pachuca (Figura 1.1). Para acceder al área de estudio es necesario llegar a la Cd. de Pachuca. Después, se debe tomar la carretera

Federal No. 130 Pachuca-Tulancingo, con dirección a Tulancingo y después de recorrer alrededor de 20 km se llega a la estructura dómica El Ventoso, que es la roca huésped que aportó los xenolitos. Otra vía alterna es seguir la carretera Federal No. 132, que va desde Ecatepec, Estado de México a Tulancingo, Hidalgo, para después tomar la desviación hacia la carretera estatal No. 115 con dirección a Epazoyucan. Posteriormente, se entroncará con la carretera Federal No. 130 y se deberá seguir rumbo a Tulancingo, hasta observar El Cerro El Ventoso, el cual tiene un banco de material al lado de la carretera.



**Figura 1.1. Mapa de ubicación de la zona de estudio. En el área de las líneas diagonales indican el sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana.**

## 1.6 Antecedentes

De acuerdo con Ortega-Gutiérrez *et al.* (2008), se han reportado alrededor de 20 localidades en la FVTM con presencia de xenolitos (Figura 1.2). La presencia de los xenolitos puede ser un apoyo fundamental para identificar el tipo de corteza continental que existe en una región determinada. Además, el estudio de este tipo de rocas tiene implicaciones sobre el conocimiento de varios aspectos, como determinar la evolución de los magmas que forman las rocas de la FVTM, o la posible relación de éstos con las rocas encajonantes, o bien, con las características de las rocas que forman el basamento en esa zona específica. Es por ello la necesidad de investigar las localidades en la FVTM en donde se han reportado xenolitos. Enseguida se presentará un resumen de localidades con xenolitos para los diferentes sectores de la FVTM.

Sector oriental de la FVTM:

- Al suroeste del volcán Pico de Orizaba, Dávalos-Elizondo (2009) reporta la presencia de xenolitos en un flujo de lava de andesita basáltica (Figura 1.2 Po). Estos xenolitos son ultramáficos y máficos. Con base en los resultados geoquímicos, Dávalos-Elizondo (2009) sugiere que los xenolitos ultramáficos pueden proceder de un manto metasomatizado y los resultados geotermobarométricos indican que se formaron en la parte superior de la corteza inferior, por debajo de la FVTM.
- En el campo subvolcánico Chalcatzingo, Ortega-Gutiérrez *et al.* (2012) reportaron xenolitos metamórficos de alta a ultra-alta temperatura de metapelitas, así como gneis máficos y cuarzofeldespáticos contenidos principalmente en un cuerpo trondhjemitico. La mayoría muestran facies de granulita a anfibolita. Concluyen que estos xenolitos fueron originados como residuos de la fusión parcial de la corteza inferior.
- En los alrededores del volcán La Malinche se encuentra el cono de toba El Xalapaxco, que tiene alrededor de 10 cráteres de explosión (Abrams y Siebe,

1994). En algunos pseudoestratos de este cono, los autores reportaron la presencia de xenolitos de dacita-andesita, caliza, pedernal y escasos fragmentos de ignimbrita.

- En el depósito de pómez de caída denominado como Tutti Fruti, producido por el volcán Popocatepetl, Schaaf *et al.* (2005) mencionan que existe una gran cantidad y variedad de xenolitos. Los tipos de xenolitos son de granodiorita, meta-limolitas de color verde, skarn y mármol. Con base en los resultados de elementos mayores y trazas, y con las relaciones isotópicas de Sr y Nd, los autores sugieren que los xenolitos granodioríticos son co-magmáticos, provenientes del margen de la cámara magmática o plutones que se emplazaron tempranamente.
- Al oeste del volcán Pico de Orizaba, Schaaf y Carrasco-Nuñez (2010) reportan la presencia de xenocristales y un xenolito cuarzítico en un flujo de lava de andesita basáltica provenientes de un cono de escoria ubicado a esta de San Salvador el Seco. Este xenolito presentó típicos valores isotópicos de corteza continental ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7071$ ;  $\text{ENd}=-2.5$ ) y una edad modelo de 850 Ma.

#### Sector central de la FVTM:

- En depósitos de caída del Nevado de Toluca, denominados como Pómez Toluca Inferior, Martínez-Serrano *et al.* (2004) reportan xenolitos metamórficos como gneis, esquistos y filitas, y en base a sus relaciones isotópicas, dividen a los xenolitos en dos grupos. El primero está compuesto por filitas, esquistos de micas y gneis, con valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0.71565 a 0.72189, de  $\text{ENd}$  de -3.8 a -7.2,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.98-19.10$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.68-15.69$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=39.16-39.26$ , y con edades modelo de Nd entre 1.04 y 1.42 Ga. En el segundo grupo se encuentran esquistos verdes con valores menos radiogénicos  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0.70573, de  $\text{ENd}$  de +1.1,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.86$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.63$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38.71$ . Ellos sugieren la presencia de una antigua corteza continental debajo del Nevado de Toluca (NT), la cual no fue fuertemente asimilada por los magmas que dieron origen a las rocas del estratovolcán.

- En la región del campo monogénético Valle de Santiago se han reportado abundantes xenolitos (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2012). Estos fueron encontrados en 8 estructuras de maar, cuya composición es de basaltos alcalinos, con alta vesicularidad y con texturas afaníticas y porfídicas (presencia de fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino). Los xenolitos encontrados fueron de gabros ricos en olivino y granulitas metamórficas tanto máficas como félsicas. Los zircones de la granulita félsica dieron edades de 67.1 Ma, que es interpretada como la edad de cristalización del protolito. Los resultados geoquímicos e isotópicos de las dos granulitas y el metagabro son consistentes con los magmas basálticos que trajeron a los xenolitos. Ortega-Gutiérrez *et al.* (2012) proponen un modelo en que los magmas basálticos de intraplaca quedaron estacionados en la corteza inferior, y junto con los granitoides profundos fueron sometidos a condiciones de facies granulitas en la corteza inferior.
- En la caldera de Amealco, Aguirre-Díaz *et al.* (2002) reportan la presencia de xenolitos de granulitas félsicas (composición de dacita) y de xenolitos ígneos en los depósitos de ignimbrita. Estos xenolitos granulíticos son de protolito ígneo, y con base en sus resultados geoquímicos y relaciones isotópicas, estos autores los relacionan con un ambiente tectónico de arco volcánico. Reportan una edad modelo de 683 Ma e infieren que existe un basamento granulítico de edad precámbrica a una profundidad mayor de 5 km, por debajo de la caldera. Los fragmentos de granulita fueron arrastrados por pulsos máficos que ascendían hacia la cámara magmática somera.
- En otra porción del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, en la ribera sur del Lago de Pátzcuaro, cerca del poblado de Arócutin, Corona-Chávez *et al.* (2006) reportan la presencia de un xenolito granítico, en una brecha volcánica de andesita basáltica. Al observar la abundancia de xenocristales en el afloramiento, las evidencias de fusión parcial que exhibe el xenolito granítico y la variación composicional y textura de los vidrios de la roca encajonante, estos autores

sugieren un proceso de asimilación cortical asociado con cristalización fraccionada durante la formación de los magmas.

- En el Parícutin, Wilcox (1954) reporta la presencia de xenolitos en las bombas del volcán, los cuales son de granitos, granodioritas, cuarzo-monzonitas, dacitas y riolitas.
- En la región El Peñón, Blatter y Carmichael (1998) estudiaron xenolitos de lherzolita rica en anfíbol y websterita. Estos autores infieren que los xenolitos provienen del manto superior. La roca encajonante es un flujo de lava de andesita basáltica.

#### Sector occidental de la FVTM:

- En la región del volcán Sangangüey, Giosa y Nelson (1985) reportan la presencia de xenolitos de gabro en los depósitos de escoria de conos cineríticos y en flujos de lavas provenientes de chimeneas. Estos xenolitos están compuestos por porciones variables de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa. Presentan recristalización debida a la reacción en fase sub-solidus antes de incorporarse al liquidus anfitrión. La mayoría de los xenolitos están alojados en rocas alcalinas preferentemente, lo que sugiere que los magmas alcalinos suben más rápido a la superficie que los magmas más evolucionados calcoalcalinos. Esto indica que los xenolitos vienen de una porción más profunda de la corteza.
- Al sureste del volcán Ceboruco, Sieron y Siebe (2008) reportan en unos depósitos de escoria provenientes del cono Balastre III, la presencia de xenolitos granitoides, que posiblemente estén relacionado con los batolitos de Puerto Vallarta y de Punta Mita.

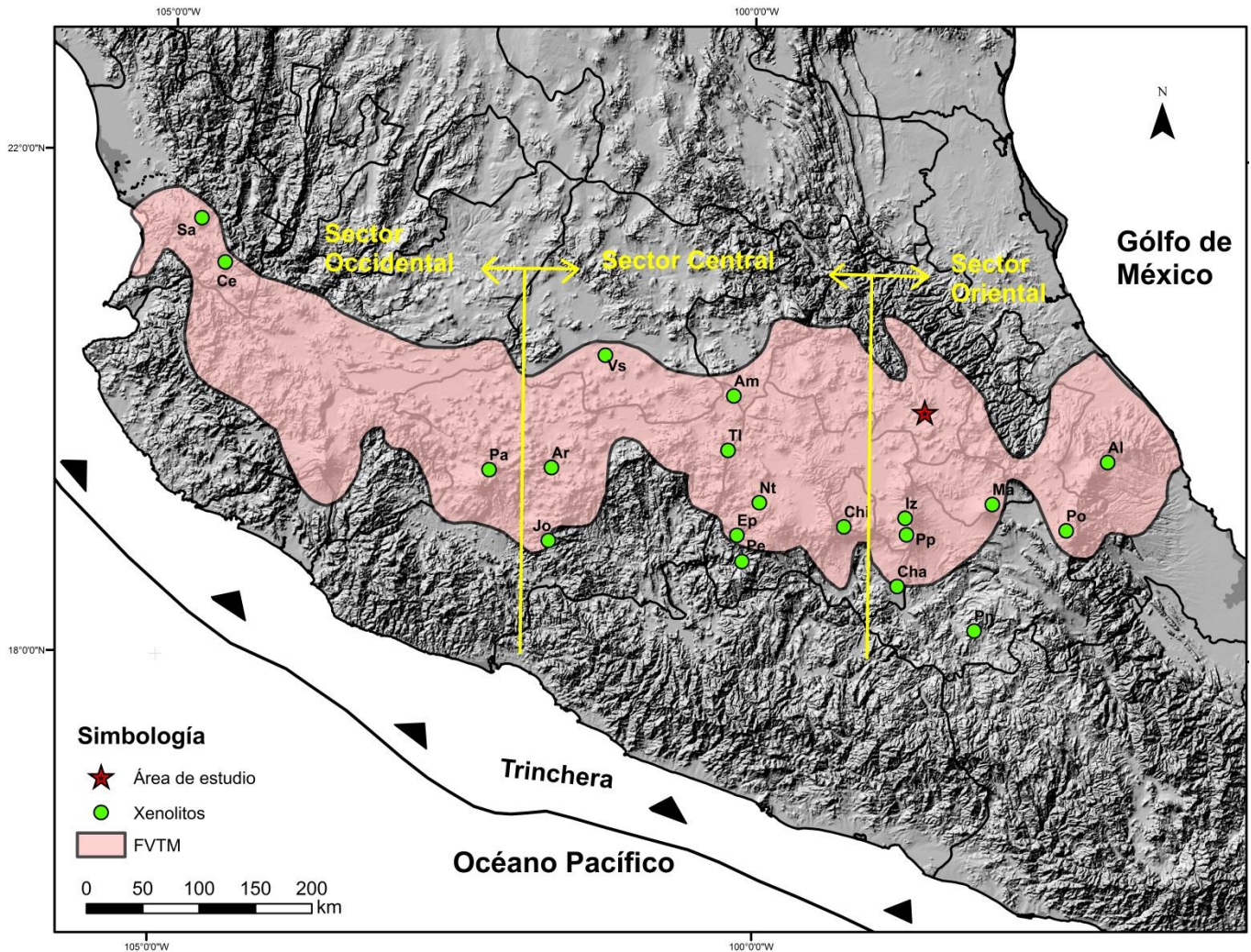


Figura 1.2. Mapa modificado de Ortega-Gutiérrez *et al.* (2008) en donde se observan alrededor de 20 localidades con la presencia de xenolitos en la FVTM. La estrella roja muestra el área de estudio. Abreviaciones: Sa-Sanganguey; Ce-Ceboruco; Pa-Paricutín; Ar-Arocutín; Jo-Jorullo; Vs-Valle de Santiago; Am-Amealco; Tl-Tlalpujahuá; Ep-El Peñón; Pe-Pepechuca; Nt-Nevado de Toluca; Ch-Chichinautzin; Cha-Chalcatzingo; Pp-Popocatepetl; Pn-Puente Negro; Ma-Malinche; Po-Pico de Orizaba; Al-Alto Lucero; Iz- Iztaccihuatl.

## 1.7 Rocas plutónicas

Debido a que un porcentaje considerable de los xenolitos encontrados en el Cerro El Ventoso son granitoides, existe la posibilidad que algunas rocas intrusivas descritas al norte de la Sierra de Pachuca, específicamente en los límites de la FVTM y el Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras, sean la fuente de nuestros xenolitos o estén relacionados genéticamente. Por lo tanto, se describen enseguida algunos estudios existentes de rocas plutónicas en los alrededores del área de estudio. Estos estudios han sido realizados por Martínez-Sánchez (2016), Sáenz-Pita (2017) y el SGM (2017).

- 1) Martínez-Sánchez (2016) propone el Granito Maxala, el cual se encuentra dentro del Anticlinorio de Huayacocotla (Figura 1.3), específicamente a las orillas del Río Mimiahuaco y se extiende aproximadamente 900 m sobre éste. Con base en sus características divide al plutón en dos unidades. La primera unidad, con una alteración menor, es de color gris claro con textura fanerítica y su composición mineralógica está representada por cuarzo, feldespato potásico y un bajo porcentaje de plagioclasa euhedral, anfíbol y biotita. La segunda unidad es de color rosa debido a la alteración del feldespato potásico, tiene una textura fanerítica y las fases principales son cuarzo, feldespato potásico, anfíbol y biotita que se encuentra cloritizada.

El granito Maxala presenta dos fases de deformación. La primera (D1) es una deformación frágil que evolucionó a frágil-dúctil y afectó la textura singenética del granito, lo que generó una textura secundaria de protocataclasita. La deformación D2 son fallas inversas que generan cabalgaduras y cortan la deformación D1. Esta autora reporta edades U-Pb en zircones de  $327 \pm 2.5$  Ma y  $330.5 \pm 1.9$  Ma, las cuales son interpretadas como de cristalización durante el Carbonífero. Con los resultados geoquímicos concluye que, este granito es tipo I, generado en un arco magmático y los valores negativos de  $\epsilon Nd$  y los altos valores de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  le permiten considerar que la fuente magmática del Granito Maxala está relacionada con el Gneis Huiznopala.



- 2) El Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2017) reconoce cuerpos dioríticos en las barrancas de los ríos Zacualpan y Tlachichilco (Figura 1.3). Las rocas son de color verde oscuro y de textura equigranular de grano fino. Su mineralogía está representada por feldespato, plagioclasa anhedral y hornblenda negra euhedral, con tamaños que van desde 1 a 5 mm. Asigna estos cuerpos dioríticos al Oligoceno debido a que corta a las unidades sedimentarias jurásicas y cretácicas.
- 3) En la región de Carboneros-Jacales, Sáenz-Pita (2017) reporta la presencia de pequeños cuerpos irregulares y masivos de composición granito-granodiorita a diorita (Figura 1.3). Estos intrusivos son de color gris claro a blanco moteados y presentan texturas faneríticas. Su mineralogía está constituida por feldespato potásico, cuarzo y minerales ferromagnesianos como hornblenda y biotita los cuales se encuentran parcialmente cloritizados. Asignan estos intrusivos al Mioceno debido que se encuentra intrusionando a rocas sedimentarias jurásicas así como, a riolitas del Oligoceno. Con base en el enriquecimiento de las tierras raras ligeras con respecto a las pesadas, la autora asocia estos intrusivos a magmatismo relacionado con procesos de subducción, además identificó una firma adakítica.
- 4) Otra localidad cercana, en donde reporta la presencia de rocas plutónicas, es la zona geotérmica de Acozulco (Figura 1.3). Aquí, López-Hernández y Castillo-Hernández (1997) describen la presencia de rocas intrusivas en los pozos de exploración geotérmica. Detallan que se trata de microgranito calcoalcalino de hornblenda el cual se encuentra a una profundidad de 1,660 m y le asignan una edad del Cretácico Tardío.

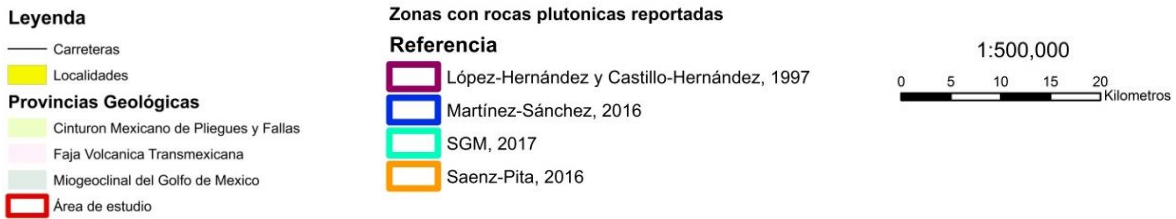
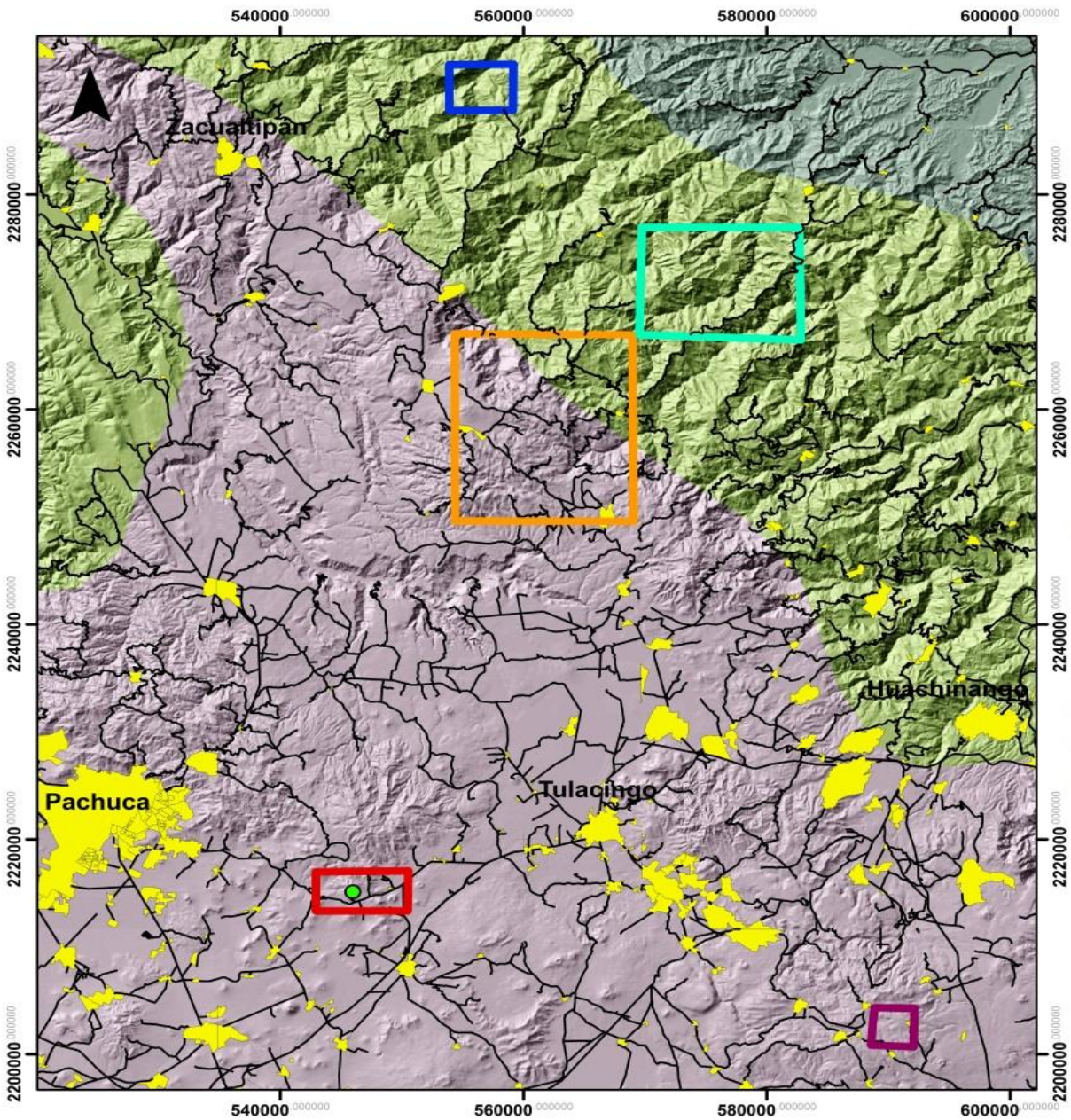


Figura 1.3. Mapa donde se muestran las zonas cercanas al área de estudio, en las cuales se han reportado rocas plutónicas. Cuadro azul muestra el afloramiento del Granito Maxala propuesto por Martínez-Sánchez (2016). El cuadro verde es la zona en la cual el SGM menciona la presencia de diques dioríticos. El cuadro anaranjado es la zona de estudio de Sáenz-Pita (2017) en donde reporta la presencia de intrusivos granodioríticos a dioritas. En el cuadro morado, López-Hernández y Castillo Hernández (1997) mencionan la presencia de un intrusivo granítico en la zona de Acoculco.

## 1.8 Clasificación de enclaves

Enseguida se presentan algunos conceptos para poder distinguir entre lo que es un xenolito y la definición de enclave. Esto con el fin de contar con un marco de referencia sobre este tipo de rocas.

El término de enclave fue propuesto por Lacroix en 1890 (Didier y Barbarin, 1991) para describir fragmentos de rocas atrapados en rocas ígneas homogéneas. Independiente de los tamaños de los enclaves, se deben encontrar rodeados totalmente por la roca encajonante. Los enclaves pueden estar formados por asociaciones mineralógicas o solamente por una especie mineral y también pueden estar conformados por un solo cristal. Anteriormente se creía que los enclaves eran más antiguos que la roca encajonante, pero en estudios recientes se sugiere que no en todos los casos se cumple esta regla (Didier y Barbarin, 1991). En ocasiones algunos enclaves son el resultado de la mezcla de magmas y son coetáneos con la roca encajonante.

La palabra enclave describe fragmentos de roca atrapado por otra roca, mientras que la palabra inclusión está reservada a granos minerales, líquido o gas atrapados por un único cristal. Una de las primeras nomenclaturas, más completa para la clasificación de los enclaves, fue propuesta por Lacroix 1890, pero resultaba muy compleja y por ello cayó en desuso. Didier y Barbarin (1991) proponen una clasificación para los enclaves (Tabla 1.1).

Tabla 1.1 Clasificación de Didier y Barbarin (1991) para los diferentes tipos de enclaves

	Término	Naturaleza	Contacto	Forma	Características
<b>Enclave</b>	Xenolito	Pieza de las rocas aledañas	Afilado y marcado	Angulares	Texturas y minerales de metamorfismo de contacto
	Xenocrystal	Cristal aislado externo	Abrupto	Globular	Corona de reacción y corrosión
	Enclave surmicáceo	Residuo del fundido	Abrupto o afilado con una corteza de biotita	Lenticular	Texturas metamórficas, micas y minerales ricos en Al
	Schlieren	Enclave interrumpido	Gradual	Aplanados en los polos	Orientación planar
	Enclave microgranular félsico	Enclave interrumpido de margen de grano fino	Abrupto o gradual	Ovoide	Grano fino, texturas ígneas
	Enclave microgranular máfico	Porción de magma coetáneo	Generalmente abrupto	Ovoide	Grano fino, texturas ígneas
	Enclave cumúlítico (autolítico)	Acumulado desorganizado	Mayormente gradual	Ovoide	Grano grueso Textura cumúlítica

Los términos de xenolito y xenocrystal son usados para describir piezas de roca externas o cristales aislados que son introducidos al magma. Los xenolitos son fáciles de reconocer, debido que frecuentemente presentan formas angulosas, contactos agudos con los granitoides a que los rodean, y sus texturas reflejan recristalización debido a fuerte metamorfismo de contacto. En la mayoría de los casos, los xenolitos son abundantes en los márgenes de las intrusiones y especialmente cerca del techo debido al ascenso de magma (Didier y Barbarin, 1991) o por el emplazamiento de la cámara magmática (Johnston, 2001). Al igual que los xenolitos, los xenocrystal presentan recristalización parcial o completa, son erosionados por el magma y nunca son idiomórficos. Cuando no son totalmente disueltos pueden presentar aureolas de reacción (Didier y Barbarin 1991).

Los enclaves schlieren son alargados, lenticulares, con márgenes graduales y presentan contactos graduales (Didier y Barbarin, 1991). Además, exhiben orientaciones planares y pueden estar relacionados a foliación magmática (Johnston, 2001). Los minerales que incluyen comúnmente son biotita, turmalina y moscovita (Johnston, 2001). La alta concentración de biotita y otros minerales máficos pueden estar relacionados directamente con procesos de acumulación, formando capas o bandas de minerales (Didier y Barbarin, 1991).

Los enclaves “surmicáceos” son generalmente pequeños (de 2 a 8 cm de largo y de 1 a 2 cm de espesor) y de forma lenticular (Johnston, 2001). Están compuestos esencialmente por biotita, y frecuentemente contienen moscovita y otros minerales ricos en aluminio como sillimanita, andalusita, cordierita, corindón, espinela y granate. La textura que presentan estos enclaves son foliaciones metamórficas (esquistosidad y gneisica) y en ocasiones tiene evidencia de plegamiento. En el campo, estos enclaves pueden ser fácilmente separados de la roca granítica encajonante debido a la corteza conformada por biotitas (Didier y Barbarin 1991). Un posible origen de estos enclaves, es que sean fragmentos de roca adyacente no expuesta en la superficie y que son transportados por el magma ascendente (Chen *et al.*, 1989).

Los enclaves magmáticos están presentes en varios sistemas ígneos. La mayoría de estos enclaves presentan un tamaño de grano fino, por lo cual es denominada como enclaves microgranular (Didier y Roques, 1959; en Didier y Barbarin, 1991). El tamaño de este tipo de enclaves comprende desde algunos centímetros hasta algunos metros y sus formas varían desde discos ovoides elongados a masas irregulares redondeadas (Vernon, 1984). Los contactos con la roca encajonante pueden ser cortantes, crenulados e irregulares (Johnston, 2001). El tamaño de los cristales debe ser menor al de la roca encajonante. Los enclaves tienen márgenes de enfriamiento y textura equigranular, y regularmente contiene megacristales derivados de la roca encajonante (Didier y Barbarin 1991).

La composición de los enclaves microgranulares puede ser máfica o félsica comparada con la roca encajonante. Los enclaves microgranulares máficos se producen por el proceso de

*mingling* entre magmas félsicos y máficos. En el caso de los enclaves microgranulares félsicos, típicamente se presentan en la cima de intrusiones, en contacto con el techo del reservorio y pueden resultar de la interrupción del enfriamiento del cuerpo plutónico (Didier y Barbarin 1991).

Los enclaves cumulíticos son también máficos y enriquecidos en minerales de temprana cristalización, en comparación con la roca encajonante, además presentan tamaños de cristales mayores que los enclaves microgranulares máficos.

## Capítulo 2. Marco Geológico

### 2.1 Basamento

De acuerdo con Ortega-Gutiérrez *et al.* (2008), la gran variabilidad magmática de la FVTM puede estar en parte controlada por el basamento, pero este basamento se encuentra cubierto en su mayoría por rocas ígneas de la FVTM y no se tiene con una caracterización completa de él. Al tomar en cuenta la subdivisión de México en terrenos tectono-estratigráficos (Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994; Centeno-García, 2017), la porción oriental de la FVTM se localiza sobre el terreno paleozoico Mixteco y el microcontinente Oaxaquia del Precámbrico (Figura 2.1).

El terreno Mixteco, representado por el Complejo Acatlán, está conformado por rocas siliciclásticas y metabasitas de afinidad oceánica a continental, con diferentes grados de metamorfismo yuxtapuestas tectónicamente (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994). Se encuentran intrusionadas por granitos, los cuales presentan influencias de procesos de migmatización.

El terreno Oaxaca tiene una edad Grenvilliana (1 Ga), y está conformado por metapelitas, gneis cuarzo-feldespático, calcisilicatos, anfibolitas y mármoles, intrusionados por anortositas, charnokitas y anfibolitas. Toda la secuencia está metamorfizada a facies de granulita (Keppie *et al.*, 2003). Existe algunos afloramientos al noreste de México, como el Gneis Novillo en Tamaulipas (Silver *et al.*, 1994) y el Gneis Huiznopala en Hidalgo (Lawlor *et al.*, 1999), mientras que al sur se tiene al Complejo Oaxaqueño (Keppie *et al.*, 2003).



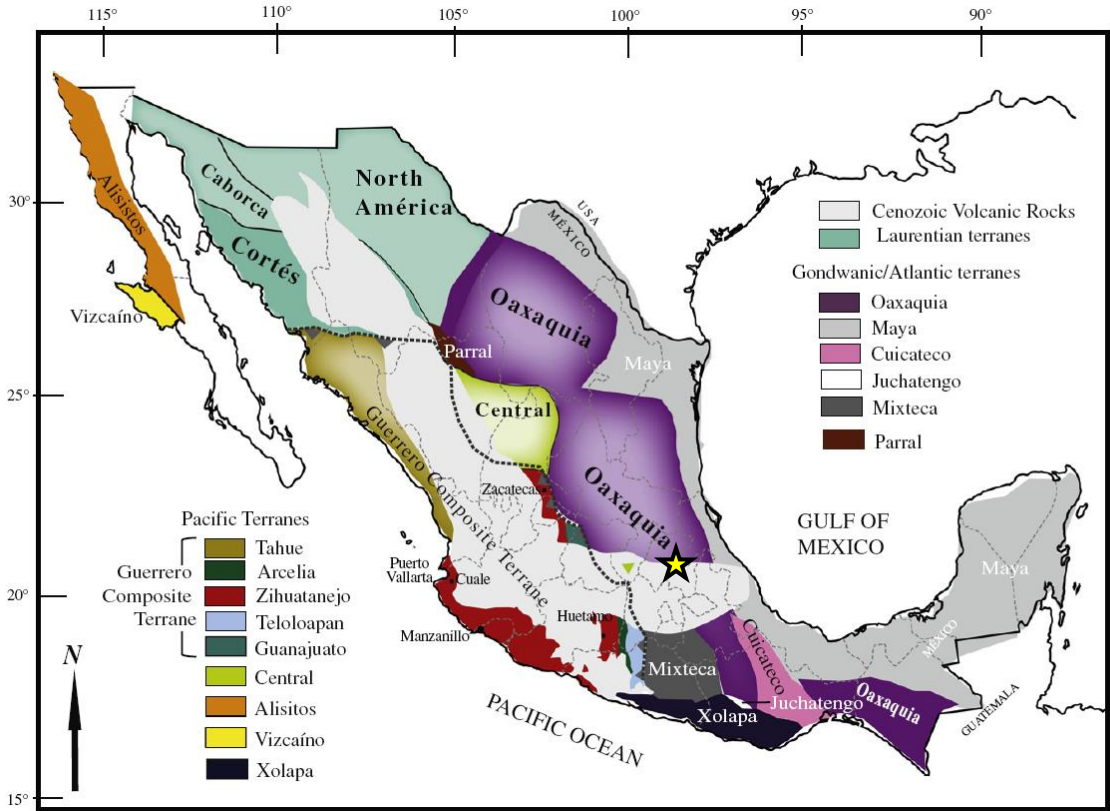


Figura 2.1. Terrenos tectonoestratigráficos de México, tomado de Centeno-García (2017). La estrella indica el área de estudio.



## 2.2 Geología Regional

El Cerro El Ventoso se localiza cerca del límite norte de la FVTM y el Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas. Está delimitado por la Sierra de Pachuca al noroeste, por el volcán Las Navajas al norte y por el Campo Volcánico Apan-Tecocomulco al sur (Figura 2.2). Enseguida se presenta una breve descripción de estas regiones.

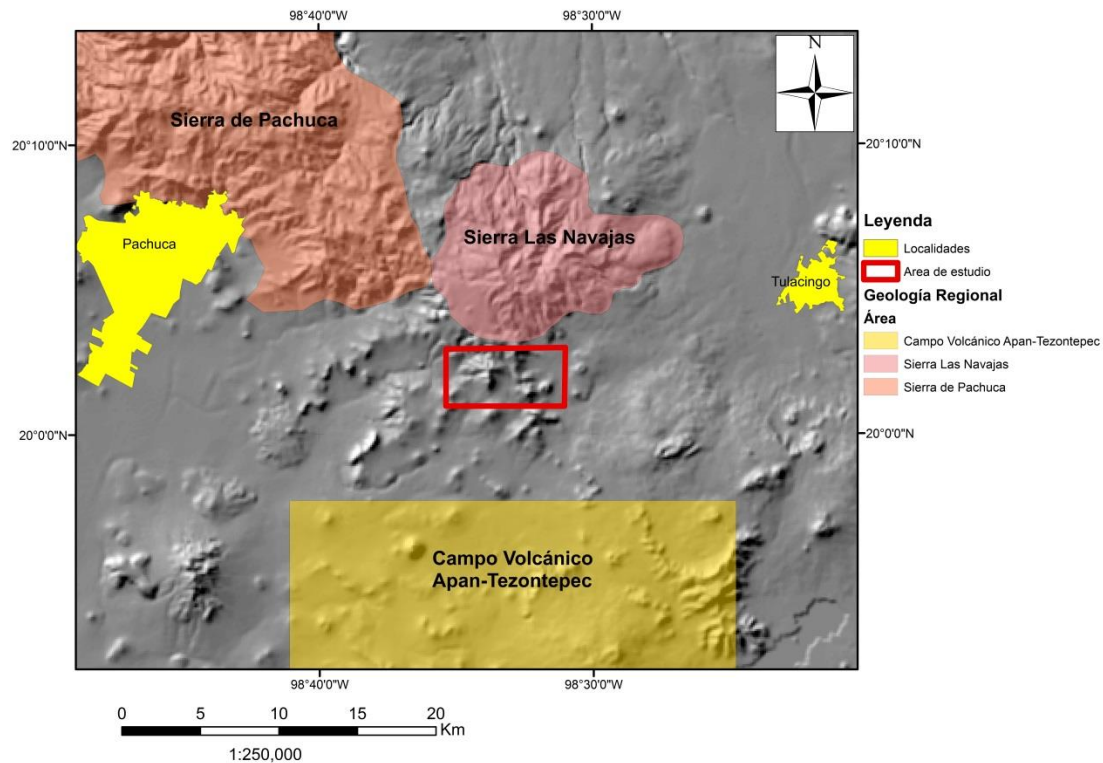


Figura 2.2. Modelo digital de elevación con la ubicación del área de estudio y las sierras volcánicas cercanas.

### 2.2.1 Sierra de Pachuca

Los primeros estudios relacionados con la Sierra de Pachuca fueron realizados por Geyne *et al.* (1963), en donde dividen al conjunto de rocas volcánicas en 10 formaciones, de las cuales 8 asocian como Grupo Pachuca, con edades que van desde Oligoceno hasta el Plioceno, y composiciones de andesita a riolita. Segerstrom (1956) y Geyne *et al.* (1963) reportan el contacto inferior de estas rocas volcánicas con la unidad sedimentaria El Morro, del Paleógeno, a través de una discordancia. Mencionan también que la unidad El Morro sobreyace a la secuencia cretácica marina de la Sierra Madre Oriental.

Martínez-González (2018) realiza aportaciones geoquímicas e isotópicas a las rocas estudiadas por Geyne *et al.* (1963) y menciona que la Sierra de Pachuca está conformada por diversas estructuras volcánicas que se emplazaron en 3 eventos volcánicos. El evento volcánico inferior agrupa a las 6 unidades más antiguas del Grupo Pachuca (Santiago, Corteza, Pachuca, Santa Gertrudis y Vizcaína). Está formado por flujos lávicos y domos de composición andesita y dacita, emplazados durante el Oligoceno al Mioceno Temprano. En este conjunto de rocas del Evento Volcánico Inferior se encuentra emplazada la mineralización de los Yacimientos Pachuca-Real del Monte. El Evento Volcánico Medio está conformado por las unidades Cerezo, Tezuantla y Peñas Cargadas de composición riolítica-dacítica y edad del Mioceno Medio-Temprano. Por último, se encuentra el Evento Volcánico Superior que está constituido por las unidades andesítica Cubitos y Formación San Cristóbal. Esta última fue fechada por el método K-Ar y obtuvo una edad de  $11.39 \pm 0.24$  Ma. Con base en las evidencias geoquímicas e isotópicas, Martínez-González (2018) propone que todas las unidades volcánicas de la Sierra de Pachuca fueron producidas por procesos magmáticos relacionados con subducción.

En los alrededores del área de estudio existen domos dacítico-riolíticos e ignimbritas (Figura 2.3 A y B) que se pueden correlacionar con el Evento Volcánico Inferior de la Sierra de Pachuca, descrito por Martínez-González (2018). Lo anterior se sustenta al considerar el fechamiento U-Pb en zircones de una ignimbrita emplazada cerca del área de estudio y que dio una edad de 22 Ma (Ramírez-Ramírez, 2016). Este autor sugiere que el depósito piroclástico se produjo a través de una posible estructura caldérica.

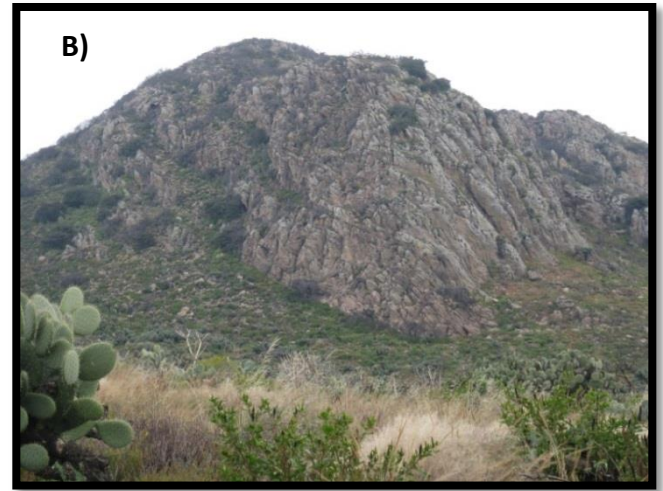


Figura 2.3 A) Brecha volcánica de composición dacítica. B) Afloramiento de ignimbritas del Mioceno Temprano, cerca de Epazoyucan

### 2.2.2 Campo Volcánico Apan-Tecocomulco

Se encuentra ubicado al sur del área de estudio y García-Palomo *et al.* (2002) mencionan que el vulcanismo está representado por aparatos volcánicos monogenéticos, domos, mesetas volcánicas y pequeños estratovolcanes distribuidos en una amplia región. García-Tovar *et al.* (2015) agregan que el magmatismo en la zona se reinició hace  $\sim 3$  Ma, después de un *hiatus* magmático registrado en la zona. Entre 1 y  $\sim 0.5$  Ma se emplazaron volcanes escudo y conos de escoria asociados, y finalmente entre  $\sim 0.5$  y  $\sim 0.2$  Ma se formaron más conos de escoria y lavas basálticas. Estas rocas plio-cuaternarias son posiblemente resultado de procesos tectono-magmáticos relacionados con el retroceso de la placa en subducción y la migración del arco volcánico hacia la trinchera (García-Tovar *et al.*, 2015).

