



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**FLUJO PIROCLÁSTICO LA JOYA, TEXCOCO,
MÉXICO; DISTRIBUCIÓN GEOQUÍMICA Y
CARACTERÍSTICAS
TEXTURALES.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEÓLOGO

P R E S E N T A:

MARIO EMMANUEL BOIJSEAUNEAU LÓPEZ



**DIRECTOR DE TESIS:
Dr. GIOVANNI SOSA CEBALLOS**

MÉXICO D.F., CIUDAD UNIVERSITARIA, 2015

Contenido

Resumen.....	3
Abstract	4
Introducción	5
Objetivo	6
Antecedentes	7
Marco Geológico.....	10
Faja Volcánica Trans-Mexicana.....	10
Sierra Nevada	11
Metodología.....	13
Trabajo de Campo.....	13
Tamizado de Muestras	14
Análisis de componentes	16
Preparación de láminas delgadas.....	17
Petrografía	17
Geoquímica	17
ICP-MS – Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente	18
Datación por ¹⁴ C	18
Resultados.....	21
Estratigrafía, componentes y granulometría	21
Petrografía	27
Geoquímica	34
Discusión	42
Conclusiones.....	49
Bibliografía.....	50

Resumen

El flujo piroclástico La Joya es producto de la actividad félsica del volcán Tláloc, el que se localiza en la porción occidental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana y forma parte de la Sierra Nevada, centro de México. La actividad explosiva del Tláloc, asociada a un magmatismo riolítico, comenzó hace aproximadamente 0.13 Ma y tiene sus últimas manifestaciones hace ~21, 000 años. Uno de los eventos piroclásticos asociados al magmatismo félsico lo constituye el Flujo de Bloques y Cenizas La Joya. Las edades de radiocarbono indican que probablemente este evento eruptivo sea superior a 38 000 años. La Joya está constituido por dos zonas que estratigráficamente se identifican por su coloración, gris en la base y rosa en la cima rosa.. En esta secuencia eruptiva podemos observar dos eventos importantes: 1) la formación de un domo de composición dacítica-riolítica, que se emplazó, creció y destruyó al inicio del evento eruptivo. 2) La erosión del conducto eruptivo al final del evento piroclástico promovido por la actividad explosiva. Los depósitos de La Joya están constituidos principalmente por fragmentos de líticos y pómez bandeada de composición riolítica-dacítica (65 wt% y 69.25 wt% de SiO₂). La asociación mineral de la pómez de plagioclasa, feldespato, cuarzo, piroxeno y anfíbol, además de contar con xenolitos de granito y xenocristales de plagioclasa. Además en este trabajo se propone el nombre de Flujo Piroclástico Tlaminca para denominar al flujo de pómez y cenizas color gris claro, de composición dacítica-riolítica (~64.16 wt% de SiO₂), y edad de ~34 240 ± 270 años. Podemos inferir que la evolución magmática presente en estos eventos corresponde asimilación cortical y mezcla de magmas.

Abstract

La Joya pyroclastic flow is a product of felsic volcanic activity at Tlaloc volcano, which is located in the western portion of the Trans-Mexican Volcanic Belt and is part of the Sierra Nevada. Tlaloc explosive activity started about 0.13 Ma and persist until ~ 21, 000 years ago. One of the pyroclastic felsic events is the block and ash flow named La Joya. Radiocarbon ages suggest that this eruptive event is most likely over 38 000 years. La Joya consists of two zones stratigraphically identified by their color, gray at the base, and pink at the top, with a series of horizons and lobes enriched in lithics. Two important events are involved into La Joya pyroclastic flow: 1) the formation of a dacitic-rhyolitic dome, which was destroyed during the first explosions of La Joya flow 2) the erosion of the plumbing system during the final explosive activity. La Joya deposits consist of fragments of lithics and banded pumice with rhyolitic-dacitic composition (65 wt% and 69.25 wt% of SiO₂). The mineral assemblage of pumice is plagioclase, feldspar, quartz, pyroxene and amphibole, in addition; granite xenoliths and plagioclase xenocrysts are found. In addition, in this work we propose the name Tlaminca to a pyroclastic flow, with light gray color, dacitic-rhyolitic composition (~ 64.16 wt% SiO₂), banded-pumice-rich and an age of ~ 34 240 ± 270 years. We can infer that the magmatic evolution present in these events corresponds crustal assimilation and magma mixing.

Introducción

México es un país volcánicamente activo donde grandes asentamientos humanos se han desarrollado alrededor de estructuras volcánicas; Cuicuilco, Teotihuacan, Cholula, por mencionar algunos. Un ejemplo actual es el de la Ciudad de México; la cual se encuentra bordeada en la parte norte por la Sierra de Guadalupe, en la porción centro oriental por la Sierra de Santa Catarina, al poniente con la Sierra de las Cruces, al sur con la Sierra Chichinautzin y al oriente con la Sierra Nevada, la cual presenta actividad volcánica reciente.

La Sierra Nevada está formada por cuatro estructuras principales. En el extremo norte se localiza el volcán Tláloc, hacia el sur se encuentran el Telapón, Iztaccíhuatl y el Popocatepetl. Se cuenta con buen conocimiento de las características vulcanológicas, estratigráficas y geoquímicas de los complejos volcánicos Popocatepetl, (actualmente activo) e Iztaccíhuatl (Nixon, 1989; Siebe et al., 1996; García-Tenorio, 2002, 2008; Espinasa-Pereña & Martín-del Pozzo, 2006; Siebe and Macías, 2006), pero para el caso del complejo volcánico Tláloc–Telapón se carece de información geológica, geoquímica y geocronológica que permita entender su evolución y relación con las demás estructuras de la Sierra Nevada (Martínez Serrano et al, 2008).

Tradicionalmente se consideraba que la formación de estos volcanes era un ejemplo claro de migración norte-sur del magmatismo calcoalcalino asociado a la subducción de la Placa de Cocos bajo la placa norteamericana (Martínez Serrano et al., 2008; Cadoux et al., 2011). Sin embargo recientes investigaciones realizadas en el complejo volcánico Tláloc-Telapón (Rueda et al., 2013) han puesto en duda dicha migración. Estudios realizados a los depósitos volcánicos de estas estructuras han mostrado una intensa actividad piroclástica (Huddart & Gonzáles, 2004; Meier et al., 2007; Rueda et al., 2006, 2007, 2013,). El volcán Tláloc ha tenido erupciones piroclásticas importantes en el Pleistoceno tardío, como son: la Secuencia Multicapa, San Valentín, Cuauhtémoc y la Joya (Macías et al., 2012).

Uno de los eventos piroclásticos más recientes lo constituye el Flujo piroclástico de La Joya, (Huddart & Gonzáles, 2004), sin embargo hay poca información en

relación a la distribución, características petrológicas y geoquímicas. Debido a su naturaleza explosiva, los flujos piroclásticos representan un riesgo para la actividad humana, por lo que su estudio detallado nos ayuda a prevenir situaciones de riesgo, como el que podría presentarse en el Volcán de Colima, que recientemente presenta actividad eruptiva.

Por medio de análisis geológico de campo, estratigrafía, petrología, petrografía y geoquímica, se caracterizó al flujo piroclástico La Joya, con la finalidad de aportar datos para investigar los procesos magmáticos que promueven las erupciones explosivas en la Sierra Nevada. Además se identificaron nuevos depósitos asociados a erupciones realizadas por el volcán Tláloc que en la actualidad no han sido reportadas.

Objetivo

Describir los productos volcánicos de la cantera La Joya, Texcoco, México mediante relaciones geológicas de campo, estratigrafía, petrografía y geoquímica.

Aportar edades radiométricas obtenidas de fragmentos de carbón, que ayuden mejorar la estratigrafía del volcán Tláloc.

Aportar información geológica sobre la actividad piroclástica félsica del volcán Tláloc que nos ayude a comprender los procesos magmáticos asociados al evento eruptivo que generó al flujo piroclástico La Joya.

Antecedentes

Tláloc es el dios azteca de la lluvia. La palabra Tláloc proviene de la lengua Náhuatl y significa néctar de la tierra, se deriva de “*tlalli*” (tierra) y “*octli*” (néctar). El sitio más importante donde se adoraba esta deidad era el Volcán que lleva su nombre, en cuya cima existe un camino que conduce a un recinto de piedra, que se conoce como *tetzacualco*, en el cual se piensa que los aztecas realizaban observaciones astronómicas y ritos ceremoniales (Iwaniszewski, 1994).

El volcán Tláloc se localiza en la porción norte de la Sierra Nevada y en la parte occidental de la Faja Volcánica Trans – Mexicana (FVTM) (Demant, 1978) (fig. 1). La Sierra Nevada está formada, de sur a norte por los volcanes: Popocatepetl (5452 m) actualmente activo, Iztaccíhuatl (5272 m), Teoyotl (4660 m), Telapón (4000 m) y Tláloc (4150 m).

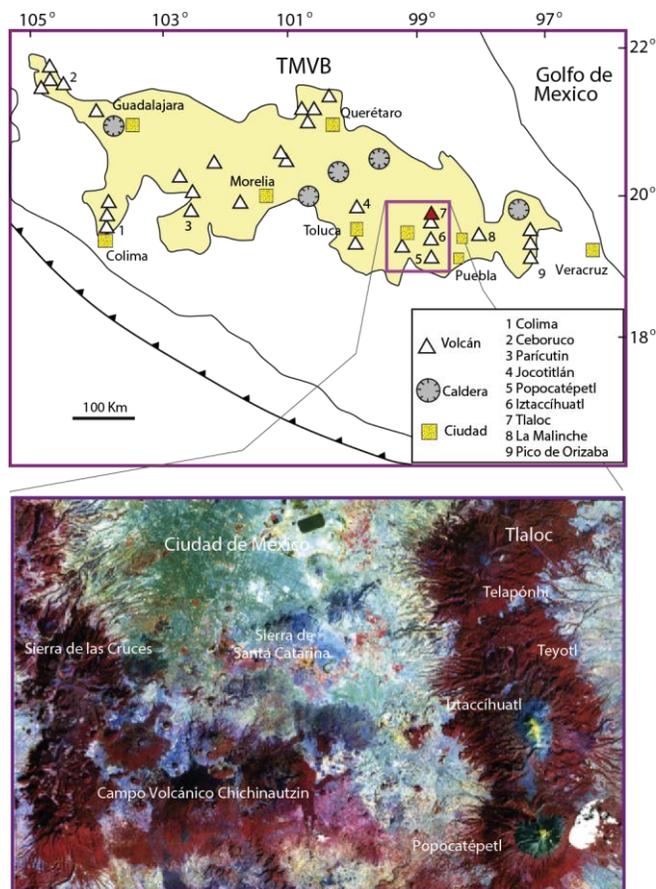


Figura 1. Mapa de localización del Volcán Tláloc (modificado de Macías et al 2012 y Rueda et al, 2013).