En los alrededores del área de estudio se presentan conos de escoria aislados, con diámetros basales de entre 500 y 1,500m, y en algunas zonas se observan derrames de lava asociados con ellos. Estas estructuras volcánicas de composición basáltica y andesita

basáltica se pueden correlacionar con las rocas del Campo Volcánico Apan-Tecocomulco descrito por García-Tovar *et al.* (2015), Aparicio-Canales y Contreras-Cruz (2016) y Ramírez-Ramírez (2016).

### **2.2.3 Volcán Las Navajas**

El volcán Las Navajas está compuesto por una sucesión de lavas y depósitos piroclásticos de composición riolítica con carácter hiperalcalino. Ha sido estudiado por Castro-García (1991), Castro-García y Córdoba (1994) y por Nelson y Lighthart (1997) quienes describen la presencia de un cráter principal con 3 km de diámetro y que fue formado durante un evento altamente explosivo.

Recientemente, Núñez-Velázquez (2018) propone un mapa geológico e identifica cuatro eventos magmáticos que conforman la geología del volcán Las Navajas, así como del área circundante. Estos eventos son: 1) Evento de rocas Pre-Navajas, ocurrido antes de la formación del volcán, el cual presenta composición intermedia, con firmas calcoalcalinas y con patrones de elementos trazas asociados con procesos de subducción. 2) Evento Pre-Colapso y 3) Evento Post-Colapso presentan composición riolítica hiperalcalina y están constituidos por depósitos piroclásticos (Figura 2.4), flujos de lavas y algunos domos. Sus firmas geoquímicas no son características de procesos de subducción. Esta autora reporta para el evento Post-Colapso una edad K-Ar de 2.2 Ma., la cual obtuvo en una obsidiana. 4) Evento de Conos Monogenéticos caracterizado por la existencia de diversos conos de escoria, de composición basáltica a andesita basáltica, con patrones geoquímicos de tipo OIB y que correlacionó con las rocas del Campo Volcánico Apan-Tecocomulco. Esta autora sugiere que el magmatismo máfico fue producido en una fuente de manto astenosférico afectado por componentes de subducción. Eventualmente, algunos de estos magmas máficos se acumularon en reservorios someros y por procesos de cristalización fraccionada prolongada se formaron líquidos residuales que dieron origen a las riolitas hiperalcalinas del volcán Las Navajas.



Figura 2.4. En la imagen se observa depósitos de escoria basáltica en la base, seguidos por una capa gruesa de paleosuelo y después por depósitos de pómez riolíticas hiperalcalinas re TRABAJADAS. La cantera se encuentra a 1 km al sur de la localidad de San Juan Tizahuapan.

### 2.3 Cerro El Ventoso

El Cerro El Ventoso es un domo andesítico de ~250 m de altura y diámetro aparente de 500 m, el cual contiene los xenolitos estudiados. Se compone de una roca rojiza a rosa al intemperismo, con diaclasamiento casi vertical (rumbo NE80°SW y un echado 65°-60° NW), relativamente homogéneo. En muestra de mano la roca fresca es de color gris medio, de textura porfídica, con fenocristales de anfíbol y plagioclasa en una matriz fina microlítica (Muestra EP-14), y con una gran cantidad de xenolitos. Al pie del Cerro El Ventoso se encuentra una mina de agregados pétreos o banco de material (Figura 2.5A y B), donde se observa el diaclasamiento vertical ya descrito. Aquí la roca tiene una textura afanítica con escasos fenocristales de plagioclasa y anfíbol (Muestra EP-58). Algunos cristales de anfíbol se pueden considerar como xenocristales debido a que alcanzan longitudes de hasta 3 cm. Debido a las similitudes litológicas y a su posición estratigráfica, este domo andesítico lo he correlacionado en edad con las Formaciones San Cristobal y Cubitos descritas en la sección 2.2.1 del presente trabajo.

En la base del domo (banco de material), los xenolitos son abundantes, se distribuyen de forma azarosa y no siguen alguna dirección preferencial o agrupación. Hacia la parte superior del domo la cantidad de xenolitos disminuye, así como su tamaño (<1 cm), por lo que no fueron muestreados en el presente trabajo. En ciertas porciones de la base del domo se presenta al menos un 1 xenolito por cada 2 m<sup>2</sup>. Exhiben formas esféricas, ovals e irregulares y algunos ejemplares, tiene aristas muy angulosas. En ocasiones, los xenolitos



se separan muy fácilmente de la roca encajonante, especialmente los de forma esférica, pero para extraer a la mayoría de xenolitos se necesitó de martillo y cincel. Dada la abundancia y tamaño de los xenolitos (de 3 a ~25 cm), se realizó una clasificación preliminar *in situ* en tres grupos.

El primer grupo tiene textura porfirítica, con fenocristales de feldespato alterados, incluidos en una matriz fina verde o rojiza alterada. Se infiere que estos xenolitos son de origen volcánico.

El segundo grupo incluye xenolitos de textura fanerítica sin deformación. En algunos se observó la presencia de cristales de plagioclasa y ferromagnesianos (posiblemente biotita), en otros feldespato y cuarzo, y en menor cantidad se recolectaron fragmentos con anfíboles y plagioclasa. El tamaño de los cristales variaba de ~0.1 a ~1.0 cm y el contacto de estos con la roca encajonante era claro y bien definido, aunque en ocasiones existía un borde de reacción.

El tercer grupo se formó con xenolitos de tamaño de cristal fino a medio, de anfíbol y feldespato. En ocasiones, este grupo presentaba coloraciones amarillentas o crema, con formas esféricas u ovales y se desprendían fácilmente de la roca encajonante.

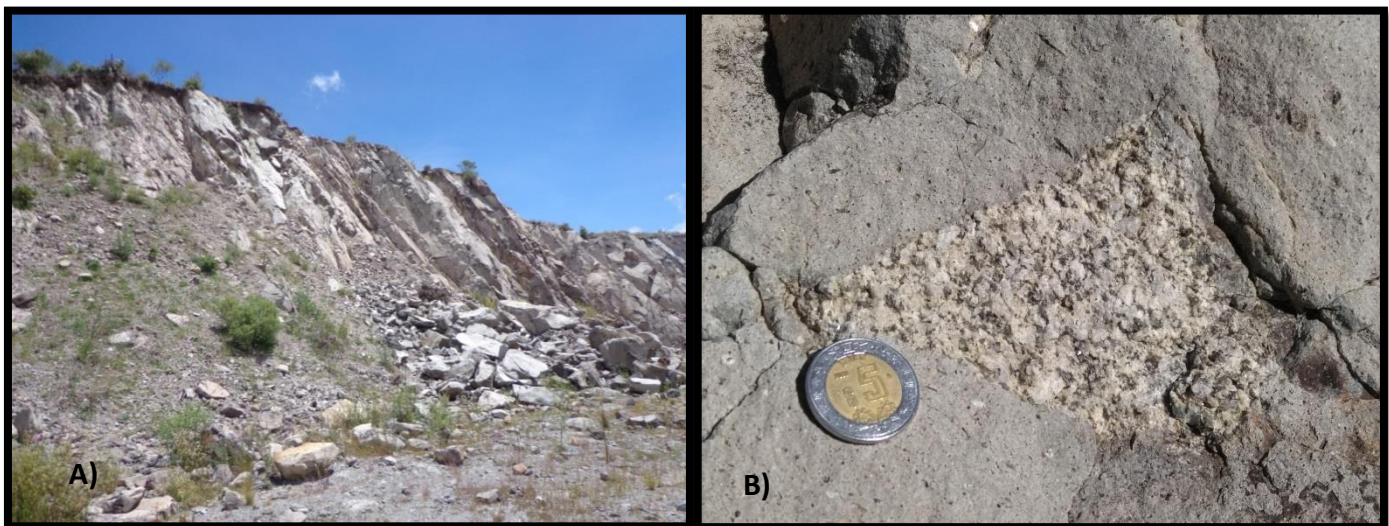


Figura 2.5- A) Vista panorámica del banco de materiales de donde se extrajeron los xenolitos. B) Ejemplo de un xenolito de ~6 cm de diámetro, bordes angulosos, textura fanerítica y contactos claros y rectos con la lava del cerro El Ventoso.

## Capítulo 3. Técnicas Analíticas

En esta sección se describen brevemente las diferentes técnicas analíticas y procedimientos utilizados para obtener los datos geoquímicos e isotópicos de los diferentes ejemplares de xenolitos.

### 3.1 Muestreo, trituración y pulverización

Se seleccionaron tres muestras de la roca encajonante del domo El Ventoso, que no tuvieran xenolitos y fueran las más sanas. En el caso de los xenolitos, se tomaron 40 muestras que incluyeron los tres grupos preliminares encontrados, los cuales se metieron en bolsas individuales etiquetadas. De los 40 ejemplares, se seleccionaron 19 muestras para hacer secciones delgadas en función del tamaño de grano (las de textura fanerítica) y que estuvieran sanas.

Con base en las descripciones petrográficas y a la baja alteración, se seleccionaron 19 ejemplares de xenolitos y una muestra de roca encajonante para obtener las concentraciones de los elementos mayores y trazas. Para que los análisis no tuvieran contaminación de la roca encajonante, se separaron cuidadosamente los xenolitos y se obtuvieron esquirlas de 2 a 3 cm. En el caso de la roca encajonante se descostró con un marro y posteriormente se adquirieron esquirlas de 2 a 3 cm de diámetro (Figura 3.1 A).

En el taller de molienda del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) se lavaron las esquirlas de las 20 muestras con agua desionizada (Milli-Q) y con cepillo de cerdas, y después se pulverizaron en un mortero mecánico de anillos de acero. Al procesar cada muestra, en la etapa de pulverización, se limpió el área de trabajo y equipo, antes y después para evitar posibles problemas de contaminación. Una pequeña porción de las esquirlas fue introducida en el mortero para “precontaminarlo” y el polvo obtenido se desechó. Después, se introdujeron más esquirlas de la misma muestra al mortero para

pulverizarlas durante ~40 segundos, hasta obtener polvo con una apariencia similar al talco (<75 micras) (Figura 3.1 B). Estos polvos se guardaron en bolsas de plástico previamente etiquetadas y después fueron selladas herméticamente con cinta adhesiva.

Por último, se homogenizó y mezcló cada muestra de polvo para después obtener porciones representativas de cada roca mediante la técnica del cuarteo (Figura 3.1 C). Se utilizaron 8 gramos de material de cada muestra para los análisis químicos de elementos mayores, los cuales se guardaron en pequeños sobres etiquetados. En el caso de los análisis de elementos trazas e isotópicos, se utilizaron 0.12 gramos de muestra para cada uno, los cuales fueron guardados en frascos de vidrio previamente lavados y etiquetados (2 frascos por muestra) (Figura 3.1 D).

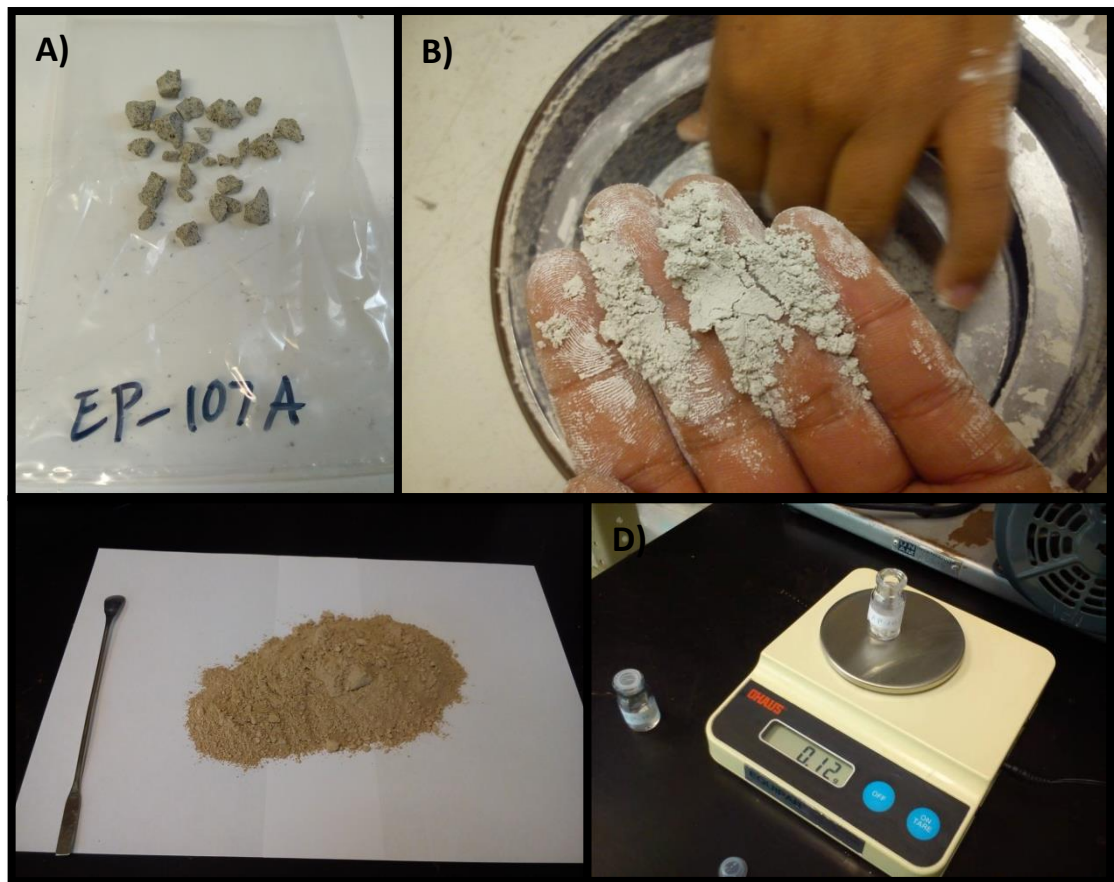


Figura 3.1. A) Se observa los fragmentos de xenolito (muestra 107A) con tamaños de entre 2 y 5 cm. B) Pulverización de una muestra de xenolito en el mortero de anillos de acero, hasta obtener una textura similar al talco (<75 $\mu$ m), en esta figura se trata de la alícuota para contaminar el mortero y posteriormente se desecha. C) Mezcla y cuarteo de una muestra, que se realiza sobre hojas blancas y con la ayuda de una espátula. D) Pesaje de una muestra con la ayuda de una balanza electrónica, para análisis de elementos traza (0.12 mg).



### 3.2 Separación de zircones

Con el fin de obtener edades de cristalización de tres ejemplares de xenolitos, se preparó el concentrado de cristales de zircón de las muestras EP-100, EP-117 y EP-105, porque eran los ejemplares más grandes encontrados. El método utilizado fue U-Pb mediante ablación láser acoplada a un ICP-MS. Estos análisis se desarrollaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla.

La técnica utilizada para concentrar los cristales de zircón fue la descrita por Díaz-Rocha (2019). De manera breve, ésta consistió en los siguientes pasos: Fragmentación y trituración de cada muestra de xenolito (Figura 3.2 A). Después, cada una se tamizó en coladores desechables para obtener la fracción fina de 0.3 mm. Enseguida, la fracción fina de cada muestra fue lavada varias veces en vasos de precipitado con agua para eliminar las partículas de tamaño arcilla y fracciones ligera. Esto con el fin de que solo quedaran los minerales pesados. Mediante la técnica de bateo se realizó la separación y concentrado de zircones. Finalmente, bajo un microscopio binocular se realizó la limpieza y selección de cada cristal de zircón para después ser montados en una placa de vidrio con adhesivo (Figura 3.2 B).

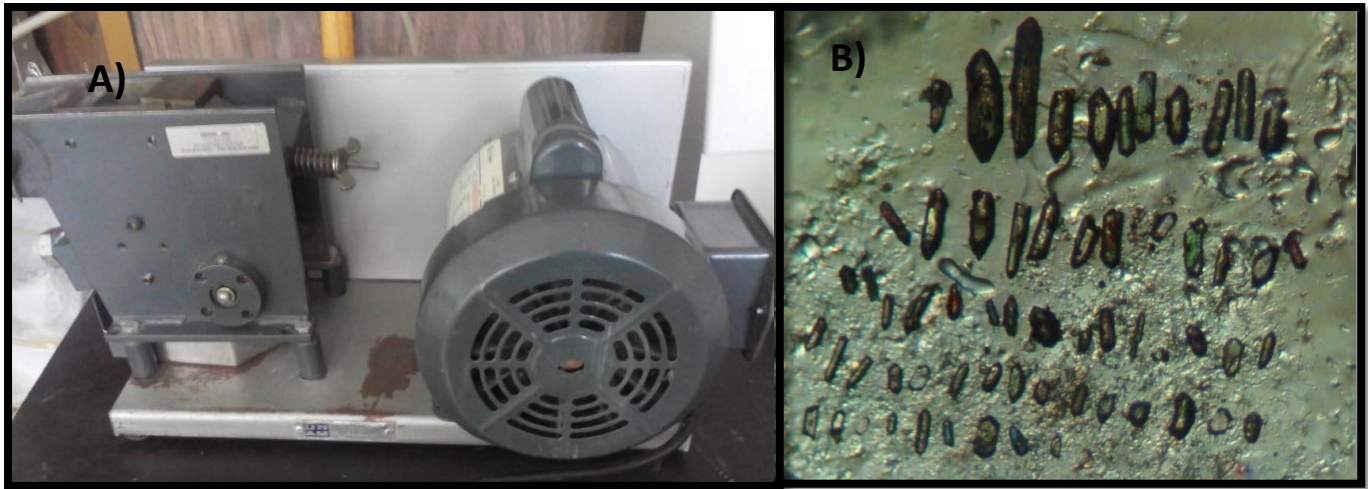


Figura 3.2. A) Trituradora de quijadas, usada para romper los fragmentos de xenolito. B) Zircones montados en la placa de vidrio con adhesivo, para el fechamiento.

### 3.3 Análisis de elementos mayores y traza

Las 20 muestras elegidas para determinar las concentraciones de elementos mayores y algunos elementos traza fueron enviadas al Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X (FRX), que pertenece al Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM), Instituto de Geología de la UNAM. El aparato utilizado fue un espectrómetro secuencial de rayos X de la marca Rigaku Primus II.

La Fluorescencia de Rayos X es una técnica espectroscópica para determinar las concentraciones de los elementos de una muestra, con un rango de concentraciones desde 100 % en peso hasta >2 ppm. La técnica es rápida, eficiente (Meléndez-Pizarro y Camacho-Dávila, 2009) y analiza los elementos mayores incluyendo ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) y alrededor de 14 elementos traza incluyendo Rb, Sr, Pb, U, Nb y Zr de muestras de roca y minerales. El error en los análisis de elementos mayores es menor de 4% y para los elementos traza es menor de 10%.

El procedimiento analítico puede ser consultado en el manual de métodos analíticos del Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X, Instituto de Geología.

Para conocer la pérdida por calcinación (PXC) de cada muestra y como complemento al análisis de elementos mayores, se calienta un gramo de la muestra a 1,000°C, en base seca por una hora, en un crisol. Después se deja enfriar a temperatura ambiente para obtener el peso calcinado. El cálculo de la PXC se realiza de la siguiente manera:

$$\%PXC = (\text{peso seco} - \text{peso calcinado}) \times 100$$

### **3.3.1 Análisis de elementos trazas por ICP-MS**

Se seleccionaron y enviaron 13 muestras de xenolitos, con el fin de determinar las concentraciones de elementos trazas, incluidas las Tierras Raras, al Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias en Juriquilla, UNAM. Este laboratorio cuenta con un espectrómetro de masas con Plasma Inductivamente Acoplado (ICP-MS) de la marca Thermo Serie XII. La metodología de análisis seguida es descrita por Mori *et al.* (2007). Las preparaciones químicas se realizan en un ambiente de alta limpieza, libre de metales (clase 100-1000), en donde todos los reactivos y materiales utilizados siguen un estricto control de calidad. La precisión y exactitud de los datos de elementos traza, son obtenidos mediante el análisis sistemático de diversos estándares como el AGV-2, BHVO-2 y BCR-2 del United States Geological Survey (USGS).

### **3.4 Análisis isotópicos**

Para medir las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de 10 muestras seleccionadas, se siguió el procedimiento descrito en el manual de Química Ultrapura del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS, 2000). Se utilizó un espectrómetro de masas con fuente de ionización térmica o TIMS (Thermal Ion Mass Spectrometry), para determinar las relaciones isotópicas. Los detalles se resumen en el Anexo A1.

Los análisis isotópicos de Sr y Nd se realizaron con un espectrómetro de masas marca THERMO SCIENTIFIC MODELO TRITON PLUS, el cual cuenta con 9 colectores Faraday ajustable y 5 contadores iónicos. Las relaciones isotópicas de Pb se realizaron en el

espectrómetro marca FINNIGAN MAT 262, el cual cuenta con 7 colectores Faraday ajustables. Todas las mediciones se hicieron de manera estática.

Las muestras de Sr y Nd se cargaron como cloruros sobre filamento doble de renio y se midieron como iones metálicos. En cada corrida se analizaron 60 relaciones isotópicas para Sr y 70 para Nd. El software integrado arroja *outliers* dependiendo de la estabilidad de la señal durante la adquisición de datos. En el capítulo de Resultados se presentan los valores isotópicos obtenidos y donde los valores ( $1sd = \pm 1\sigma$  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 valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr) son:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710253 \pm 12$  ( $\pm 1\sigma$ abs,  $n = 82$ ); para el estándar La Jolla (Nd):  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511848 \pm 3$  ( $\pm 1\sigma$ abs,  $n = 28$ ).

Las muestras de Pb se cargaron con una mezcla de gel de sílice + ácido fosfórico sobre filamentos sencillos de renio, y se analizaron 100 relaciones isotópicas para cada muestra. El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió con la comparación al valor promedio del laboratorio para el estándar NBS 981 (Pb):  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.89 \pm 0.07\%$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.43 \pm 0.10\%$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.53 \pm 0.13\%$  ( $\pm 1\sigma$ rel,  $n = 64$ ).

Los blancos analíticos, obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo, resultaron ser: 2.81 ng de Sr, 0.36 ng de Nd (blancos de procedimiento total) y 132 pg de Pb (blanco de química).

## Capítulo 4. Resultados

### 4.1 Petrografía

Los xenolitos encontrados en el Cerro El Ventoso, fueron estudiados macroscópicamente y microscópicamente. A diferencia de la clasificación preliminar de los xenolitos en tres grupos, realizada en campo, aquí se modificó esta clasificación con base en las descripciones petrográficas efectuadas bajo el microscopio. Se tomaron los siguientes criterios para agruparlos en 4 conjuntos que son: el tamaño de los fragmentos, tamaño de los cristales, la textura, la clasificación litológica y su posible origen. En la Tabla 4.1 se presenta la abundancia mineral modal de diferentes ejemplares descritos.

#### 4.1.1 Xenolitos Tipo A

Se agruparon aquellos xenolitos de coloración blanquecina, con formas irregulares y tamaños menores a 8 cm. Contienen feldespato y cuarzo, y son escasos los minerales ferromagnesianos (Figura 4.1 A y B). En estos xenolitos se observó la presencia de arcillas de color amarillo en los bordes o contacto con la roca encajonante (Muestras: EP-102, EP-105, EP-119).

En sección delgada se dividió este tipo de xenolitos en dos categorías. La primera categoría (EP-102 y EP-119) se puede clasificar como granito de textura fanerítica, inequigranular, conformada por cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Los cristales de cuarzo (~30% aprox. visual) son anhedrales y miden hasta 1 mm de diámetro. La plagioclasa (~25%) se presenta en cristales tabulares que miden entre 1 y 1.5 mm de largo, además se encuentran zoneados o con maclas y en ocasiones con textura de tamiz (Figura 4.1 C-D). El feldespato potásico se presenta en cristales tabulares subhedrales (~20%), entre 0.5 mm y 1 mm de largo. En menor proporción (~5%) se tiene la presencia de pequeños cristales tabulares de biotita, que miden hasta 0.5 mm de largo, los cuales se encuentra en la mayoría de los casos alterados. Como minerales accesorios se tiene la presencia de zircón, apatito y minerales opacos. En algunos xenolitos existe vidrio de color oscuro (~20%) proveniente probablemente de la roca encajonante.

Además, los bordes de la mayoría de los cristales se encuentran corroídos debido a posibles procesos de desequilibrio.

La segunda categoría se puede clasificar como cuarzo-monzonita (EP-105) fanerítica, equigranular, en donde los cristales están en contacto, pero los bordes se encuentran corroídos (Figura 4.1 E-F). La mineralogía está dominada por feldespato potásico (~35%), plagioclasa (~30%), cuarzo (~10%) y biotita (~5%). Además, se tiene la presencia de minerales accesorios como zircón y apatito, así como vidrio (~15%) el cual posiblemente venga de la roca encajonante y cierta alteración a calcita en los cristales de plagioclasa.

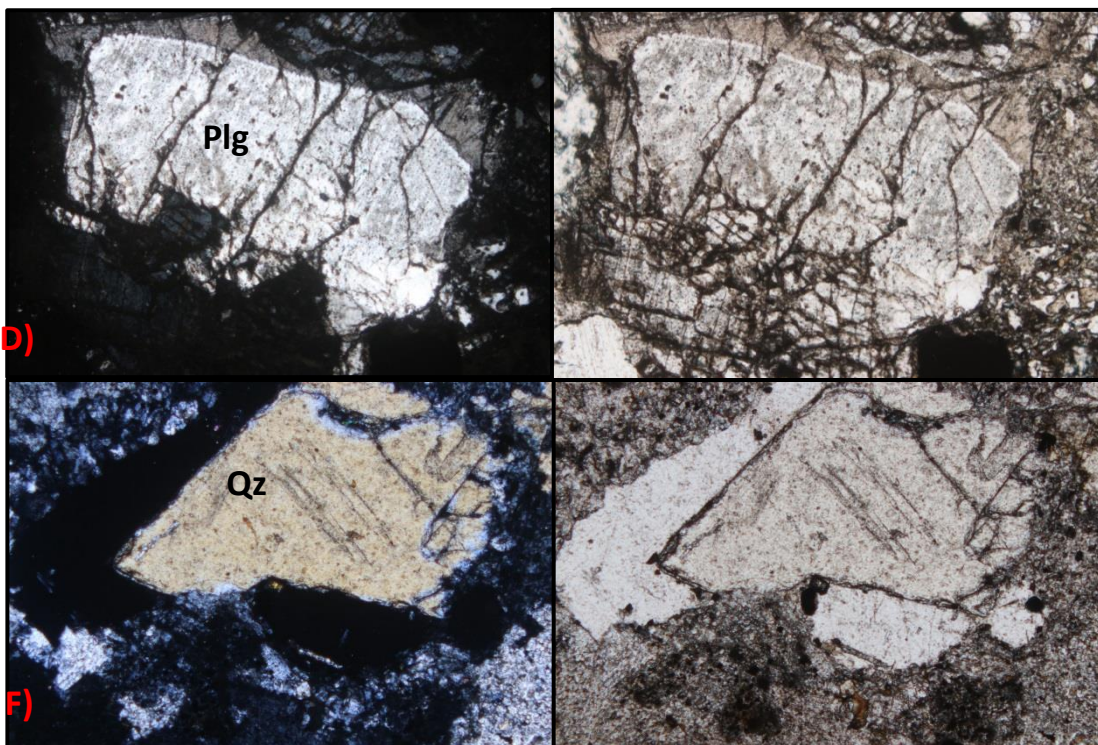
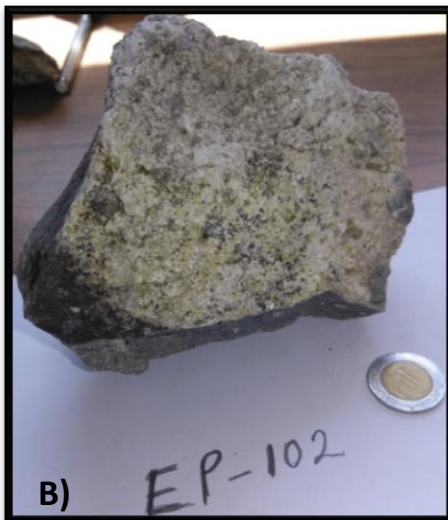


Figura 4.1. A) Xenolito EP-102, de color blanquecino, con tonalidades amarillentas cerca del contacto con la roca encajonante. B) Se observa el xenolito EP-105 en contacto claro e irregular con la roca encajonante. C) Fotomicrografías de un cristal de plagioclasa (Plg) fracturada, muestra EP-102 con nicoles cruzados. D) Mismo cristal de plagioclasa con luz paralela. E) Fotomicrografía de un cristal de cuarzo (Qz) anhedral de la muestra EP-105 con nicoles cruzados. F) Mismo cristal de cuarzo con luz paralela.

#### **4.1.2 Xenolitos Tipo B**

Estos tienen formas irregulares, pero en ocasiones son ovoides, con dimensiones máximas de 20 cm de largo x 10 cm de ancho (EP-100). Son de textura fanerítica (Figura 4.2 A-B) y están conformados mayoritariamente por cristales tabulares de plagioclasa y en menor proporción cuarzo y biotita oxidada. Se tiene la presencia de minerales arcillosos relacionados posiblemente a la alteración de la plagioclasa. El contacto con la roca encajonante es claro y abrupto (Xenolitos estudiados de este tipo: EP-100, EP-101D, EP-101E, EP-115, EP-116, EP-117, PIMM15X2, PIMM15X3 y PIMM15X4).

Microscópicamente, este tipo de xenolitos presenta una textura fanerítica, holocristalina inequigranular. La mineralogía, como ya se mencionó, está compuesta por plagioclasa de tipo andesina a labradorita (ángulo de extinción  $\sim 30^\circ$ ), cuarzo, biotita y escaso piroxeno. Como minerales accesorios se observan zircón, apatito y minerales opacos de hábito cúbico. Los xenolitos presentan calcita secundaria, así como vidrio entre algunos cristales y huecos dejados por otros minerales. Los cristales de plagioclasa son euhedrales a subhedrales, con hábitos tabulares y longitudes que van desde 5 mm a 1 mm. Presentan maclas polisintéticas y en ocasiones están zoneados (Figura 4.2. C-D). Frecuentemente, los cristales de plagioclasa (50-65%) se encuentran rotos y los bordes corroídos, y dentro de las fracturas y bordes se tiene la presencia de calcita de alteración. Además, algunos cristales tienen un bajo grado de deformación. El cuarzo se presenta en cristales anhedrales, con longitudes máximas de 2 mm, la mayoría están fracturados y los bordes están corroídos (Figura 4.2 E-F). Los cristales de biotita se encuentran regularmente alterados, son subhedrales a anhedrales, presentan hábitos tabulares y llegan a medir entre 1 mm y 300 micras. Alrededor de estos se tienen minerales opacos diseminados. Los cristales de clinopiroxeno (augita) miden alrededor de 30 micras, son anhedrales y se

encuentran alrededor de los cristales de biotita. Se tiene presencia de vidrio entre algunos cristales y se infiere que este proviene del magma andesítico que los arrastró hacia la superficie o también puede ser producto del pirometamorfismo, el cual sucede durante el ascenso del magma en contacto con algunos minerales como la biotita (Schaaf *et al.*, 1994). La calcita secundaria enmascara la textura original en ciertas porciones de la roca. Estas muestras se pueden clasificar de acuerdo con el conteo de puntos y el diagrama QAP como tonalitas (Figura 4.4).



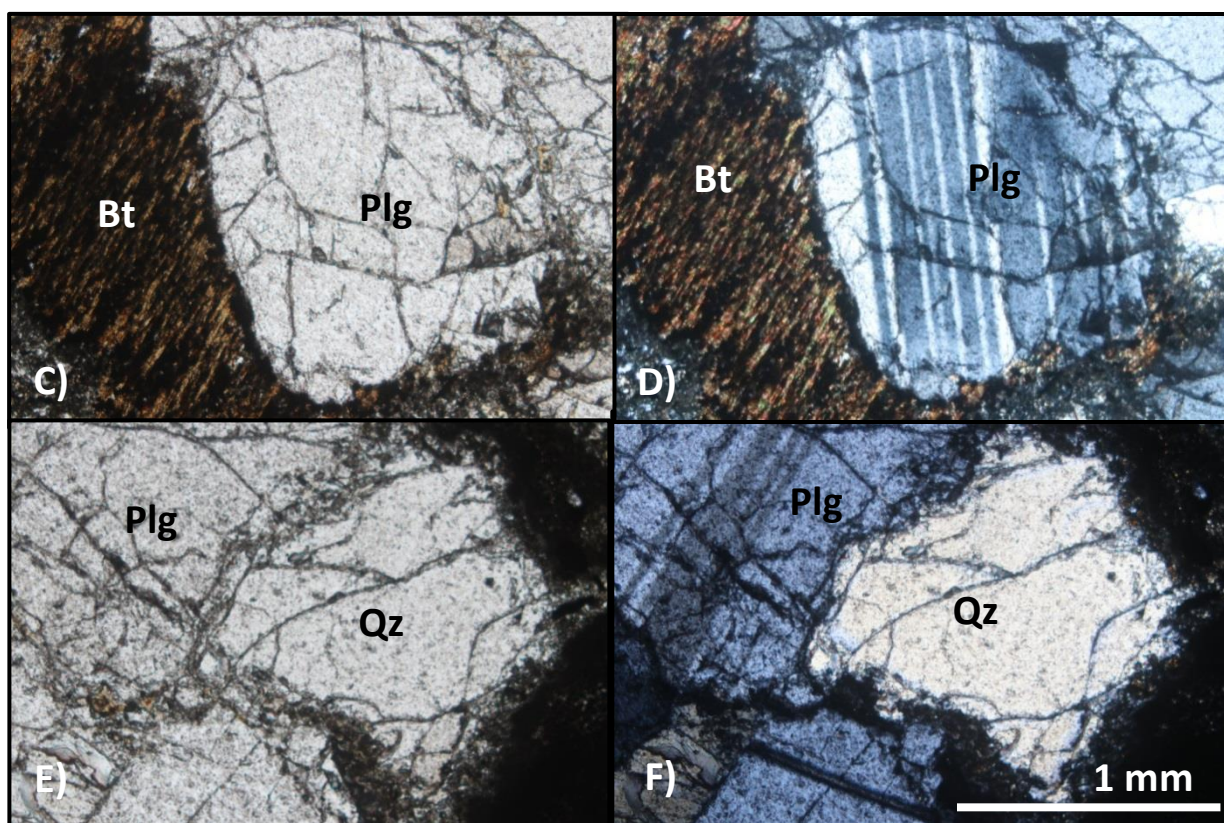


Figura 4.2. A) El xenolito EP-100 es el ejemplar más grande de toda la colección, mide alrededor de 20 cm de largo por 10 cm de ancho por 7 cm de alto. B) Xenolito EP-101D el cual exhibe una forma ovoide con un claro contacto con la roca encajonante. C) Cristal de plagioclasa (Plg) (EP-100) fracturado y con bordes corroídos en luz paralela. D) Mismo cristal de plagioclasa con nícoles cruzados donde se ven maclas polisintéticas. E) Cristal de plagioclasa (izq.) con maclas polisintéticas y fracturado, y cristal de cuarzo (Qz) (der) anhedral con fracturas y bordes corroídos en luz paralela. F) Mismo arreglo pero con nícoles cruzados.

#### **4.1.3 Xenolitos Tipo C**

Son los más escasos y pequeños, y llegan a tener dimensiones máximas de 5 x 3 cm y formas irregulares u ovoides. El contacto con la roca encajonante es claro y con bordes angulosos (muestras EP-118, PIMM15X1, PIMM15X4). Están compuestos por cristales de anfíbol y plagioclasa, en donde los cristales de anfíbol presentan un hábito tabular y en ocasiones hexagonal, llegando a medir hasta 1 cm (Figura 4.3 A-C). En sección delgada se pueden observar ciertas diferencias petrográficas en este grupo, las cuales se detallan enseguida.

Un ejemplar (EP-118) presenta textura fanerítica con dos tamaños de cristales de anfíbol y plagioclasa. Se observa hornblenda (30%) euhedral prismática y tabular que puede medir más de 5 mm de largo. Estos cristales presentan una corona de reacción con piroxeno y algunos cristales tienen centros reabsorbidos (Figura 4.3 D-E). Los cristales de plagioclasa tienen hábito tabular, miden hasta 2 mm de largo máximo y 0.5 mm como mínimo, y en ocasiones tienen bordes corroídos y fracturas. También se observaron pequeños cristales de clinopiroxeno que miden entre 0.30 y 0.50 mm, los cuales principalmente se concentran en la corona de reacción de la hornblenda. Este tipo de xenolito se puede clasificar como un fragmento derivado de un cuerpo hipabisal diorítico. Este ejemplar tiene la presencia de vidrio proveniente de la roca encajonante o magma que los arrastró hacia la superficie. Además, se observa calcita secundaria, la cual cubre ciertas porciones de la muestra por lo que enmascara la textura original. Con base a las características petrográficas de la hornblenda se puede reconstruir parte de la historia evolutiva del magma. Se puede inferir que inicialmente estos cristales se encontraban en pleno crecimiento cuando un evento causó cambios en la presión, temperatura o la posible mezcla de magmas, ya que se observa un centro reabsorbido y coronas de reacción. Así, en lugar de continuar el crecimiento de anfíbol se formaron coronas de reacción compuestas por pequeños cristales de clinopiroxeno y minerales opacos u óxidos de Fe-Ti.

Otros ejemplares de este tipo de xenolitos (PIMM15X1 y PIMM15X4) tienen texturas holocristalinas e inequigranulares. Los cristales de plagioclasa representan un 45% de toda la muestra, son subhedrales y tabulares, algunos presentan textura de tamiz y en ocasiones



están enmascarados por calcita. Le siguen en abundancia los cristales de clinopiroxeno (21%) con hábitos prismáticos, de bordes subhedrales a anhedrales, corroídos en la mayoría de los casos (Figura 4.3 F-G). También se determinaron cristales de hornblenda (17%) de hábito prismático a tabular, subhedrales, presentan bordes de reacción y en ocasiones se encuentran completamente reemplazados por óxidos de Fe-Ti, por lo que forman pseudomorfos. Se identificó igualmente olivino con hábito prismático anhedral y la mayoría de los cristales están rotos. Dentro de la muestra se tiene la presencia de vidrio (3 %), que se infiere proviene de la lava que los transportó. También se observan minerales opacos en cubos subhedrales, menores a 0.30 mm y disseminados, además de calcita (6%). Varios cristales de hornblenda y clinopiroxeno presentan extinción ondulante, lo que sugiere algún tipo de alteración o deformación. Estos xenolitos se clasificaron como gabros (Figura 4.4).



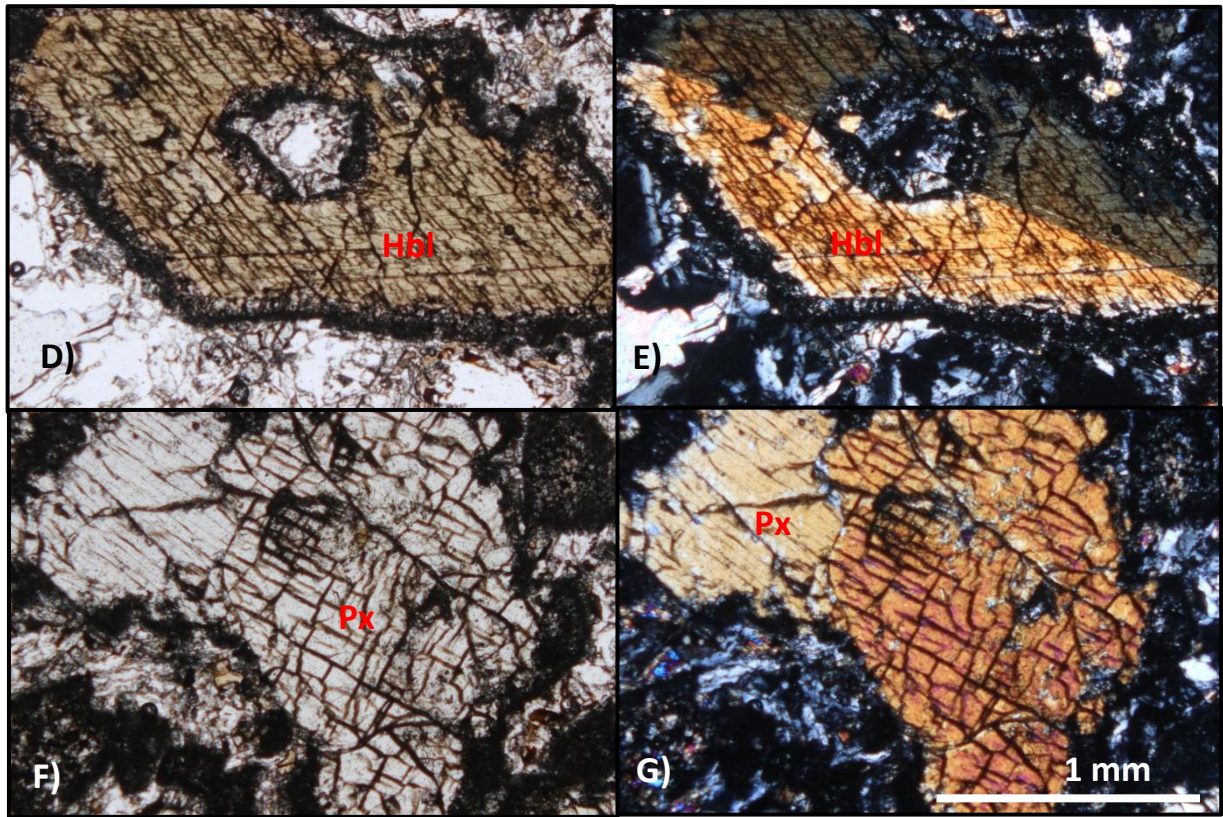


Figura 4.3 A, B y C) Xenolitos del Tipo C que muestran textura fanerítica, con fenocristales de anfíbol y piroxeno. D) Fotomicrografía de hornblenda (Hbl) con luz paralela. E) Mismo cristal con nícoles cruzados, donde se distingue la macla y corona de reacción (EP-118). F) Cristal de clinopiroxeno anhedral, con su crucero casi a 90° en luz paralela (muestra PIMM15X-1). G) Mismo cristal en nícoles cruzados.

Tabla 4.1. Porcentajes de la abundancia mineral modal de los xenolitos tipo B y C (ejemplares con escasa alteración). Estas muestras fueron tomadas en a coordenada UTM 14 545975E, 2215100N.

Muestra	Tipo Xenolito	Qz	Plg	Bt	Hbl	Clp	OI	Cal	Vd	Ox	Total
EP-100	Tipo B	20%	60%	5%	X	X	X	5%	5%	5%	100%
EP-101D	Tipo B	30%	54%	6%	X	X	X	3%	5%	2%	100%
EP-101E	Tipo B	32%	57%	3%	X	X	X	3%	3%	2%	100%
PIMM15X-1	Tipo C	X	45%	X	17%	21%	3%	6%	3%	5%	100%
EP-118	Tipo C	X	40%	X	30%	3%	X	12%	8%	7%	100%

Abreviaciones, Qz: cuarzo, Plg: plagioclasa; Bt: biotita; Hbl: hornblenda; Clp: clinopiroxeno; OI: olivino; Cal: calcita; Vd: vidrio; Ox: óxidos; X: ausencia de mineral.

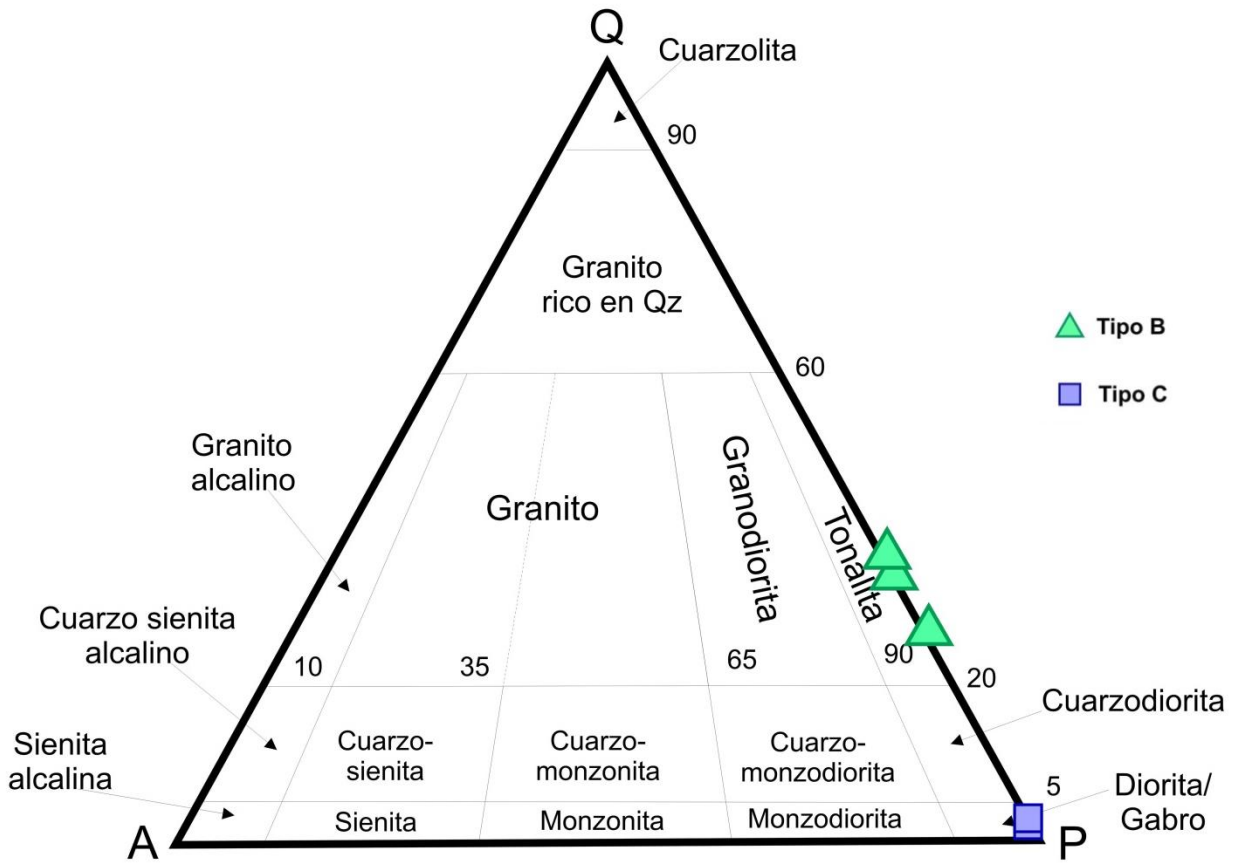


Figura 4.4. Diagrama QAP de Strekeisen (1976 en LeMaitre, 2002), en donde se muestra la clasificación de los xenolitos tipo B y C, debido que dichos xenolitos se encuentran mejor conservados. A: Feldespato Alcalino; Q: Cuarzo; P: Plagioclasa.

#### **4.1.5 Xenolitos Tipo D**

Los ejemplares de este grupo son los más abundantes que se encuentran en el cerro El Ventoso. Presentan formas redondeadas a esferoides, con diámetros de hasta 10 cm y el contacto con la roca encajonante es claro por lo que el xenolito se desprende fácilmente. La mayoría de estos xenolitos tienen formas redondeas y casi esféricas, con porciones oxidadas o zonas de tonalidades amarillentas debido a alteración (Muestras: EP-107A, EP-107B, EP-110 A, EP-111 A). Son de grano fino (Figura 4.5 A-B) y contienen cristales de plagioclasa y ferromagnesianos alterados que conservan formas semejantes a anfíboles.

Microscópicamente, todos estos xenolitos son muy similares, ya que presentan textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y hornblenda (Figura 4.5 E-F), aunque la alteración a calcita (~15%) enmascara sus principales características (Figura 4.5 C-D). Los cristales de plagioclasa (~55%) tienen dos tamaños, como fenocristales mayores a 50 micras y hasta 2 mm, y los menores de 30 micras. Se presentan en cristales tabulares subhedrales, algunos con maclas y textura de tamiz, pero en ocasiones están rotos y con bordes corroídos. Los cristales de hornblenda son subhedrales, tabulares y prismáticos, y llegan a medir hasta 1.5 mm de largo. En ocasiones presentan coronas de reacción conformadas por microlitos de clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti. La mayoría de estas muestras se clasificaron como microdioritas.



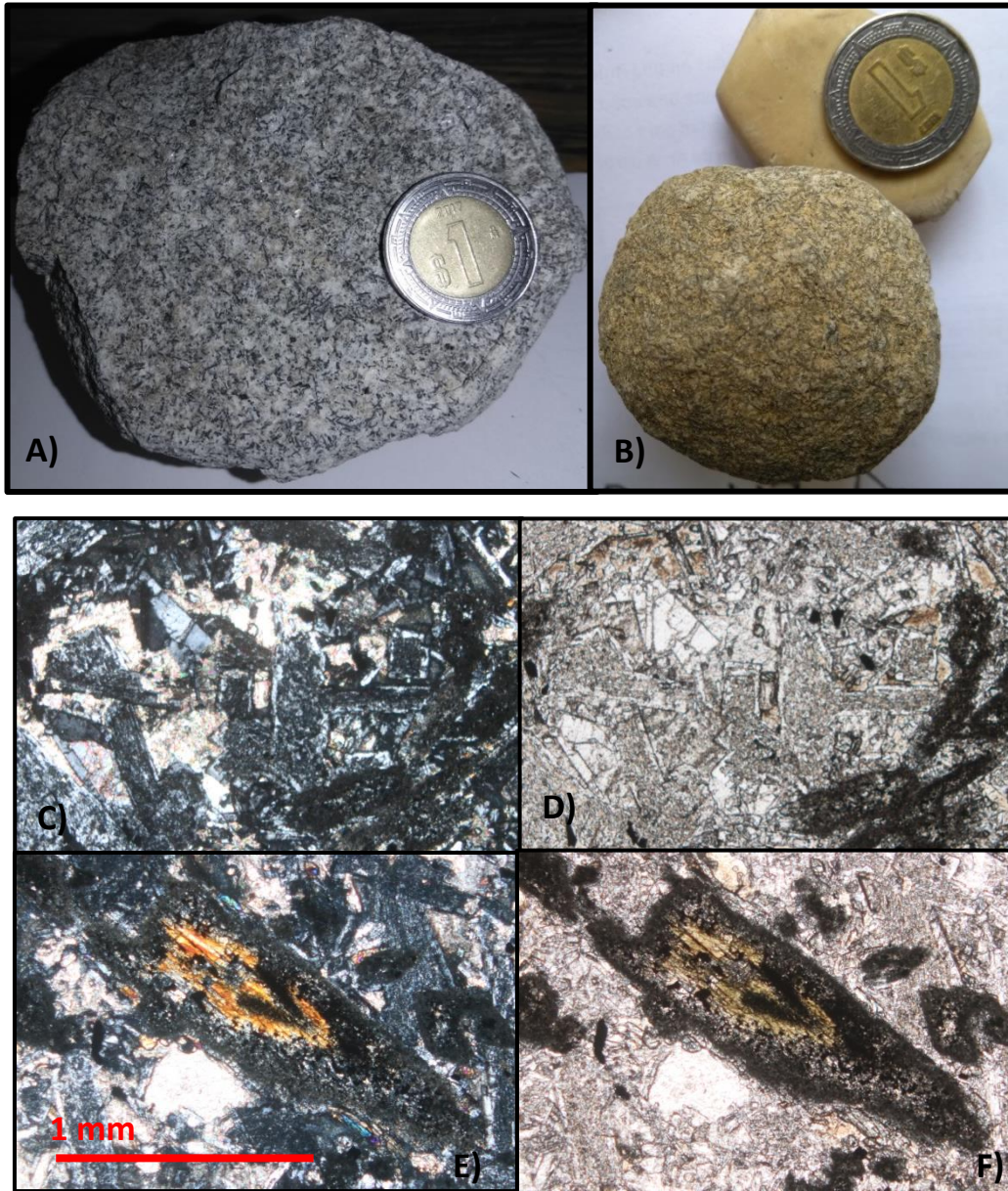


Figura 4.5. A) Xenolito microfanerítico de color blanco. B) Ejemplares ovoides de color amarillento y textura fina. C) Fotomicrografía en donde se observa calcita que cubre la textura original y a los cristales de plagioclasa. Se tiene la presencia de pseudomorfos de minerales ferromagnesianos en la parte inferior derecha (nícoles cruzados). D) Mismo arreglo pero con luz paralela. E) Cristales de hornblenda con corona de reacción y cristales de plagioclasa con textura de tamiz. En la porción izquierda inferior se observa calcita (nícoles cruzados). F) Mismo arreglo mineral pero con luz paralela.

#### **4.1.5 Petrografía del Domo El Ventoso (Roca Encajonante)**

La roca presenta una textura porfídica-microlítica con fenocristales (20 a 40%) de plagioclasa, anfíbol, biotita, piroxeno y escasos cristales de cuarzo en la lámina EP-15. La roca contiene pseudomorfos de piroxeno y anfíbol. La matriz (60-80%) está formada por microlitos de plagioclasa orientados. Esta unidad petrográficamente se puede clasificar como andesita-dacita de hornblenda. Los fenocristales de plagioclasa tienen una abundancia del 15 al 20% modal, presentan un tamaño de 0.15 a 0.65 mm, forma tabular euhedral-subhedral, con maclas polisintéticas, algunos tienen zonación y textura de tamiz que indica cambios en las condiciones de formación. La hornblenda se presenta con una abundancia menor a 10% y los cristales miden hasta 0.70 mm, tienen hábitos tabulares y prismáticos (Figura 4.6 A), en ocasiones muestran coloraciones verde a rojizo, producto de la alteración y coronas de reacción de piroxeno y minerales opacos. Por otra parte, la biotita se presenta con una abundancia menor al 5%, de forma euhedral-subhedral, crucero paralelo y relieve alto con colores amarillo marrón. El clinopiroxeno es escaso, de forma anhedral, con cristales algo rotos y alto relieve. Los cristales de cuarzo son escasos y presentan bordes engolfados y rotos. La matriz está formada por microcristales de plagioclasa, algunos cristales de óxidos de Fe-Ti y escasos minerales arcillosos. La mayoría de los fenocristales de plagioclasa y anfíbol presentan textura de tamiz o de reemplazamiento en la sección EP-15 (Figura 4.6 B), lo cual sugiere que durante su formación las condiciones de presión y temperatura cambiaron de manera abrupta.



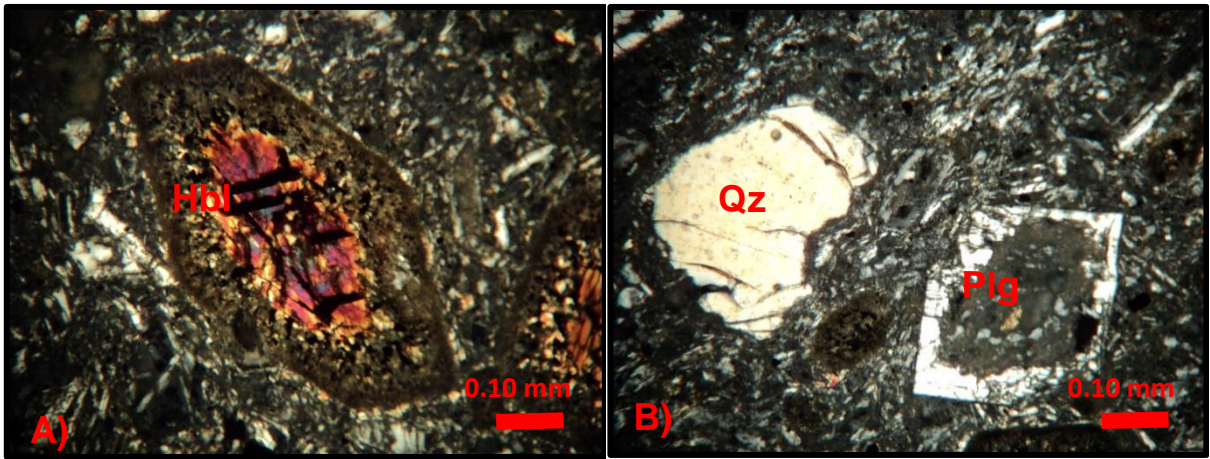


Figura 4.6. A) cristal de hornblenda (Hbl) con corona de reacción, en un matriz microlítica conformada por microcristales de plagioclasa y vidrio (nícoles cruzados). B) Se muestra fenocristal de plagioclasa (Plg) con textura de tamiz y un cristal de cuarzo con algunas fracturas y con los bordes corroídos (Qz), la matriz está conformada por microcristales de plagioclasa, vidrio y minerales opacos (nícoles cruzados).

## 4.2 Geoquímica

### 4.2.1 Elementos Mayores

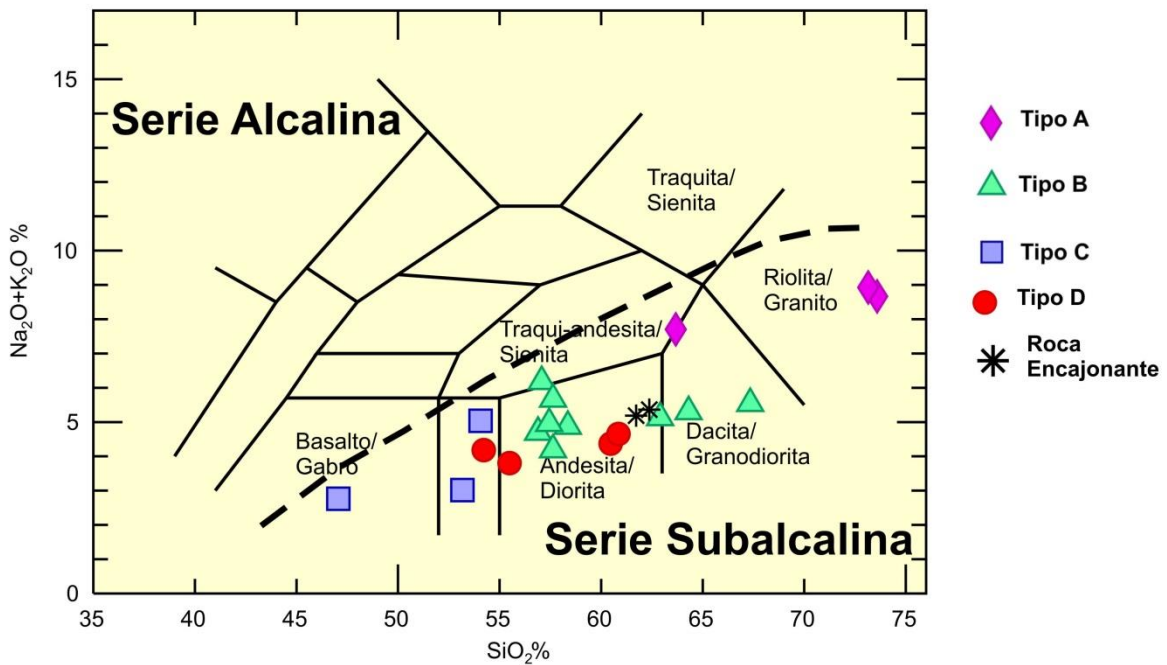
Los principales constituyentes de una roca son los elementos mayores, los cuales son expresados como por ciento en peso de los óxidos correspondientes ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ). Estos elementos generalmente se presentan en concentraciones mayores al 1% en peso, aunque en el caso de  $\text{P}_2\text{O}_5$  y  $\text{MnO}$  se presentan entre 0.1% y 1%. Los datos de elementos mayores se usan de tres maneras principales, como en la clasificación de las rocas, en la construcción de diagramas bivariantes o trivariantes que permiten inferir los procesos a los que fue sometido el magma, y por último conocer las posibles condiciones que formaron a la roca (Rollinson, 1993).

Se obtuvieron las concentraciones de elementos mayores de 20 muestras provenientes del Cerro El Ventoso (Tabla 4.2) con la finalidad de clasificar los xenolitos y la roca encajonante, y por último identificar las variaciones entre los diferentes grupos y tipos de xenolitos.

En la Figura 4.7 se presenta el diagrama de TAS (álcalis total vs sílice) para las rocas estudiadas. Las concentraciones de elementos mayores fueron recalculadas al 100% considerando una base anhidra. Se observa que todas las muestras analizadas en este estudio se encuentran dentro de la Serie Subalcalina. Los xenolitos Tipo A (muestras EP-102, EP-105, EP-119) presentan las concentraciones más altas de álcalis (7-9%) y sílice (63-73% en peso) en comparación con los demás xenolitos y se clasifican como granitos y granodioritas. Los xenolitos Tipo B (EP-100, EP-101D, EP-101E, EP-103, EP-115-117, PIMM15X2, PIMM15X3) caen dentro del campo de granodiorita y diorita, con valores en  $\text{SiO}_2$  entre 57 y 67% en peso y valores de álcalis de 4 a 6% en peso. El Tipo C (EP-118, PIMM15X1, PIMM15X4) son los xenolitos más máficos, ya que presentan valores de sílice entre 47 y 54% en peso, y de álcalis entre 2 y 5%, quedando dentro del campo del gabro.

Tabla 4.2. Concentraciones de elementos mayores representados en óxidos y expresados en porcentaje en peso (%) de los diferentes tipos de xenolitos y de la roca encajonante. Coordenada: UTM 14 545975E, 2215100N.

	Xenolitos Tipo A			Xenolitos del Tipo B									Xenolitos Tipo C			Fragmentos Tipo D				Roca Encajonante	
	EP-102	EP-105	EP-119	EP-100	EP-101D	EP-101E	EP-103	EP-115	EP-116	EP-117	PIMM15X2	PIMM15X3	EP-118	PIMM15X1	PIMM15X4	EP-107 A	EP-107 B	EP-110A	EP-111 A	EP-58	EP-14
SiO <sub>2</sub>	72.83	62.90	73.16	57.98	63.67	59.86	56.43	56.13	56.62	66.74	56.81	56.94	44.74	50.25	53.32	58.79	49.25	50.63	59.22	60.95	61.32
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.31	0.78	1.03	0.77	0.80	1.14	1.04	0.96	0.67	1.11	1.10	1.88	0.91	1.41	0.96	0.79	0.79	0.89	0.85	0.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.06	18.74	13.70	17.71	16.67	14.06	19.63	17.45	18.97	14.94	17.67	18.79	12.39	11.26	19.17	17.80	14.31	14.38	17.76	17.41	17.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.26	3.49	1.79	6.93	5.40	5.09	7.13	7.44	6.60	4.77	7.35	6.96	9.46	7.46	6.87	6.36	4.98	5.05	5.72	5.30	5.25
MnO	0.04	0.31	0.06	0.16	0.09	0.07	0.10	0.13	0.17	0.08	0.13	0.13	0.24	0.28	0.11	0.06	0.36	0.16	0.05	0.10	0.06
MgO	0.47	1.57	0.36	3.75	2.34	2.60	2.47	4.29	3.78	2.20	3.81	2.70	11.25	7.98	3.95	3.28	2.92	4.26	3.21	2.88	2.15
CaO	0.62	3.79	0.58	6.70	4.63	7.61	5.56	7.30	6.61	4.05	6.86	6.30	12.39	13.38	8.29	5.46	14.19	12.28	5.69	5.89	5.37
Na <sub>2</sub> O	4.24	5.56	4.44	4.17	4.22	3.89	4.99	4.18	3.51	4.55	4.21	4.93	2.17	2.32	4.44	3.44	2.97	2.87	3.83	3.99	4.13
K <sub>2</sub> O	4.34	2.05	4.63	0.67	1.03	0.98	1.12	0.45	0.60	0.94	0.68	0.67	0.45	0.53	0.53	0.81	0.83	0.59	0.69	1.13	1.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.06	0.03	0.24	0.18	0.19	0.29	0.24	0.43	0.17	0.25	0.29	0.07	0.13	0.52	0.26	0.23	0.21	0.25	0.24	0.25
PxC	0.88	1.10	0.35	0.64	0.98	3.28	0.96	1.27	1.62	0.88	1.10	1.15	4.19	5.35	1.24	2.62	9.11	8.72	2.57	1.07	1.67
Total	99.85	99.88	99.88	99.97	99.98	98.43	99.82	99.92	99.87	99.98	99.99	99.94	99.23	99.86	99.86	99.83	99.93	99.95	99.88	99.81	99.98
An	2.95	17.67	2.75	27.84	21.99	18.93	25.99	27.88	30.53	17.79	27.31	27.24	23.93	18.76	30.89	26.18	25.61	26.97	27.34	24.80	25.49
Ab	36.13	47.55	37.57	35.45	35.96	34.61	42.65	35.88	30.21	38.75	35.62	41.63	11.18	19.55	37.49	29.95	27.67	26.65	33.25	33.71	35.52
Or	25.88	17.73	27.36	12.92	6.09	6.09	6.62	2.66	3.60	5.55	4.02	3.90	2.78	3.13	3.90	4.85	5.38	3.78	4.20	5.82	6.85



4.7. Diagrama de clasificación TAS (álcalis total vs sílice) en donde se exhiben las muestras de xenolitos de los diferentes tipos. Diagrama de Cox *et al.*, (1979) modificado por Wilson (1989) para rocas plutónicas.

Los xenolitos Tipo D (Figura 4.7) presentan valores de sílice entre 54 y 62% en peso y los de álcalis tienen un promedio de 4% en peso. Con base en estos valores se clasificaron como dioritas y gabros. La roca encajonante (muestras EP-14, EP-58) se clasificó como andesita (Figura 4.7).

Algunos porcentajes de calcinación de los xenolitos tipos C y D son mayores de al 5%, esto se puede deber por la alteración que muestran los xenolitos, pero aun así son una aproximación de la composición de los magmas que lo formaron.

#### 4.2.1.1 Análisis normativo

Con el diagrama meso-normativo de Ab-An-Or de O'Connor (1965) se clasificaron los 4 tipos de xenolitos. En el caso de los xenolitos tipo A, las muestras EP-102 y EP-119 caen dentro del campo del granito mientras que la muestra EP-105 se clasificó como una granodiorita. Los xenolitos tipo B corresponden a una tonalita al igual a los xenolitos tipo C y D (Figura 4.8).

Los datos obtenidos con la norma CPIW se debe tomar con cierta reserva, debido a que los componentes calculados son considerados puros y no se toman en cuenta soluciones sólidas, además de fases hidratadas como la hornblenda y la biotita.

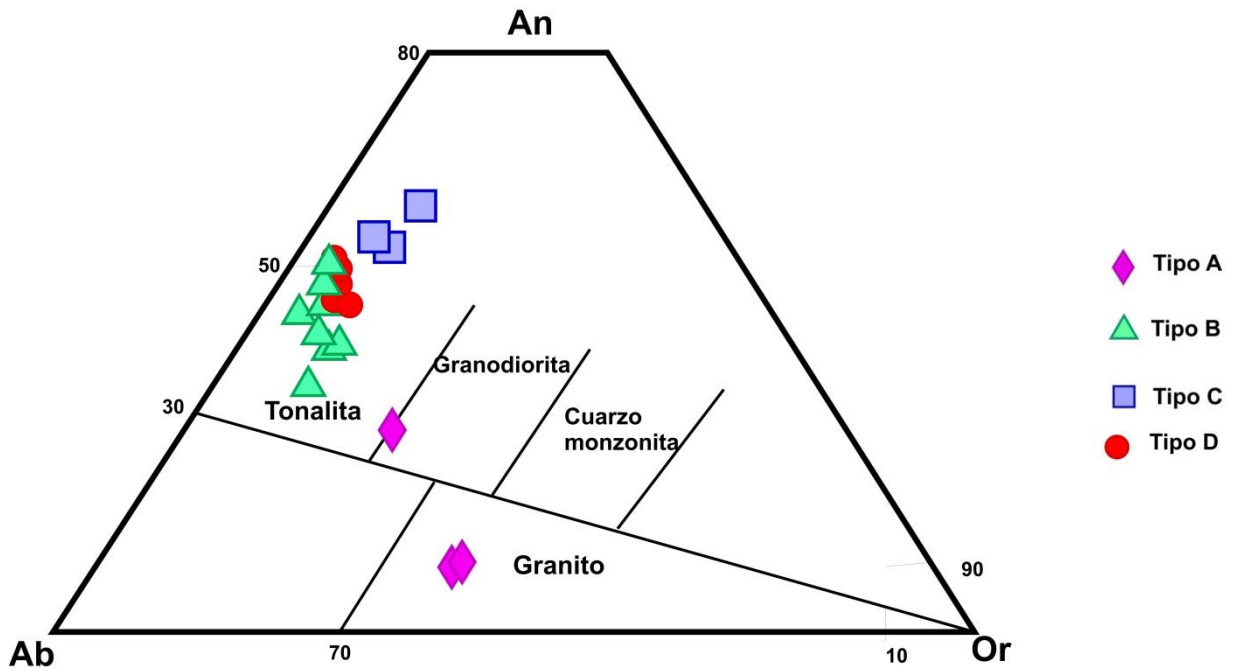


Figura 4.8.-Diagrama An-Ab-Or de acuerdo O'Connor (1965) en el que se grafican las muestras con base en la norma CIPW.

#### 4.2.1.2 Diagrama MALI

Con el diagrama MALI de Frost *et al.* (2001) se observa que los xenolitos ígneos del cerro El Ventoso caen en diferentes campos, pero se ajustan al rango de los granitoides cordilleranos del occidente de EU y del noroeste de México (Figura 4.9). Los xenolitos Tipo A caen principalmente en el campo alcalino-cálcico, con un rango del parámetro MALI que va de 8.5 a 3.9. Los xenolitos Tipo B caen en dos campos, en el calco-alcalino y cálcico, con valores del parámetro MALI que abarcan un rango entre -2.9 a 1.4. Los xenolitos Tipo C presentan valores del parámetro MALI de -11 a -3, situándolos en el campo de magmas cálcicos. Los xenolitos Tipo D, con valores del parámetro MALI de -11.5 a -1.3, caen dentro de los magmas cálcicos al igual que los xenolitos del Tipo C. Los valores del parámetro MALI se tomaron con cierto cuidado debido a que la mayoría de las muestras tiene presencia de calcita secundaria y puede estar alterando dicho valor, al igual el exceso de volátiles.

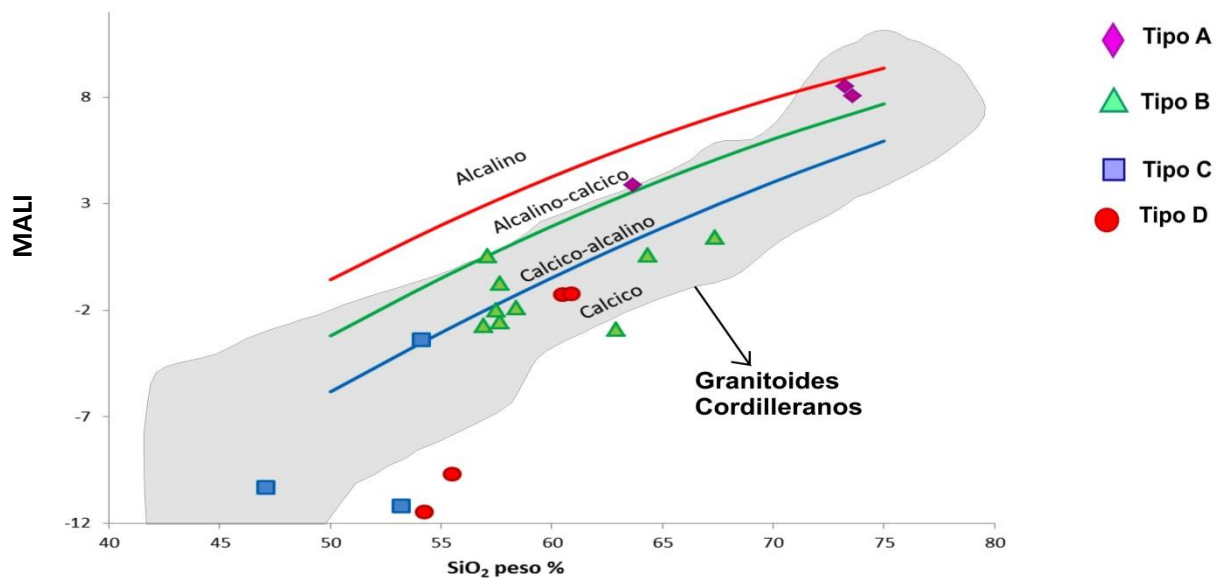


Figura 4.9. Diagrama de clasificación MALI (Modified alkali-lime index;  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ ) propuesto por Frost *et al.* (2001). Se observan los xenolitos del cerro El Ventoso. El sombreado gris representa granitoides cordilleranos del occidente del E.U y del noroeste de México (Frost *et al.* 2001).

#### 4.2.1.3 Diagrama de clasificación de $FeO_t$

El diagrama del índice de hierro vs sílice (Frost y Frost, 2008) es de gran utilidad para identificar el enriquecimiento de Fe durante el proceso de diferenciación magmática (Frost *et al.*, 2001). Los xenolitos plutónicos del Cerro El Ventoso se sitúan en el campo de las rocas magnesianas (Figura 4.10). Cabe mencionar que los xenolitos Tipo A1 se encuentran en el límite de las rocas ferrosas y magnesianas.

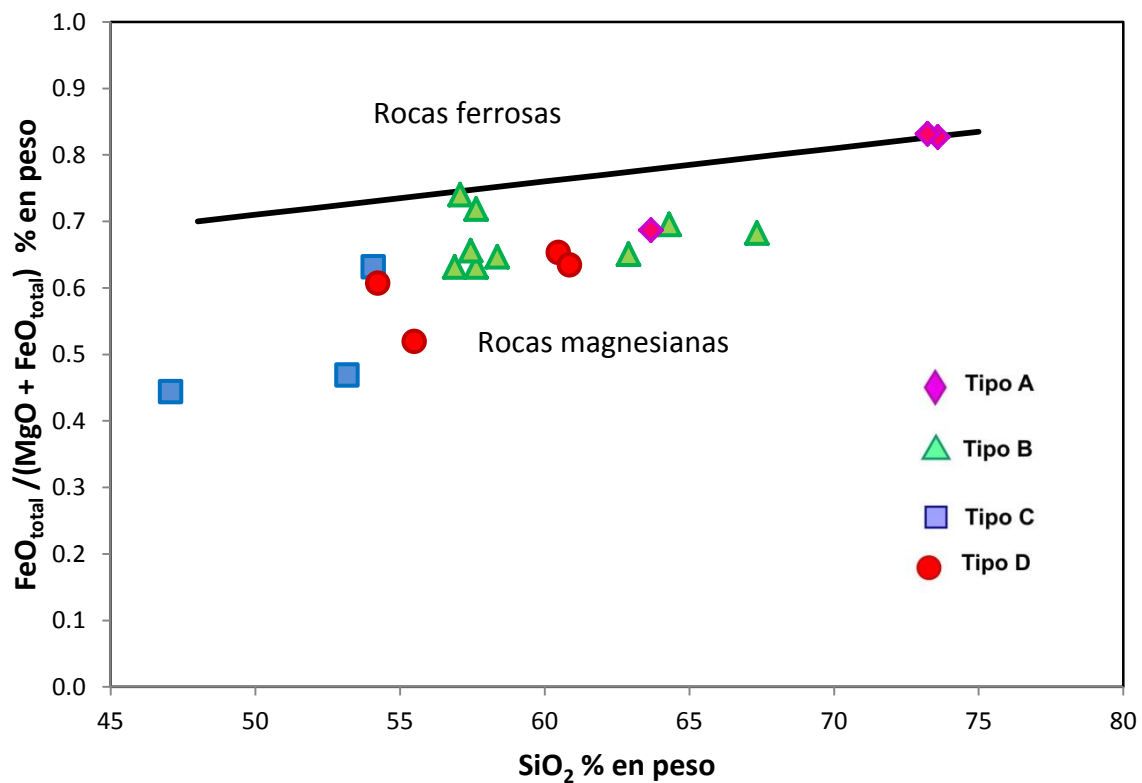


Figura 4.10. Diagrama de índice de Fe (Frost y Frost, 2008) para diferenciar entre el campo de las rocas graníticas ferrosas y magnesianas.

#### 4.2.1.4 Diagrama de índice de saturación de Aluminio

Se utilizó el índice de saturación de alúmina de Shand (1943) para identificar si los xenolitos plutónicos son metaluminosos o peraluminosos. La mayoría de las muestras se clasificaron como granitoides metaluminosos, aunque las muestras Tipo A junto con algunos ejemplares del Tipo D se encuentra en el límite de los campos metaluminoso y peraluminoso (Figura 4.11). Además, se puede considerar que todos los xenolitos son del tipo I.