El edificio principal del Tláloc está rodeado al oeste por la sierra de Quetzaltepec, el domo Yahualica al noreste, los domos Puico y El Mirador Grande al sur, y la Sierra San Dieguito al norte. La cima del volcán está ubicada a aproximadamente 4150 m de altitud y la base a 2200 m. Algunas rocas de la cima presentan caras pulidas relacionadas con la actividad glacial (Macías et al., 2012). La suave morfología de la cima es interrumpida al este por una estructura de colapso de ~2.5 km de largo. La cima es coronada por un domo de dacitas asociadas con flujos de lava que se extienden alrededor y hasta ~3.5 km al norte. Este domo y sus productos asociados se encuentran cubriendo el cráter que los produjo (Macías et al., 2012).

Tláloc es considerado de edad Terciaria (Mooser, 1975) y fue incluido en la llamada Formación Tláloc (Vázquez-Sánchez and Jaimes-Palomera, 1989). Las edades de los domos y lavas de la cima fueron estimadas entre ~0.6 y 0.7 Ka. K-Ar ($\pm 2\sigma$) y sugieren que la estructura principal del volcán se construyó entre 1.82 y 0.62 Ma. (Cadoux et al., 2011).

La actividad explosiva del Tláloc asociada a un magmatismo riolítico comenzó hace aproximadamente 0.13 Ma y perduró hasta ~21, 000 años (Rueda et al., 2013). Durante esta etapa se conocen al menos cinco eventos explosivos (Rueda et al., 2007): ~44 000 años (Secuencia San Valentín; Rueda et al., 2007), ~38 000 años (La Joya; Huddart y González, 2006), ~33 000 (Secuencia PEMEX; Meier, 2007), ~31,000 (Secuencia Multicapas; Rueda, 2013) y 25,000 años (Secuencia Cuauhtémoc; Reyes, 2011), o flujo piroclástico blanco de Río Frío reportado por Heine y Heide-Weise (1973).

Macías et al. (2012) realiza un resumen sobre las edades y distribución de los productos volcánicos del Tláloc, haciendo un énfasis especial en los flujos piroclásticos (fig. 2). Sobre la química de estos productos volcánicos poco se ha realizado. Martínez-Serrano et al. (2008) por medio de análisis geoquímicos isotópicos, llega a la conclusión de que los magmas del Tláloc presentan mayor interacción cortical en comparación de los demás elementos de la Sierra Nevada. Valadez (2008) realizó la química de las lavas y los xenolitos presentes en la

estructura principal del volcán, determinando una composición que varían entre andesitas basálticas y dacitas.

Rueda et al (2007, 2013) realizó análisis geocronológicos, petrológicos, estratigráficos y geoquímicos de los depósitos piroclásticos del Tláloc, determinando que estos productos volcánicos son resultado de la evolución de magmas silícicos. También propuso la cartografía y distribución de los flujos piroclásticos, y la ubicación de la fuente que los generó.

En años recientes se inició una discusión sobre la evolución magmática de la Sierra Nevada. Con base en edades isotópicas realizados en algunos depósitos del Tláloc, Telapón, Iztaccíuatl y Paelo – Popocatépetl (Nexpayantla), Cadoux (2011) determinó que existía una migración magmática que se extendía de norte a sur, comenzando en el Tláloc (1.8 Ma.) y terminando con el cono Nexpayantla en 329 Ka. Sin embargo Huddart et al (2004, 2006), Rueda (2007, 2013) y Macías (2012), han aportado datos de geocronología, geoquímica y petrología que dejan en evidencia la veracidad de esta idea.

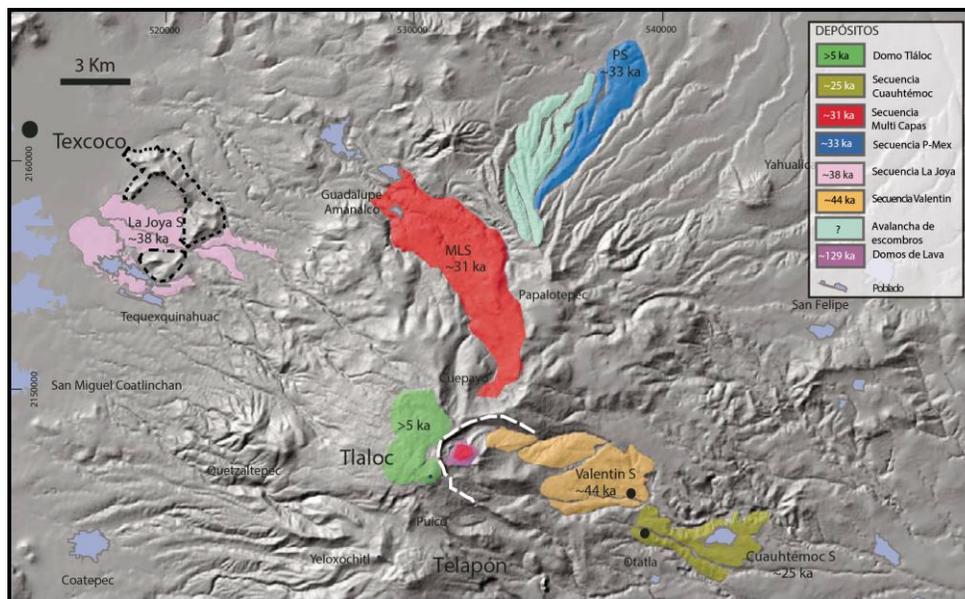


Figura 2. Resumen de las secuencias piroclásticas expuestas al rededor del volcán Tláloc (Modificado de Rueda et al, 2006 y Macías et al, 2012). Este mapa muestra la distribución y las edades de los flujos piroclásticos, y algunos domos. La línea punteada blanca representa la estructura de colapso en la cumbre del volcán. La línea punteada negra representa a una serie de estructuras volcánicas del Plioceno con edades superiores a 2.5 Ma (Gómez-Tuena et al, 2007),

Marco Geológico

Faja Volcánica Trans-Mexicana

La Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) es un arco volcánico de aproximadamente 1,000 km de longitud, ubicado entre las costas del Pacífico y las Costas del Golfo de México. La FVTM cuenta con un ancho variable de entre 80 y 230 Km (fig. 3) que presenta actividad desde el mioceno hasta la actualidad (Demant, 1978; Gómez-Tuena et al, 2005).

El contexto geodinámico presente está principalmente relacionado con la subducción de la placa de Cocos y de Rivera a lo largo de la costa del pacífico (Pardo y Suárez, 1995). Una de las características principales de la FVTM es su orientación oblicua en 16° con respecto a la Trinchera Mesoamericana (Gómez-Tuena, 2007). Además es transversa a las grandes provincias mexicanas que presentan una orientación NNW-SSE, por esta razón esta provincia fisiográfica fue nombrada como Faja Volcánica Trans-Mexicana (Ortega-Gutiérrez et al, 1992).

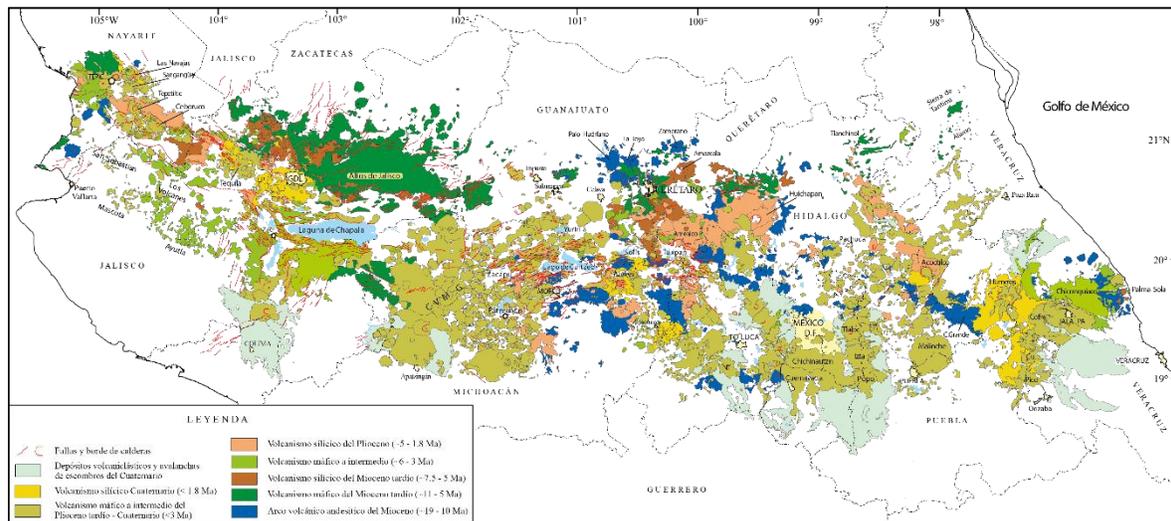


Figura 3. Mapa Geológico de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (Tomado de Ferrari et al 2005)

El basamento cristalino bajo la FVTM es desconocido en algunas regiones debido al potente recubrimiento de rocas mesozoicas y cenozoicas, sin embargo se puede inferir en relación a la distribución de los terrenos tectono-estratigráficos (Sedlock et al, 1993 y Ortega et al, 1995) como rocas de edad precámbrica de los terrenos Maya y Oaxaqueño; y rocas de edad Paleozoica del terreno Mixteco. Estas rocas muy

probablemente sean metapelitas, gneises de diversos tipos, intrusiones de anortositas; charnokitas y gneises máficos del Precámbrico; así como por meta-sedimentos, meta-basitas e intrusiones graníticas del Paleozoico (García-Tovar, 2015).