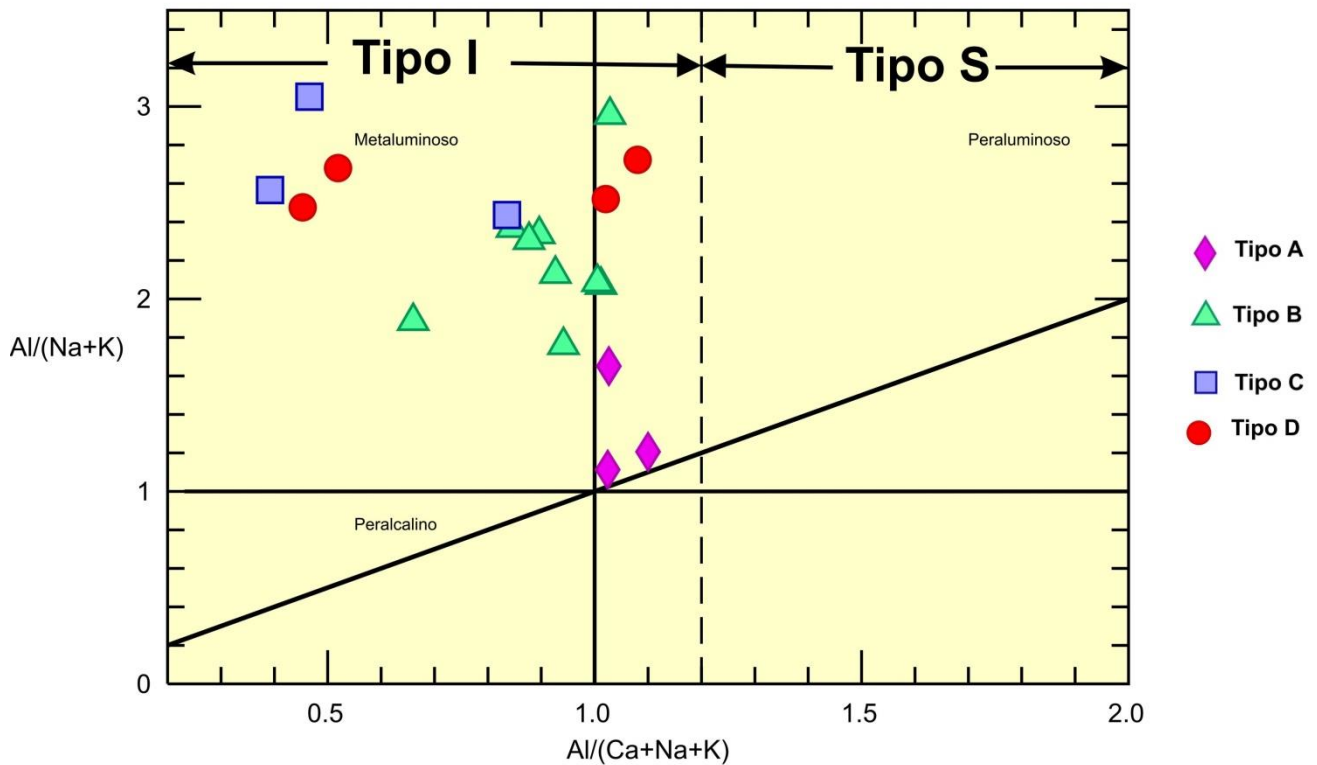


Figura 4.11. Diagrama de índice de saturación en aluminio adaptado de Shand (1943). La mayoría de los xenolitos son metaluminoso, pero se encuentran cerca del límite peraluminoso.



#### **4.2.1.5 Diagrama de Harker**

Los diagramas de variación geoquímica o dispersión, propuestos por Alfred Harker, permiten identificar algunos procesos que afectaron el magma. En general, para el conjunto de rocas ígneas cogenéticas, los pares de óxidos están fuertemente correlacionadas tanto positivamente como negativamente. Estas correlaciones o relaciones pueden ser generadas como consecuencia de la fusión parcial, cristalización fraccionada, mezcla de magmas o contaminación continental, estos procesos pueden ocurrir de manera individual o combinada (Wilson, 1989).

En la Figura 4.12 se muestran los datos de los xenolitos y roca encajonante del Cerro El Ventoso. Se observan sutiles patrones de correlación negativa en los diagramas de MgO, MnO, FeO, TiO<sub>2</sub> y CaO. Conforme aumenta la sílice, la concentración de estos óxidos va disminuyendo, para el caso del Na<sub>2</sub>O se exhibe una correlación positiva. Con base en lo anterior, los xenolitos Tipo C (EP-118, PIMM15X-1, PIMM15X-4) son los más máficos y que presentan concentraciones más altas de FeO<sub>t</sub>, TiO<sub>2</sub>, MgO y CaO, por lo contrario, los Tipo A son los más félsicos y presentan las concentraciones más bajas (2 a 3% en peso) de los óxidos antes mencionados, por lo que se encuentran en el extremo inferior de las correlaciones, también exhiben los valores más altos en K<sub>2</sub>O. En el caso de los xenolitos pertenecientes al Tipo B y los Tipo D se encuentran en la parte media de las correlaciones negativas que se exhiben en los diagramas de los óxidos de Ca, Ti, Fe y Mg. En los diagramas de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> los datos se encuentran muy dispersos, sin mostrar algún tipo de tendencia. La roca encajonante tiene un comportamiento semejante a los xenolitos Tipo B y Tipo D, encontrándose la muestra a la mitad de las correlaciones positivas en los óxidos de Na y K, y negativas de los elementos de Ca, Fe, Ti y Mg.

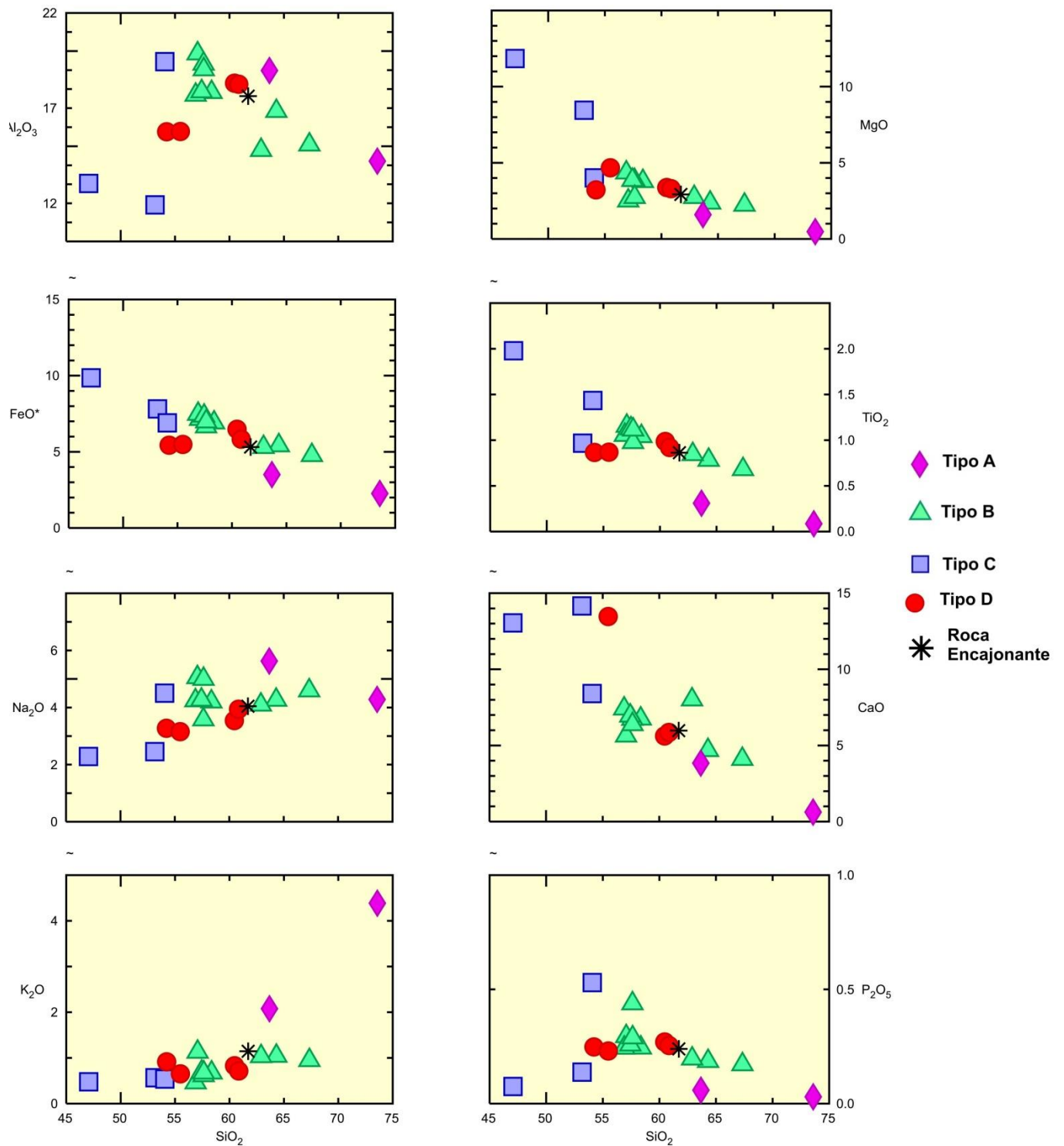


Figura 4.12. Diagramas de Harker para los distintos tipos de xenolitos y de la roca encajonante encontrados en el Cerro El Ventoso. Las concentraciones de óxidos de los elementos mayores están dadas como porcentaje en peso y han sido recalculadas al 100% en base anhidra.

#### 4.2.2 Elementos trazas

Los elementos trazas son aquellos que se presentan en las rocas en concentraciones menores a 0.1% en peso (1,000 ppm). La mayoría de los elementos trazas sustituyen a los elementos mayores en los minerales formadores de roca, pero en ocasiones llegan a formar especies minerales, por lo que el estudio de los elementos trazas es muy útil para la determinación de ciertos procesos petrogenéticos (Rollinson, 1989).

Tabla 4.3. Concentraciones de elementos trazas, expresadas en partes por millón (ppm), de los diferentes tipos de xenolitos y de la roca encajonante de la localidad Cerro El Ventoso. Coordenada: UTM 14 545975E, 2215100N

	Tipo A		Tipo B						Tipo C			Tipo D	Roca Encajonante
	EP-102	EP-105	EP-100	EP-101D	PIMM15X2	PIMM15X3	EP-116	EP-117	EP-118	PIMM15X1	PIMM15X4	EP-110A	EP-58
Li	7.31	13.98	15.00	14.91	15.33	14.00	10.81	13.68	21.93	15.90	14.56	16.09	12.63
Be	2.30	1.81	1.44	1.63	1.31	1.48	0.95	1.42	0.55	0.64	0.85	0.78	1.09
B	6.36	4.51	2.98	5.42	0.69	0.22	4.01	5.20	2.94	0.28	0.01	5.07	5.26
P	0.03	0.07	0.24	0.19	0.24	0.26	0.44	0.16	0.07	0.12	0.48	0.21	0.25
Sc	5.98	3.99	17.17	13.76	16.74	11.40	7.39	11.73	47.69	22.39	9.56	10.34	11.09
Ti	0.09	0.32	1.03	0.78	1.08	1.03	0.91	0.67	1.83	0.88	1.29	0.78	0.86
V	5.85	26.13	121.42	83.77	119.42	87.36	89.15	66.31	321.96	129.53	135.64	103.68	111.27
Cr	222.49	141.22	245.88	349.73	87.16	18.19	125.86	286.11	333.11	696.55	17.06	97.95	104.86
Co	2.10	5.18	17.20	11.11	16.12	12.48	14.83	10.30	39.28	22.48	13.34	13.12	12.45
Ni	4.09	8.04	31.82	17.69	20.91	8.54	15.03	18.35	106.42	68.22	5.64	25.59	15.09
Cu	9.51	37.58	11.21	12.05	15.30	25.39	63.45	9.71	18.55	15.07	31.69	6.55	14.11
Zn	22.08	49.20	80.17	77.91	88.00	81.35	76.75	63.84	85.12	80.23	79.82	60.26	69.57
Ga	20.14	22.93	21.00	20.63	21.09	22.24	20.87	18.82	14.99	13.93	20.76	16.37	20.88
Rb	76.93	24.65	11.43	29.82	9.31	10.45	7.52	22.91	6.65	5.04	7.83	6.58	16.18
Sr	97.78	248.57	634.61	492.39	648.32	775.58	1119.44	414.46	519.38	611.29	929.67	815.79	1136.44
Y	32.55	18.91	22.63	18.23	36.44	21.94	14.58	21.42	34.06	24.53	17.32	21.33	16.55
Zr	75.00	141.00	170.00	176.00			162.00	182.00					
Nb	20.42	8.57	9.06	9.49	10.24	14.40	5.43	9.45	3.33	3.75	6.98	4.26	6.60
Mo	1.85	1.42	1.38	2.59	0.60	0.54	1.03	1.99	2.54	0.48	0.44	0.62	0.92
Sn	1.09	0.78	0.75	1.08	0.94	0.74	0.62	1.09	0.65	0.52	0.56	0.57	0.58
Sb	0.08	0.07	0.07	0.09	0.07	0.07	0.06	0.08	0.08	0.05	0.06	0.06	0.07
Cs	0.39	0.13	0.59	1.52	0.43	0.16	0.26	0.60	0.19	0.19	0.16	0.29	0.16
Ba	730.10	708.35	380.61	449.63	332.45	267.59	274.91	590.37	105.27	138.90	304.73	194.49	318.64
La	24.84	29.94	21.10	12.31	24.02	17.70	16.23	19.90	7.81	11.60	11.48	13.48	16.44
Ce	53.52	58.76	45.48	32.02	49.08	38.75	33.77	43.57	17.17	25.42	26.10	27.71	35.97
Pr	6.64	6.25	5.97	4.08	7.29	5.06	4.48	5.57	3.05	3.47	3.84	3.94	4.82
Nd	23.51	20.28	24.00	17.30	30.89	21.12	17.40	21.66	15.81	15.67	18.16	16.66	19.54
Sm	5.24	3.24	5.13	4.11	7.07	4.67	3.29	4.52	4.63	3.64	4.36	3.42	3.92
Eu	0.49	0.88	1.49	1.15	1.80	1.47	1.08	1.22	1.55	1.12	1.53	1.12	1.31
Tb	0.78	0.43	0.73	0.58	1.08	0.66	0.43	0.64	0.85	0.58	0.59	0.50	0.53
Gd	4.73	2.83	4.83	3.91	6.98	4.41	3.01	4.17	5.28	3.74	4.17	3.36	3.60
Dy	5.13	2.50	4.28	3.43	6.67	3.92	2.47	3.80	5.69	3.67	3.28	3.04	3.03
Ho	1.02	0.55	0.84	0.67	1.32	0.78	0.51	0.75	1.20	0.77	0.62	0.65	0.60
Er	3.05	1.70	2.28	1.79	3.66	2.12	1.42	2.08	3.44	2.17	1.61	1.87	1.61
Yb	3.25	1.85	2.09	1.67	3.46	1.98	1.41	1.98	3.46	2.07	1.42	1.84	1.47
Lu	0.49	0.30	0.30	0.24	0.49	0.29	0.22	0.28	0.51	0.30	0.21	0.28	0.22
Hf	0.54	0.86	0.77	0.45	0.81	0.82	0.97	0.35	1.60	1.19	0.83	1.34	1.29
Ta	2.07	0.60	0.51	0.51	0.58	0.87	0.35	0.63	0.18	0.19	0.35	0.23	0.38
W	0.31	0.22	0.14	0.15	0.21	0.67	0.18	0.13	0.47	0.12	0.09	0.07	0.13
Tl	0.22	0.05	0.09	0.14	0.04	0.04	0.03	0.09	0.02	0.02	0.05	0.02	0.06
Pb	9.85	8.28	5.47	7.39	5.25	5.37	3.17	6.46	2.22	3.17	4.44	3.31	5.21
Th	9.64	4.47	1.41	2.95	1.42	1.16	1.67	2.53	0.51	0.50	0.44	0.79	1.35
U	1.63	0.68	0.31	0.51	0.37	0.30	0.27	0.72	0.32	0.10	0.48	0.15	0.31

Los datos de los elementos trazas se representan en diagramas de araña o multielementales. Para ello se tiene que normalizar los resultados químicos (Tabla 4.3) con respecto a valores establecidos, que representan modelos de la Tierra primitiva no diferenciada, un manto de composición MORB (Middle Ocean Ridge Basalt), o un cuerpo condrítico.

#### **4.2.2.1 Diagramas multielementales**

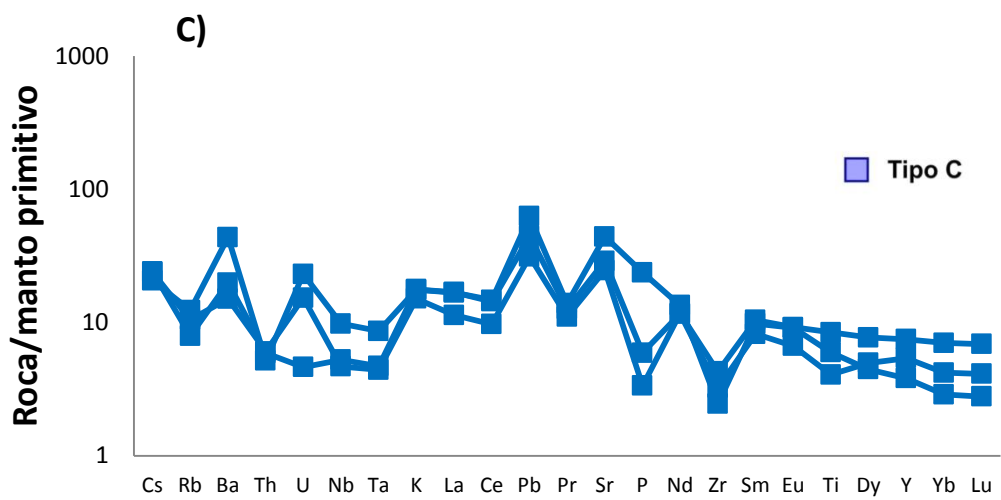
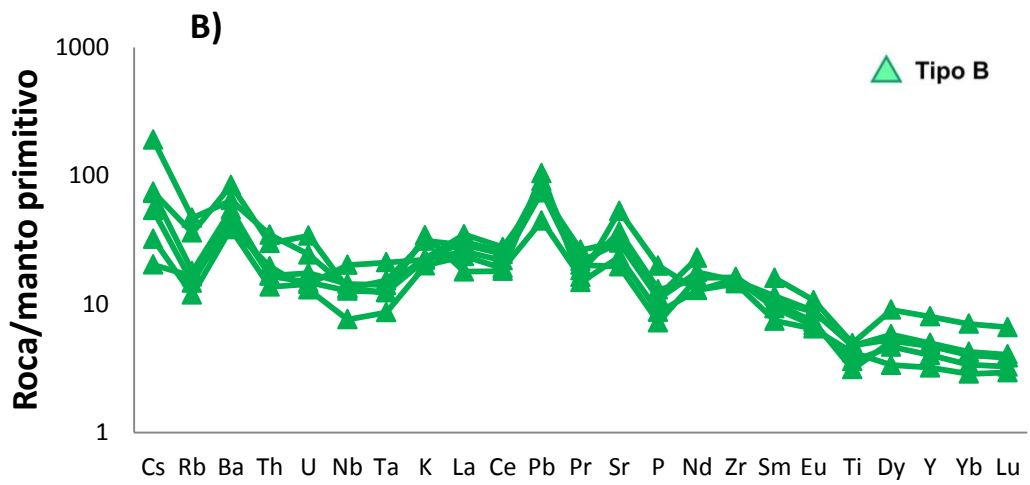
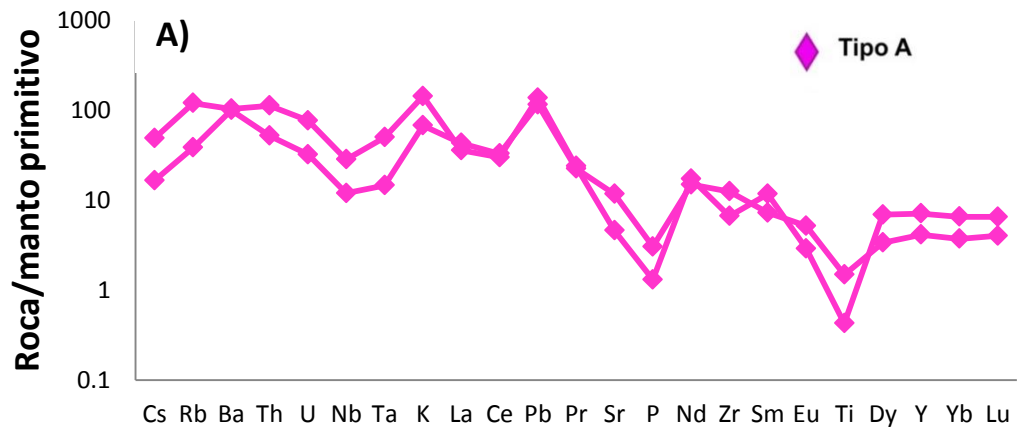
Estos diagramas son útiles para observar el comportamiento que presentan las muestras de los xenolitos y la roca encajonante provenientes del Cerro El Ventoso y para tratar de entender el origen y evolución de los magmas que los formaron. Para una mejor comprensión, los datos se dividieron en cuatro gráficas, y en todos los casos las concentraciones de los elementos trazas fueron normalizados con los valores propuestos por Sun y McDonough (1989) para el manto primitivo, en este modelo toma como base a los basaltos tipos MORB y OIB para formular una posible composición del manto primitivo, antes de la diferenciación en el manto superior e inferior, esta información es utilizada para comparar con los valores de los xenolitos e identificar aquellos anomalías que pueden estar relacionados sedimentos de la subducción.

Los patrones de elementos trazas de los xenolitos Tipo A (EP-102 y EP-105) muestran enriquecimiento de los elementos de radio iónico grande (LILE) con respecto a los elementos de alto potencial de ionización (HFSE), los cuales se presentan como anomalías negativas de Nb y Ta, además de otros elementos como Sr, P y Ti (Figura 4.13 A). Estos patrones descritos presentan el mismo comportamiento que las rocas asociadas con procesos de subducción.

Los xenolitos Tipo B y C presentan patrones multielementales muy similares (Figura 4.13B y C), solo que las concentraciones de elementos traza son más altas en los de Tipo B con respecto a los de Tipo C. Estos patrones presentan enriquecimiento de los elementos LILE con respecto a los elementos HSFE, pero no muy contrastante como en los xenolitos Tipo

A. Se observan anomalías negativas de Rb, P y Ti, y positivas de Sr y Pb. La ausencia de la anomalía de K se puede deber a la escasez de feldespatos K.

Los patrones multielementales de los xenolitos Tipo D y la roca encajonante son muy similares entre sí, además, tienen un comportamiento similar a los xenolitos Tipo B y C. En estos se observan anomalías positivas de Ba, K, Pb y Sr (Figura 4.13D).



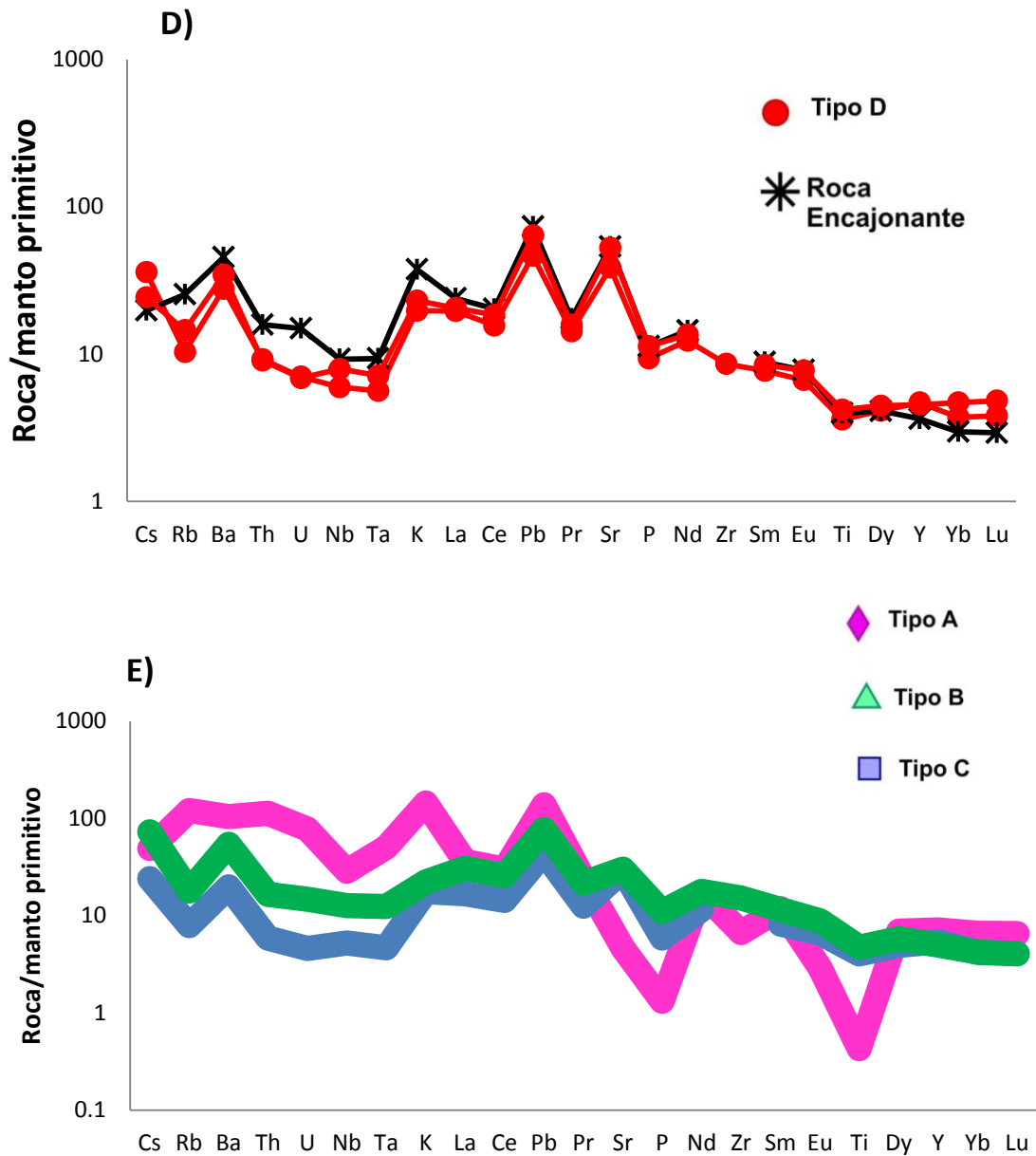


Figura 4.13. Diagramas multielementales normalizados con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). En todos los diagramas se puede remarcar anomalías negativas en Ta y Nb (HFSE), así como anomalías positivas de los LILE, Pb y Sr, indicativas de procesos de subducción.

### 4.2.3 Tierras Raras

Las concentraciones de Tierras Raras de los distintos tipos de xenolitos y de la roca encajonante se presentan en la Tabla 4.3. En la Figura 4.14 se representan los diagramas de variación de estos elementos, los cuales fueron normalizados con respecto a los datos de la condrita de Nakamura (1974) y los valores utilizados para normalizar Pr, Tb, Ho, y Tm fueron tomados de Haskin *et al.* (1968). Estos valores se infiere representan la composición de materiales primitivos del sistema solar, estos materiales pueden ser parentales de la Tierra.

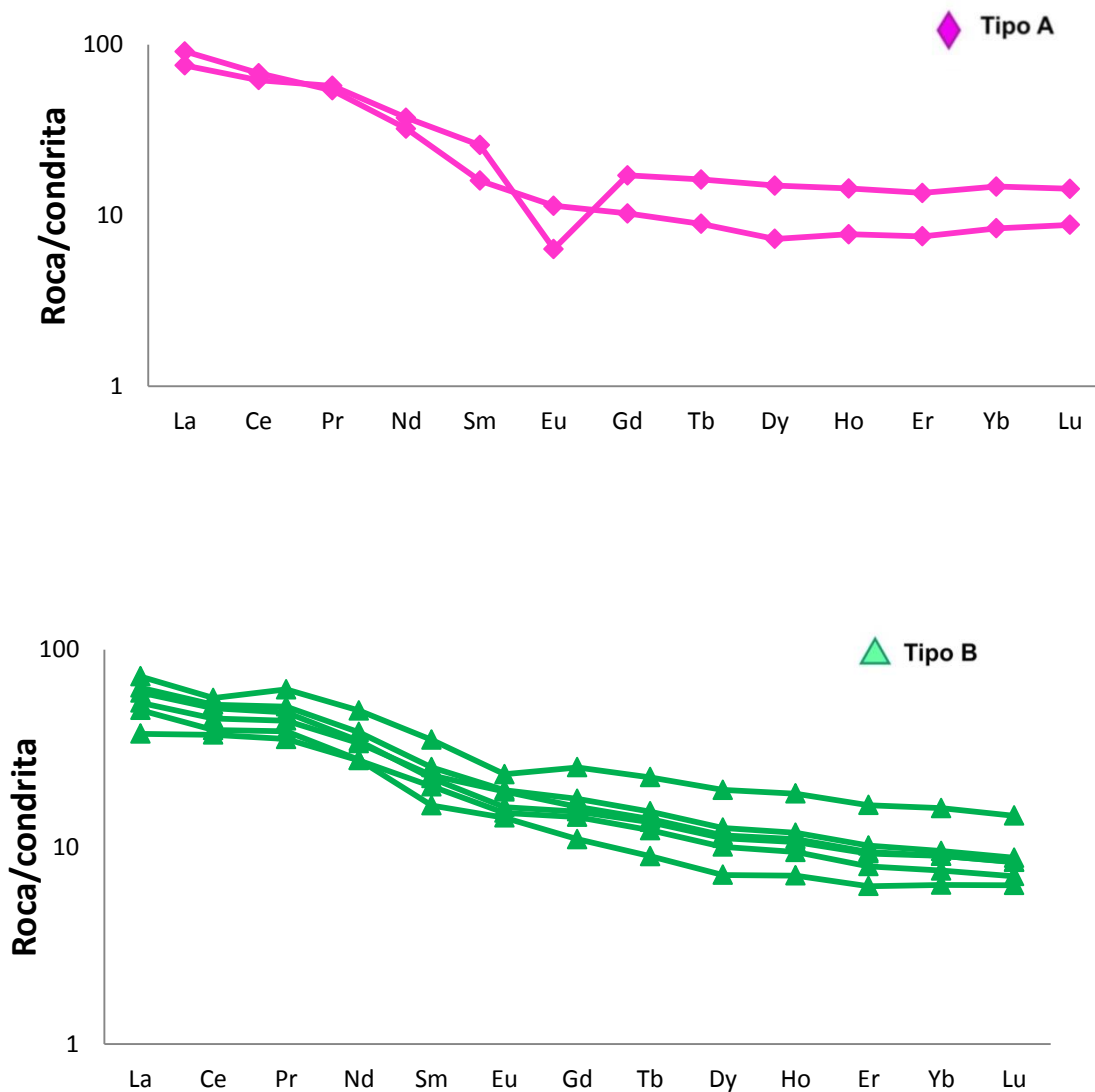
Los xenolitos tipo A tienen patrones con una pendiente negativa fuerte (relación de  $(La/Yb)_N$  es de 5 y 10), mientras que la relación de  $(La/Sm)_N$  presenta valores de 3 y 5, y la relación de  $(Gd/Yb)_N$  exhibe valores de 1.15 y 1.2, es decir, tiene un comportamiento más subhorizontal en las Tierras Raras pesadas que en las ligeras. La muestra EP-102 tiene una anomalía negativa muy marcada de Eu (Figura 4.14A).

Los ejemplares Tipo B y C tienen un comportamiento muy similar (Figura 4.14 B, C), incluyendo la ausencia de la anomalía negativa de Eu, pero el Tipo B presenta concentraciones más altas de REE que los Tipo C. Las relaciones de  $(La/Yb)_N$  en los xenolitos Tipo B se encuentran entre 5 y 7.5, mientras que en los xenolitos tipo C presentan valores entre 1.5 y 4. Los valores de la relación  $(Lu/Sm)_N$  de los xenolitos Tipo B varían entre 2 y 3 y las Tipo C son menores de 2. Por último, la relación de  $(Gd/Yb)_N$  en ambos tipos de muestras no presenta gran variación (entre 1.2 a 2.3), lo que confirma un comportamiento casi horizontal en las Tierras Raras pesadas.

Las muestras Tipo D y roca encajonante presentan patrones de REE muy similares (Figura 4.14), con enriquecimiento mesurado de las Tierras Rara ligeras sobre las pesadas La relación  $(La/Yb)_N$  presenta valores de 4.9 para los xenolitos Tipo D y 7.49 para la roca encajonante. En estos patrones se observa una pendiente negativa en donde la porción de las LREE presenta los mayores valores. La relación  $(La/Sm)_N$  presenta valores cercanos a



2.5 para el Tipo D y la roca encajonante, y se observa un comportamiento más subhorizontal en la porción de las HREE, la relación  $(Gd/Yb)_N$  de 1.45 para los fragmentos Tipo D y 1.9 para la roca encajonante. Se puede agregar que ambas muestras no presentan anomalía negativa de Eu.



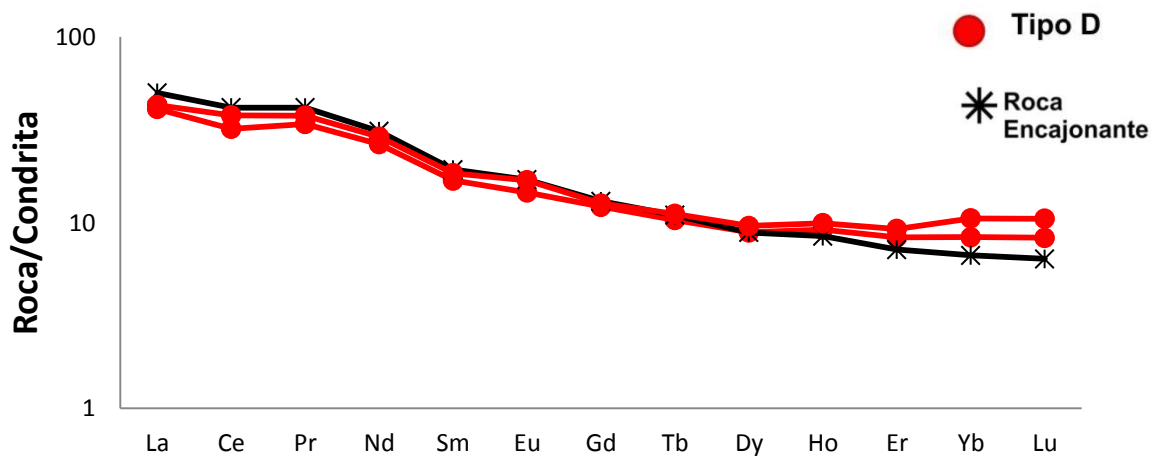
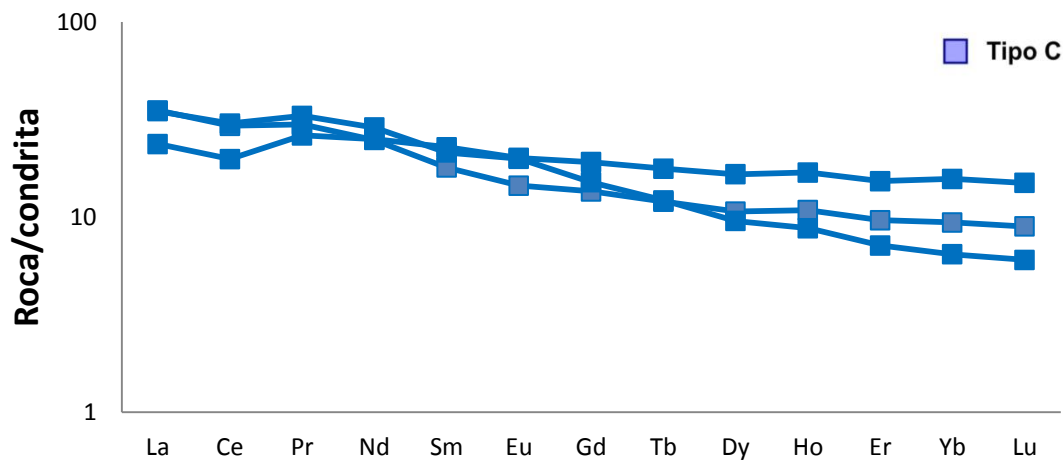


Figura 4.14. Diagramas de tierras raras normalizados con respecto al manto primitivo (Nakamura, 1974; Haskin *et al.*, 1968). En todos los diagramas se observa una pendiente negativa en los patrones de tierras raras.

#### 4.2.3.1 Diagramas de discriminación tectono-magmático

Para inferir el ambiente tectónico en que se formaron los xenolitos plutónicos del Cerro El Ventoso, se utilizaron los diagramas propuestos por Pearce *et al.* (1984). En estos diagramas se toma en cuenta las concentraciones de Yb, Ta, Rb y Nb. Los xenolitos de los diferentes tipos caen dentro del campo de ambiente de arco volcánico (Volcanic Arc Granites VAG) (Figura 4.15). Pero la muestra EP-102 la cual pertenece al Tipo A presenta un comportamiento diferente, casi siempre se encuentra en el límite de los campos VAG (Volcanic Arc Granites) y de los granitos de intraplaca (WPG).

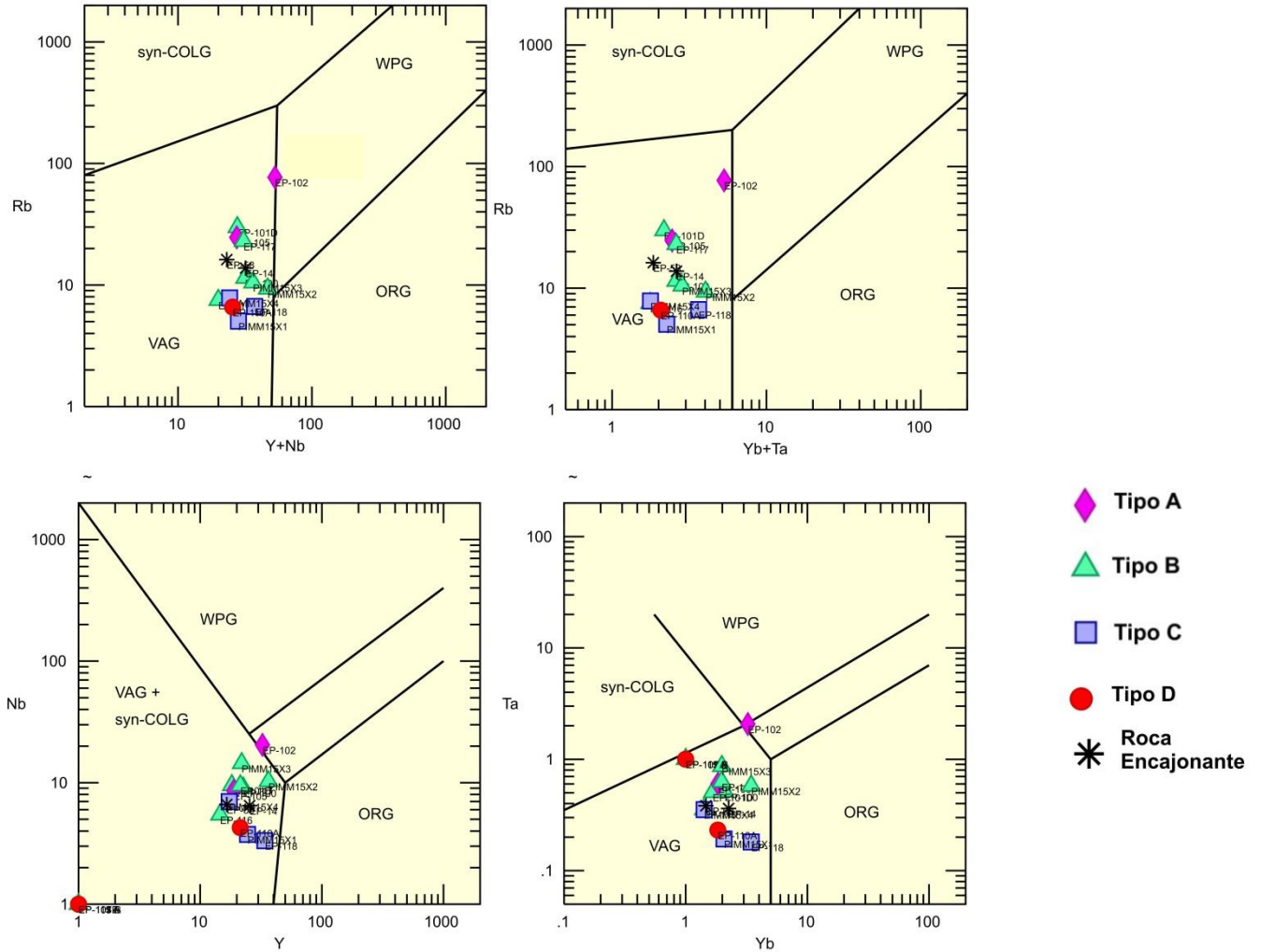


Figura 4.15. Diagramas de discriminación tectónica adaptado de Pearce *et al.* (1984). VAG= granitos de arcos volcánicos, WPG= granitos intraplaca, syn COLG= granitos sin-colisionales, ORG=granitos de dorsal oceánica.

#### 4.2.4 Isotopía

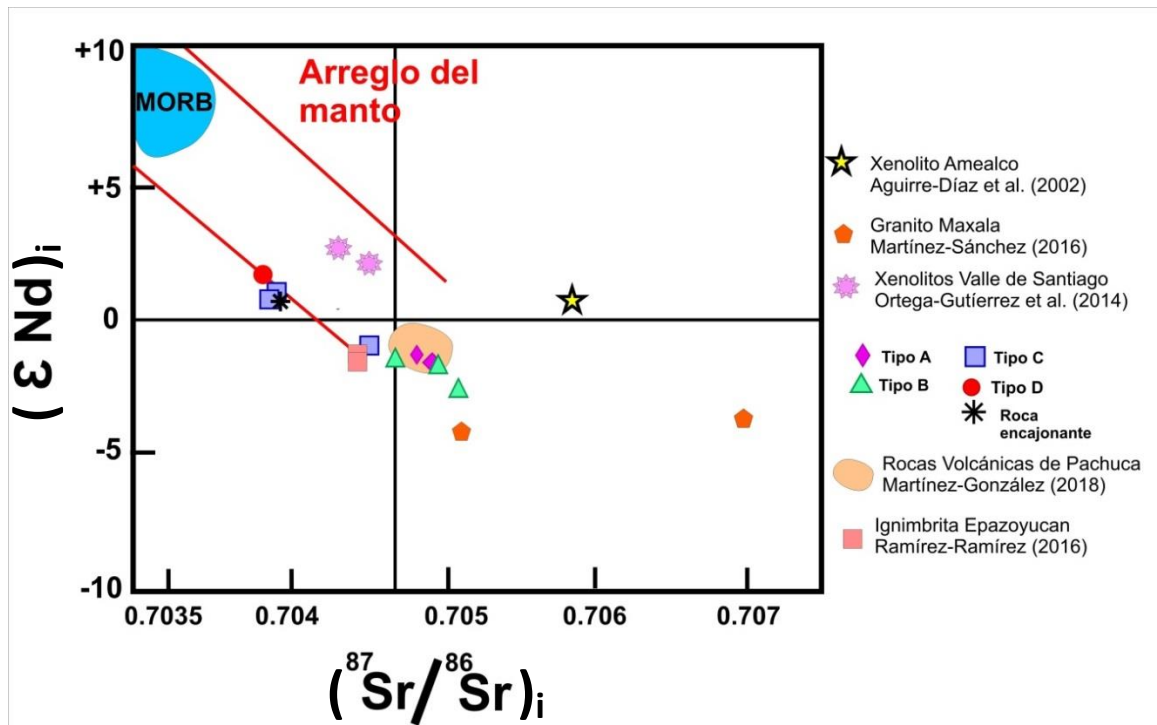
Los estudios de los isótopos radiogénicos son fundamentales para la interpretación petrogenética o para el fechamiento de las rocas.

Con el propósito de identificar las posibles fuentes de los magmas, así como su interacción con la corteza, se determinaron las relaciones isotópicas de nueve xenolitos y una muestra de la roca encajonante, y los resultados encontrados se presentan en la Tabla 4.3. Con el fin de tener los valores isotópicos de las muestras al momento de su emplazamiento, estos fueron recalculados a 20 Ma. Lo anterior debido a que se fecharon 2 muestras del Tipo B en donde se obtuvieron edades de 20 Ma y 19 Ma, y una muestra del Tipo A de 21 Ma (ver siguiente sección). Para la roca encajonante se recalculó el valor isotópico a 11 Ma, debido que se correlacionó con la unidad andesítica San Cristóbal estudiada por Martínez-González (2018), quien obtuvo esta edad K-Ar.

Como se puede ver en la Figura 4.16, los xenolitos Tipo A no presentan mucha variabilidad en sus valores isotópicos iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (de 0.704757 y 0.704825) y  $\epsilon\text{Nd}$  (de -1.64 y -1.31) y con edades de 0.78 y 1.17 Ga. Mientras que los Tipo B se encuentran en el rango de 0.704921 a 0.705041 para los isótopos de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  y de -3.02 a -1.70 para el  $(\epsilon\text{Nd})_i$ , y con edades modelos entre 1.07 a 1.40 Ga. Estas muestras son las más evolucionadas del estudio, aunque con una cierta tendencia hacia el arreglo del manto. La mayoría de los xenolitos Tipo C y la muestra analizada del Tipo D, junto con la muestra de la roca encajonante (EP-58) tienen relaciones isotópicas iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  muy similares al igual que los valores de  $\epsilon\text{Nd}$ . En el caso de las muestras Tipo C, sus valores de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  varían de 0.703903 a 0.704492, los de  $\epsilon\text{Nd}$  de -1.27 a 0.54 y sus edades modelo va entre 1.04 a 2.05 Ga. La muestra Tipo D (EP-110A) presenta valores isotópicos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0.703861, de  $\epsilon\text{Nd}$  es de 1.47 y su edad modelo es de 0.77 Ga. La roca encajonante (EP-58) tiene valores isotópicos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0.703929,  $\epsilon\text{Nd}$  0.14 y su edad modelo es 0.85 Ga.

En la figura 4.16, los valores isotópicos de los distintos tipos de xenolitos y de la roca encajonante fueron comparados con algunos valores isotópicos de xenolitos de Valle de

Santiago (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014) y de los presentes en la caldera de Amealco (Aguirre-Díaz *et al.*, 2002), los cuales se encuentran en el sector central de la FVTM (Fig. 4.16). También, se compararon con los del cuerpo granítico denominado Granito Maxala (Martínez-Sánchez, 2016), el cual se encuentra cercano al área de estudio. De manera general, no se observa alguna similitud isotópica entre los xenolitos del área de estudio y los de las localidades antes mencionadas. No obstante, al comparar los datos isotópicos de los xenolitos Tipo A y B con los datos reportados para las rocas del Grupo Pachuca (Martínez-González, 2018) y la Ignimbrita Epazoyucan (Ramírez-Ramírez, 2016) se observa una similitud considerable. No hay que olvidar que estas rocas se encuentran cerca del área de estudio y también se han reportado edades muy similares.



4.16. Diagrama  $(\epsilon Nd)_i$  contra  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  para los xenolitos provenientes del Cerro El Ventoso y de la roca encajonante. Las muestras de los xenolitos de los Tipos A y B caen cerca del arreglo del manto, mientras que los xenolitos del Tipo C y D, junto con la muestra de la roca encajonante. Los datos isotópicos de los xenolitos y de la roca encajonante fueron comparados con datos de los xenolitos de Valle de Santiago (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014) y Amealco (Aguirre-Díaz *et al.*, 2002), también con el Granito Maxala (Martínez-Sánchez, 2016), al igual que con las rocas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano del Grupo Pachuca (Martínez-González 2018), y la ignimbrita Epazoyucan (Ramírez-Ramírez, 2016).

Tabla 4.4- Valores de las relaciones isotópicas de Sr y Nd de los diferentes tipos de xenolitos y de la rocas encajonante.

Muestra		$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd*	1 SE(M)	n	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 sd*	1 SE(M)	n	$\epsilon\text{Nd}$	1 $\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\epsilon\text{Nd}$	$T_{\text{DM}}$ (Ma)
EP-100	Tipo B	0.704936	29	4	57	0.512542	17	2	67	-1.87	0.33	0.704921	0.512525	-1.70	1109.6
EP-101		0.705091	30	4	57	0.512476	18	2	58	-3.16	0.35	0.705041	0.512457	-3.02	1480
EP-117		0.704995	31	4	58	0.512539	14	2	67	-1.93	0.27	0.704949	0.512522	-1.75	1075.62
EP-102	Tipo A	0.705405	29	4	56	0.512546	14	2	65	-1.79	0.27	0.704757	0.512528	-1.64	1179.75
EP-105		0.704907	32	4	57	0.512558	19	2	69	-1.56	0.37	0.704825	0.512545	-1.31	782.49
EP-118	Tipo C	0.703914	33	4	57	0.512663	15	2	66	0.49	0.29	0.703903	0.512640	0.54	2051.73
PIMM15X1		0.703949	26	4	56	0.512668	14	2	65	0.59	0.27	0.703942	0.512650	0.73	1020.88
PIMM15X4		0.704499	34	4	58	0.512566	17	2	55	-1.40	0.33	0.704492	0.512547	-1.27	1312.47
EP-110 A	Tipo D	0.703868	27	4	56	0.512704	28	5	37	1.29	0.55	0.703861	0.512688	1.47	774.92
EP-58	Andesita	0.703935	33	4	58	0.512640	20	2	68	0.04	0.39	0.703929	0.512631	0.14	854.89

Se analizaron entre 56 a 58 relaciones isotópicas para Nd y Sr para los xenolitos y roca encajonante del Cerro El Ventoso. Los errores ( $\pm 1\sigma$ ) se refieren a los dos últimos dígitos. Valores del LUGIS para los estándares NBS 987 (Sr):  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710253 \pm 12$  ( $\pm 1\sigma_{\text{abs}}$ , n = 82); para el estándar La Jolla (Nd):  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511848 \pm 3$  ( $\pm 1\sigma_{\text{abs}}$ , n = 28). Las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masa vía normalización a  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}=0.1194$  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: 2.81 ng de Sr y 0.36 ng de Nd. Los valores isotópicos iniciales para las muestras (columnas de la derecha) fueron recalculados a una edad promedio de 20 Ma y 11 Ma para la roca encajonante. Las muestras fueron tomadas en el punto UTM 14 545975E, 2215100N. Edades modelos ( $T_{\text{DM}}$ ) calculados con  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.2128$ ;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513089$ ; valores obtenidos en xenolitos del manto encontrados en S.L.P determinados por Schaaf *et al.* (1990).

También, se determinaron las relaciones isotópicas de Pb de 10 muestras del área de estudio y los resultados se presentan en la Tabla 4.5. Estos resultados fueron graficados en un  $\epsilon$  diagrama de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Figura 4.17). Los valores isotópicos de los diferentes tipos de xenolitos y de la roca encajonante son poco variables. Los xenolitos Tipo A y B tienen valores de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de 18.63 a 18.72, de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de 15.60 a 15.62 y de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de 38.49 a 38.65. Los xenolitos Tipo C tienen valores de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de 18.60 a 18.71, de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de 15.58 a 15.61, y de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de 38.39 a 38.52. Las muestras EP-110A y EP-58 (roca encajonante) presentan valores de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  18.58 y 18.61, de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  15.58 y 15.59, y de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  38.36 y 38.42, respectivamente.

En la Figura 4.17 se representaron los datos isotópicos anteriores y además se compararon con datos de los basaltos oceánicos de la Dorsal del Pacífico Oriental (EPR; datos tomados de EarthChem, 2012) y de los sedimentos del Océano Pacífico (Church y Tatsumoto, 1975; Hemming y McLennan, 2001). Los xenolitos muestran una línea de mezcla entre el componente MORB y los sedimentos del Océano Pacífico. Los xenolitos Tipo A y B caen próximos hacia los sedimentos del Océano Pacífico, mientras que los valores isotópicos de la roca encajonante y de los xenolitos del Tipo C y D forman una alineación entre el MORB y los sedimentos del Océano Pacífico.

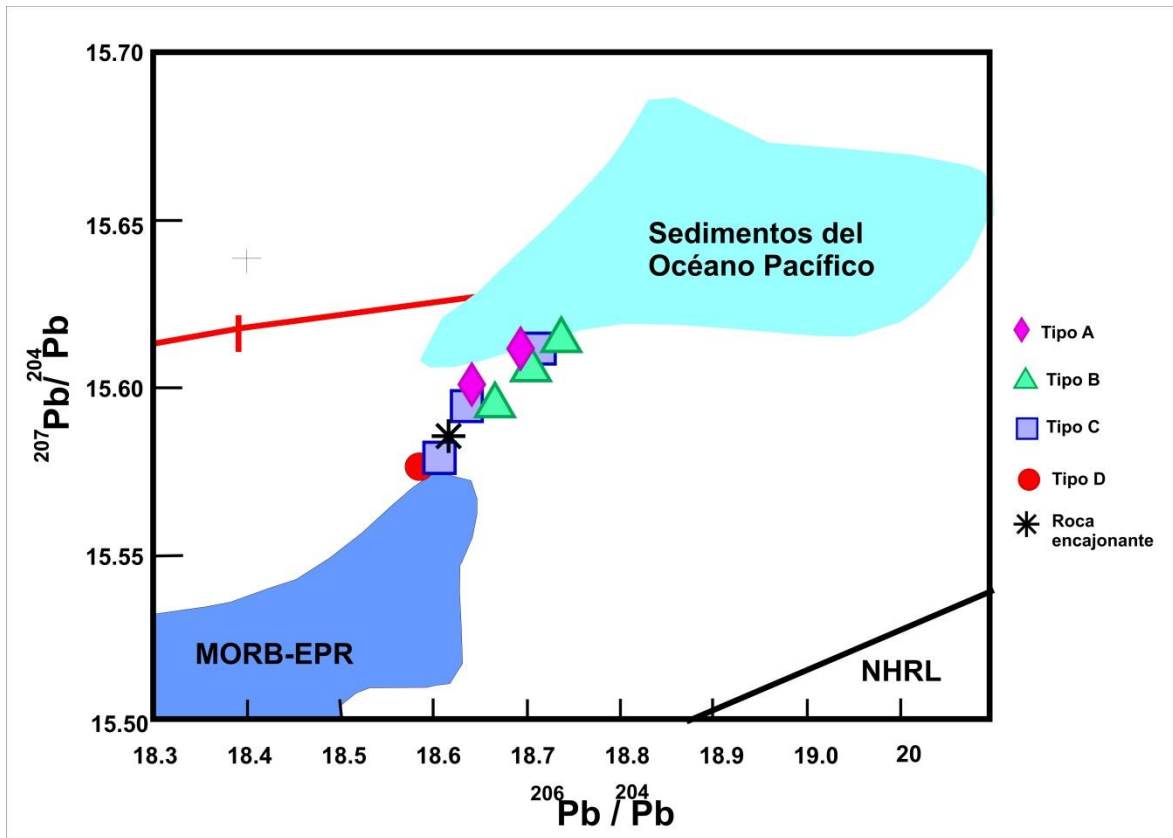


Figura 4.17. Diagrama de comparación entre las relaciones isotópicas  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de los xenolitos encontrados en el cerro El Ventoso. En este diagrama se observa una alineación que se encuentra entre el componente del manto (MORB) y los sedimentos del Océano Pacífico. La línea roja es la curva de la evolución del Pb cortical (Stacey y Kramers, 1975); datos del MORB-EPR (dorsal del Pacífico Oriental) tomados de EarthChem (2019), datos de los sedimentos del Océano Pacífico del Church y Tatsumoto (1975) y Hemming y McLennan (2001). NHRL es la línea de Hart (1984) (Northern Hemisphere Reference Line).



Tabla 4.5. Resultados isotópicos de Pb de las muestras del área de estudio. El punto de muestreo se encuentra en las coordenadas UTM 14 545975E, 2215100N.

Muestra	Tipo de xenolito	1SD %		1SD %		1SD %	
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(% std err)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(% std err)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(% std err)
EP-100	Tipo B	18.6572	0.024	15.5998	0.025	38.5252	0.025
EP-101D	Tipo B	18.7193	0.023	15.6201	0.023	38.6469	0.022
EP-102	Tipo A	18.6881	0.016	15.6117	0.017	38.5904	0.017
EP-105	Tipo A	18.6314	0.021	15.6002	0.021	38.4920	0.024
EP-110 A	Tipo D	18.5797	0.020	15.5772	0.022	38.3615	0.023
EP-117	Tipo B	18.7042	0.021	15.6125	0.023	38.5866	0.021
EP-118	Tipo C	18.5981	0.021	15.5813	0.023	38.3902	0.022
EP-58	Roca Encajonante	18.6098	0.023	15.5862	0.025	38.4202	0.026
PIMM15X1	Tipo C	18.6269	0.028	15.5960	0.028	38.4674	0.030
PIMM15X4	Tipo C	18.7107	0.023	15.6137	0.021	38.5213	0.022

Se realizaron 100 mediciones isotópicas de Pb por cada muestra. El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió con la comparación al valor promedio del laboratorio para el estándar de Pb NBS-981.

#### 4.2.5 Geocronología

Se realizaron 3 fechamientos U-Pb en zircones mediante la técnica mencionada en el Capítulo 3, para conocer la edad de cristalización de la roca fuente de dónde provienen estos xenolitos. Se eligieron las muestras pertenecientes al Tipo A (EP-105) y B (EP-100, EP-117) debido a que son de las muestras más grandes que se tienen.

En el xenolito EP-100 se analizaron 24 zircones cuyos valores de discordia se aproximan al 60%, que dan un rango de edades de 19.2 a 31.4 Ma (Figura 4.18). Aunque existe un zircón el cual tiene una edad de 1,189 Ma el cual debe ser heredado del basamento precámbrico. La edad discordante de este xenolito es de  $20.88 \pm 0.37$  Ma, debido que es la intersección inferior con la curva de la concordia.

Los patrones de REE de los zircones presentan un enriquecimiento de los elementos pesados con respecto a los ligeros. Se observa una anomalía positiva de Ce y negativa de Eu, y con valores de Th/U entre 0.5 a 1.5, lo cual indican que se trata de zircones de origen magmático (Rubatto, 2002).

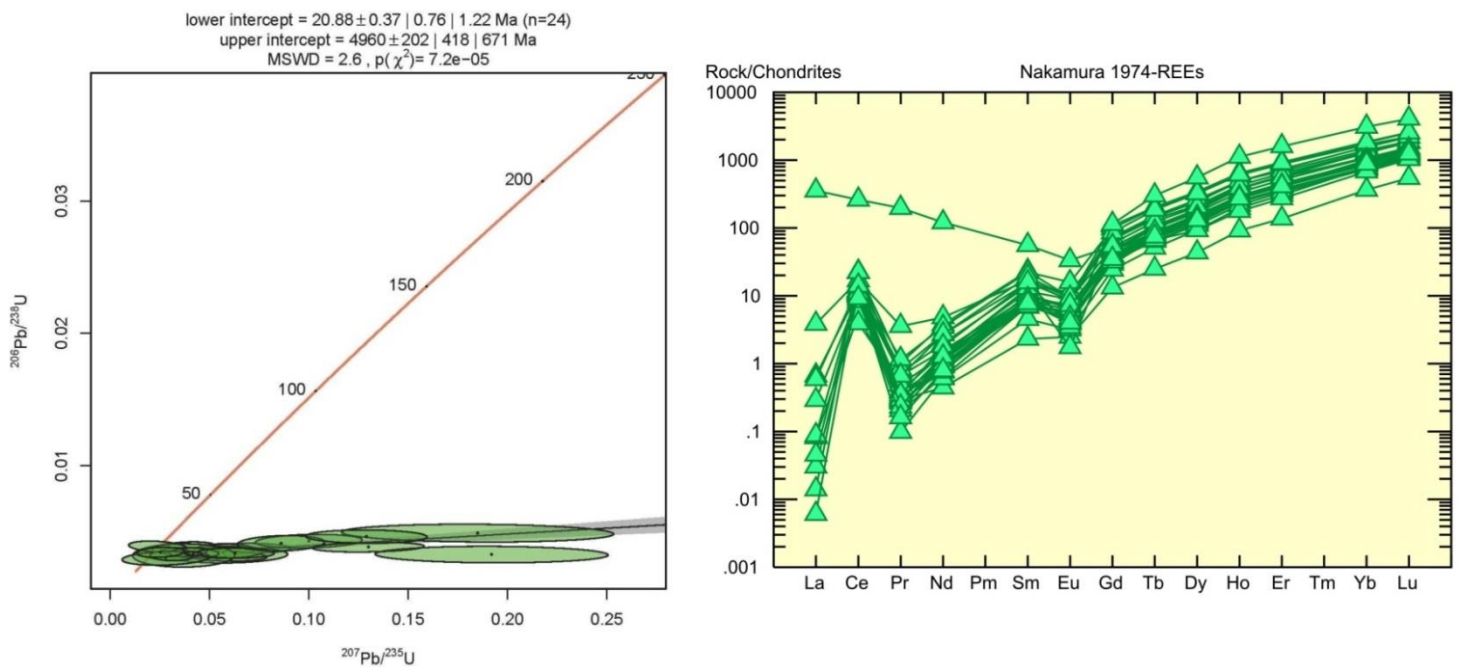


Figura 4.18. Diagrama de la muestra EP-100, en donde se observa la intersección inferior con la curva de la concordia (izq). En el diagrama de la derecha se presenta el patrón de REE normalizado con respecto a la condrita de Nakamura (1974) y Haskin *et al.* (1968).

En el xenolito EP-117 se analizaron 35 zircones, con edades que varían de 19.6 a 32.2 Ma, y con valores de discordia que llegan hasta el 60%. La línea de la discordia intersecta a la curva de la concordia en  $19.60 \pm 0.22$  Ma, pero se descartaron algunas zircones que presentaron valores de discordia altos. Los altos valores de porcentaje de discordia que presenta estos zircones se puede deber porque son jóvenes, pero con base a las edades similares reportadas por otros autores en rocas volcánicas cercanas, se puede deducir que estas edades son validas.

Las concentraciones de Tierras Raras de la mayoría de los zircones tienen patrones de enriquecimiento de HREE con respecto a las LREE, con una anomalía positiva en Ce y anomalías negativas de Pr y Eu (Figura 4.19). Además, sus relaciones de Th/U (0.4 a 1.1) indican un origen magmático.

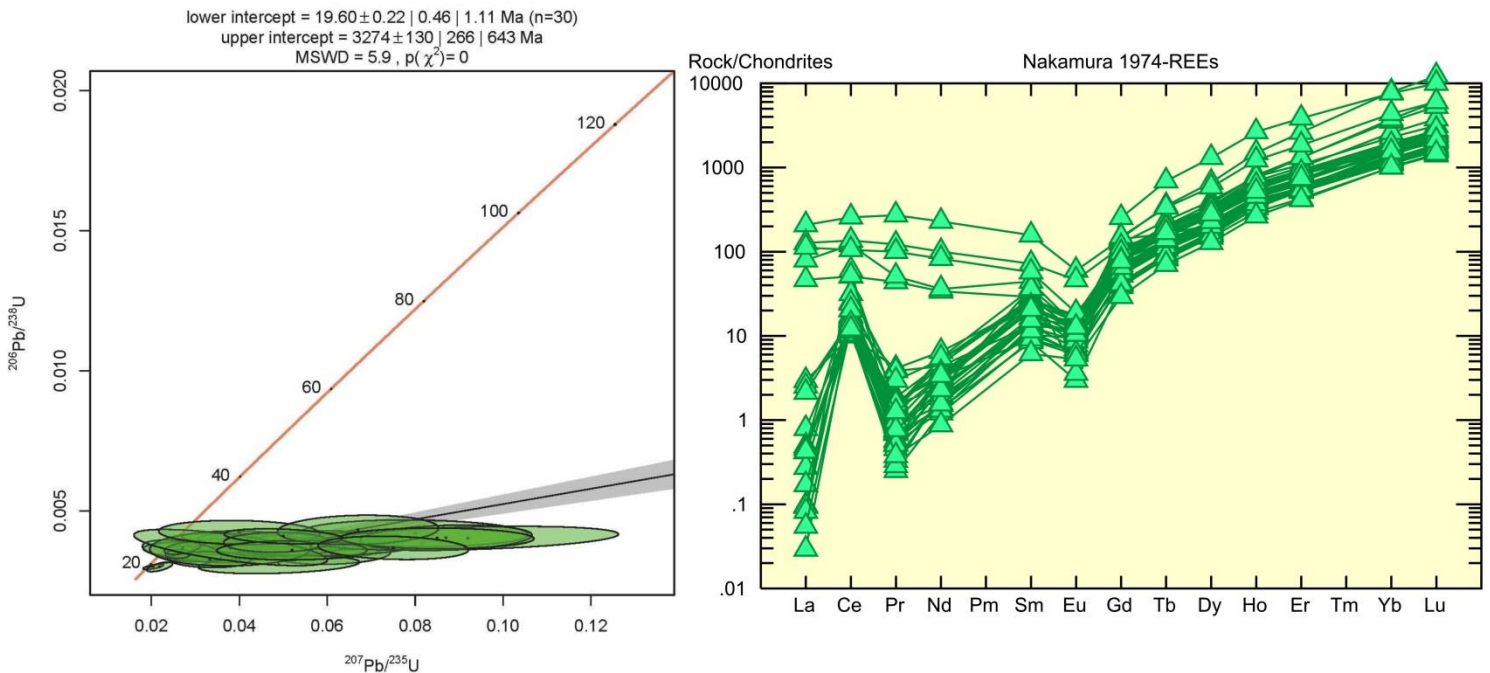


Figura 4.19. Diagramas de la muestra EP-117, el de la izquierda muestra la intersección inferior de la línea de discordia con la curva de la concordia. En el diagrama de la derecha se muestra el patrón de las Tierras Raras normalizadas con los valores de la condrita de Nakamura (1974) y Haskin *et al.*, (1968). Este patrón exhibe un enriquecimiento de las pesadas con respecto a ligeras.

En el xenolito EP-105 se analizaron 22 zircones individuales, con valores de discordia de hasta de 70%. Las edades de los zircones tienen un rango entre 20.3 y 24.5 Ma. La edad de esta muestra fue obtenida con base a la media ponderada y solo se consideraron aquellos zircones con porcentajes de discordia menores al 30% que son 15 zircones, y se obtuvo una edad de  $21.364 \pm 0.098$  Ma.

El patrón obtenido de elementos traza muestra un enriquecimiento de HREE con respecto a las LREE, además se tienen relaciones de Th/U entre 0.5 y 2.5 lo cual indican origen magmático para estos zircones (Figura 4.20).

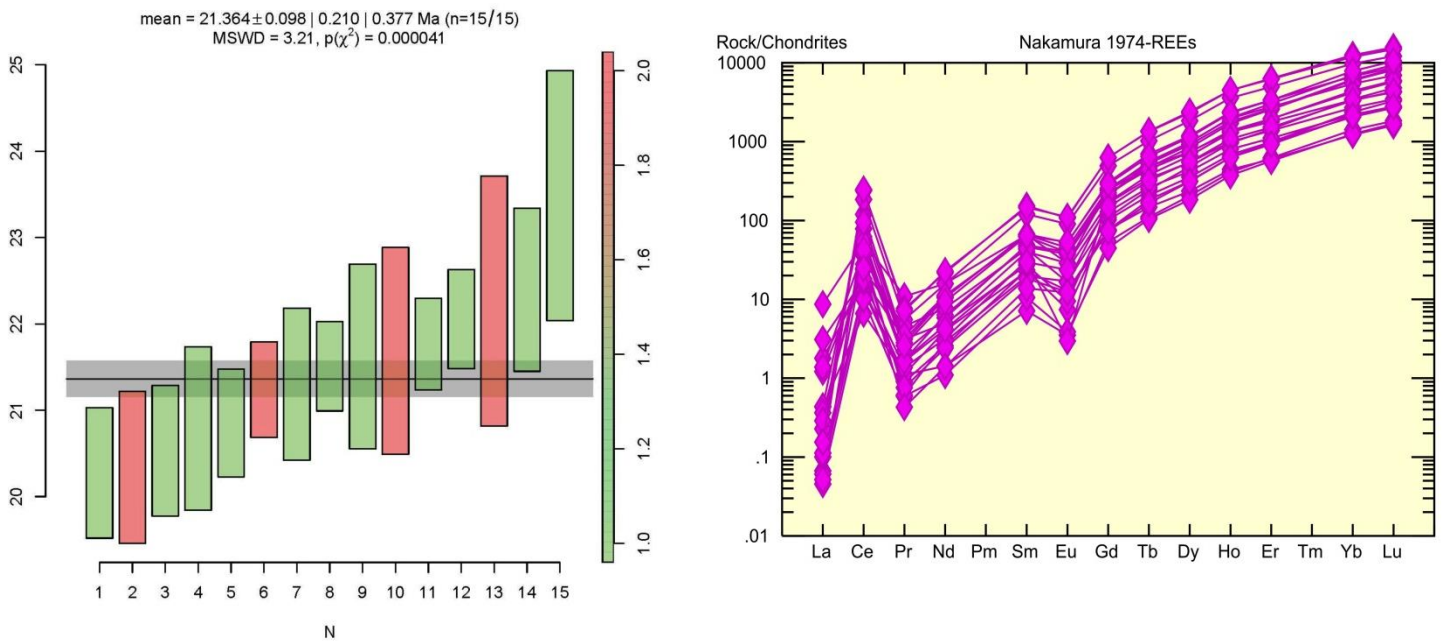


Figura 4.20. Diagramas de la muestra EP- 105. Histograma en donde se muestra que la edad es de 21.3 Ma (izq). En el diagrama de la derecha se presenta el patrón de REE normalizado con respecto a la condrita de Nakamura (1974) y Haskin *et al.*, (1968).

## Capítulo 5. Discusión

Con base en las características petrográficas y geoquímicas de los cuatro diferentes tipos de xenolitos analizados del Cerro El Ventoso, se puede afirmar que todos tienen origen ígneo. Predominan los de tipo intrusivo con texturas faneríticas (Tipos A, B y C), lo que sugiere un ambiente plutónico para su origen. No obstante, se tiene en menor proporción xenolitos con texturas afaníticas-porfídicas (Tipo D) que podrían estar relacionados con ambientes subvolcánicos a volcánicos.

En la Sierra de Pachuca y región de Epazoyucan no se ha descrito la existencia de afloramientos de rocas plutónicas que pudieran tener alguna relación con los xenolitos estudiados. Además, como se mencionó en los antecedentes de este trabajo, existe una gran cobertura volcánica que conforma la Sierra de Pachuca, la cual puede alcanzar espesores de entre 1,500 y 2,000 m (Geyne *et al.* 1963), y que impide determinar las características del basamento de la región. En el sector oriental de la FVTM se ha reportado hasta ~45 km de espesor de corteza continental (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996), por lo tanto, es probable que los xenolitos del C. El Ventoso no fueron derivados de grandes profundidades, ya que sus características petrográficas y edades así lo dejan ver.

La mayoría de los xenolitos estudiados en la FVTM han sido derivados de la parte media e inferior de la corteza y algunas veces del manto superior, como lo sugieren las más de 20 localidades investigadas (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008). En cambio, los xenolitos de origen ígneo somero han sido poco estudiados a nivel mundial. Un ejemplo del estudio de xenolitos ígneos someros es el reportado en el volcán Arócutin del campo volcánico Michoacán-Guanajuato, en donde se sugiere la existencia de asimilación de un cuerpo granítico poco profundo por magmas basálticos emplazados recientemente (Corona-Chávez *et al.*, 2006). Algunos otros ejemplos, en donde se han reportado xenolitos ígneos

someros relacionados con cuerpos plutónicos y complejos volcánicos asociados, son el volcán Etna en Italia, la zona volcánica de Taupo en Okataina, Nueva Zelanda, y el Volcán Nijima, Japón (Corsaro *et al.*, 2013; Cole *et al.*, 2014; Arakawa *et al.*, 2016).

Al considerar los ejemplos precedentes, de xenolitos ígneos de tipo somero relacionados con grandes complejos volcánicos, se puede proponer que los xenolitos del Cerro El Ventoso pueden representar un ejemplo más de la conexión de estos cuerpos rocosos con grandes complejos volcánicos. El mayor sistema magmático cenozoico, cercano a la zona de estudio, es la Sierra de Pachuca y su continuación hacia Epazoyucan. Ésta se formó a través de una larga historia de eventos eruptivos efusivos y piroclásticos. En ella existen domos, derrames de lava y depósitos piroclásticos, cuyas edades de emplazamiento pueden variar de 23.7 - 21.6 Ma (Geyne *et al.*, 1990) hasta ~1.8 Ma (Velázquez-Núñez, 2018). Enseguida, se interpretarán y discutirán los resultados petrográficos, geoquímicos e isotópicos obtenidos de los diferentes tipos de xenolitos del área de estudio. Cada tipo de xenolito será tratado como un conjunto litológico independiente y se discutirán individualmente sus principales características, para al final tratar de encontrar alguna relación entre ellos y el ambiente magmático de la zona.

## **5.1 Xenolitos Tipo A**

La abundancia de estos xenolitos es escasa y varios de ellos presentan algo de vidrio gris oscuro, derivado probablemente de la lava portadora, y una cierta alteración tardía. Como se determinó en el Capítulo 4, las características petrográficas y geoquímicas permitieron identificar dos categorías. La primera categoría está representada por las muestras EP-102 y EP-119. Estos xenolitos probablemente fueron derivados de un mismo cuerpo intrusivo en el basamento somero, ya que presentan características similares, como son composición granítica de biotita, texturas faneríticas y mineralogía predominantemente cuarzo-feldespática sin deformación, típica de diversos cuerpos plutónicos. La segunda

categoría está representada por la muestra EP-105, con textura fanerítica equigranular y composición mineralógica-geoquímica de granodiorita de biotita (Figura 4.6). Esta muestra de xenolito fue probablemente extraída de una zona cortical magmáticamente diferente de la que fueron sustraídos los xenolitos de la primera categoría. Lo anterior se fundamenta en las composiciones geoquímicas plasmadas en las Figuras 4.6, 4.8 y 4.12.

Las muestras de las dos categorías presentan texturas de corrosión o desequilibrio en los bordes de los cristales, lo cual posiblemente se deba a incrementos de la temperatura en los xenolitos al momento de ser acarreados por el magma portador. Se puede inferir el efecto de la temperatura y de fluidos existentes del magma andesítico del C. El Ventoso sobre los xenolitos, debido a que presentan minerales arcillosos y calcita sobre el borde o contacto de cada xenolito con el magma portador, así como en ciertos cristales alterados como de plagioclasa, feldespato y biotita.

Las variaciones y patrones de los elementos mayores y traza de los ejemplares Tipo A son relativamente similares a los que existen en rocas magmáticas asociadas con procesos de subducción (Gill, 2010). Además, se pueden clasificar como granitos Tipo I (Figura 4.11). Las evidencias de estas interpretaciones se pueden observar en las Figuras 4.13 y 4.14, en donde se tiene enriquecimiento de elementos de radio iónico grande (LILE), con respecto a los elementos de alto potencial de ionización (HFSE). También, se observan anomalías negativas de P, Sr, Ti y Eu en el caso de la muestra EP-102, que podrían estar relacionadas con cristalización fraccionada de apatito, plagioclasa e ilmenita en los magmas precedentes a la formación de los cuerpos graníticos-granodioríticos. La presencia de este tipo de rocas magmáticas calcoalcalinas, relacionadas con procesos de subducción, es relativamente común en la Faja Volcánica Transmexicana o en provincias magmáticas cenozoicas del sur y suroeste de México. Con base en estudios geológicos, geoquímico y tectónicos, se sabe que desde hace aproximadamente 24 Ma la placa oceánica de Cocos comenzó a existir por efecto de la fracturación de la placa Farallón (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Por lo tanto, las características geoquímicas de los xenolitos Tipo A son las

esperadas de un arco magmático relacionado con un sistema de convergencia de placas tectónicas.

En cuanto a la interpretación de los datos isotópicos de Sr y Nd de estos xenolitos ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0.704757 a 0.704825;  $\epsilon\text{Nd}$ : -1.64 a -1.31), se puede establecer que los magmas iniciales debieron de asimilar algún tipo de corteza continental. Aunque no existen afloramientos del grueso basamento en el sector oriental de la FVTM, se sabe que estaría formado por rocas metamórficas y cristalinas de edades precámbricas y paleozoicas (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995). Dichas rocas presentan valores isotópicos muy corticales ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0.7153 a 0.7616,  $\epsilon\text{Nd}$ : -8.5 a -12, Yañez *et al.*, 1991; Schaaf *et al.*, 1994; Martínez-Serrano *et al.*, 2004). Por lo tanto, es probable que las composiciones graníticas y granodioríticas, encontradas en los xenolitos tipo A, hayan surgido como resultado de posibles procesos de cristalización fraccionada de un magma poco evolucionado, más una cierta asimilación de corteza antigua radiogénica del basamento, pero no se excluye una posible mezcla de magmas. Las edades modelos  $T_{\text{DM}}$  de los xenolitos tipo A es de 0.78 y 1.17 Ga, lo cual indica que la fuente magmática de los cuerpos plutónicos de donde provienen estos xenolitos son posiblemente grenvillianas.

La edad U-Pb determinada en zircones ígneos del xenolito granodiorítico EP-105 (categoría 2) permite establecer en  $\sim 21$  Ma el tiempo de cristalización del intrusivo del que se derivó este ejemplar. Entonces, se puede relacionar esta edad con los eventos magmáticos iniciales que formaron a la FVTM (Ferrari *et al.*, 2012). Dicha edad sería contemporánea con el vulcanismo inicial de la Sierra de Pachuca, de acuerdo con los datos propuestos por Geyne *et al.* (1963). Se detallará más adelante esta propuesta.



## 5.2 Xenolitos Tipo B

Como se puede apreciar del número de ejemplares estudiados y analizados, son los xenolitos de textura gruesa más abundantes encontrados en la cantera del C. El Ventoso. Siguen mostrando texturas faneríticas, pero ahora inequigranulares, sin deformación aparente, donde predomina la presencia de andesina y en menor proporción de cuarzo, biotita y algo de clinopiroxeno. Estas características texturales y mineralógicas sugieren que las muestras también fueron arrancadas de algún tipo de cuerpo plutónico existente en la zona de estudio. El hábito tabular euhedral a subhedral de los fenocristales de plagioclasa indica que tuvieron tiempo y espacio para cristalizar, por lo que fue la primera fase mineral en formarse. En cambio, los cristales de cuarzo, biotita y algunos de clinopiroxeno son anhedrales y un poco más pequeños, por lo que ocuparon los espacios dejados por los cristales de plagioclasa. La calcita de alteración, presente en cristales de plagioclasa de varios xenolitos, se puede relacionar con la presencia de CO<sub>2</sub> del magma portador. Este gas pudo haber reaccionado con el calcio presente en los bordes de la andesina-labradorita y formar dicho carbonato. Además, los bordes corroídos observados en los cristales y la presencia de vidrio del magma portador en algunos huecos y contornos de cristales confirmarían esta interpretación.

La mayoría de los ejemplares Tipo B son menos silícicos que los xenolitos Tipo A y tienen composiciones de tonalítica (EP-100, EP-103, EP-115, EP-116, PIMM15X2, PIMM15X3), aunque algunos ejemplares (EP-101D, EP-101E, EP-117) se clasificaron como granodioritas, pero con menor cantidad de álcalis en comparación con los Tipo A, categoría 2 (Figura 4.6). Todos los ejemplares de este tipo se pueden catalogar como granitoides metaluminosos de Tipo I y presentan patrones multielementales y de elementos de Tierras Raras que son similares a magmas relacionados con procesos de subducción (Figuras 4.13, 4.14).