Con base en rasgos tectónicos, estructurales, petrológicos y geoquímicos, se suele dividir a la FVTM en 3 zonas (Gómez-Tuena et al 2005, op. cit.): el sector oriental ubicado entre el Golfo de México y el sistema de fallas Taxco – San Miguel (Alaniz-Álvarez et al., 2002), caracterizada por estratovolcanes de composición que va de andesítica a dacítica principalmente, con una afinidad calcoalcalina (García-Palomo, 2002, op. cit.). La porción central localizada entre este sistema y el punto triple ubicado entre los grabbens de Chapala, Colima y Zacoalco (Allan, 1986), compuesta por estratovolcanes de composición principalmente dacítica y calderas silíceas. Finalizando con la zona occidental, con magmatismo alcalino y calcoalcalino, ubicada entre la Costa del Pacífico (Demant, 1978) y el sistema de fallas antes mencionado.

La evolución magmática de la FVTM se puede dividir principalmente en cuatro eventos: la instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno medio y tardío, un episodio máfico del Mioceno tardío, un episodio silíceo de finales de Mioceno que llega a ser bimodal en el Plioceno temprano, y la reinstauración de un arco con gran variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío (Gómez-Tuena et al; 2005, 2007).

Sierra Nevada

La Sierra Nevada (SN) forma parte de la porción oriental de la FVTM. Es una cadena volcánica poli-genética con orientación NNE-SSE, constituida principalmente por el complejo volcánico Tláloc-Telapón e Iztaccíhuatl; y el volcán Popocatepetl (fig. de antecedentes). El complejo volcánico Tláloc -Telapón está orientado en dirección de la falla Apan-Tláloc (García-Palomo, 2002). Otras estructuras volcánicas presentes son: el domo Papayo y cono de escoria Iztaltetlac, los que rellenan una depresión NE-SW entre el Telapón e Iztaccíhuatl, esta depresión forma un límite

importante para la generación de magmas con diferentes procesos evolutivos entre las diferentes estructuras volcánicas (Macías, 2012).

Los registros más antiguos de actividad volcánica en la SN provienen del volcán Tláloc, el cual se construyó entre 1.82 Ma y 0.68 Ma (Cadoux, 2011) y cuya actividad finalizó ~25 Ka. Se estima que la actividad del Iztaccíhuatl comenzó ~1.78 Ma y terminó entre 0.8 y 0.6 Ma (Nixon et al. 1987; Nixon, 1989). La construcción de la cima del Telapón ocurrió en 0.27 (García-Tovar & Martínez-Serrano, 2011) o 0.31 Ma (Macias et al., 2012). Finalmente el Volcán Popocatepetl presenta actividad desde 330 mil años (Cadoux et al, 2011) hasta la actualidad.

Uno de los problemas que han generado discusión en la comunidad científica es la forma en que han evolucionado los magmas de las diferentes estructuras que forman la Sierra Nevada. Cadoux (2011) con base en datos de geocronología estableció una hipótesis sobre esta evolución: migración de norte a sur del magmatismo en la SN. Sin embargo queda entre dicho que para la formulación de esta hipótesis se omitieron datos de geocronología y geoquímica de los flujos piroclásticos más jóvenes del Tláloc (Huddart, 2004, 2006; Meier et al, 2007; Rueda et al, 2007, 2013 y Macías, 2012), que resultan ser relativamente jóvenes (~44 a ~25 Ka, op. cit.) además de poseer una composición más silícica que la mayoría de los productos volcánicos del Iztaccíhuatl y Popocatepetl.

Metodología

En este trabajo se realizaron 2 dataciones radiométricas por el método de ^{14}C , se describieron 10 secciones estratigráficas, y efectuaron 9 análisis geoquímicos de roca total con la finalidad de caracterizar, delimitar y diferenciar el flujo piroclástico La Joya de algún otro evento eruptivo no descrito previamente.

Para caracterizar los depósitos piroclásticos y poder conocer sus diferencias o similitudes se realizó trabajo estratigráfico de campo y gabinete. Posteriormente en el laboratorio las muestras se tamizaron, pesaron y separaron granulométricamente con la finalidad de conocer la distribución característica de los tamaños de partículas presentes en cada uno de las unidades descritas. Después se realizó un conteo de puntos en cada una de las muestras seleccionadas para conocer sus componentes. A los fragmentos de roca se le realizaron láminas delgadas para su estudio petrográfico, así como análisis químicos de roca total y elementos traza. También se recolectaron dos muestras de carbón a las que se le realizaron. A continuación se describen las etapas de la metodología.

Trabajo de Campo

Con la información que se tenía previamente del flujo piroclástico La Joya se seleccionó la zona de estudio y se realizó un viaje de campo en el que se realizó medición de secciones estratigráficas, descripción y recolección de muestras (Tabla 1, fig. 4).

Muestra	Este (m)	Norte (m)	Elevación (m)
LJ-1401	14Q518,261	2,156,314	2,266
LJ-1402	14Q518,261	2,156,314	2,266
LJ-1403	14Q518,452	2,155,973	2,257
LJ-1403-FPI	14Q518,452	2,155,973	2,257
LJ-1404	14Q518,398	2,155,925	2,345
LJ-1404-A	14Q518,398	2,155,925	2,345
LJ-1404-RS	14Q518,398	2,155,925	2,345
LJ-1405	14Q518,354	2,155,983	2,336
LJ-1406	14Q518,392	2,156,173	2,350
LJ-1407	14Q517,336	2,156,113	2,374
LJ-1407-A	14Q517,336	2,156,113	2,374
LJ-1407-B	14Q517,336	2,156,113	2,374
LJ-1407-C	14Q517,336	2,156,113	2,374
LJ-1408	14Q517,770	2,155,911	2,331
LJ-1409	14Q518,126	2,156,545	2,366
LJ-1410	14Q515,262	2,154,749	2,315
LJ-1410-HDL	14Q515,262	2,154,749	2,315

Tabla 1 Listado de muestras procesadas en campo y su ubicación en coordenadas UTM.

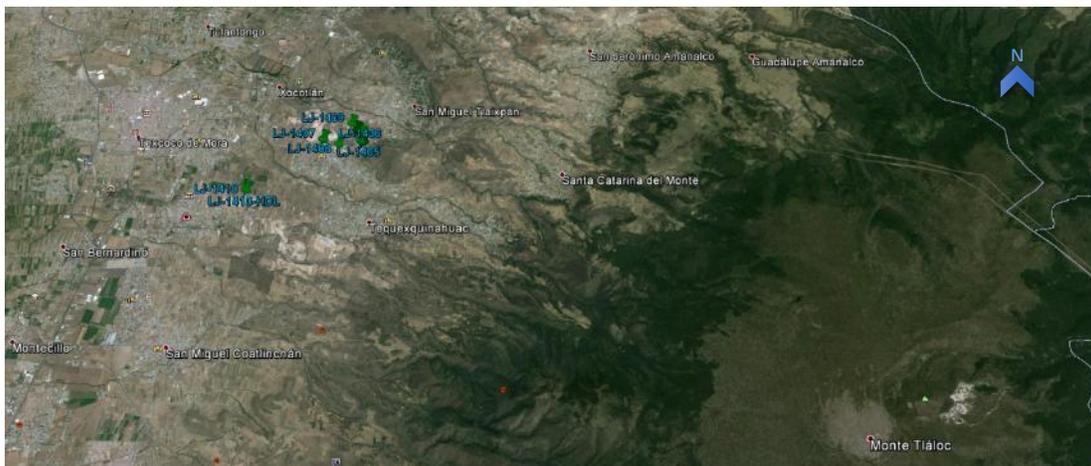


Figura 4.- Foto satelital con la ubicación de las muestras tomadas en campo.

Figura 4. Imagen satelital con la ubicación de las muestras colectadas en campo (tomado de Google Earth).

Tamizado de Muestras

Una vez colectadas las muestras en campo se procedió a separarlas granulométricamente a través de un tamizado manual y mecánico, esto dependió del tipo de muestra que procesáramos. Las muestras que presentaban un alto contenido de pómez se tuvieron que tamizar de forma manual ya que los tamizadores mecánicos tienden a fragmentar dichas rocas, resultando en una

distribución de tamaños erróneos. Las que presentaban mayoritariamente o en su totalidad fragmentos de líticos, se procedió con una cribadora mecánica (fig. 5).

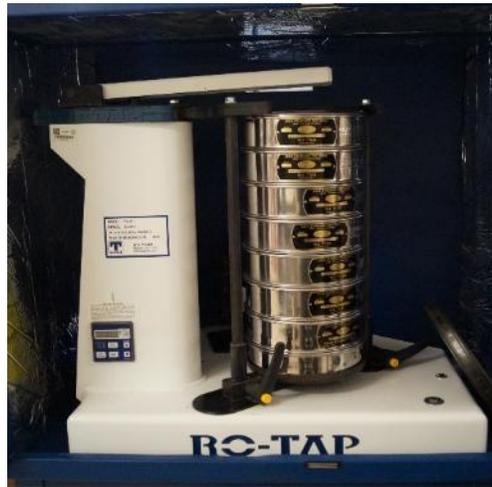


Figura 5.- Ro-tap; cribadora mecánica con los tamices

La distribución de tamices que se emplearon fue desde -4 hasta 4 phi (16mm hasta 0.063mm) (tabla 2). Posteriormente se pesaron y se embolsaron las muestras de forma individual, para su siguiente proceso.