Además, debido a que se contó con un mayor número de ejemplares analizados (9), se puede considerar la existencia de posibles procesos de cristalización fraccionada de minerales ferromagnesianos, plagioclasa cálcica y óxidos de Ti-Fe, en los magmas que formaron a estos xenolitos. Lo anterior debido a que en la Figura 4.12 se observaron correlaciones negativas entre las concentraciones de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , MgO, FeO,  $\text{TiO}_2$ , CaO y  $\text{P}_2\text{O}_5$  con respecto al  $\text{SiO}_2$  (triángulos verdes en la Figura 4.10). Las anomalías negativas de Ti y P, observadas en la Figura 4.11B pueden sugerir la cristalización de óxidos de Ti-Fe y de apatito.

Los procesos de cristalización fraccionada en los magmas que formaron a los xenolitos Tipo B debieron de presentar también procesos de asimilación cortical. De los resultados isotópicos de Sr y Nd, estos ejemplares tonalíticos y granodioríticos fueron los que presentaron los valores más corticales ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0.704922 a 0.705041 y  $\epsilon\text{Nd}$ : -3.16 a -1.70), como se indicó en el capítulo 4. Al igual que en el caso de los xenolitos Tipo A, los magmas que formaron los Tipo B debieron de haber asimilado una mayor proporción de corteza continental del basamento local. Más adelante, se intentará encontrar la posible naturaleza de la corteza continental que fue asimilada por los magmas iniciales para dar origen a los valores isotópicos de los cuerpos plutónicos graníticos, granodioríticos y dioríticos. Además las edades modelos  $T_{\text{DM}}$  de este tipo de xenolitos va de 1.07 a 1.48 Ga, estas edades son grenvillianas y son similares a las edades reportadas para el Complejo Oaxaqueño y el Complejo Guichicovi.

Con respecto a las dos edades de cristalización U-Pb, encontradas en dos familias de zircones ígneos (EP-100: 20.88 Ma y EP-117: 19.6 Ma), éstas también se pueden relacionar con las edades de inicio de la actividad magmática de la FVTM en el sector oriental. Justamente, Geyne *et al.* (1963) consideran que los primeros eventos magmáticos que formaron al complejo volcánico de la Sierra de Pachuca ocurrieron durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano. Por lo tanto, las edades de cristalización de los xenolitos granodioríticos y dioríticos se ubicarían alrededor de los 20 Ma, dentro del período

señalado. Con base en estas edades, se puede proponer que mientras ocurría vulcanismo andesítico - dacítico en la región de la Ciudad de Pachuca, en la zona de Epazoyucan ocurría el enfriamiento y cristalización de cuerpos plutónicos de composición granítica (xenolitos Tipo A) a granodiorítica-tonalítica (xenolitos Tipo B), en el Mioceno Temprano (aproximadamente entre 21.4 a 19.6 Ma).

Las edades obtenidas en los xenolitos resultan ser muy interesantes, ya que junto con datos U-Pb en zircones de riolitas de Epazoyucan de 22 Ma (Ramírez-Ramírez, 2017), edades K-Ar y U-Pb de entre 22 y 16.5 Ma, reportadas para rocas de la sierra de Mil Cumbres, sierra de Anganguero, Michoacán, de la Cuenca de México y del Estado de Veracruz (Jacobo-Albarrán, 1986; Pasquaré *et al.*, 1991; García-Palomo *et al.*, 2000; Ferrari *et al.*, 2005; Lenhardt *et al.*, 2010; Ferrari *et al.*, 2012), son la evidencia de que el magmatismo inició durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano, en los sectores central y oriental de la FVTM.

### **5.3 Xenolitos Tipo C**

Como se mostró en el capítulo precedente, estos ejemplares son los menos abundantes y con tallas pequeñas. Por el tipo de contacto claro y contornos angulosos, entre los xenolitos y la roca portadora, se consideran que fueron arrancados de una roca madre plutónica ajena al magma portador.

De acuerdo con los datos petrográficos y geoquímicos, se tienen dos variantes de este tipo de xenolitos. En la primera variante (muestra EP-118) abundan los grandes cristales (>5 mm y hasta 1 cm) de hornblenda euhedral, de hábito prismático y hexagonal, lo que sugiere que tuvieron condiciones de presión, temperatura y composición estables para permitir su formación. Le sigue en abundancia la presencia de plagioclasa que cristalizó entre los cristales de anfíbol. Como se explicó en la sección de la petrografía, la presencia de coronas de reacción de clinopiroxeno y posibles óxidos de Fe-Ti sobre el anfíbol pueden

ser las evidencias de la desestabilización que sufrió el magma al momento de la cristalización del ferromagnesiano. Uno de los parámetros termodinámicos más fáciles de cambiar en la cristalización en equilibrio de magmas es la presión. Entonces, es probable que el ascenso de éste produjera la disminución de la presión y la desestabilización parcial del anfíbol debido al escape de agua del sistema y por lo tanto la formación de las coronas de reacción. Las evidencias de desestabilización del magma se reflejan también en algunos cristales grandes de plagioclasa, los cuales presentan textura de tamiz.

Aunque inicialmente se clasificó la muestra EP-118 como un fragmento derivado de un cuerpo hipabisal diorítico (sección 4.1.4), se puede considerar que realmente se trata de un lamprófiro, según la clasificación de Huang (1968). En estas rocas, una tercera parte la componen minerales oscuros de formas euhedrales y grandes tamaños (caso del anfíbol), en comparación con los cristales de plagioclasa de la matriz. Dentro de la clasificación de Streckeisen (1978, en Le Maitre *et al.*, 2002), este ejemplar de lamprófiro se nombraría como spessartita y probablemente se emplazó en un ambiente de diques o sills. La presencia de calcita, cubriendo parcialmente a la plagioclasa de la matriz de este xenolito, puede indicar que no se trata de una alteración secundaria debida a intemperismo o alteración hidrotermal. Esto debido a que la alteración se manifestaría en todos los cristales de la roca y no de manera selectiva en la plagioclasa. Entonces, existe la posibilidad que los cristales de calcita presentes pueden ser como primarios en la cristalización aunque es necesario realizar estudios y análisis detallados para confirmar esta hipótesis. Según Le Maitre *et al.* (2002), los cristales de carbonato se formarían de manera común como resultado de la cristalización de estas rocas en diques o cuerpos hipabisales debido a la desgasificación de CO<sub>2</sub> y la reacción con cristales de plagioclasa.

La segunda variante de este tipo de xenolitos (PIMM15X1 y PIMM15X4) la componen rocas gabroicas holocristalinas, con características relativamente semejantes al lamprófiro, pero con la presencia de clinopiroxeno y olivino, además de anfíbol y plagioclasa. La calcita que cubre parcialmente a la plagioclasa (ver sección 4.1.4) puede

sugerir, al igual que en la muestra EP-118, la cristalización de la roca madre en diques con la separación de CO<sub>2</sub> del magma y su reacción con el feldespato cálcico.

Las evidencias de desequilibrio observadas en la mayoría de los cristales de hornblenda y piroxeno, así como las texturas de tamiz de la plagioclasa, apuntan a la existencia de cambios en la presión debido al ascenso del magma hacia la superficie. No obstante, también pudo haber ocurrido mezcla de magmas, entre uno más máfico, similar a la muestra EP-118 y un magma ligeramente más diferenciado. Pero también pudo haber ocurrido la asimilación de roca encajonante por parte del magma más máfico, lo que ocasionó el cambio de la composición inicial y desequilibrio de los cristales ya formados.

Por otra parte, aunque la composición de estos ejemplares es de gabro relativamente silíceo (~53% en peso de SiO<sub>2</sub>), su emplazamiento y características serían semejantes a las que tuvo el lamprófiro EP-118. La presencia de extinción ondulante en algunos cristales de hornblenda y clinopiroxeno puede ser causada por la distorsión de la red cristalina, debido a la existencia de esfuerzos de baja intensidad, ocurridos durante la deformación plástica intracristalina, según apunta Blenkinsop (2000) para este tipo de cristales.

Todos los xenolitos Tipo C (las 2 variantes) son calcoalcalinos y metaluminosos, además son los menos evolucionados de todo el conjunto estudiado del C. El Ventoso. Los patrones de elementos traza, incluidas las Tierras Raras (Figuras 4.13C y 4.14C), son similares a rocas producidas en arcos magmáticos asociados con procesos de subducción. Estos serían los patrones esperados para rocas pertenecientes a la FVTM y su ambiente tectónico. Además, debido a que son los ejemplares más máficos de todos los estudiados, estos presentan las menores concentraciones de elementos incompatibles en comparación con los demás. Este es el caso de la concentración de Zr, que es baja normalmente en este tipo de rocas poco evolucionadas y que se presenta como anomalía negativa. En cambio, otras anomalías negativas de P y muy pequeñas de Ti pueden deberse a la existencia de algún proceso de cristalización fraccionada de apatito y óxidos de Fe-Ti.

Los valores isotópicos del lamprófiro (EP-118) y del gabro (PIMM15X1) son de los menos evolucionados de todas las muestras estudiadas, pero la muestra PIMM15X4, que es el gabro con evidencias de desequilibrio en los cristales, es ligeramente más evolucionado (Tabla 4.4). Esto permite proponer que los magmas menos evolucionados no tuvieron interacción con rocas corticales, mientras que el líquido magmático que produjo la muestra PIMM15X4 tuvo probablemente una cierta interacción o asimilación de corteza. Estos datos explicarían el porque del desequilibrio mineral observado y mencionado en párrafos anteriores. Las muestras EP-118, PIMM15X1 y PIMM15X4 obtuvieron edades modelos  $T_{DM}$  de 2.05, 1.02 y 1.31 Ga respectivamente, estas edades son semejantes a las edades reportadas a las rocas del Complejo Oaxaqueño y al Complejo Guichicovi.

Desafortunadamente, no se pudieron obtener edades de estos ejemplares, debido a que eran escasos y pequeños. Pero, con base en sus características texturales y geoquímicas de rocas plutónicas, se podría considerar que tendrían edades relativamente similares a las obtenidas para los ejemplares Tipo A y B. Será necesario obtener edades por medio de algún método para poder establecer correctamente su relación con el entorno plutónico de la región. Posiblemente los xenolitos tipo C, pueden provenir de mayor profundidad con respecto a los otro tipo de xenolitos, esto con base a la composición de los xenolitos algo igual por la deformación que presenta algunos cristales de hornblenda y plagioclasa.

#### **5.4 Xenolito Tipo D**

Como se mencionó en el capítulo anterior, estos son los ejemplares más abundantes de la cantera del cerro El Ventoso, los cuales presentan composiciones ligeramente básicas a intermedias. Los contactos de los xenolitos con la roca encajonante son diferentes a los que tienen los Tipo A, B y C, lo cual permite proponer que fueron acarreados por la lava portadora de manera diferente. Sus formas ovaladas y redondeadas son semejantes a los ejemplares de enclaves ígneos. Estos los podríamos definir como ejemplares arrancados de porciones andesítico-basálticas del reservorio magmático que produjo a la lava

portadora andesítica. Además, sus características texturales porfídicas permiten proponer que estos fragmentos provienen de regiones hipabisales o de las paredes de un reservorio magmático, sobre las cuales ocurrió un enfriamiento más rápido. La mayoría de los ejemplares contienen fenocristales de plagioclasa y hornblenda con evidencias de desequilibrio termodinámico. Esto es, texturas de tamiz y coronas de reacción compuestas por clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti sobre el ferromagnesiano hidratado. La composición mineralógica de estos xenolitos es relativamente similar a la roca encajonante o portadora, aunque el tamaño de los cristales es menor en esta última lo que sugiere que la lava ascendió y se enfrió más rápido que para los Tipo D.

Los valores de pérdida por calcinación de la mayoría de estas muestras (Tabla 4.2) son relativamente altos (>2% en peso), lo que se podría explicar por la presencia de calcita en la mayoría de los ejemplares. Esto se ve reflejado en la muestra EP-107B, que contiene ~14% en peso de CaO y pérdida por calcinación de ~9% en peso. Con las debidas precauciones tomadas por el grado de alteración a calcita, se puede considerar que se tienen rocas metaluminosas, con composiciones de andesita basáltica (~54% en peso de sílice, muestras: EP-107B y EP110A) y otras con composiciones de andesita (EP-107A y EP-111A). La composición de la roca andesítica portadora de los xenolitos es similar a los dos últimos ejemplares mencionados.

Los patrones de elementos traza son parecidos a los que se esperarían de rocas asociadas con procesos de subducción (Gill, 2010). Aunque, las anomalías positivas de Pb y Sr son bastante pronunciadas (Figura 4.13D) y probablemente se relacionen en parte con la presencia del carbonato de alteración. No obstante, se ve claramente el enriquecimiento de los elementos de radio iónico grande (LILE) sobre los de alto potencial de ionización (HFSE), así como el de las Tierras Raras pesadas sobre las ligeras (Figuras 4.13D y 4.14D). Las concentraciones totales de elementos traza son también bajas y casi iguales a los xenolitos Tipo C, debido a que son rocas relativamente máficas. Por lo anterior, no se

observan anomalías negativas en los diagramas multielementales, por lo que no sufrieron procesos de cristalización fraccionada importantes.

Aunque solo se realizó el análisis isotópico de la muestra de andesita basáltica EP-110A, con presencia de calcita relativamente abundante, esta muestra es la menos evolucionada de todas las rocas analizadas (Tabla 4.4) y sus valores son cercanos a los xenolitos de gabro (Tipo C) y de la roca portadora (EP-58). Por lo que se puede considerar que la presencia de estroncio en la calcita de alteración no afectó a la composición isotópica de Sr. Esto debido probablemente, a que la formación de la calcita sobre los cristales de plagioclasa ocurrió por la presencia de CO<sub>2</sub> disuelto en el magma. El gas probablemente reaccionó con la plagioclasa cálcica (labradorita) y recuperó el calcio/estroncio para formar calcita, por lo que los valores isotópicos fueron poco radiogénicos. Es necesario efectuar más análisis isotópicos sobre muestras de este tipo para verificar esta hipótesis.

Tampoco se cuenta con edades absolutas de estos xenolitos porfídicos. Por lo que se recomienda tratar de aplicar algún método de fechamiento para ubicar en el tiempo la edad de cristalización de estos ejemplares. No obstante, si se tiene en cuenta que las propiedades petrográficas, geoquímicas e isotópicas de los ejemplares Tipo D son relativamente similares a las que presenta la roca encajonante y portadora de los xenolitos, se puede considerar que podrían tener una edad de ~11 Ma. Esto debido a que se correlacionó a las lavas de la roca encajonante (cerro El Ventoso) con La Formación San Cristóbal, descrita y fechada por Martínez-González (2018). Es decir, los xenolitos tipo D pueden considerarse como enclaves relacionados con el sistema magmático que formó al domo El Ventoso, y con base a la clasificación de Didier y Barbarin (1991) se podrían clasificar como enclaves microgranular máfico (MME). Además las edades modelos de la roca encajonante y del enclave microgranular máfico (tipo D) son semejantes.



## **5.5 Comparación de resultados y correlación con áreas vecinas.**

En la Figura 5.1 se puede apreciar que la composición de rocas plutónicas, ubicadas al norte de la ciudad de Tulancingo, casi en el borde norte de la FVTM, es diferente a la que presentan los xenolitos graníticos estudiados. Como se mencionó en el capítulo 1 de la presente tesis, no existen afloramientos de rocas plutónicas en la Sierra de Pachuca, sector oriental de la FVTM. Por lo tanto, se ha hecho una comparación con afloramientos cercanos de rocas plutónicas.

Para empezar, el Granito Maxala tiene edades de cristalización U-Pb en zircones del Paleozoico, por lo cual es mucho más antiguo que los xenolitos del área de estudio. Así mismo, su composición es transicional entre granodiorita y granito, por lo que sus valores de sílice y álcalis se grafican entre el rango de los xenolitos Tipo A1 y Tipo B (Figura 5.1). Por lo tanto, no parece existir algún tipo de correlación entre este intrusivo y los xenolitos graníticos. Parece ser el mismo caso para los cuerpos irregulares graníticos reportados por Sáenz-Pita (2018), también localizados al norte del área de estudio. Aunque la edad estimada para estos cuerpos es cenozoica (Mioceno), no se pueden realizar comparaciones con los xenolitos estudiados, ya que se necesita saber con exactitud sus edades absolutas. Además, la composición de estos cuerpos intrusivos varía de sienita a diorita, por lo tanto, no es similar a los xenolitos del Cerro El Ventoso (Figura 5.1).

Otras localidades en las que se han reportado afloramientos de cuerpos intrusivos son las presentadas por el SGM (2017) en los ríos Zacualpan y Tlachichilco, y por López-Hernández y Castillo-Hernández (1997) para muestras graníticas recuperadas de pozos de exploración geotérmica en la caldera de Acoculco. Desafortunadamente, no se cuenta con edades absolutas, ni con datos geoquímicos e isotópicos de los sitios señalados, para poder realizar comparaciones con las muestras de xenolitos del C. El Ventoso. Solo los autores

han señalado edades relativas del Cenozoico para las rocas de las localidades indicadas, pero no se cuenta con fechamientos.

De acuerdo con las características de los 4 tipos de xenolitos estudiados, todos ellos pueden tener un origen ígneo relativamente somero en la corteza superior a excepción de los xenolitos tipo C, como ya se explicó en secciones precedentes. Esto es, que podría existir una cierta relación genética entre los xenolitos y los complejos volcánicos contemporáneos de la región. Spiess *et al.* (2017) proponen que ciertas muestras de xenolitos pueden representar raíces magmáticas cumulíticas de la corteza profunda o de porciones de la corteza somera, donde ocurrió enfriamiento lento de los magmas y cristalización fraccionada. Los productos de estos procesos, tanto los que se estacionan en el reservorio como los productos volcánicos, tendrán una afinidad petrogenética.

En este sentido, como se ha propuesto precedentemente, el magma andesítico-dacítico que formó al cerro El Ventoso tendría una edad de ~11 Ma. Entonces, los xenolitos Tipo A y B representarían fragmentos arrancados de probables “raíces magmáticas” o reservorios magmáticos someros y el caso de los xenolitos tipo C posiblemente sean de mayor profundidad posiblemente de la corteza media, con composiciones que varían desde lamprófiros, gabros, tonalitas, granodioritas hasta granitos. Lo anterior se basa en las características petrográficas, geoquímicas y edades U-Pb (~19 y ~21 Ma) que tienen tanto los xenolitos como las rocas volcánicas antiguas de los alrededores del área de estudio (edades K-Ar ~20 a ~24 Ma, Geyne *et al.*, 1990; McKee *et al.*, 1992; y edad de U-Pb de 22 Ma, Ramírez -Ramírez, 2016). En estos reservorios debieron de ocurrir diversos procesos petrogenéticos como cristalización fraccionada, asimilación y mezcla. De aquí debieron de surgir los magmas que formaron las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano de la Sierra de Pachuca y Epazoyucan.

En la Figura 5.1 se graficaron las composiciones de rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano de la Sierra de Pachuca–Epazoyucan (Aparicio-Canales y Contreras-Cruz, 2016; Ramírez-Ramírez, 2016; Martínez-González, 2018) para compararlas con los

datos de los xenolitos. Se puede ver que las concentraciones de sílice vs álcalis de todos los tipos de rocas guardan una cierta correlación aunado a que tienen edades similares además de tener patrones de elementos trazas semejantes. Esta puede ser una posible evidencia de que los xenolitos faneríticos del área de estudio podrían formar parte de los reservorios magmáticos de los que fueron expulsadas las rocas volcánicas de la región.

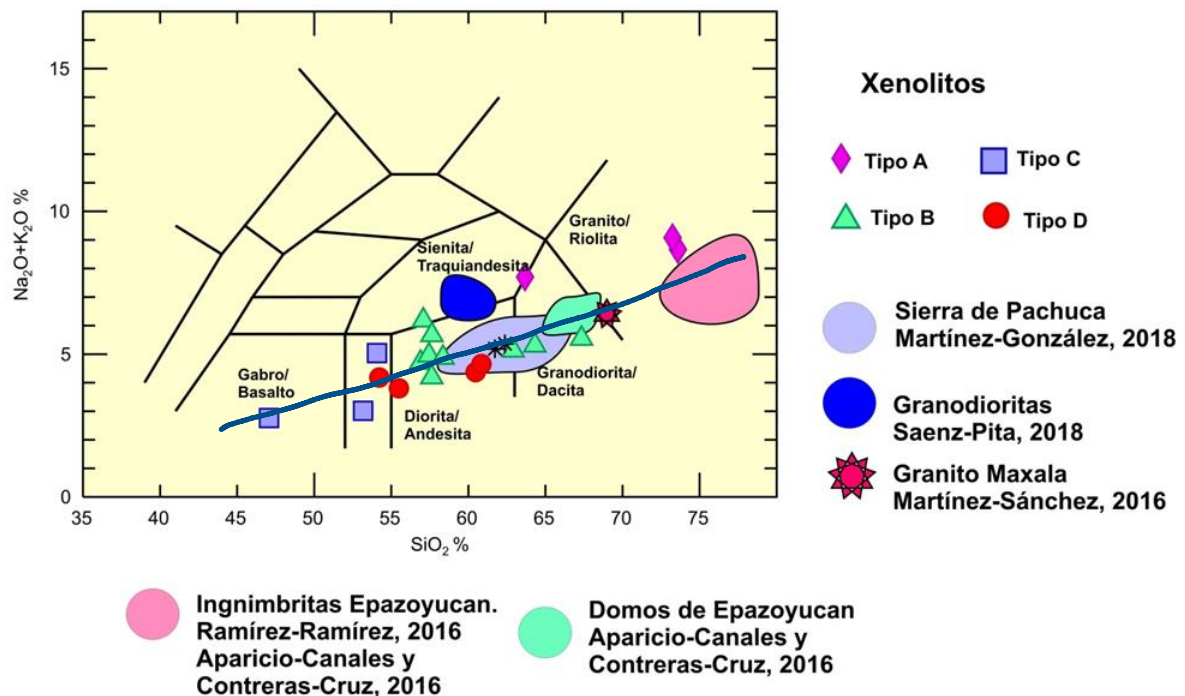


Figura 5.1. Diagrama de TAS, en donde se comparan los diferentes tipos de xenolitos con las rocas intrusivas reportadas por Sáenz-Pita (2018) y Martínez-Sánchez (2016). Además, se presentan las composiciones de las rocas volcánicas del Mioceno que afloran en las zonas aledañas al C. El Ventoso. La curva negra indica la posible línea de evolución que tendrían los magmas de Oligoceno-Mioceno para la zona de estudio.

De acuerdo con diversos autores (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Mori *et al.*, 2007; Ferrari *et al.*, 2012 y referencias incluidas) los primeros eventos volcánicos de la FVTM ocurrieron a partir del Mioceno Temprano, como resultado de procesos de subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa de Norteamérica. Estos primeros eventos se han reportado principalmente en el sector oriental y en menor proporción en el sector central de la provincia.

En la Figura 5.2 se presenta un modelo esquemático del posible ambiente tectónico y su relación con el magmatismo del área de estudio, ocurrido durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano. Debido a la distancia entre la trinchera Mesoamericana y el frente volcánico activo para esa época (> 450 km), además de ciertos patrones geoquímicos encontrados para las rocas ígneas, se ha considerado la existencia de procesos de subducción subhorizontal de la placa oceánica (Ferrari *et al.*, 2012).

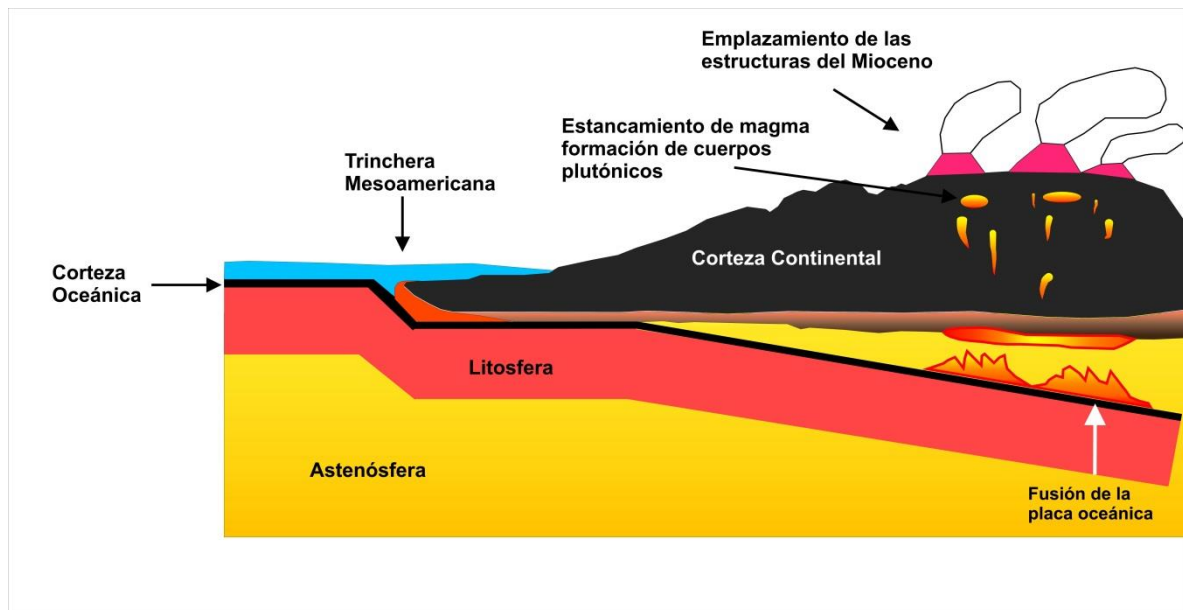


Figura 5.2. Modelo tectono-magmático esquemático, modificado de Mori *et al.*, (2007), para explicar los procesos magmáticos existentes en el sector oriental de la FVTM y el proceso de subducción, durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano. La subducción subhorizontal del slab produjo, además de la fusión parcial de la cuña del manto, posiblemente la fusión parcial de la propia placa oceánica. Los magmas generados probablemente se emplazaron como intrusivos y rocas volcánicas que formaron la Sierra de Pachuca-Epazoyucan.

A partir de características geoquímicas particulares como tener altas concentraciones de estroncio y bajas de itrio, además de empobrecimiento extremo de las tierras raras pesadas (Gd – Lu), entre otras, Mori *et al.* (2007) describieron la presencia de rocas adakíticas miocénicas en la parte central de la FVTM. Drummond y Defant (1990) propusieron que bajo condiciones de subducción subhorizontal de una placa oceánica relativamente joven y caliente, puede ocurrir la fusión parcial de la misma y producir rocas volcánicas denominadas como adakitas. Algunas muestras de rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno de la Sierra de Pachuca-Epazoyucan (Aparicio-Canales y Contreras-Cruz, 2016; Martínez-González, 2018), del domo El Ventoso y pocos xenolitos aquí estudiados podrían considerarse como magmatismo adakítico (Figura 5.3). Sin embargo, deberán realizarse más análisis de las rocas volcánicas y xenolitos para corroborar esto, ya que los fenómenos de cristalización fraccionada y posible asimilación cortical parecen predominar entre las muestras graníticas y las rocas volcánicas intermedias – silíceas.

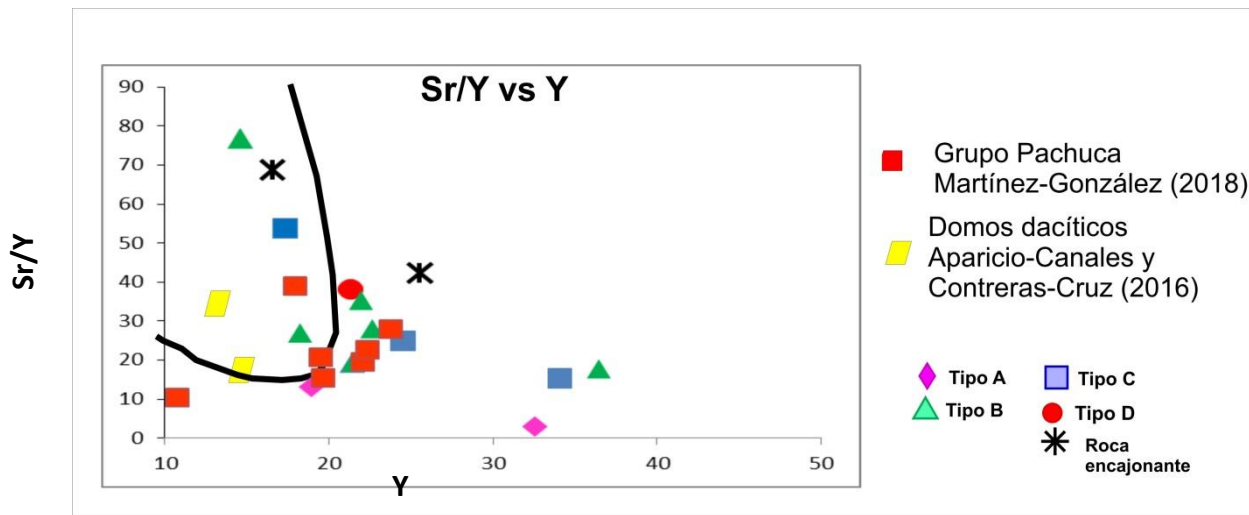


Figura 5.3 Diagrama de Sr/Y vs Y (modificado de Drummond y Defant, 1990) en el que se puede observar como algunas muestras de xenolitos, como El Ventoso y rocas volcánicas del área de estudio presentan una firma geoquímica adakítica. Línea negra zona de las rocas con la firma adakítica.

Como lo describe Beard (1986), en reservorios magmáticos relativamente grandes, como los que dan origen a complejos volcánicos, estratovolcanes o posibles calderas, pueden ocurrir procesos de cristalización fraccionada a partir de un magma máfico. En el caso de los xenolitos graníticos Tipo A y B del cerro El Ventoso, se puede considerar que estos pudieron surgir a partir de cristalización fraccionada de un magma gabrótico similar al xenolito EP-118 (Tipo C). No se cuenta con edades absolutas de estos xenolitos máficos para poder asegurar lo anterior. No obstante, se puede proponer que una composición magmática inicial, similar a éste, pudo haber generado, por cristalización fraccionada, las rocas plutónicas y volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano de la Sierra de Pachuca-Epazoyucan. La posible tendencia o modelo que pudo haber seguido la cristalización fraccionada, a partir de una muestra máfica hasta las rocas graníticas/riolíticas del área de estudio, se presenta en la Figura 5.1.

Con base en los datos isotópicos de los xenolitos, ya presentados y discutidos en esta tesis, además de datos geoquímicos e isotópicos obtenidos para rocas volcánicas de la Sierra de Pachuca-Epazoyucan (Ramírez-Ramírez, 2016, Martínez-González, 2018), se puede reconocer que los xenolitos tonalíticos-graníticos (Tipos A y B) y las riolitas tienen comportamientos y tendencias similares.

Además, se puede ver en la Figura 5.5A que existe una correlación negativa entre las concentraciones de sílice de los xenolitos y rocas volcánicas del área de estudio con respecto a los valores isotópicos iniciales de  $\epsilon\text{Nd}$ . Esto podría confirmar que los magmas que generaron ambos tipos de rocas sufrieron procesos de cristalización fraccionada más asimilación de rocas corticales radiogénicas. También, en la Figura 5.4B se puede confirmar que los magmas que generaron a los xenolitos graníticos y rocas volcánicas contemporáneas se produjeron a partir de magmas derivados del manto (valores cercanos al MORB) y una cierta asimilación de rocas corticales radiogénicas.

Como se explicó precedentemente, en el área de estudio existe una corteza continental de ~45 km de espesor, cuyo basamento estaría conformado probablemente por rocas

precámbricas, paleozoicas y mesozoicas. Para tratar de definir la posible corteza radiogénica que influyó en la evolución de los magmas formadores de los xenolitos Tipo A y B, y de las rocas volcánicas antiguas, se utilizaron los datos isotópicos de Pb. En el diagrama  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Figura 5.5) se distingue una línea de mezcla entre una fuente mantélica similar a los basaltos tipo MORB y componentes corticales semejantes a las rocas del Complejo Acatlán. Los datos isotópicos de Pb del Complejo Oaxaqueño son completamente diferentes y no forman una línea de mezcla con los datos del presente estudio. En consecuencia, se puede proponer que los magmas derivados de la subducción durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano tuvieron una cierta interacción con rocas paleozoicas del Complejo Acatlán.

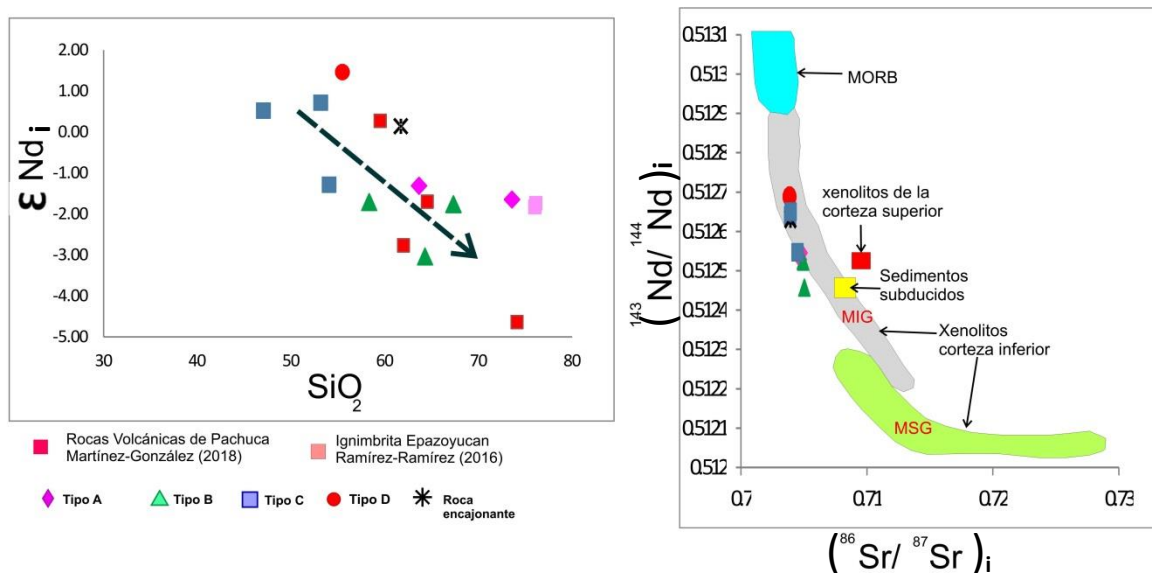


Figura 5.4 A) Variaciones de  $\epsilon \text{Nd}_i$  iniciales con respecto al  $\text{SiO}_2$  (% en peso). Se puede observar una tendencia general negativa para las rocas volcánicas y xenolitos. Esto sugiere procesos de asimilación de una corteza continental radiogénica por parte de los magmas iniciales. B) Diagrama  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  donde se muestran los posibles componentes involucrados en la formación de las rocas fuentes de los xenolitos y la roca encajonante. Se muestran datos del MORB del Pacífico Oriental (EarthChem, 2012); sedimentos subducidos (LaGatta, 2003); xenolitos de la corteza inferior (Schaaf *et al.*, 1994; Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes, 1999) y xenolitos de la corteza superior (Verma 2001). MIG: xenolitos meta-ígneos en facies de granulita; MSG: xenolito meta-sedimentarios en facies de granulita.

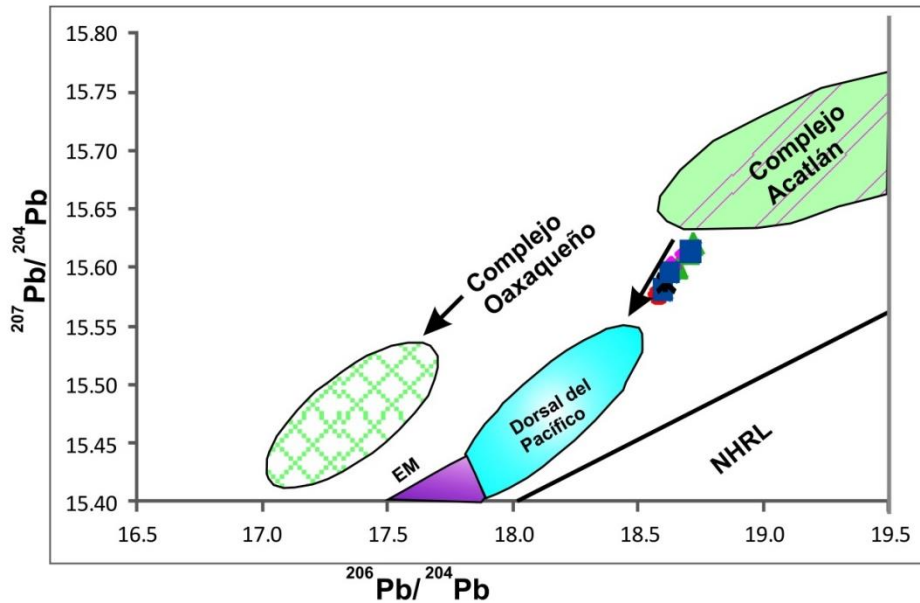


Figura 5.5 Variaciones de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  para los xenolitos y la roca encajonante del Cerro El Ventoso. Se puede observar que los valores isotópicos de los xenolitos forman una línea de mezcla entre una fuente poco evolucionada (MORB) y una corteza continental representada por el Complejo Acatlán (Yáñez *et al.*, 1994). Se incluyeron los datos del Complejo Oaxaqueño (Martiny *et al.*, 2000), de la Dorsal del Pacífico (Church y Tatsumoto 1975; Hemming y McLennan, 2001), Northern Hemisphere Reference Line (NHRL) y Manto Enriquecido (EM) de Zindler y Hart (1986).

### 5.6 Modelo magmático de emplazamiento de los xenolitos

Finalmente, con el propósito de explicar la posible formación de las rocas plutónicas de las cuales fueron extraídos los xenolitos y su posterior transporte por medio del magma del Cerro El Ventoso, se presentan dos modelos esquemáticos (Figuras 5.6 y 5.7). Así, durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano ocurrió el arribo de magmas máficos producto de los procesos de la subducción. La mayoría de estos magmas se estancaron en la corteza



continental a diferentes niveles y algunos de ellos llegaron a emplazarse en la corteza media-superior, para formar reservorios magmáticos (Figura 5.6). De acuerdo con Corsaro *et al.* (2014) y Arakawa *et al.* (2016), estos procesos geológicos son comunes en zonas volcánicas activas como es el caso de los primeros eventos del sector oriental de la FVTM.

El emplazamiento de magma máficos, en reservorios corticales someros, y la posible cristalización fraccionada, asimilación o mezcla de magmas que produjo su diferenciación y evolución para generar rocas plutónicas graníticas. Algunos de los líquidos magmáticos residuales de estos reservorios alcanzaron la superficie para formar las voluminosas rocas de la Sierra de Pachuca-Epazoyucan, de manera casi contemporánea. Aunque hasta el momento no se ha identificado la presencia de calderas volcánicas en esta porción de la FVTM, es probable que exista alguna de ellas. Esto debido a que el emplazamiento de rocas volcánicas intermedias y silícicas como la Ignimbrita Epazoyucan están generalmente relacionadas con la evolución de calderas. Será necesario realizar más estudios geológicos y estratigráficos para identificar la posible presencia de estas estructuras.