No de tamiz	Malla en mm	Malla en μ	Phi ($\log_2 d$)
5/8	16.00	16000	-4
5/16	4.00	8000	-3
5	3.00	4000	-2
10	2.00	2000	-1
18	1.00	1000	0
35	0.50	500	1
60	0.25	250	2
120	0.125	125	3
230	0.063	63	4
>230			>4

Tabla 2.- Distribución granulométrica empleada.

Análisis de componentes

Para caracterizar los productos piroclásticos recolectados en campo se realizó un conteo de puntos en la distribución 0 y 1 phi (1 y 0.5 mm). En las fracciones de diámetro superior se realizó una separación y pesado manual de los componentes presentes.

El trabajo previo al conteo de puntos consistió en el lavado y secado de las fracciones antes mencionadas, después se procedió con el cuarteado de muestras, para obtener de esta forma una población aleatoria en nuestro conteo (fig. 6).

Después de contar y pesar las muestras con los resultados obtenidos realizamos el procesado de los datos, realizando gráficas de distribución granulométrica y obteniendo el porcentaje en peso de las muestras (wt%).



Figura 6. Preparación de muestra para el conteo de puntos. Las fracciones seleccionadas se lavaron con agua destilada, posteriormente se sumergieron en un ultra sonido para desprender los fragmentos finos que pudiesen quedar adheridos a las superficie. Posteriormente se secaron las muestras en un horno a 60°C durante 24 h, posteriormente la muestra se cuarteo.

En este trabajo se contaron en cada muestra un promedio de 1000 puntos por tamiz. Se utilizó un microscopio binocular y un contador de puntos manual, las muestras se ordenaron en líneas y por medio de inspección visual se realizó un conteo detallado (fig. 7).

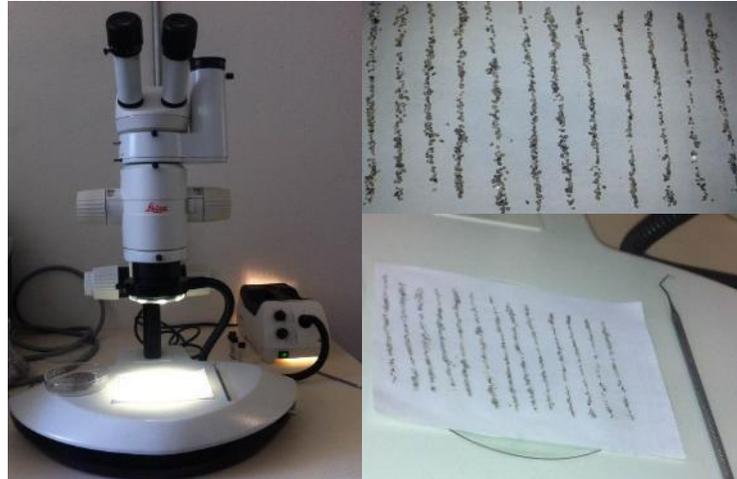


Figura 7. Microscopio binocular y líneas de conteo.

Preparación de láminas delgadas

Para la descripción petrográfica se elaboraron láminas delgadas de las muestras colectadas en campo. Se seleccionaron los fragmentos de pómez y líticos más representativos de cada una de las secciones estratigráficas. Después las muestras fueron cortadas con una sierra circular hasta formar rectángulos del tamaño de un porta objetos. Teniendo la muestra del tamaño deseado, procedimos con el devastado y pulimiento con abrasivos de una de las dos caras, con la finalidad de obtener una superficie perfectamente horizontal y con un micro relieve que facilite el pegado permanente en el porta objetos. Con una cortadora de precisión se recorta el exceso de muestra, hasta obtener un espesor aproximado de un milímetro o menos, después la muestra se rebaja y se pule hasta llegar a un espesor de 30 micras.

Petrografía

Con ayuda de un microscopio petrográfico se realizó la descripción de las muestras de láminas delgadas. Los aspectos que consideramos durante la descripción fueron: textura macroscópica y microscópica de las rocas, además de la abundancia, asociación y textura de los minerales presentes.

Geoquímica

Se realizaron análisis químicos de roca total y de ^{14}C . Por medio de ICP-MS (Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente) se realizó el

análisis de roca total en el laboratorio Actlabs con un equipo Varian Vista 735 y Thermo ICAP 6500 ICP. Las muestras analizadas fueron 7 fragmentos de pómez y 2 de líticos sin evidencias de alteración superficial. Para su envío al laboratorio las rocas fueron trituradas hasta tener una granulometría fina. Durante el muestreo en campo se colectaron dos muestras de carbón para datación radiométrica de ^{14}C en el laboratorio Beta Analytic por AMS (Espectrometría de Masas con Aceleradores).

ICP-MS – Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente

La Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (por sus siglas en inglés, Inductively Coupled plasma Mass Spectrometry) es una técnica analítica que nos permite determinar y cuantificar las concentraciones de los elementos mayores y traza que forman a nuestra roca (Walsh et al, 1981).

Para realizar este análisis es necesario ionizar las moléculas y obtener iones formados en fase gaseosa, por lo que las muestras son digeridas en ácidos, posteriormente nebulizadas e ionizadas con ayuda de un plasma de Argón (Jarvis, 1988). Los iones generados son acelerados hacia un analizador y separados en función de su relación masa/carga (m/z) mediante la aplicación de campos eléctricos, magnéticos o simplemente determinando el tiempo de llegada a un detector. Los iones que llegan al detector producen una señal eléctrica que es procesada, ampliada y enviada a un ordenador. El registro obtenido se denomina Espectro de Masas y representa las abundancias iónicas obtenidas en función de la relación masa/carga de los iones detectados (Rollinson, 2014).

Datación por ^{14}C

La datación por radiocarbono es un método de datación radiométrica que utiliza el isótopo carbono 14 (^{14}C) para determinar la edad de materiales que los contienen con un límite máximo de edad de hasta unos 50 000 años (Faure & Mensing, 2005). La técnica utilizada fue la de Espectrometría de Masas con Aceleradores (AMS, del inglés Accelerator Mass Spectrometry) por medio de un Acelerador Tandem.

Fundamentalmente, hay dos partes en el proceso de datación por radiocarbono a través de espectrómetro acelerador de masa. La primera parte consiste en acelerar

los iones a energías cinéticas extraordinariamente altas, y el siguiente paso consiste en análisis de masa (Faure & Mensing, 2005).

Hay dos sistemas aceleradores comúnmente usados para datación por radiocarbono a través de espectrómetro acelerador de masa. Uno de ellos es el ciclotrón, y el otro es un acelerador tándem electrostático.

Para la medición las muestras se combustionan a dióxido de carbono y se transforman en grafito por medio de un catalizador metálico. Cuando las muestras han sido finalmente transformadas en unos pocos miligramos de grafito, son presionadas en un disco de metal. Materiales de referencia son también presionados en estos discos de metal. Estos discos de metal se montan luego en un carrusel, para que puedan ser analizados en forma secuencial. La muestra se bombardea con iones de Cesio produciendo átomos de carbono ionizados negativamente. Estos átomos de carbono ionizados negativamente pasan a través de dispositivos de enfoque y un imán de inyección antes de alcanzar el acelerador tándem donde son acelerados hacia la terminal positiva por una diferencia de voltaje de dos millones de voltios (Faure & Mensing, 2005).

En esta etapa, otros átomos cargados negativamente son inestables y no pueden llegar al detector. Los átomos de carbono con carga negativa, sin embargo, pasan al stripper (un gas o una lámina de metal) donde ellos pierden los electrones y emergen como átomos triples, cargados positivamente. En esta etapa, las moléculas que puedan estar presentes son eliminadas, ya que no pueden existir en este estado de carga triple (Información proporcionada por el laboratorio).

Los átomos de carbono con triple carga positiva aceleran aún más lejos de la terminal positiva y pasan a través de otro conjunto de dispositivos de enfoque donde el análisis de masa se produce.

En el análisis de masas, un campo magnético se aplica a estas partículas cargadas en movimiento, lo que provoca que las partículas se desvíen de la ruta que estaban recorriendo. Si las partículas cargadas tienen la misma velocidad pero diferentes masas, como en el caso de isótopos de carbono, las partículas más pesadas son

desviadas menos. Detectores en diferentes ángulos de desviación entonces cuentan las partículas.

Al final de una ejecución AMS, los datos recogidos no son solamente el número de átomos de carbono 14 en la muestra pero también la cantidad de carbono 12 y carbono 13. A partir de estos datos, la relación de la concentración de los isótopos se puede saber para permitir evaluar el nivel de fraccionamiento.

Resultados

Estratigrafía, componentes y granulometría

Del trabajo realizado en campo se realizó el levantamiento de 5 columnas estratigráficas donde se identificaron 4 depósitos con características diferentes (tabla 3). Estos depósitos fueron nombrados para su estudio como: Flujo A, Flujo B, Flujo C, Flujo D y La Joya.