Los xenolitos Tipo C, con sus dos variedades, probablemente tengan una composición similar a la que pudo haber tenido el magma máfico que se emplazó en tales reservorios corticales someros.

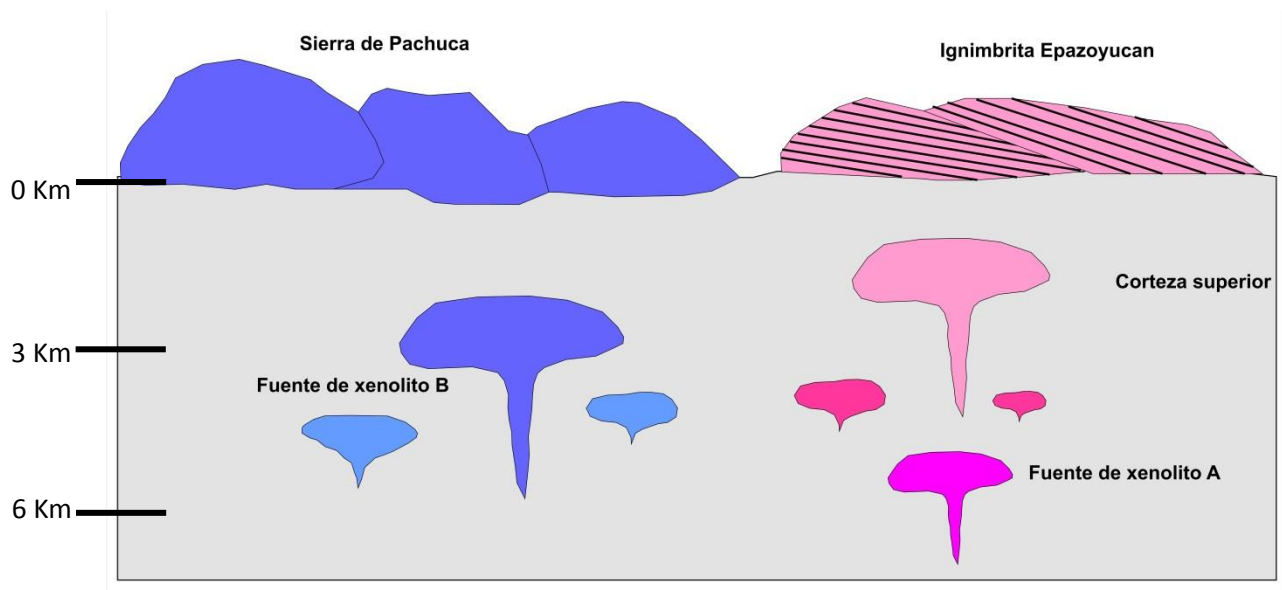


Figura 5.6. Esquema hipotético, en donde se explica la formación de los xenolitos Tipo A y B. El estancamiento de magmas máficos, con la ocurrencia de procesos de cristalización fraccionada más asimilación cortical, produjeron cuerpos plutónicos dioríticos granodioríticos y graníticos, durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Medio. La extracción de estos magmas diferenciados y emplazados en la superficie probablemente formaron las rocas volcánicas de la Sierra de Pachuca-Epazoyucan. Las distintas tonalidades de azul y rosa indican diferentes cuerpos plutónicos así como ligeras diferencias en la composición de estos cuerpos.

Durante el Mioceno medio (~11 Ma) ocurrió otra etapa de actividad magmática en los alrededores de la Sierra de Pachuca-Epazoyucan, la cual produjo las rocas andesíticas del domo El Ventoso. Los magmas de este domo acarrearon los xenolitos Tipo A, B y C estudiados, así como fragmentos Tipo D considerados como enclaves relacionados con los procesos magmáticos del magma portador (Figura 5.7). Las características petrográficas y químicas de estos enclaves permiten proponer que se formaron bajo condiciones relativamente someras e inestables, las cuales impidieron la aparición de abundantes fases minerales. Las alteraciones de calcita, observadas en estos enclaves, permiten confirmar la existencia de procesos de desgasificación de los magmas en condiciones someras. Esto también podría justificar que el magma que formó al domo El Ventoso produjo un evento efusivo a pesar de tener una composición intermedia.

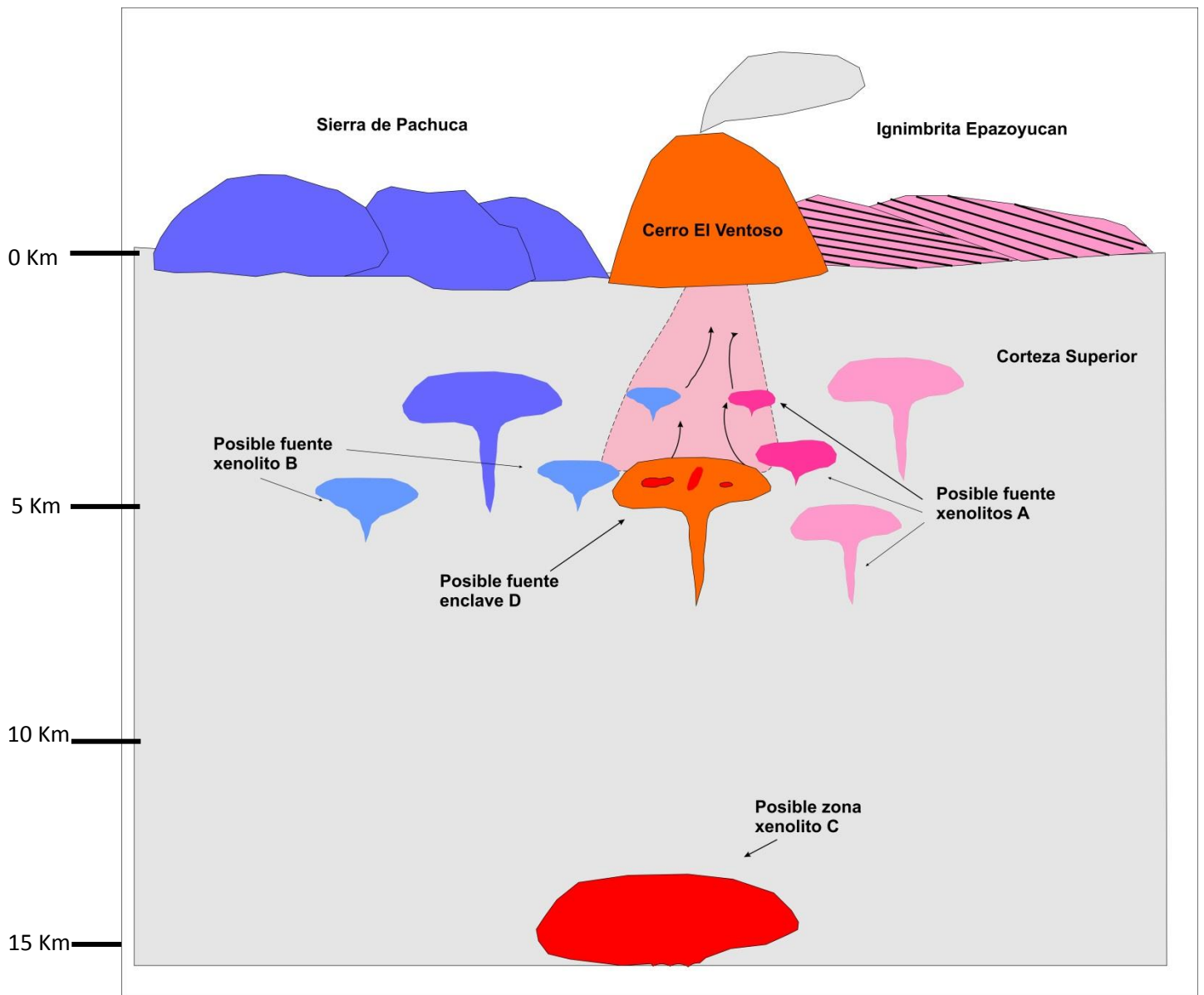


Figura 5.7. Esquema hipotético de la actividad magmática en la Sierra de Pachuca-Epazoyucan para el Mioceno medio (~11 Ma). Se observa la posición que probablemente tuvieron las “raíces magmáticas” de donde fueron extraídos los xenolitos Tipo C. Los xenolitos Tipo D o enclaves formarían parte del reservorio o conductos magmáticos durante el emplazamiento de las lavas del domo El Ventoso.

## Capítulo 6. Conclusiones

Los xenolitos y enclaves encontrados en el Cerro El Ventoso, sureste de la Sierra de Pachuca, son de origen ígneo y provienen de diferentes cuerpos plutónicos e hipabisales, los cuales posiblemente estén dispuestos a diferentes profundidades, pero en la zona de la corteza continental superior.

Los xenolitos del Cerro El Ventoso se dividieron en 3 tipos (A, B y C) con base en sus características texturales, mineralógicas, geoquímicas e isotópicas. Estos tienen un origen plutónico y se clasificaron como granitos Tipo I (ígneos). También, se identificaron enclaves máfico microgranular (Tipo D) posiblemente relacionados con los procesos magmáticos que formaron al magma portador de los xenolitos.

Las edades obtenidas (Oligoceno-Tardío-Mioceno Temprano) y las características petrogenéticas, permiten considerar que los xenolitos graníticos fueron arrancados de cuerpos plutónicos localizados bajo la parte sureste de la Sierra de Pachuca, los cuales se emplazaron casi contemporáneamente con las rocas volcánicas de dicha sierra.

Todos los xenolitos plutónicos son calcoalcalinos y sus patrones de elementos traza permiten considerar que los magmas iniciales fueron producidos por procesos relacionados con fenómenos de subducción, a partir de una cuña de manto empobrecido, pero afectado por los fluidos de la subducción. Este magmatismo ocurrió durante los primeros eventos de la formación de la Faja Volcánica Transmexicana.

Se propone la existencia de reservorios magmáticos someros, donde inicialmente existieron magmas máficos similares a los xenolitos Tipo C. Después, aquí ocurrieron procesos de cristalización fraccionada, asociados con diferentes grados de asimilación cortical, para formar rocas plutónicas graníticas similares a los xenolitos Tipo A y B. También, se puede proponer que estos cuerpos plutónicos sean las raíces de donde

posiblemente surgieron las rocas volcánicas de la Sierra de Pachuca, en el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano.

Los procesos magmáticos ocurridos durante el Mioceno Medio (~11 Ma) produjeron las rocas andesíticas-dacíticas del domo C. El Ventoso. Estos procesos formaron los diferentes enclaves de textura fina (Tipo D) en reservorios o conductos muy someros. Además, estos magmas intermedios calcoalcalinos, al salir hacia la superficie, arrastraron los diferentes xenolitos graníticos que se encontraban en las raíces plutónicas más antiguas.

## **Recomendaciones**

Se deberán obtener edades isotópicas de los xenolitos tipo C y D, así como de la roca portadora o encajonante de fragmentos plutónicos. Esto con el fin de confirmar las interpretaciones propuestas en la presente tesis.

También, se recomienda realizar microanálisis de las diferentes fases cristalinas que componen a los xenolitos plutónicos, con el fin de determinar sus composiciones cristalquímicas. Esto permitirá además aplicar diferentes geotermómetros y geobarómetros con el fin de estimar la temperatura de formación de las rocas y la profundidad a la cual se formaron los reservorios magmáticos.

## Referencias

- Abrams, M.J. y Siebe, C., 1994, Cerro Xalapaxco: an unusual tuff cone with multiple explosion craters, in central Mexico (Puebla): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63, 183-199.
- Aguirre-Díaz, G.J., Dubois, M., Laureyns, J. y Schaaf, P., 2002, Nature and P-T conditions of the Crust Beneath the Central Mexican Volcanic Belt based on a Precambrian crustal xenolith: *International Geology Review*, 44(3), 222-242.
- Aparicio-Canales, O., Contreras-Cruz, D., 2016, Caracterización petrográfica y geoquímica de las rocas volcánicas del área de Epazoyucan-Singuilucan, estado de Hidalgo: Hidalgo, México, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, tesis de licenciatura, 136 pp.
- Arakawa, Y., Endo, D., Ikehata, K., Oshika, J., Shinmura, T. y Mori, Y., 2017, Two types of gabbroic xenoliths from rhyolite dominated Nijima volcano, northern part of Izu-Bonin arc: petrological and geochemical constraints: *De Gruyter Open , Open Geosci.*, 9, 1-12.
- Beard, J.S., 1986, Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: Implication for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis: *Geology*, 14, 848-851.
- Blatter, D.L. y Carmichael, I.S.E., 1998, Hornblende peridotite xenoliths from central Mexico reveal the highly oxidized nature of sub-arc upper mantle: *Geology*, 26(11), 1035-1038.
- Blenkinsop, T.G., 2000, Deformation microstructure and mechanisms in minerals and rocks; Springer Netherlands, 150 p.
- Campa, M.F. y Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Castro-García, J.A., 1991, Geología Volcánica de la Región de Tulancingo Estado de Hidalgo: Distrito Federal, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 87 pp.
- Castro-García, A. y Córdoba-Méndez, D.A., 1994, Estratigrafía del área volcánica de Tulancingo, Hidalgo, México: *Pancromo*, 23, (1), 26-39.
- Centeno-García, E., 2017, Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview: *Ore Geology Reviews*, 81, 1035-1052.
- Chen, Y.D., Price, R.C y White, A. 1989, Inclusion in three S-type granites from southeastern Australia: *Journal of petrology*, 30, 1181-1218.

- Church, S.E. y Tatsumoto, M., 1975, Lead isotope relations in Oceanic Ridges Basalts from the Juan de Fuca-Gorda Ridge Area, NE Pacific Ocean: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 53, 253-279.
- Cole, J.W., Deering, C.D., Burt, R.M., Sewell, S., Shane, P.A.R. y Matthews, N.E., 2014, Okataina Volcanic Centre, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: A review of volcanism and synchronous pluton development in an active, dominantly silicic caldera system: *Earth-Science Reviews*, 128, 1-17.
- Corona-Chávez, P., Reyes-Salas, M., Garduño-Monroy, V.H., Israde-Alcántara, I., Lozano-Santa Cruz, R., Morton-Bermea, O. y Hernández-Álvarez, E., 2006, Asimilación de xenolitos graníticos en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato: el caso de Arócutin Michoacán, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(2), 233-245.
- Corsaro, R.A., Rotolo, S.G., Cocina, O. y Tumbarello, G., 2013, Cognate xenoliths in Mt. Etna lavas: witnesses of the high-velocity body beneath the volcano; *Bulletin of Volcanology*, 76, 722.
- Cox, K.G., Bell, J. D. y Pankhurst, R. J., 1979, *The interpretation of igneous rocks*: George, Allen and Uwin, London, 450 pp.
- Dávalos-Elizondo, M.G., 2009, *Petrología y geoquímica de xenolitos ultramáficos en Cd. Serdán, Puebla, porción oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana: Distrito Federal, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, tesis de Maestría, 90 pp.*
- Díaz-Rocha, D. 2019, *Revalidación de dos diferentes técnicas de separación de zircones para obtener edades de roca por el método U-Pb: Ciudad de México, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de licenciatura, 111 pp.*
- Didier J. y Barbarin, B., 1991, *Enclaves and granite petrology*: New York, Elsevier, 625 pp.
- Drummond, M.S. y Defant, M.J., 1990, A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparison: *Journal Geophysical Research*, 95 (2), 1503-1521
- EarthChem, 2019, <http://www.earthchemportal.org>
- Ferrari, L., 2000, Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 84-92.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: *Tectonophysics* 522-523, 122-149.

- Frost, R. B., Barnes C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. y Frost, C. D., 2001, A geochemical classification for granitic rocks: *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.
- Frost, R. B. y Frost, C. D., 2008, A geochemical classification for feldspathic igneous rock: *Journal of Petrology*, 49, 1955-1969.
- García-Palomo, A., Macías, J.L. y Garduño, V.H., 2000, Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico: *Tectonophysics*, 522-523, 122-149.
- García-Palomo A., Macías J.L., Tolson G., Valdez G. y Mora J.C. 2002, Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 41 (2), 133-150.
- García-Tovar, G. P., Martínez-Serrano, R. G., Sole, J., Correa-Tello, J. C., Nuñez-Castillo, E. Y., Guillou, H. y Monroy-Rodriguez, E., 2015, Geología, geocronología y geoquímica del vulcanismo Plio-Cuaternario del Campo Volcánico Apan-Tecocomulco, Faja Volcánica Trans-Mexicana: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(1), 100-122.
- Geyne, A.R., Fries, Jr. C., Segerstrom, K., Black, R.F. y Wilson, I.F., 1963. Geología y yacimientos minerales del Distrito de Pachuca-Real del Monte, Estado de Hidalgo, México: Pachuca, Hidalgo: Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Publicación 5-E, 222 pp.
- Geyne, A.R., Fries, C., Segerstrom, K., Black, R.F., y Wilson, I., 1990, Geology and mineral deposits of the Pachuca- Real del Monte district, Hidalgo, México in *Silver deposit of Mexico: Geological Society of America Bulletin*, 241-258.
- Ghiorso, M.S. y Sack, R.O., 1995, Chemical mass transfer in magmatic processes, IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid–solid equilibrium magmatic systems at elevated temperatures and pressures: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119, 197– 212.
- Giosa, T.A. y Nelson, S.A., 1985, Gabbroic xenoliths in alkaline lavas in the region of Sanganguey Volcano, Nayarit, Mexico; Florida, USA: *Geol. Soc. Am. Abstr Programs*, 17, 98.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T. y Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario*, 57(3), 227-283.
- Haskin, L. A., Haskin, M. A., Frey, F. A. y Wildman, T. R., 1968, Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths, in Ahrens, L. H. (eds) *Origin and Distribution of Elements: Oxford, Pergamon*, 1, 889-911.
- Hemming, S.R. y McLennan, S.M., 2001, Pb isotope compositions of modern deep sea turbidites: *Earth Planetary Sciences Letters*, 184, 489-503.



- Huang, W., 1968, *Petrology*; Unión Tipográfica, Editorial Hispano America, 600 pp.
- Jacob-Albarrán, J., 1986, Estudio petrogenético de las rocas ígneas de la porción central del Eje Neovolcánico: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Reporte Interno, 47 pp.
- Johnston, B., 2001, Magmatic enclaves and evidence for magma mixing in The Oak Point Granite Deer Isle, Maine, U.S.A.: Maine, U.S.A, University of Maine, tesis de maestría, 151 pp.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F. y López, R., 2003, Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications: *Precambrian Research*, 120, 365-389.
- LaGatta, A., 2003, Arc magma genesis in the eastern Mexican Volcanic Belt: Universidad de Columbia, Nueva York, U.S.A., tesis doctoral, 365 pp.
- Lawlor, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Ochoa-Camarillo, H., Lopez, R. y Sampson, D.E., 1999, U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico: *Precambrian Research*, 94, 73-99.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H. y Wolley, A.R., 2002, *Igneous Rocks a classification and glossary of terms*: Cambridge University Press, 240p.
- Lenhardt, N., Bohnel, H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I.S., Hornung, J. y Hinderer, M., 2010, Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Mioceno volcanoclastic Tepoztlan Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico): *Bulletin of Volcanology*, 72, 817-832.
- López-Hernández, A. y Castillo-Hernández, D., 1997, Exploratory Drilling at Aocolco, Puebla, México: A hydrothermal system with only nonthermal manifestations: *Geothermal Resources Council Transactions*, 21, 429-433.
- LUGIS, 2000, Manual interno de procedimientos del Laboratorio Universitario de Geoquímico Isotópica: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica.
- Martínez-González, I.R., 2018, Aportaciones petrográficas, geoquímicas e isotópicas, en la caracterización petrogenética de rocas volcánicas de la Sierra de Pachuca: Ciudad de México, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de Licenciatura, 116 pp.
- Martínez-Sánchez, L.E., 2016, Estudio geológico, geoquímico y geocronológico del Granito Maxala, del magmatismo carbonífero de México (Hidalgo y Veracruz): Distrito Federal, México,

Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticoman, tesis de licenciatura, 165 pp.

- Martínez-Serrano, R.G., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, M.S., Hernández-Treviño, T., Morales-Contreras, J.J. y Macías, J.L., 2004, Sr, Nd and Pb isotope and geochemical data from the Quaternary Nevado de Toluca volcano, a source of recent adakitic magmatism and the Tenango Volcanic Field, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 138(1-2), 77-110.
- Martiny, B., Martínez-Serrano, R.G., Morán-Zenteno, D.J., Macías-Romo, C. y Ayuso, R.A., 2000, Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca, southern Mexico: *Tectonophysics*, 318, 71-98.
- McKee, E. H., Dreier, J.E y Noble, E.H., 1992, Early Miocene hydrothermal activity at Pachuca-Real del Monte, Mexico: An example of spacetime association of volcanism and epithermal Ag-Au mineralization: *Economic Geology*, 87, 1635-1637.
- Meléndez-Pizarro, C. O. y Camacho-Davila, A. A., 2009, Espectrometría de fluorescencia de Rayos X, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad Autónoma de Chihuahua, *Aventuras del Pensamiento*, 1-4.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y. y Goldstein, S., 2007, Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt: *Chemical Geology*, 244, 452-473.
- Nakamura, N., 1974, Determinations of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757-775.
- Nelson, S.A. y Lighthart, A., 1997, Field excursion to the Sierra Las Navajas, Hidalgo, México, a Pleistocene peralkaline rhyolite complex with a large debris avalanche deposit. IICTI de la UAEH e IG de la UNAM. II Convención sobre La Evolución Geológica de México y Recursos Asociados. Pachuca, Hgo., Mexico, libro-guía de las excursiones geológicas, Excursión 4, 89-96.
- Núñez-Velázquez, M.V., 2018, Volcán Las Navajas, estado de Hidalgo: Características geoquímicas e isotópicas del magmatismo peralcalino en la Faja Volcánica Trans-mexicana: Ciudad de México, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de Licenciatura, 129 pp.
- O'conor, J.T., 1965, Aclassification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratio: *US Geological Survey Professional paper*, 525, 79-84.

- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L. y Speed, R. C., 1994, Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, in Speed, R. C. (ed.), Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions: Illinois, EE.UU., Boulder, CO, Geological Society of America, DNAG Continent-Ocean Transect Series, 265-306.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J. y Centeno-García, E., 1995, Oaxquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, 23(12), 1127-1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M. y Dávalos-Elizondo, M.G., 2008, On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(2), 346-364.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Gómez-Tuena, A., Mori, L., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C. and Solari, L.A., 2012, Petrology of high-grade crustal xenoliths in the Chalcatzingo Miocene subvolcanic field, southern Mexico: buried basement of the Guerrero-Morelos plataform and tectonostratigraphic implications: *International Geology Review*, 54(14), 1597-1634.
- Ortega-Gutierrez, F., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Solari, L.A., Reyes-Salas, M. y Macias-Romo, C., 2014, Petrology and geochemistry of the Valle de Santiago lower-crust xenoliths: Young tectonothermal processes beneath the central Trans-Mexican volcanic belt: *Lithosphere*, 6(5), 335-360.
- Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A. y Vezzoli, L., 1991, Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán: Boulder, CO, Geological Society of America, Map and Chart Series MCH072, 1 mapa con texto, 22 pp.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of petrology*, 25(4), 956-983.
- Ramírez-Ramírez, B.B., 2016, Campo volcánico San Vicente estado de Hidalgo, Faja Volcánica Trans-mexicana: variaciones geoquímicas e isotópicas y su relación con el retroceso del arco hacia la trinchera: Distrito Federal, México, Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticoman, tesis de Licenciatura, 133 pp.
- Rollinson, H., 1993, Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation: Essex, Logman Scientific & Technical, 315 pp.
- Rubatto, D., 2002, Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and link between U-Pb ages and metamorphism: *Chemical Geology*, 184, 123-138.

- Ruiz, J., Patchett, J.P. y Arculus, R.J., 1988, Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths; evidence for the origin of mid-tertiary felsic volcanics in Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 36-43.
- Sáenz-Pita, M., 2017, Estudio geológico y geoquímico de la región norte de Tulancingo, Hidalgo con fines de prospección minera: Ciudad de México, México, Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticoman, tesis de Maestría, 87 pp.
- Schaaf, P. y Carrasco-Núñez, G., 2010, Geochemical and isotopic profile of Pico de Orizaba (Citlaltépetl) volcano, Mexico: Insights for magma generation processes: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197, 108-122.
- Schaaf, P., Heinrich, W. y Besch, T., 1994, Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico—evidence from granulite-facies xenolith suite: *Chemical Geology*, 118, 63-84.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C. y Macías, J.L., 2005, Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic Rocks from Popocatépetl, and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico: *Journal of Petrology*, 45(6), 1243-1282.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, R., 1993, Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America, Special Paper, 278, 153 pp.
- Seegerstrom, K., 1956. Estratigrafía y tectónica del Cenozoico entre México, D. F. y Zimapan, Hgo. Congreso Geológico Internacional 20, Mexico 1956, Libreto-guia de Excursiones A-3 y C-1, 11-22.
- SGM, 2017, San Lorenzo Axatepec, F14-D63, escala 1:50,000, estados de Hidalgo y Veracruz: Pachuca, Hidalgo, Servicio Geológico Mexicano, Informe técnico, 78 pp.
- Shand, S.J., 1947, *The eruptive rocks*: Nueva York, John Wiley, 444 pp.
- Sieron, K. y Siebe, C., 2008, Revised stratigraphy and eruption rates of Ceboruco stratovolcano and surrounding monogenetic vents (Nayarit, Mexico) from historical documents and new radiocarbon dates: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176, 241-264.
- Silver, L.T., Anderson, T.H. y Ortega-Gutiérrez, F., 1994, The “thousand million year” old orogeny of southern and eastern Mexico: Geological Society of America, Annual Meeting, Abstracts with Programs, 26, A48.
- Spieß, R., Dibona, R., Faccenda, M., Mattioli, M. y Renzulli, A., 2017, Mylonitic gabbro nodules of Stromboli (southern Italy): Microstructural evidence of high-temperature deformation of

- cumulates during the evolution of the magmatic crustal roots of an active volcano: Geological Society of America Special Paper 526, 89-105.
- Stacey, J.S. y Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth Planetary Science Letters*, 26, 207-221.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes, in Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins: Geological Society (London), Special Publication*, 42, 313-345.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Flores-Ruiz, J., 1996, Bouger gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico: *International Geology Reviews*, 38, 176-194.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Uribe-Cifuentes, R.M., 1999, Lower crust xenoliths from the Valle de Santiago Maar Field, Michoacan-Guanajuato volcanic field, Central Mexico: *International Geology Review*, 41(12), 1067-1081.
- Verma, S.P., 2001, Geochemical evidence for lithospheric source for magma from Acoculco Caldera, Eastern Mexcan Volcanic Belt: *International Geology Review*, 43(1), 31-51.
- Vernon, R.H., 1984, Microgranitoid enclaves in granites-globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment; *Nature*, 309, 438-439.
- Wilcox, R., 1954, *Petrology of Parícutin Volcano Mexico: Geological Survey Bulletin* 965-C, 315 pp.
- Wilson, M., 1989, *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach: Unwin Hyman, London-Boston-Sydney-Wellington*, 466 pp.
- Yáñez, P., Ruiz, J., Patchett, J.P., Ortega-Gutierrez, F. y Gehrels, G.E., 1991, Isotopic studies of the Acatlan Complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics: *Geological Society of American Bulletin*, 103, 817-828.
- Zindler, A. y Hart, S.R., 1986, Chemical geodynamics: *Annual Reviews Earth Planetary Science*, 14, 493-571.

## **Anexos**

### **A1**

#### **Pesado y lixiviado de las muestras**

Para el pesado de las muestras, se utilizó una balanza de precisión de 5 dígitos y bombas de teflón con tapa de rosca y fondo redondo. Previamente, el área de trabajo es limpiada y las bombas son pasadas por un ventilador antiestático. Enseguida, se pesa cada bomba con su tapa sin muestra, posteriormente se coloca la muestra y nuevamente se pesa la bomba. El peso total de la muestra es obtenida con base en la diferencia de los dos pesos. El proceso de lixiviado permite eliminar el plomo externo (alteración) existente en la muestra. Para eliminar el plomo externo se agrega 8 ml de HCl 6N a cada muestra, estas muestras son dejadas 1 hora sobre las parrillas de calentamiento a una temperatura de 100°C, con las bombas tapadas. Pasando la hora el HCl es decantado, se agrega agua Milli-Q a las muestras y son dejadas media hora en la parrilla de calentamiento, y después el agua es desechada. Las muestras son enjuagadas con agua Milli-Q nuevamente y se decanta, esto se repite una o dos veces, hasta que el agua sea transparente. Por último las muestras se dejan en la parrilla de evaporación total por unas 2 horas, y después se pesan nuevamente las bombas con la muestra (peso después del lixiviado).

#### **Digestión química**

La digestión química permite poner la muestra en solución y prepararla para la separación del Sr y Nd. Después de haber pesado las bombas con la muestra, se les agrega de 1 a 2 ml de HNO<sub>3</sub> 8N y de 5 a 7 ml de ácido fluorhídrico (HF) al 40%. Se tapan y se dejan reposar sobre las parrillas de calentamiento (T=80 a 90°C) al menos 48 horas. Luego se destapan cada bomba, cuidando que no queden residuos o gotas en la tapas o en las paredes, y se dejan evaporar por 10 hrs. Después de este tiempo se destapan las muestras hasta su evaporación total, quedando una pasta amarillas compuesta por cloratos.

Finalmente, se agregan 5 ml de HBr 1N, se dejan las muestras reposando en la parrilla de calentamiento hasta que disuelva y posteriormente se dejan destapadas las bombas hasta su evaporación total del ácido. Al finalizar este proceso, las muestras quedan listas para el proceso de separación de elementos (Sr y Nd).

### **Separación de elementos**

En este paso, es muy importante en el análisis isotópico de las muestras, ya que la presencia de otros elementos puede interferir en las mediciones con el espectrómetro (interferencias isobáricas).

En la separación de elementos se lleva a cabo en tres etapas. En la primera etapa se separa el estroncio (Sr) y las Tierras (REE), y en la segunda se separa el samario (Sm) y el neodimio (Nd), y en la tercera se separa el Pb. Las separaciones se elaboraron en columnas de intercambio iónico, que son calibradas constantemente.

#### ***Separación de Sr y las Tierras Raras (REE)***

Para la separación del rubidio (Rb), estroncio (Sr) y Tierras Raras (REE) se utilizaron columnas de cuarzo de 17.5 cm de altura, un radio de 0.9 cm y un relleno de resina catiónica de 16 cm de altura. El procedimiento tiene una duración de 12 hrs y es realizado bajo la supervisión de la M. en C. Gabriela Solís Pichardo en el LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM.

Procedimiento:

- 1) Preparación de las muestras. Se diluye las muestras en 1.5 ml de HCl 2N y dejarlas sobre la parrilla de calentamiento durante media hora.
- 2) Preparación de las columnas. Se acondiciona la resina con 30 ml de HCl 2N, después se saca la muestra con una pipeta Pasteur y colocarla directamente sobre la resina. Se pipetea 4 veces con 1 ml de HCl 2N y dejar asentar cada vez, luego se agrega 16 ml de HCl 2N y dejar pasar totalmente.

- 3) Separación de Sr y Tierras Raras. Se agregan una serie de ácidos con diferentes concentraciones, primero se agrega 16 ml de HCl 2N, después 10 ml HCl 6N. Luego se colocan vasos de teflón con capacidad de 250 ml bajo las columnas. Posteriormente, se agregan 15 ml de HCl 6N y se recupera la solución con Sr. Para recuperar las Tierras Raras, inicialmente se agregan 10 ml 6N y posteriormente se agregan 25 ml de HCl 6N.
- 4) Por último se tiene que limpiar las columnas, para ello se agregan 120 ml de HCl 6N y esperar hasta que pasen totalmente.

Las soluciones recuperadas con Sr se ponen a secar con luz infrarroja hasta poderse verter en vasitos de 2 ml, posteriormente se calientan nuevamente hasta la sequedad total, y las muestras quedan listas para cargarse sobre los filamentos y poder medirse en el espectrómetro de masas.

#### ***Separación del neodimio Nd***

Las soluciones recuperadas con las Tierras Raras (REE) pasan por otro proceso para poder separar el Nd. Se utilizan otras columnas de intercambio iónico, las cuales son de menores dimensiones. A diferencia de las columnas de intercambio iónico usadas para la separación de Rb y Sr, cada columna esta calibrada con diferentes volúmenes de ácidos. El procedimiento para la separación del Nd es muy similar con el del Sr. Sin embargo, los volúmenes para la separación se deben consultarse en las hojas de trabajo del laboratorio.

Procedimiento:

- 1) Preparación de las muestras. Se tiene que diluir las muestras en 200 ul de HCl 0.18N.
- 2) Preparación de las columnas. Primero se tiene que acondicionar la resina 2 veces con 5 ml de HCl 0.18N. Después se tiene que sacar las muestras con una pipeta Pasteur y colocarlas directamente sobre la resina. Luego se pipetea 4 veces con 200 ul de HCl 0.18N y deja asentar cada vez.
- 3) Separación de Tierras Raras. Se agregan 5 a 12 ml de HCl 0.18N. Luego se agregan de 3 a 5ml de HCl 0.18N y se recuperan la solución con Nd.



- 4) Limpieza de las columnas. Se agregan 10 ml de  $\text{HCl}$  6N y esperar hasta que pasen totalmente.

Las soluciones recuperadas con Nd se ponen a secar bajo luz infrarroja hasta poderse verter en vasos de teflón de 1.5 ml. Estos vasos se calientan nuevamente hasta evaporación total quedando listas para cargarlas en los filamentos en el espectrómetro de masas.

### ***Separación del plomo Pb***

Para la separación del Pb se necesita columnas de teflón de 3 cm de alto y con un radio interior de 2 mm, y 300  $\mu\text{L}$  de relleno de resina aniónica DOWEX AG1-X8. El procedimiento se realiza bajo una campana de flujo laminar de calidad de 10. Se siguieron los siguientes pasos:

- ✓ Preparación de muestras. Se agregan 1.5 ml de HBr 1N y se dejan sobre la parrilla de calentamiento ( $T \sim 100^\circ\text{C}$ ), tapadas por 30 minutos, hasta que se disuelva totalmente.
- ✓ Preparación de columnas: Se agrega 325  $\mu\text{L}$  de resina a las columnas con una pipeta y se deja asentar la resina. Se colocan vasos de vidrio con capacidad de 50 mL bajo cada columna.
- ✓ Limpieza de resina. Agregar un volumen de columna (CV) de agua mili-Q, después se limpia la resina con  $\frac{1}{2}$  de CV de  $\text{HNO}_3$  con una concentración de 8N. Repetir alternadamente 1 CV de agua Milli-Q con  $\frac{1}{2}$  CV de  $\text{HCl}$  6N, y terminar con agua Milli-Q. Es necesario dejar pasar todo el volumen cada vez. Por último se acondiciona la resina con  $\frac{1}{2}$  CV HBr 1 N.
- ✓ Cargar la muestra. Se saca la muestra con una pipeta y se coloca sobre la resina. Se cambia la punta de la pipeta entre cada carga de muestra. Se coloca las bombas de teflón bajo las columnas para recuperar en ellas el Sr y las REE.
- ✓ Añadir 300  $\mu\text{L}$  de HBr 1N y posteriormente añadir 2 veces 600  $\mu\text{L}$  de HBr 1N y dejar pasar todo el volumen cada vez. Después se agregan 12 gotas de  $\text{HCl}$  2N y dejar

pasar totalmente. Se recuperan las soluciones y se ponen a evaporar en las lámparas de calentamiento para su posterior separación de Sr y las tierras raras.

- ✓ Colecta de Pb. Se colocan las bombas de teflón nuevas para recuperar el Pb, y se agregan 1.5 ml de HCl 6N a las columnas.
- ✓ Luego recuperar el Pb, se agregan una gota de  $H_3PO_4$  0.1N directo a las muestra dentro de la bomba de teflón.
- ✓ Las soluciones recuperadas se ponen a evaporara bajo parrillas de calentamiento, hasta la sequedad total, así quedan listas para cagar sobre los filamentos del espectrómetro de masas.
- ✓ Limpieza de columnas. Se vacía la resina con ayuda de agua Milli-Q y se ponen a remojar en ácido nítrico 8N.

### **Carga de Sr y Nd en los filamentos y adquisición de datos**

Después de la separación química del Sr y Nd, estos son cargados en forma de soluciones de 1 a 3  $\mu$ L en los filamentos de renio previamente desgasificados. Antes de realizar la carga, se les agrega 5 $\mu$ L de HCl a cada muestra de Sr y Nd para dejar en solución. En el caso de las muestras para determinar el Pb se tiene que agregar 1  $\mu$ L de silicagel más 1 $\mu$ L de  $H_3PO_4$ . Las muestras son cargadas en los filamentos calentados a 1A de corriente y posteriormente se aumenta el amperaje lentamente desde 1-5 a 2.3A, hasta observar la incandescencia del filamento. Inmediatamente se baja el amperaje a cero y se retira el porta-filamento con la muestra cargada.

Ya cargadas las muestras, se insertan en la fuente del espectrómetro de masas. Para las muestras de Sr y Nd, se hace un arreglo de dos filamentos; uno de ionización (sin muestras y desgasificado) y otro de evaporación, el cual contiene la muestra. Las muestras de Pb simplemente se cargan en el filamento de evaporación. En un carrusel se colocan las 6 muestras y el estándar.

Las relaciones isotópicas son determinadas con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca Thermo Scientific modelo Triton Plus para los isotopos de Sr y Nd, y

en el caso de las relaciones de Pb se utilizó el espectrómetro de la marca Finningan MAT262. Las mediciones se realizaron en modo estático. Para cada medición de Sr se hacen seis bloques de 10 mediciones por cada muestra, y para el Nd se realiza siete bloques de 10 mediciones por muestra. Para las relaciones de Pb se realizan 5 bloques con 20 mediciones por muestra.

A2

Tabla A1.- Análisis geocronológicos U-Pb de los zircones del xenolito EP-100 (tipo B). La muestra fue obtenida en las siguientes coordenadas: UTM 14 545975E, 2215100N.

Muestra	U (ppm) <sup>1</sup>	Th (ppm) <sup>1</sup>	Th/U	CORRECTED RATIOS <sup>2</sup>									CORRECTED AGES (Ma)						Best age (Ma)	±2σ	Disc %
				<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2σ abs	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2σ abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2σ abs	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	±2σ abs	Rho	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2σ			
EP-100_Zrn-01	48.5	22.94	0.47	0.4300	0.1300	0.1920	0.0480	0.0033	0.0005	0.0064	0.0017	0.12	21.0	3.3	175.0	42.0	4050.0	510.0	21.0	3.3	88.0
EP-100_Zrn-02	214	304	1.42	0.0840	0.0180	0.0415	0.0087	0.0035	0.0002	0.0014	0.0002	-0.14	22.7	1.1	40.9	8.5	850.0	500.0	22.7	1.1	44.5
EP-100_Zrn-03	52.9	37.2	0.70	0.1340	0.0360	0.0600	0.0150	0.0035	0.0003	0.0020	0.0005	-0.21	22.6	2.1	58.0	15.0	1310.0	700.0	22.6	2.1	61.0
EP-100_Zrn-04	91.3	78.9	0.86	0.1470	0.0400	0.0690	0.0180	0.0037	0.0003	0.0016	0.0003	-0.25	24.1	2.0	66.0	17.0	1460.0	720.0	24.1	2.0	63.5
EP-100_Zrn-05	67.04	48.1	0.72	0.1380	0.0320	0.0580	0.0120	0.0037	0.0004	0.0013	0.0003	-0.29	23.5	2.3	57.0	12.0	2210.0	390.0	23.5	2.3	58.8
EP-100_Zrn-06	45.7	34.12	0.75	0.1820	0.0410	0.1000	0.0220	0.0043	0.0004	0.0032	0.0006	0.30	27.5	2.7	98.0	21.0	1950.0	640.0	27.5	2.7	71.9
EP-100_Zrn-07	35.3	26.1	0.74	0.1420	0.0580	0.0600	0.0240	0.0032	0.0005	0.0028	0.0008	0.07	20.7	3.1	63.0	24.0	1100.0	1000.0	20.7	3.1	67.1
EP-100_Zrn-08	58.1	51.8	0.89	0.1320	0.0430	0.0580	0.0170	0.0032	0.0003	0.0017	0.0005	0.00	20.3	2.0	56.0	16.0	1340.0	820.0	20.3	2.0	63.8
EP-100_Zrn-09	56.4	36.5	0.65	0.0610	0.0270	0.0290	0.0120	0.0033	0.0004	0.0012	0.0003	0.13	21.5	2.5	28.0	12.0	60.0	760.0	21.5	2.5	23.2
EP-100_Zrn-10	41.1	30.6	0.74	0.1310	0.0380	0.0570	0.0160	0.0034	0.0004	0.0015	0.0005	0.08	22.0	2.3	55.0	15.0	1050.0	750.0	22.0	2.3	60.0
EP-100_Zrn-11	62.58	52.6	0.84	0.0660	0.0220	0.0370	0.0130	0.0038	0.0004	0.0020	0.0004	0.53	24.3	2.4	37.0	12.0	410.0	690.0	24.3	2.4	34.3
EP-100_Zrn-12	40.6	30.73	0.76	0.0990	0.0600	0.0370	0.0210	0.0032	0.0007	0.0018	0.0006	0.47	20.6	4.6	36.0	20.0	500.0	1300.0	20.6	4.6	42.8
EP-100_Zrn-13	71.9	48.4	0.67	0.0940	0.0310	0.0400	0.0120	0.0034	0.0003	0.0014	0.0003	0.05	22.0	2.0	39.0	12.0	690.0	690.0	22.0	2.0	43.6
EP-100_Zrn-14	55.2	55.9	1.01	0.0860	0.0540	0.0280	0.0180	0.0030	0.0004	0.0011	0.0003	-0.02	19.2	2.8	27.0	17.0	-100.0	1100.0	19.2	2.8	28.9
EP-100_Zrn-15	53.85	40.78	0.76	0.0600	0.0320	0.0240	0.0120	0.0039	0.0004	0.0013	0.0004	-0.25	24.9	2.2	27.0	14.0	-170.0	810.0	24.9	2.2	7.8
EP-100_Zrn-16	47.7	34.6	0.73	0.1390	0.0310	0.0860	0.0180	0.0041	0.0005	0.0030	0.0005	0.17	26.5	3.1	83.0	17.0	1870.0	590.0	26.5	3.1	68.1
EP-100_Zrn-17	43.1	37.3	0.87	0.2410	0.0430	0.1300	0.0230	0.0038	0.0003	0.0035	0.0005	0.22	24.6	1.9	122.0	20.0	3110.0	290.0	24.6	1.9	79.8
EP-100_Zrn-18	129.8	48.4	0.37	0.0814	0.0027	2.2470	0.0900	0.2026	0.0040	0.0609	0.0029	0.58	1189.0	22.0	1193.0	29.0	1221.0	67.0	1189.0	22.0	0.3
EP-100_Zrn-19	78.3	82	1.05	0.0880	0.0170	0.0392	0.0078	0.0035	0.0003	0.0015	0.0003	0.29	22.3	1.8	38.6	7.6	910.0	470.0	22.3	1.8	42.2
EP-100_Zrn-20	170	193	1.14	0.0830	0.0260	0.0307	0.0088	0.0032	0.0003	0.0014	0.0002	-0.44	20.4	1.9	35.0	10.0	890.0	670.0	20.4	1.9	41.7
EP-100_Zrn-21	46.8	37.5	0.80	0.1460	0.0400	0.0630	0.0160	0.0034	0.0003	0.0016	0.0003	0.13	21.8	2.0	60.0	15.0	1190.0	640.0	21.8	2.0	63.7
EP-100_Zrn-22	521	260	0.50	0.0908	0.0093	0.0419	0.0036	0.0033	0.0001	0.0019	0.0002	-0.33	21.4	0.8	41.7	3.5	1420.0	200.0	21.4	0.8	48.6
EP-100_Zrn-23	70.01	61.9	0.88	0.0730	0.0280	0.0253	0.0099	0.0034	0.0003	0.0018	0.0004	-0.15	22.1	2.0	25.0	9.8	210.0	710.0	22.1	2.0	11.6
EP-100_Zrn-24	51.8	54.7	1.06	0.3000	0.1000	0.1850	0.0560	0.0049	0.0006	0.0043	0.0007	0.35	31.4	3.5	169.0	47.0	3280.0	620.0	31.4	3.5	81.4
EP-100_Zrn-25	34.6	25.65	0.74	0.2030	0.0440	0.1290	0.0250	0.0046	0.0004	0.0044	0.0008	0.03	29.8	2.7	121.0	22.0	2890.0	360.0	29.8	2.7	75.4

Tabla A2.- Resultados de los análisis geocronológicos U-Pb de los zircones del xenolito EP-117 (tipo B). La muestra fue obtenida en las siguientes coordenadas: UTM 14 545975E, 2215100N.

Muestra	U (ppm) <sup>1</sup>	Th (ppm) <sup>1</sup>	Th/U	CORRECTED RATIOS <sup>2</sup>									CORRECTED AGES (Ma)						Best age (Ma)	±2σ	Disc %
				<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2σ abs	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2σ abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2σ abs	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	±2σ abs	Rho	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2σ			
EP-117_Zrn-01	101	69.1	0.68	0.0690	0.0280	0.0340	0.0130	0.0036	0.0003	0.0016	0.0003	-0.15	23.0	1.8	33.0	12.0	270.0	720.0	23.0	1.8	30.3
EP-117_Zrn-02	139.1	135.6	0.97	0.1190	0.0230	0.0590	0.0110	0.0036	0.0003	0.0017	0.0003	-0.10	23.2	1.7	58.0	10.0	1850.0	430.0	23.2	1.7	60.0
EP-117_Zrn-03	130.1	56.2	0.43	0.0650	0.0190	0.0333	0.0085	0.0035	0.0003	0.0015	0.0004	0.18	22.2	1.6	33.0	8.3	630.0	600.0	22.2	1.6	32.7
EP-117_Zrn-04	69.1	45	0.65	0.3450	0.0470	0.2360	0.0340	0.0050	0.0004	0.0083	0.0010	0.37	32.2	2.5	214.0	28.0	3530.0	270.0	32.2	2.5	85.0
EP-117_Zrn-05	102.2	88.8	0.87	0.1430	0.0270	0.0610	0.0110	0.0035	0.0003	0.0016	0.0003	0.17	22.3	2.0	60.0	11.0	2180.0	360.0	22.3	2.0	62.8
EP-117_Zrn-06	85.5	53.2	0.62	0.1920	0.0550	0.1030	0.0250	0.0038	0.0004	0.0042	0.0005	0.16	24.4	2.5	98.0	23.0	2470.0	500.0	24.4	2.5	75.1
EP-117_Zrn-07	357	265	0.74	0.0820	0.0210	0.0394	0.0092	0.0037	0.0002	0.0016	0.0003	-0.15	24.0	1.3	42.0	10.0	960.0	570.0	24.0	1.3	42.9
EP-117_Zrn-08	90	66.7	0.74	0.1200	0.0240	0.0610	0.0110	0.0040	0.0003	0.0022	0.0003	-0.02	25.4	1.8	60.0	10.0	1990.0	370.0	25.4	1.8	57.7
EP-117_Zrn-09	117.4	93.5	0.80	0.0930	0.0230	0.0490	0.0120	0.0037	0.0002	0.0022	0.0003	0.32	23.8	1.5	48.0	12.0	1010.0	570.0	23.8	1.5	50.4
EP-117_Zrn-10	300	281	0.94	0.0730	0.0120	0.0376	0.0067	0.0037	0.0002	0.0014	0.0002	0.36	23.9	1.4	37.4	6.5	1000.0	340.0	23.9	1.4	36.1
EP-117_Zrn-11	710	557	0.78	0.0690	0.0100	0.0371	0.0053	0.0040	0.0002	0.0016	0.0002	-0.15	25.9	1.0	36.9	5.2	900.0	310.0	25.9	1.0	29.9
EP-117_Zrn-12	80.2	59.3	0.74	0.1160	0.0340	0.0490	0.0150	0.0031	0.0003	0.0015	0.0003	0.24	19.8	1.7	48.0	14.0	1250.0	730.0	19.8	1.7	58.8
EP-117_Zrn-13	58.3	51.2	0.88	0.2920	0.0550	0.1640	0.0290	0.0039	0.0005	0.0040	0.0006	0.16	25.1	3.3	152.0	26.0	3330.0	470.0	25.1	3.3	83.5
EP-117_Zrn-14	188.2	107.5	0.57	0.0620	0.0200	0.0270	0.0074	0.0036	0.0003	0.0022	0.0003	-0.06	23.0	2.0	26.9	7.3	470.0	580.0	23.0	2.0	14.5
EP-117_Zrn-15	89	91.3	1.03	0.0770	0.0270	0.0440	0.0140	0.0039	0.0002	0.0014	0.0002	0.02	25.4	1.4	43.0	14.0	450.0	670.0	25.4	1.4	40.9
EP-117_Zrn-16	137	118	0.86	0.0820	0.0200	0.0333	0.0076	0.0033	0.0002	0.0013	0.0002	0.03	21.0	1.5	32.9	7.5	680.0	530.0	21.0	1.5	36.2
EP-117_Zrn-17	5460	2260	0.41	0.0497	0.0039	0.0204	0.0019	0.0030	0.0001	0.0011	0.0001	0.46	19.3	0.5	20.5	1.9	170.0	170.0	19.3	0.5	5.8
EP-117_Zrn-18	1840	1440	0.78	0.0536	0.0047	0.0219	0.0024	0.0030	0.0001	0.0012	0.0002	0.37	19.3	0.9	22.0	2.4	320.0	190.0	19.3	0.9	12.3
EP-117_Zrn-19	112.7	88.1	0.78	0.1130	0.0340	0.0600	0.0180	0.0038	0.0003	0.0024	0.0006	0.16	24.5	2.2	59.0	17.0	1540.0	540.0	24.5	2.2	58.5
EP-117_Zrn-20	1219	387	0.32	0.0549	0.0052	0.0261	0.0024	0.0035	0.0001	0.0014	0.0001	0.44	22.3	0.8	26.2	2.4	380.0	200.0	22.3	0.8	15.0
EP-117_Zrn-21	77.3	50.7	0.66	0.2550	0.0780	0.1000	0.0290	0.0037	0.0005	0.0032	0.0007	0.27	23.9	3.3	104.0	32.0	3180.0	400.0	23.9	3.3	77.0
EP-117_Zrn-22	930	960	1.03	0.0564	0.0063	0.0271	0.0034	0.0037	0.0002	0.0013	0.0001	0.15	23.6	1.2	27.1	3.4	410.0	250.0	23.6	1.2	12.9
EP-117_Zrn-23	63.56	62.1	0.98	0.0800	0.0330	0.0380	0.0150	0.0037	0.0005	0.0020	0.0005	0.29	23.5	3.2	37.0	15.0	410.0	900.0	23.5	3.2	36.5
EP-117_Zrn-24	42.4	36.1	0.85	0.1100	0.0640	0.0380	0.0180	0.0037	0.0005	0.0018	0.0006	-0.18	23.7	3.4	37.0	17.0	600.0	1000.0	23.7	3.4	35.9
EP-117_Zrn-25	55.3	48.6	0.88	0.1570	0.0450	0.0800	0.0210	0.0042	0.0004	0.0021	0.0004	-0.16	27.0	2.5	76.0	20.0	1690.0	730.0	27.0	2.5	64.5
EP-117_Zrn-26	74.8	71.9	0.96	0.1470	0.0420	0.0920	0.0280	0.0040	0.0004	0.0033	0.0005	0.50	25.9	2.2	87.0	26.0	2420.0	480.0	25.9	2.2	70.2
EP-117_Zrn-27	50.7	43	0.85	0.0790	0.0310	0.0400	0.0150	0.0042	0.0004	0.0018	0.0004	-0.03	27.2	2.3	39.0	15.0	440.0	790.0	27.2	2.3	30.3
EP-117_Zrn-28	114.6	77.9	0.68	0.0940	0.0200	0.0484	0.0098	0.0039	0.0003	0.0016	0.0003	0.18	25.0	1.8	47.5	9.5	930.0	520.0	25.0	1.8	47.4
EP-117_Zrn-29	63.9	67.2	1.05	0.1150	0.0320	0.0520	0.0140	0.0036	0.0003	0.0017	0.0003	0.03	23.1	1.8	53.0	14.0	840.0	660.0	23.1	1.8	56.4
EP-117_Zrn-30	64.6	60.8	0.94	0.2260	0.0440	0.1250	0.0230	0.0042	0.0003	0.0027	0.0004	0.13	27.2	2.1	117.0	21.0	2910.0	350.0	27.2	2.1	76.8
EP-117_Zrn-31	77.9	74.9	0.96	0.1650	0.0310	0.0870	0.0160	0.0040	0.0004	0.0022	0.0004	0.15	26.0	2.3	84.0	15.0	2460.0	320.0	26.0	2.3	69.0
EP-117_Zrn-32	54.5	38.9	0.71	0.1240	0.0290	0.0670	0.0150	0.0043	0.0004	0.0028	0.0006	0.03	27.8	2.8	65.0	15.0	2150.0	340.0	27.8	2.8	57.2
EP-117_Zrn-33	199	152	0.76	0.0910	0.0220	0.0500	0.0110	0.0041	0.0002	0.0019	0.0002	-0.22	26.3	1.4	50.0	11.0	1240.0	490.0	26.3	1.4	47.4
EP-117_Zrn-34	77.5	69.4	0.90	0.1630	0.0370	0.0850	0.0180	0.0040	0.0003	0.0027	0.0005	-0.19	25.9	2.0	81.0	16.0	2290.0	430.0	25.9	2.0	68.0
EP-117_Zrn-35	71	42	0.59	0.1530	0.0340	0.0750	0.0140	0.0037	0.0003	0.0025	0.0005	-0.02	23.7	2.2	73.0	13.0	2370.0	350.0	23.7	2.2	67.5

Tabla A3. Análisis geocronológicos U-Pb de los zircones del xenolito EP-105 (tipo A). La muestra fue obtenida en las siguientes coordenadas: UTM 14 545975E, 2215100N.

Muestra	U (ppm) <sup>1</sup>	Th (ppm) <sup>1</sup>	Th/U	CORRECTED RATIOS <sup>2</sup>								CORRECTED AGES (Ma)						Best age (Ma)	±2σ	Disc %	
				<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2σ abs	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2σ abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2σ abs	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	±2σ abs	Rho	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb				±2σ
EP-105_Zrn-01	661	754	1.14	0.0502	0.0081	0.0220	0.0035	0.0032	0.0001	0.0011	0.0001	-0.12	20.6	0.8	22.1	3.4	220.0	290.0	20.6	0.8	7.0
EP-105_Zrn-02	193	123.6	0.64	0.0670	0.0180	0.0288	0.0070	0.0035	0.0002	0.0011	0.0002	-0.11	22.3	1.5	28.5	6.9	230.0	500.0	22.3	1.5	21.8
EP-105_Zrn-03	726	1350	1.86	0.0507	0.0099	0.0217	0.0037	0.0032	0.0002	0.0010	0.0001	-0.13	20.8	0.9	21.8	3.6	290.0	300.0	20.8	0.9	4.5
EP-105_Zrn-04	346	428	1.24	0.0640	0.0120	0.0273	0.0050	0.0032	0.0001	0.0011	0.0001	-0.07	20.4	0.9	27.2	4.9	560.0	340.0	20.4	0.9	25.0
EP-105_Zrn-05	68.6	50.9	0.74	0.0750	0.0290	0.0390	0.0150	0.0038	0.0003	0.0015	0.0004	-0.07	24.1	1.7	38.0	14.0	530.0	740.0	24.1	1.7	36.6
EP-105_Zrn-06	159.5	96.2	0.60	0.1410	0.0560	0.0660	0.0770	0.0034	0.0008	0.0035	0.0003	-0.10	21.7	5.0	65.0	58.0	2270.0	280.0	21.7	5.0	66.6
EP-105_Zrn-07	584	646	1.11	0.0560	0.0060	0.0237	0.0027	0.0033	0.0001	0.0012	0.0001	0.18	21.3	0.9	23.7	2.6	420.0	230.0	21.3	0.9	10.1
EP-105_Zrn-08	159	108	0.68	0.0490	0.0180	0.0240	0.0086	0.0037	0.0002	0.0012	0.0002	-0.05	23.5	1.5	23.7	8.5	10.0	610.0	23.5	1.5	0.8
EP-105_Zrn-09	1418	3450	2.43	0.0487	0.0053	0.0225	0.0026	0.0034	0.0001	0.0010	0.0001	0.25	21.8	0.5	22.5	2.5	130.0	210.0	21.8	0.5	3.2
EP-105_Zrn-10	1333	2768	2.08	0.0541	0.0049	0.0259	0.0023	0.0034	0.0001	0.0011	0.0001	0.10	22.1	0.6	25.9	2.3	330.0	190.0	22.1	0.6	14.8
EP-105_Zrn-11	529	656	1.24	0.0480	0.0120	0.0219	0.0060	0.0034	0.0002	0.0011	0.0001	0.11	21.6	1.1	22.7	5.9	110.0	390.0	21.6	1.1	4.8
EP-105_Zrn-12	1130	643.6	0.57	0.0543	0.0058	0.0253	0.0029	0.0033	0.0001	0.0013	0.0001	0.39	21.3	0.6	25.3	2.9	340.0	200.0	21.3	0.6	16.0
EP-105_Zrn-13	384	478	1.24	0.0483	0.0089	0.0222	0.0039	0.0035	0.0002	0.0011	0.0001	-0.15	22.4	1.0	22.2	3.8	40.0	340.0	22.4	1.0	-0.9
EP-105_Zrn-14	303	270	0.89	0.0550	0.0110	0.0227	0.0048	0.0032	0.0001	0.0014	0.0001	0.08	20.3	0.7	22.7	4.8	410.0	320.0	20.3	0.7	10.6
EP-105_Zrn-15	268	261	0.97	0.0700	0.0120	0.0293	0.0050	0.0034	0.0002	0.0013	0.0002	-0.11	21.7	1.2	29.1	4.9	740.0	340.0	21.7	1.2	25.4
EP-105_Zrn-16	315	225.6	0.72	0.1550	0.0660	0.0790	0.1300	0.0035	0.0012	0.0021	0.0035	0.27	22.7	7.7	76.0	85.0	2230.0	340.0	22.7	7.7	70.1
EP-105_Zrn-17	161.7	144	0.89	0.1630	0.0370	0.0830	0.0260	0.0038	0.0003	0.0023	0.0007	0.39	24.5	2.0	80.0	23.0	2470.0	280.0	24.5	2.0	69.4
EP-105_Zrn-18	333	419	1.26	0.1160	0.0220	0.0548	0.0150	0.0038	0.0002	0.0015	0.0002	-0.01	24.1	1.4	53.9	13.0	1860.0	290.0	24.1	1.4	55.3
EP-105_Zrn-19	357	445	1.25	0.1650	0.0210	0.0820	0.0100	0.0038	0.0002	0.0017	0.0002	-0.11	24.3	1.2	79.0	9.4	2480.0	230.0	24.3	1.2	69.2
EP-105_Zrn-20	195	163	0.84	0.0960	0.0170	0.0484	0.0088	0.0037	0.0002	0.0020	0.0004	0.26	23.8	1.3	47.6	8.5	1420.0	350.0	23.8	1.3	50.0
EP-105_Zrn-21	1429	3620	2.53	0.0461	0.0036	0.0213	0.0017	0.0033	0.0001	0.0010	0.0001	0.20	21.5	0.5	21.4	1.7	20.0	160.0	21.5	0.5	-0.5
EP-105_Zrn-22	848	1112	1.31	0.0543	0.0087	0.0232	0.0037	0.0032	0.0001	0.0011	0.0001	-0.09	20.8	0.6	23.3	3.6	230.0	290.0	20.8	0.6	10.6

Tabla A.- Datos de tierras raras en los zircones de la muestra EP-100 (tipo B) en ppm.

Muestra	P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
EP-100_Zrn-01	-80	87.7	3520	204	4.21	0.027	4.58	0.033	0.28	0.47	0.191	3.65	1.17	14.89	6.41	30.9	80.1	18.5	8950	0.2	22.94	48.5
EP-100_Zrn-02	360	118.7	3.8	1460	3.55	0.0046	19.5	0.114	2.38	4.7	0.72	29.9	9.5	118	45	209	410	87	10010	0.8	304	214
EP-100_Zrn-03	140	119.5	7.3	501	0.88	0	9.74	0.023	0.4	1.43	0.341	8.17	3.28	40.5	16.8	81	172.8	37.1	9860	0.2	37.2	52.9
EP-100_Zrn-04	350	136.2	4.4	1009	1.47	1.27	14.6	0.4	3.03	3.43	0.73	19.3	6.79	83.2	34.2	166	342	74.5	8830	0.4	78.9	91.3
EP-100_Zrn-05	310	104	4.2	437	1.06	0	9.27	0.011	0.38	0.92	0.245	6.66	2.39	32	13.76	68.9	170.5	39.4	9900	0.3	48.1	67.04
EP-100_Zrn-06	80	128.2	11.2	523	1.04	0	9.51	0.03	0.57	1.39	0.454	9.95	3.56	43.2	17.46	84.5	171.7	36.5	10340	0.2	34.12	45.7
EP-100_Zrn-07	20	107.6	4.7	477	0.69	0	7.22	0.032	0.48	1.6	0.3	8.88	3.03	37.8	15.25	75.9	162	35.8	9770	0.1	26.1	35.3
EP-100_Zrn-08	10	120.9	8.7	884	0.75	0	10.52	0.083	1.25	2.86	0.87	18.7	6.38	73.8	29.7	143.2	288	62.2	9800	0.2	51.8	58.1
EP-100_Zrn-09	500	153.3	12.5	805	1.38	0	9.93	0.044	0.91	2.36	0.683	14.4	5.05	64.5	26.9	131.9	281	62.1	8890	0.2	36.5	56.4
EP-100_Zrn-10	220	127	7.7	579	0.96	0.01	8.87	0.023	0.6	1.43	0.459	9.56	3.69	46.9	19.31	94.6	191.8	41.9	10070	0.1	30.6	41.1
EP-100_Zrn-11	260	121	8.2	606	1.03	0	12.51	0.026	0.7	1.76	0.322	9.97	3.71	49.9	20	95.4	205.4	46.1	10070	0.3	52.6	62.58
EP-100_Zrn-12	670	144	11.5	631	0.95	0.22	9.8	0.075	0.98	1.94	0.56	12.4	4.11	53.6	20.4	100	202	44.5	9280	0.1	30.73	40.6
EP-100_Zrn-13	490	147.1	9.1	818	1.66	0.029	12.27	0.034	0.83	2.02	0.501	13.1	4.82	62.1	26.4	128.2	286	64.6	10020	0.2	48.4	71.9
EP-100_Zrn-14	70	119.1	6.3	1030	0.83	0	11.7	0.094	1.71	3.16	0.67	20.2	7.11	90	34.5	156	306	64.6	8810	0.2	55.9	55.2
EP-100_Zrn-15	240	131.6	9.7	642	1.12	0	10.23	0.036	0.59	1.61	0.413	10.2	4.12	52.5	20.9	102	205	44	9210	0.2	40.78	53.85
EP-100_Zrn-16	180	143.9	11	726	1.3	0	9.12	0.036	0.73	2.1	0.523	12.51	4.64	58.3	23.46	114.8	237.3	52.1	9530	0.2	34.6	47.7
EP-100_Zrn-17	150	129.4	7.4	628	0.843	0.096	8.55	0.042	0.63	1.7	0.482	10.68	3.9	50.9	20.81	98.9	208.2	45.1	9920	0.2	37.3	43.1
EP-100_Zrn-18	860	140	8.6	825	1.16	0	3.39	0.055	0.85	2.63	0.134	16.3	5.8	70.5	27.3	125.2	240.4	49.1	10210	27.3	48.4	129.8
EP-100_Zrn-19	400	141.2	10.8	1270	1.12	0.002	12.5	0.13	2.18	4.52	1.22	27.2	9.3	110	42.4	196	372	75.5	9310	0.3	82	78.3
EP-100_Zrn-20	540	123.3	5.3	1316	3.38	0	19.2	0.074	1.7	3.88	0.72	23.6	8.71	110.6	42.9	203	400	86.2	9270	0.6	193	170
EP-100_Zrn-21	270	129.7	11.3	591	0.88	0	9.63	0.033	0.82	1.72	0.561	10.98	4.12	49.8	19.8	91.8	186.3	40.1	9490	0.2	37.5	46.8
EP-100_Zrn-22	1620	150.1	4.5	2300	9.93	0.194	11.81	0.039	1.14	3.19	0.265	31.5	14.12	190	78.1	359	679	138.4	11400	1.9	260	521
EP-100_Zrn-23	430	118.3	7.2	602	1.41	0.015	12.12	0.026	0.8	1.81	0.366	8.8	3.42	44.5	19.19	94.5	219	48.5	9760	0.3	61.9	70.01
EP-100_Zrn-24	14600	99.6	8.9	389	0.639	117	225	22	76	11.3	2.57	14.9	3.13	31.6	12.4	61.2	149	35	11140	0.2	54.7	51.8
EP-100_Zrn-25	100	133.9	8.3	573	0.93	0	7.93	0.018	0.5	1.57	0.309	9.61	3.5	44.6	18.96	92.1	194.2	42.3	9320	0.2	25.65	34.6



Tabla A5.- Concentraciones de tierras raras en ppm de la muestra EP-117 (xenolito tipo B).

Muestra	P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
EP-117_Zrn-01	240	141.30	6.80	825.00	1.89	0.00	13.16	0.03	0.76	1.81	0.46	11.85	4.36	58.00	25.50	132.40	334.00	77.40	10450.00	0.34	69.10	101.00
EP-117_Zrn-02	60	110.60	6.60	1282.00	1.02	0.00	15.12	0.15	2.92	5.63	1.27	25.00	8.80	105.40	42.70	198.80	426.00	91.50	10460.00	0.46	135.60	139.10
EP-117_Zrn-03	1050	178.90	6.60	1280.00	1.17	0.97	8.60	0.46	4.10	4.73	0.85	25.00	8.70	110.60	45.20	210.00	435.00	92.70	10580.00	0.43	56.20	130.10
EP-117_Zrn-04	13000	125.00	8.90	773.00	1.44	68.60	222.00	30.40	144.00	31.90	4.61	39.20	7.66	70.90	25.60	116.40	242.00	53.60	9690.00	0.39	45.00	69.10
EP-117_Zrn-05	80	132.10	6.40	1176.00	1.49	0.00	14.43	0.08	1.81	4.02	1.10	20.80	7.43	94.40	38.50	184.00	398.00	84.30	9050.00	0.37	88.80	102.20
EP-117_Zrn-06	120	122.10	4.90	655.00	0.86	0.14	11.29	0.10	1.21	2.10	0.72	11.20	3.85	50.80	20.60	96.80	221.00	47.80	11300.00	0.32	53.20	85.50
EP-117_Zrn-07	490	132.20	4.70	1587.00	2.29	0.09	17.90	0.15	3.27	5.65	1.15	34.70	10.96	137.70	54.40	244.00	502.00	106.90	10910.00	1.07	265.00	357.00
EP-117_Zrn-08	2810	132.70	6.20	823.00	1.64	15.30	44.00	4.90	21.30	5.90	0.84	16.00	5.56	67.20	27.20	132.10	283.00	63.30	10350.00	0.34	66.70	90.00
EP-117_Zrn-09	400	121.90	4.70	819.00	1.06	0.83	13.50	0.43	2.75	2.72	0.54	14.47	4.99	61.60	26.40	129.90	309.00	71.00	10210.00	0.37	93.50	117.40
EP-117_Zrn-10	60	108.10	4.80	1510.00	1.51	0.03	21.90	0.21	2.93	5.34	1.36	28.50	9.30	114.70	48.30	227.00	571.00	128.00	12280.00	0.95	281.00	300.00
EP-117_Zrn-11	180	125.50	4.70	1810.00	8.20	0.03	52.30	0.08	2.12	3.97	0.60	24.10	9.60	127.00	56.60	297.00	779.00	180.00	14210.00	2.33	557.00	710.00
EP-117_Zrn-12	250	105.00	4.60	803.00	1.13	0.00	9.73	0.04	1.16	2.12	0.50	14.60	5.54	67.60	27.70	128.00	275.00	59.60	9960.00	0.28	59.30	80.20
EP-117_Zrn-13	140	115.00	2000.00	906.00	4.27	0.06	11.90	0.17	1.62	2.73	0.89	19.20	6.35	75.00	31.00	141.50	282.00	56.90	9590.00	0.28	51.20	58.30
EP-117_Zrn-14	380	100.10	4.40	725.00	2.25	0.26	12.71	0.08	0.87	1.72	0.23	10.60	3.92	54.00	23.30	118.80	275.00	61.00	11490.00	0.62	107.50	188.20
EP-117_Zrn-15	210	128.40	5.10	1292.00	1.02	0.00	13.79	0.09	1.91	5.13	1.12	27.20	9.55	114.40	43.00	199.00	378.00	77.30	9860.00	0.35	91.30	89.00
EP-117_Zrn-16	230	111.70	5.00	1197.00	1.15	0.01	15.18	0.07	1.89	4.00	0.80	21.90	8.07	97.40	39.30	188.00	405.00	87.60	10790.00	0.50	118.00	137.00
EP-117_Zrn-17	790	102.80	15.40	3490.00	28.30	26.20	104.00	5.70	22.70	9.00	0.99	39.80	16.50	228.00	104.50	587.00	1733.00	415.00	24800.00	13.03	2260.00	5460.00
EP-117_Zrn-18	420	100.00	5.80	1730.00	6.28	0.16	27.30	0.33	3.30	4.70	0.90	23.20	8.55	117.00	53.10	294.00	826.00	205.60	16630.00	5.10	1440.00	1840.00
EP-117_Zrn-19	460	116.40	3.20	973.00	1.61	0.00	15.00	0.09	0.96	3.16	0.83	16.80	6.04	71.00	30.80	152.00	365.00	82.60	10150.00	0.50	88.10	112.70
EP-117_Zrn-20	1890	272.00	5.70	5550.00	28.80	0.03	21.00	0.06	1.43	7.60	0.28	69.90	32.40	448.00	185.50	864.00	1676.00	338.00	13680.00	5.00	387.00	1219.00
EP-117_Zrn-21	340	134.60	13.90	735.00	1.52	0.70	13.30	0.19	2.02	1.86	0.50	11.12	4.37	55.50	23.50	119.60	279.00	61.10	10120.00	0.24	50.70	77.30
EP-117_Zrn-22	530	119.50	4.00	2660.00	6.29	0.00	44.80	0.16	3.44	7.36	1.00	41.50	15.80	200.00	85.60	414.00	957.00	205.00	12490.00	2.80	960.00	930.00
EP-117_Zrn-23	460	142.90	11.30	1178.00	1.19	0.00	11.57	0.08	1.95	4.28	1.02	25.30	8.63	102.50	41.40	185.00	349.00	72.70	9410.00	0.28	62.10	63.56
EP-117_Zrn-24	490	134.20	8.60	831.00	0.90	0.00	9.01	0.05	1.01	2.93	0.79	17.40	6.10	72.80	29.30	128.80	252.00	53.20	9600.00	0.18	36.10	42.40
EP-117_Zrn-25	220	125.40	6.60	832.00	0.76	0.02	11.29	0.06	0.82	2.59	0.67	16.20	5.74	70.70	27.60	131.00	261.00	55.00	10380.00	0.23	48.60	55.30
EP-117_Zrn-26	11670	113.00	6.90	1015.00	0.91	42.00	117.60	13.70	63.10	14.60	3.55	31.40	7.87	87.70	33.70	154.90	336.00	70.40	10520.00	0.35	71.90	74.80
EP-117_Zrn-27	190	121.80	7.40	773.00	1.02	0.00	9.81	0.03	1.27	2.93	0.80	15.60	5.27	64.30	25.10	120.20	251.00	55.80	9180.00	0.26	43.00	50.70
EP-117_Zrn-28	320	110.60	5.90	766.00	1.40	0.00	12.43	0.06	0.97	2.32	0.47	11.40	4.12	53.90	23.60	122.60	309.00	73.90	10360.00	0.47	77.90	114.60
EP-117_Zrn-29	310	142.90	9.20	1222.00	1.06	0.15	13.10	0.18	2.30	4.09	1.08	25.90	9.07	106.40	41.70	188.60	360.00	74.80	9730.00	0.24	67.20	63.90
EP-117_Zrn-30	230	142.60	11.30	1037.00	1.14	0.00	12.11	0.06	1.50	3.36	0.99	22.00	7.11	89.00	35.20	161.00	325.00	67.60	9750.00	0.29	60.80	64.60
EP-117_Zrn-31	170	142.50	5.40	1265.00	1.22	0.00	13.56	0.11	2.20	4.56	0.99	26.80	9.01	108.50	43.10	195.00	381.00	81.30	10160.00	0.33	74.90	77.90
EP-117_Zrn-32	4800	137.40	6.80	759.00	1.09	37.00	91.00	11.20	52.00	11.60	1.45	21.80	6.32	68.10	25.90	121.70	256.00	57.60	9850.00	0.28	38.90	54.50
EP-117_Zrn-33	160	111.70	5.50	1058.00	1.69	0.00	17.50	0.09	1.44	3.08	0.80	17.90	6.50	77.80	31.60	161.00	411.00	96.30	12250.00	0.71	152.00	199.00
EP-117_Zrn-34	500	143.30	8.50	1086.00	1.09	0.14	11.99	0.14	2.12	4.17	0.97	21.10	7.89	95.80	36.30	166.00	335.00	71.00	9590.00	0.31	69.40	77.50
EP-117_Zrn-35	170	118.50	7.90	582.00	1.27	0.00	10.39	0.04	0.55	1.24	0.41	8.07	3.30	43.90	18.48	93.00	222.00	49.80	10450.00	0.29	42.00	71.00



Tabla A6.- Datos de tierras raras en ppm en zircones de la muestra EP-105 (xenolito tipo B).

Muestra	P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
EP-105_Zrn-01	1310	255	3.5	4670	7.82	0.015	67.7	0.242	3.67	9.9	3.06	66.7	26.2	335	140.1	682	1524	319	6510	1.8	754	661
EP-105_Zrn-02	500	162.2	3.4	1440	1.86	0.022	11.26	0.101	1.62	4.77	0.57	28.1	9.8	121.7	47.9	223	453	91.2	8810	0.6	123.6	193
EP-105_Zrn-03	1070	243	5.8	5240	10.6	0.144	103	0.316	6.6	13.6	4.02	84	32.7	406	166	756	1480	295	5840	2.0	1350	726
EP-105_Zrn-04	520	176.9	3.5	2650	4.27	0.02	31.3	0.35	6.8	13.4	2.21	66.7	22.7	254	92.9	403	743	144	7800	1.0	428	346
EP-105_Zrn-05	470	153.3	6.5	895	0.75	0.142	5.7	0.126	2.53	4.62	0.99	21.1	6.93	80.7	31	134.1	268	54.6	6490	0.2	50.9	68.6
EP-105_Zrn-06	270	167	2.7	873	1.57	0.033	11.7	0.124	0.9	1.45	0.27	14.8	5.19	70.6	28.6	140	311	62.3	9320	0.4	96.2	159.5
EP-105_Zrn-07	1200	315	10.2	4030	5.42	2.86	46	1.22	9.96	13.3	3.46	70.1	24.8	314	126.3	589	1349	283	5700	1.5	646	584
EP-105_Zrn-08	370	132.1	2.9	820	2.17	0.017	8.69	0.066	0.69	2.14	0.298	12.3	4.91	62.9	26.1	128	275	57.5	8550	0.4	108	159
EP-105_Zrn-09	1680	309	8.9	10280	21.09	0.037	206.3	0.852	13.67	31	8.28	173.4	63	793	314	1422	2750	534	5380	3.8	3450	1418
EP-105_Zrn-10	1250	300	6.2	8060	16.19	0.075	159.6	0.62	9.88	24.4	6.93	136	48.1	630	251.3	1116	2138	412	5640	3.4	2768	1333
EP-105_Zrn-11	920	246	6.1	3870	6.52	0	53.6	0.191	3.97	9.4	2.88	58.5	22.1	287	119	576	1310	276	5730	1.5	656	529
EP-105_Zrn-12	1710	239	6.1	4380	12.37	0.59	14.12	0.153	2	6.35	0.228	57.3	25.3	338	138.1	622	1193	235	9540	3.4	643.6	1130
EP-105_Zrn-13	670	194.1	4.2	2930	5.04	0	45.8	0.191	2.97	8.13	2.21	47.2	17.78	227	90.8	438	967	201.4	6350	1.1	478	384
EP-105_Zrn-14	670	189.9	5.2	2180	3.74	0	31.3	0.068	1.84	3.99	1.3	30.1	11.61	163.9	67.4	325	760	162.8	6260	0.8	270	303
EP-105_Zrn-15	380	162.6	4.7	2070	2.6	0.4	20.6	0.51	4.88	8.83	1.27	45.9	16	187	69.5	311	593	117.4	7890	0.8	261	268
EP-105_Zrn-16	330	121.9	16.7	1423	4.69	0.12	24.1	0.085	1.52	3.74	0.95	20.8	8.57	107.9	44.3	222	521	111.8	6170	1.1	225.6	315
EP-105_Zrn-17	500	148.4	49.8	1620	3.99	1.02	15.7	0.351	3.12	5.53	0.73	35.4	12.4	144	56.2	249	484	94.5	6550	0.6	144	161.7
EP-105_Zrn-18	480	223	7.9	3080	4.01	0.095	35.1	0.391	7.06	12.65	3.02	61.6	20.9	251	96.6	439	919	194.9	6110	1.1	419	333
EP-105_Zrn-19	700	198	8.8	2300	4.67	0.456	36.5	0.184	2.63	6	1.82	40.5	15.1	189	75.8	343	732	147	8240	1.1	445	357
EP-105_Zrn-20	500	161.6	3.2	1430	2.49	0	21.4	0.048	0.88	2.79	0.94	20.1	7.82	107	44.1	208	466	95	7760	0.6	163	195
EP-105_Zrn-21	1520	282	8.7	10630	20.2	0.051	212.7	0.8	14.3	29.7	8.53	172.8	63.9	821	314.4	1396	2612	505	5050	3.8	3620	1429
EP-105_Zrn-22	1230	244.8	8	5500	9.39	0	82.2	0.291	5.88	12.95	4.11	80	30.4	392	161.8	755	1726	356.5	5400	2.1	1112	848