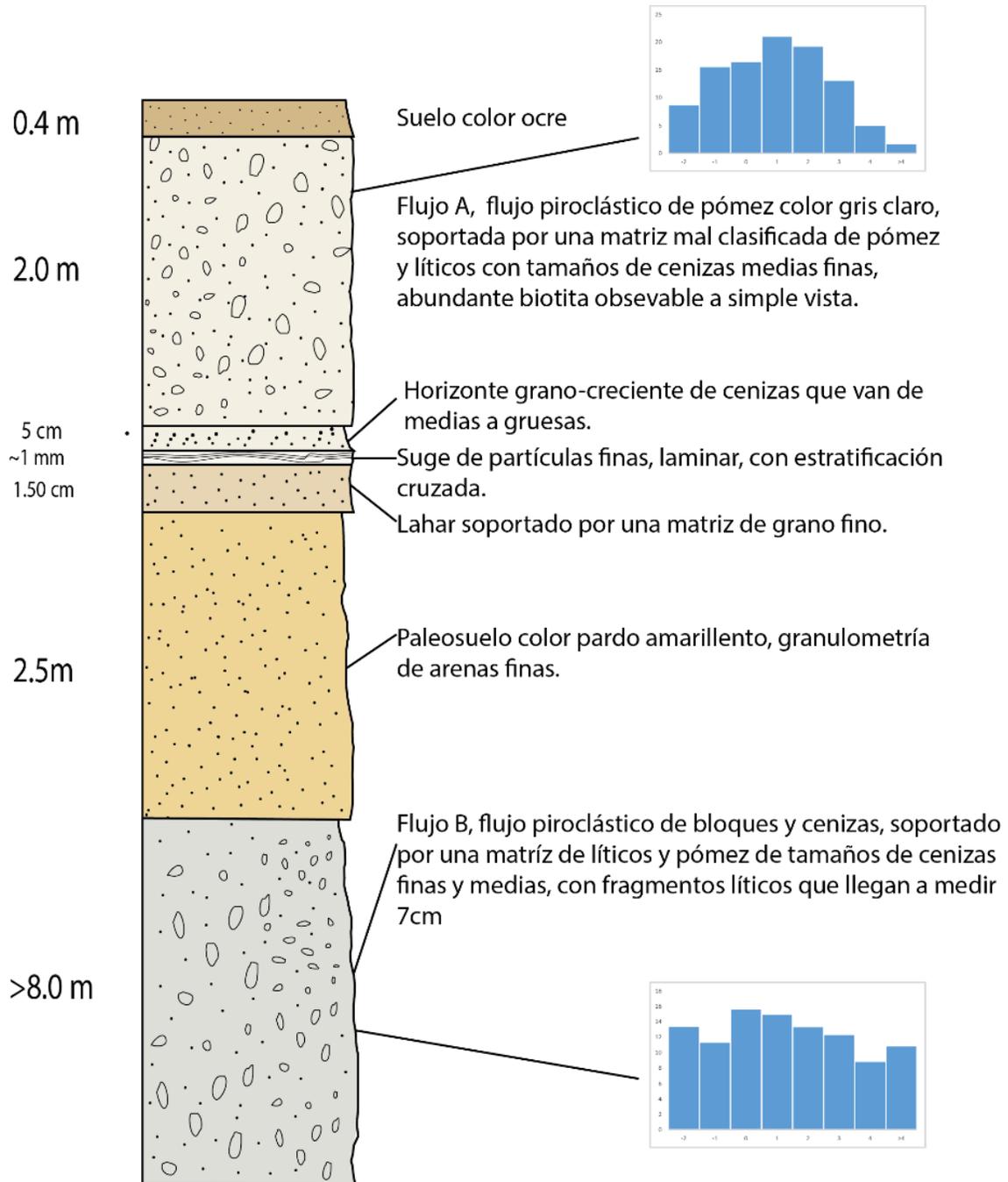
Secuencia	Este 14Q (m)	Norte (m)
Sección estratigráfica 1	518261	2,156,314
Sección estratigráfica 2	518452	2,155,973
Sección estratigráfica 3	515262	2,154,749
Sección estratigráfica 4	517336	2,156,113

Tabla 3. Nombre y ubicación geográfica de las secciones estratigráficas en coordenadas UTM con el datum WGS84.

El Flujo A (fig. 8) es una secuencia formada por 3 tipos de depósitos, en la base tenemos un surge laminar de ceniza de grano fino soportado por una matriz de color gris claro, con estratificación cruzada. Seguida por un horizonte de ceniza con granulometría que va de media a gruesa, soportado por una matriz de ceniza fina, con fragmentos líticos color negro, mayoritariamente partículas de obsidiana con tamaños promedio de 1.5 mm. En la cima, horizonte mal clasificado, soportado por una matriz de ceniza de grano fino, con fragmentos de pómez y líticos, estos últimos son fragmentos de roca color negro, verde y rojo, de tamaños que van de cenizas finas a gruesas; además de fragmentos de pómez de tamaños de lapilli con textura vesicular y cristales de biotita observables a simple vista. El análisis de componentes realizado a la muestra demuestra que ~64.02 wt% de la muestra es pómez, 27.15 wt% son líticos y el 8.83 wt% son minerales.

El Flujo B (fig. 8) presenta en la cima un paleosuelo de color pardo claro con granulometría de arena fina. En la base un horizonte color gris oscuro mal clasificado, soportado por una matriz de líticos y pómez con granulometría que va de ceniza gruesa a fina. Además presenta fragmentos líticos (grises, verdes y

negros) con tamaños que pueden llegar a medir 7cm de largo, con textura porfídica. El análisis de componentes realizado a la muestra demuestra que el ~68.91 wt% son fragmentos de líticos, ~17.58 wt% son pómez y el 13.51 wt% son minerales.



Continúa...

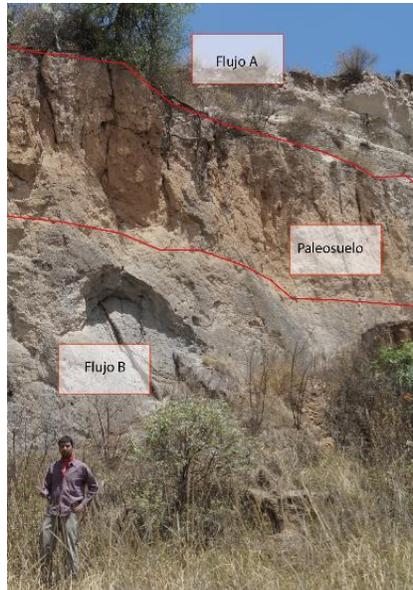


Figura 8. Sección estratigráfica 1. La sección muestra al Flujo B yaciendo en la base, superpuesto por un paleosuelo color pardo amarillento, un lahar y en la cima; el Flujo A. Las gráficas muestran la distribución granulométrica obtenida el análisis de componentes, en fracción phi contra wt%. La fotografía muestra a los depósitos en el lugar en el que fueron medidos.

Flujo C (fig. 9) es una secuencia formada en la base por un surge laminar de color grisáceo, soportado por una matriz grano creciente con tamaños de partículas de cenizas medias. Dos horizontes enriquecidos en líticos y pómez, color gris claro, mal clasificados, con fragmentos de pómez y líticos entre los 5 y 15 cm de longitud, líticos compuestos de obsidiana, soportado por una matriz de cenizas de grano medio, uno ubicado en la cima y el otro por encima del surge. Un horizonte intermedio color gris rosáceo con lóbulos enriquecidos en pómez, mal clasificado, soportado por una matriz con granulometría de cenizas medias, con fragmentos de pómez de tamaños que varían entre 6 y 20 cm de diámetro aproximadamente. Los fragmentos de pómez presentan textura fibrosa, un poco vesicular con fenocristales de tamaños superiores a 1 mm de plagioclasa, ferro-magnesianos y cuarzo; El análisis de componentes realizado a las muestras demuestra que la base tiene ~59.11 wt% de pómez, 28.88 wt% de líticos y 12.01 wt% de cristales, mientras que la cima tiene ~53.09 wt% de pómez, 38.95 wt% de líticos y 7.96 wt% de cristales. Finalmente las unidades la zona intermedia presentan 48.26 wt% de pómez, 29.65 wt% de líticos y 22.09 wt% de cristales. Se localizó carbón en el contacto con el paleosuelo, la datación por radiocarbono nos proporcionó una edad de $\sim 34\,240 \pm 270$ a.

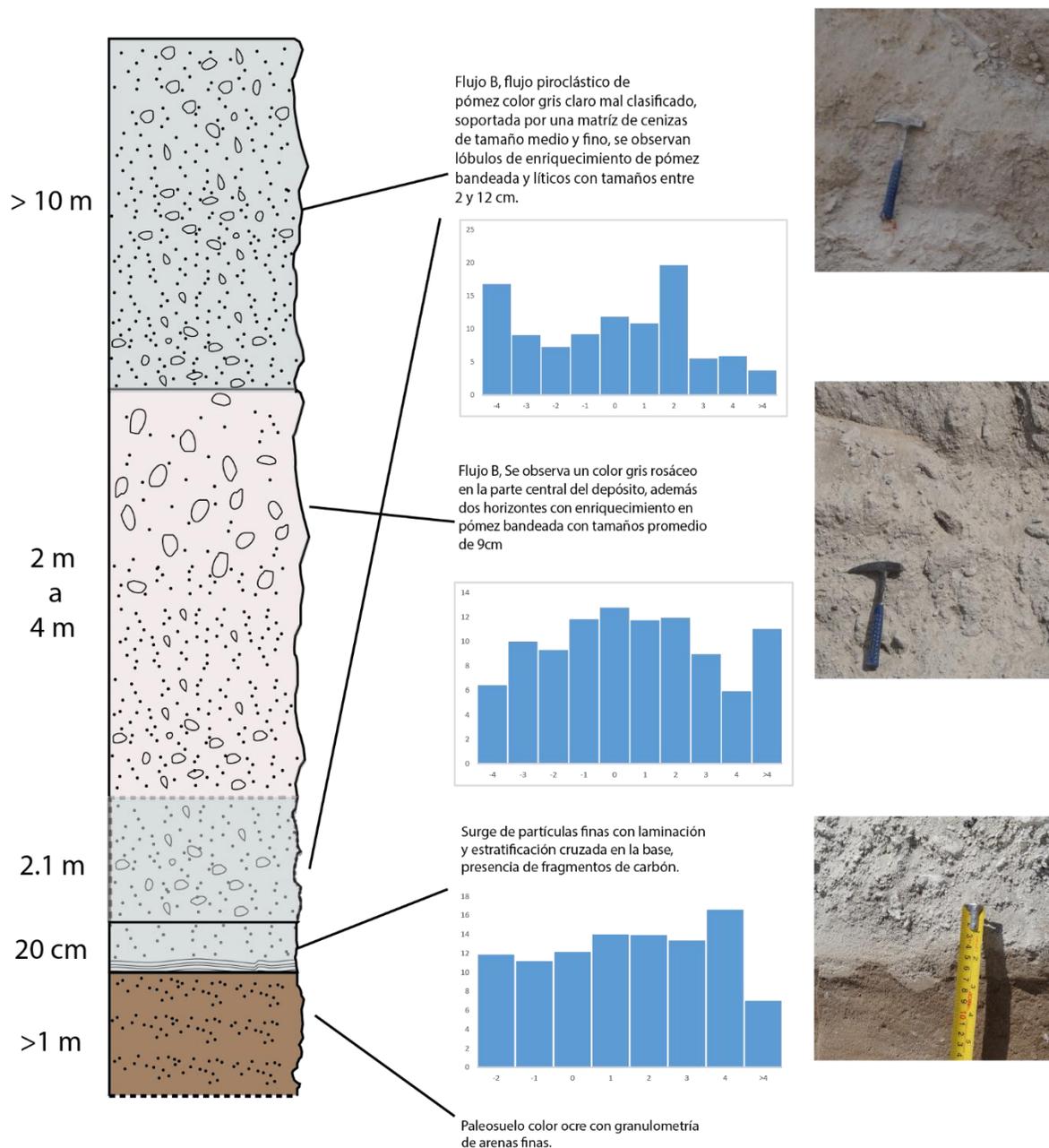


Figura 9. Sección estratigráfica 2. La sección muestra el Flujo C, en este depósito existen variaciones verticales a lo largo del depósito, las unidades intermedias varían entre 2 y 4 m. La cima en algunas zonas se aprecia coronada por un paleosuelo color ocre. Las gráficas muestran la distribución granulométrica obtenida de los análisis de componentes, en fracción phi contra wt%.

Flujo D (fig. 10) secuencia en la base presenta un horizonte enriquecido en líticos de tamaños aproximados de 10 cm, mal clasificado, soportado por una matriz de líticos oscuros y cenizas que van de grano medio a fino. La cima está formada por un horizonte de cenizas medias de líticos oscuros y pómez, fragmentos de pómez color blanca, pómez bandeada y líticos oscuros con tamaños de entre 2 y 10 cm. La

composición de los líticos es de roca porfídica, posiblemente de composición dacítica-riolítica y obsidiana. El análisis de componentes realizado demuestra que ~31 wt% es pómez, 22.62 wt% son líticos y 46.07 wt% son cristales.

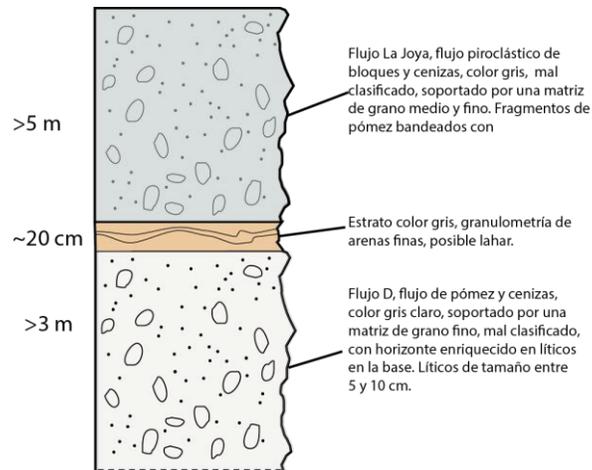


Figura 10. Sección estratigráfica 3. La sección muestra el Flujo D en la base y al flujo La Joya en la cima, separados por un horizonte de granulometría fina color pardo claro.

Para el estudio del Flujo La Joya, dividimos en dos zonas el depósito. La base se denominó como La Joya Gris y la cima como La Joya Rosa (fig. 11).

La Joya gris presenta las siguientes variaciones verticales:

En la base, horizonte mal clasificado, enriquecido en líticos porfídicos de composición dacítica-riolítica con tamaños de entre 6 y 14 cm, soportado por una matriz de cenizas medias y finas compuestas de fragmentos de pómez y líticos. El análisis de componentes demuestra que ~49.43 wt% son pómez, 39.08 wt% son líticos y el 11.49% son cristales. En la cima, horizonte color gris claro, formada por una matriz de ceniza de grano fino, mal clasificada, compuesta de fragmentos de pómez y líticos, además de tener fragmentos de pómez bandeada y líticos con tamaños inferiores a 5 cm. Los líticos son de obsidiana o fragmentos volcánicos vitrificados. De forma intercalada se presentan horizontes enriquecidos en líticos y pómez gris bandeada, con fragmentos de tamaño inferior a 20 cm, soportado por una matriz de pómez color gris claro y fragmentos líticos (rojos y negros), los análisis de componentes demuestran que ~46.02 wt% son pómez, 35.22 wt% son líticos y el 18.76 wt% son cristales. Se localizó carbón en esta porción del depósito,

la edad por radiocarbono fue >43 500 a. La Joya Rosa presenta horizontes color rosa con lentes enriquecidos en líticos y pómez de tamaños superiores a los 50 cm con colores de alteración rojizos, mal clasificados, con una matriz de ceniza de grano fino y medio, compuesta de fragmentos de pómez bandeada y líticos. Los líticos son de obsidiana o productos volcánicos vitrificados, fragmentos de roca porfídica con colores de alteración rojo. El análisis de componentes nos indica que ~28.47 wt% son pómez, 67.51wt% son líticos y 4.02 wt% son minerales.

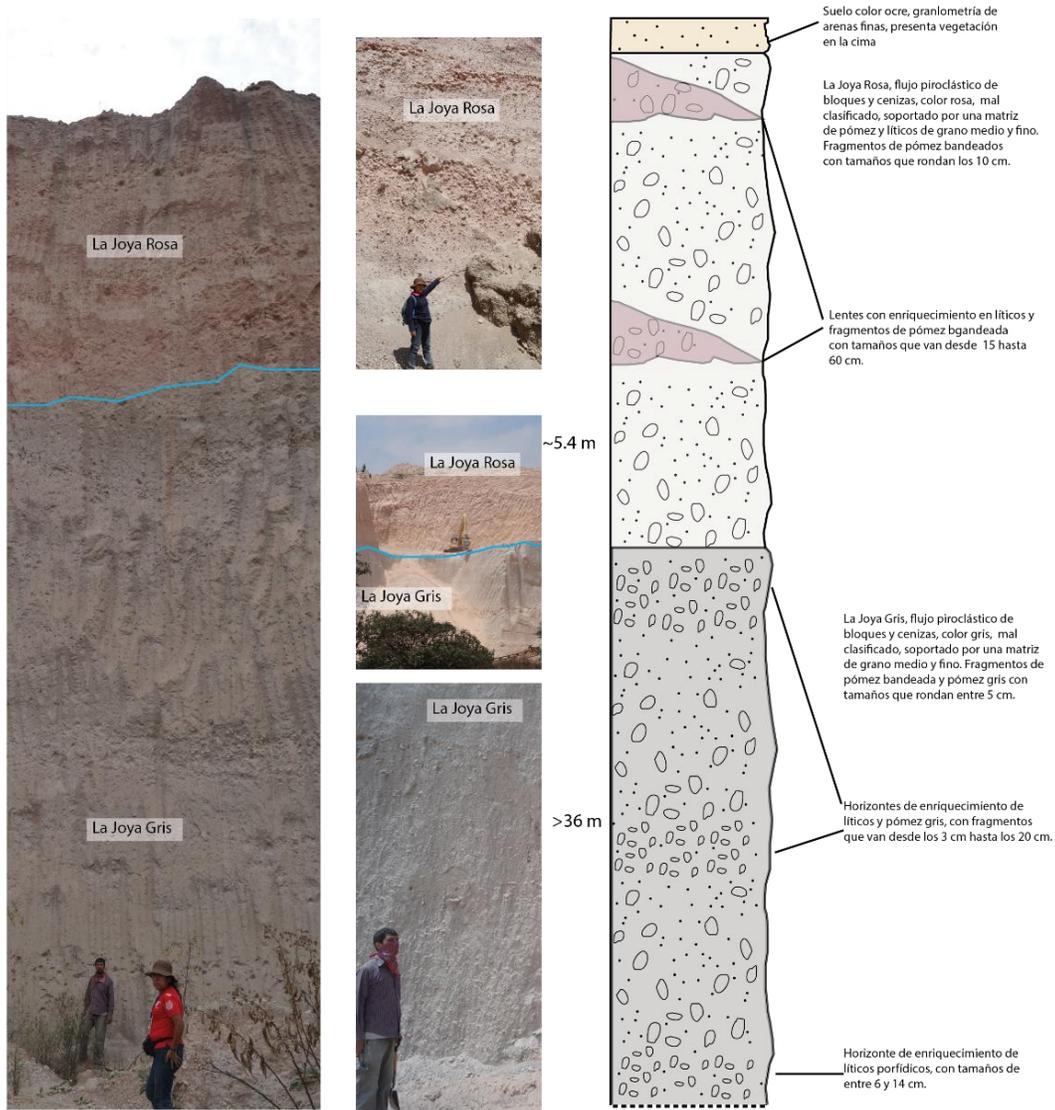


Figura 11. Sección estratigráfica 4. La sección muestra el flujo La Joya, se pueden apreciar a lo largo del depósito horizontes y lóbulos de pómez bandeada, pómez gris y líticos, con colores rojizos en la cima.

Petrografía

Las muestras de pómez y líticos fueron analizadas en muestra de mano y en lámina delgada utilizando un microscopio petrográfico Zeiss Axio Scope. A1 de luz transmitida, con objetivos de 5x, 10x, 20x y 40x. La abundancia relativa de las fases minerales fue aproximada mediante estimación visual.

La pómez LJ-1401 pertenece al Flujo A y presenta una matriz vesicular formada por vesículas irregulares con tamaño variable ($>100\ \mu\text{m}$). La cristalinidad es de aproximadamente el 5%, la asociación mineral consiste en plagioclasa, biotita, anfíbol, óxidos de hierro-titanio, cuarzo y monacita. Las plagioclasas se pueden agrupar por tamaños en 3 grupos; fenocristales ($>1,000\ \mu\text{m}$), micro fenocristales ($>15\ \mu\text{m}$) y microlitos ($<15\ \mu\text{m}$). Independientemente del tamaño, las plagioclasas se presentan fracturadas o rotas con algunas inclusiones de vidrio, los fenocristales presentan bordes irregulares. Algunos fenocristales de plagioclasa presentan textura tamiz. Esta muestra presenta fragmentos líticos compuestos por fenocristales de plagioclasa, piroxeno y minerales opacos. (fig. 12).

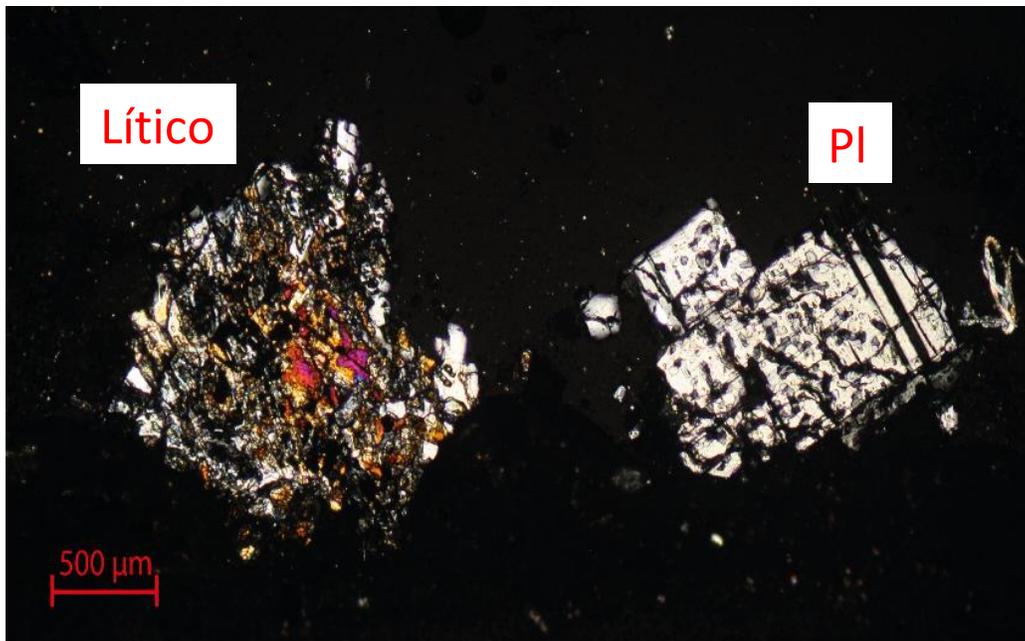


Figura 12. Microfotografía, objetivo de 10x y nicoles cruzados. Izquierda. Se observa un fragmento de lítico compuesto de plagioclasa, anfíbol y piroxeno. Derecha. Se observa plagioclasa con textura tamiz al centro, crecimiento sano en las orillas y bordes definidos

Muestra LJ-1402 pertenece al Flujo B y presenta una textura pilotaxítica formada por microlitos de plagioclasa. La muestra contiene una cristalinidad superior al 30%, con plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, anfíbol, óxidos de hierro-titanio, cuarzo y zircón (fig. 13). Las plagioclasas tienen tamaños que van desde fenocristales superiores a 1 cm, hasta microlitos inferiores a 15 micras que forman la matriz, con formas subedrales y euedrales, en su mayoría fracturados o rotos con bordes bien definidos, algunos con simplectitas de óxidos de hierro-titanio. Se observan texturas tamiz en algunas plagioclasas, con parches observables de vidrio que superan las 100 μm .

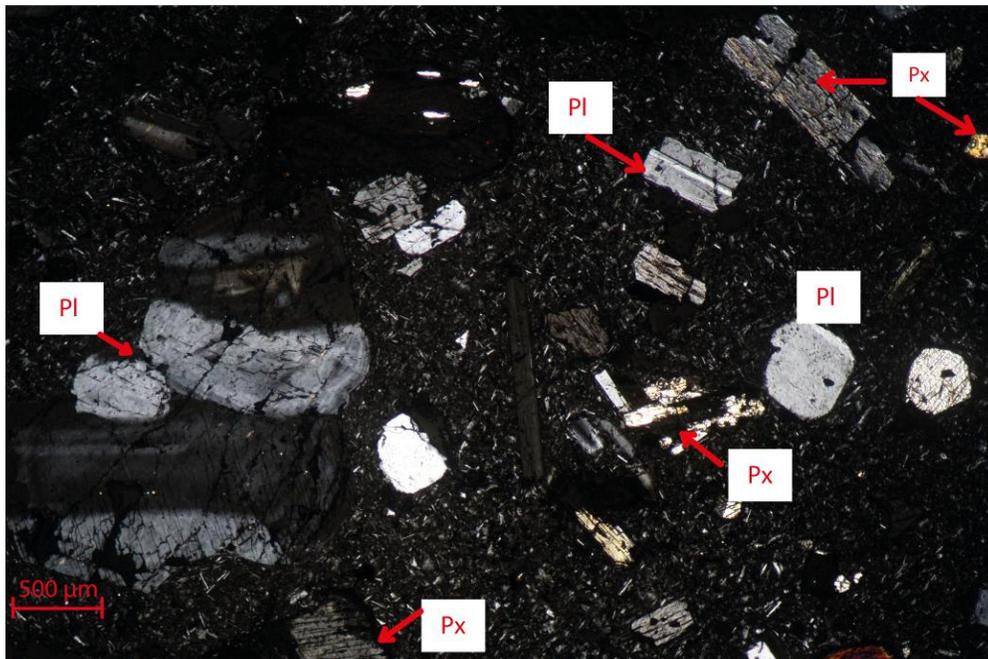


Figura 13. Microfotografía, objetivo de 5x y nícoles cruzados.. En la imagen se observa una textura pilotaxítica formada por microlitos de plagioclasa. El arreglo mineral presente es de plagioclasa y piroxeno.

La pómez LJ-1403-P que pertenece al Flujo C, está formada por una matriz vesicular y fibrosa con dos poblaciones de vesículas; la primera población con formas irregulares, tamaños superiores a las 1000 μm . La segunda tiene vesículas con tamaños inferiores a las 200 μm , redondeadas y con aspecto vitrificado. La cristalinidad es de aproximadamente 10 %, en algunas zonas la cristalinidad aumenta a aproximadamente 15%. La asociación mineral es de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y anfíbol. Existen dos tamaños de plagioclasas, microfenocristales con tamaños de 15 a 1000 μm y fenocristales con tamaños superiores

a 1000 μm , se observan cristales rotos o fragmentados con bordes redondeados (fig. 14), textura tamiz y ligera alteración a sericita. Los piroxenos se presentan en 3 tamaños, microlitos, micro-fenocristales y fenocristales, con formas anedrales y subedrales, se observa la presencia de glomeropórfidos y bordes corroídos en algunos cristales. Los anfíboles al igual que los piroxenos se presentan en 2 tamaños, micro-fenocristales y fenocristales, con formas anhedrales y subedrales, aspecto fragmentado, bordes definidos y simplectitas de óxidos de hierro-titanio y piroxenos.

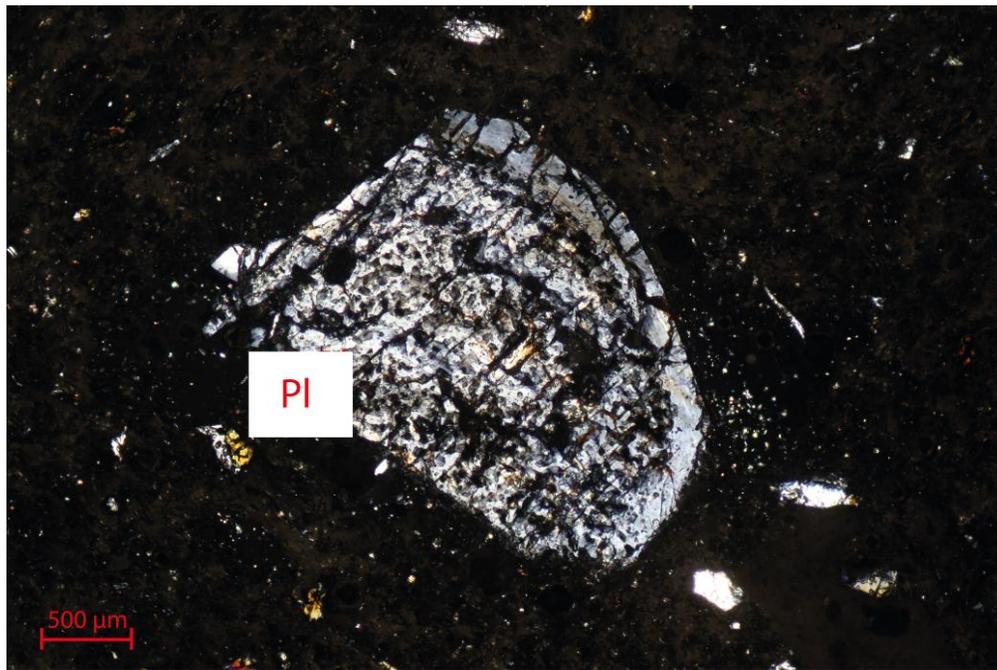


Figura 14. Microfotografía, objetivo de 5x y nícoles cruzados.. La imagen muestra una plagioclasa fracturada con casi todo el núcleo con textura tamiz, con un borde de entre 10 – 20 micras sano y un poco redondeado.

Muestra LJ-1403-L es un fragmento lítico que pertenece al Flujo C con alto grado de vitrificación, textura traquítica (fig. 15) y fracturado. La cristalinidad es de aproximadamente el 10%, con una asociación mineral de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y anfíbol. En general dominan dos poblaciones, microlitos y microfenocristales. Todos los minerales se presentan en formas anedrales y subedrales, la mayoría se encuentran fractuados. Las plagioclasas presentan textura tamiz con bordes definidos, aunque existen algunas con bordes parcialmente redondeados.

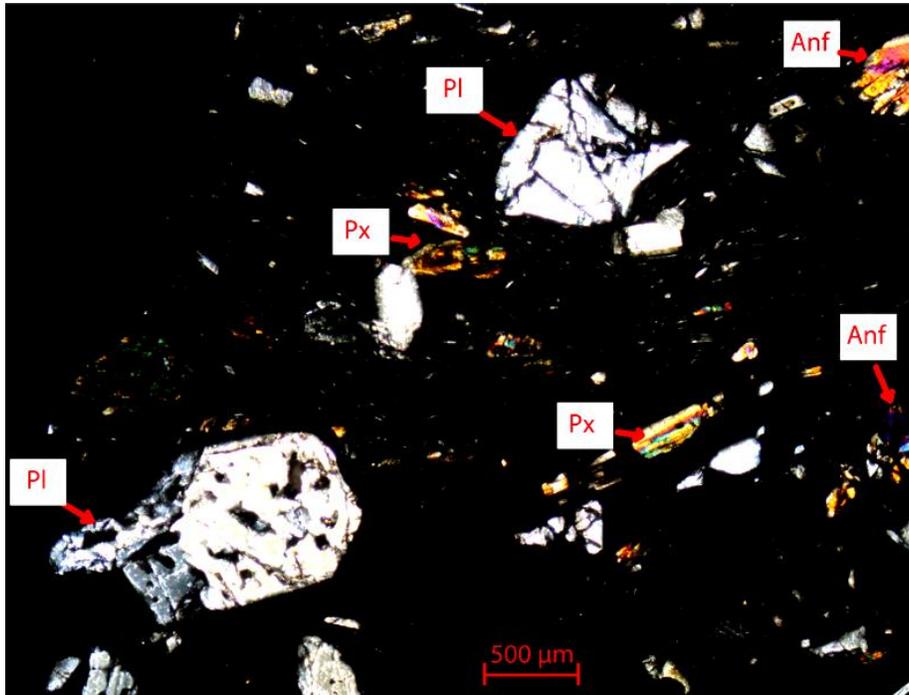


Figura 15. Microfotografía, objetivo de 5x y nícoles cruzados. La imagen muestra un fragmento de lítico con textura traquítica, arreglo mineralógico de plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Se puede observar que algunos fenocristales de plagioclasa presentan inclusiones de vidrio en él núcleo con bordes sanos.

La pómez LJ-1404 pertenece al Flujo C y presenta textura vesicular con vesículas irregulares, subredondeadas y tamaños inferiores a las 200 µm. Algunas vesículas con tamaño superior las 800 µm contienen relleno de calcita. La matriz tiene un arreglo microlítico de plagioclasa con textura traquítica en algunas partes de la lámina dando un aspecto fibroso, lo que da la apariencia de mezcla textural. La cristalinidad es inferior al 5% compuesta por microfenocristales y microlitos inferiores a 15 µm de tamaño. La asociación mineral es de plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno, clinopiroxeno y biotita. Las plagioclasas tienen textura tamiz en el centro y bordes redondeados (fig. 16). Algunos piroxenos tienen huellas de disolución en el centro seguidas de un crecimiento normal y bordes definidos.

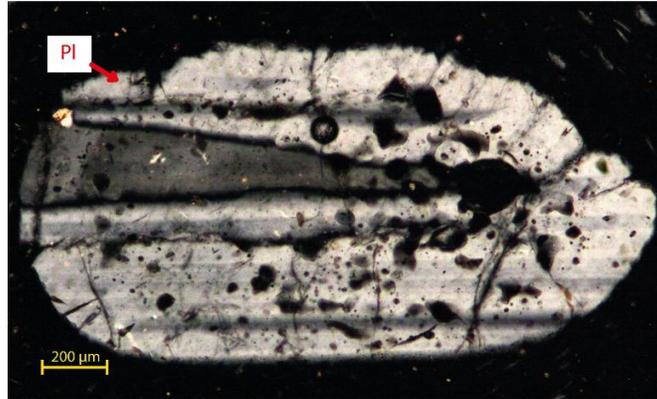


Figura 16. Microfotografía, objetivo de 10x y nícoles cruzados. La imagen muestra una plagioclasa con inclusiones de vidrio. A pesar de no contar con textura tamiz se observan los bordes redondeados, indicando el desequilibrio en la textura del mineral.

Muestra LJ-1406-P pertenece al flujo C y es una pómez bandeada con textura vesicular, las regiones de color claro presentan mayor contenido de vesículas, formas redondeadas y esféricas, de tamaño promedio a 200 μm. Las zonas con tonalidades más oscuras presentan menor cantidad de vesículas pero con tamaños aproximados de 1000 μm en promedio. La asociación mineral es de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, anfíbol, biotita y óxidos de hierro titanio, con tamaños de fenocristales, micro-fenocristales y microlitos. Los cristales de plagioclasa presentan formas subedrales y anedrales con bordes redondeados y textura tamiz, algunos con simplectitas de anfíbol (fig. 17).

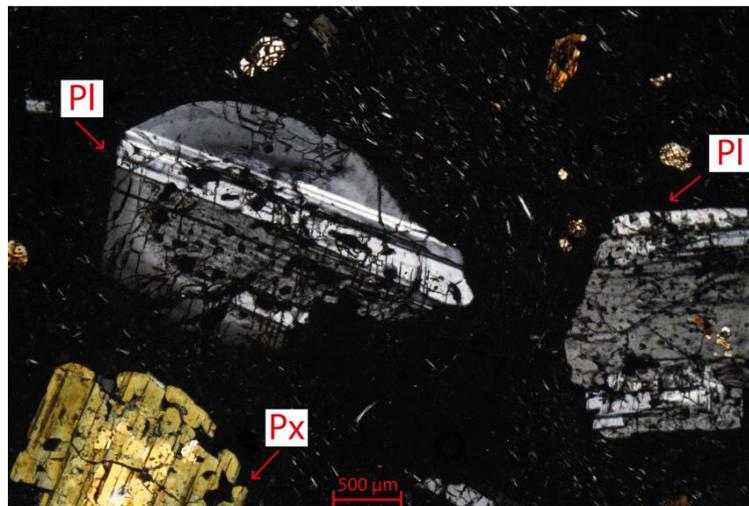


Figura 17. Microfotografía, objetivo de 5x y nícoles cruzados. La imagen muestra a la izquierda una plagioclasa fracturada con textura tamiz en el núcleo y un borde de tamaño superior a 100 μm con crecimiento sano y contornos redondeados, a la derecha se observa una plagioclasa con textura tamiz en todo el cristal con contornos rectos y definidos.

Muestra LJ-1407 pertenece al flujo piroclástico La Joya y es una pómez con baja vesicularidad. Se observan fragmentos líticos formados de microcristales con tamaños inferiores a $10\ \mu\text{m}$ posiblemente de plagioclasa y cuarzo. Se aprecia cristalinidad superior al 30%, formada por microfenocristales y fenocristales de plagioclasa. Hay relictos de minerales máficos denotados por sus contornos prismáticos, hexagonales y octogonales de color rojizo, probablemente de piroxenos y anfíboles, reemplazados por microcristales de plagioclasa y cuarzo. Las plagioclasas se presentan fracturadas con exsolución a lo largo de las fracturas y en los centros de los cristales, con bordes redondeados (fig. 18).

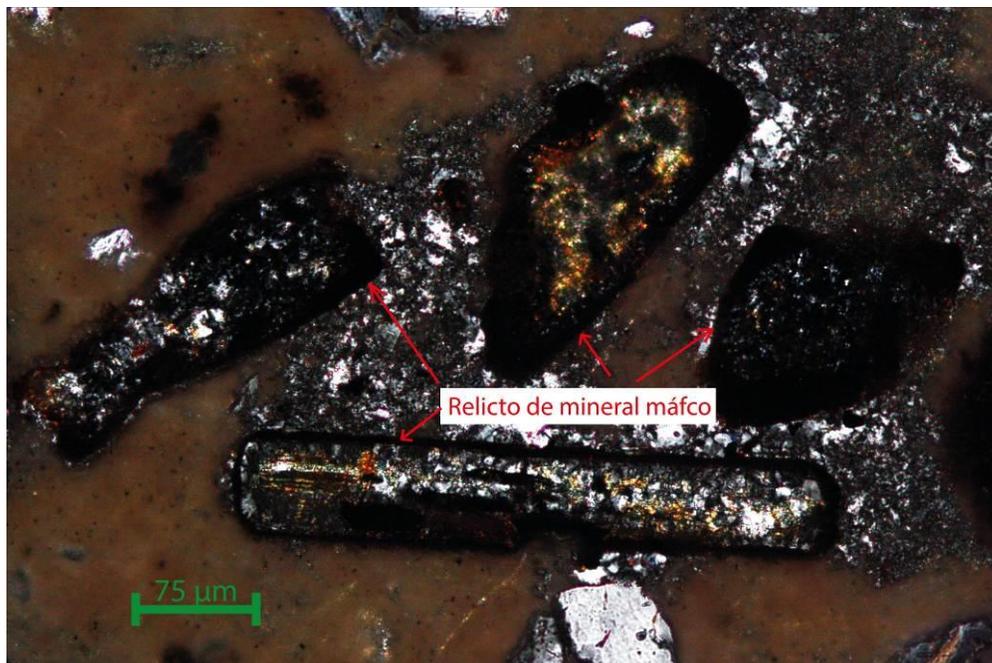


Figura 18. Fotografía al microscopio con objetivo de 20x y nicoles cruzados. La imagen muestra relictos de minerales muy probablemente máficos, debido a la forma y el relieve marcado de los bordes o fragmentos aún presentes siendo reemplazados por microcristales de cuarzo y plagioclasa del centro hacia los bordes.

Muestra LJ-1408 que pertenece al Flujo D es pómez bandeada con bandas finas de colores claros apreciables en muestra de mano, textura vesicular con tamaños promedios de 200 a $500\ \mu\text{m}$ y algunas pocas con tamaños superiores a $1000\ \mu\text{m}$ y cristalinidad superior al 10%. El arreglo mineralógico consta de plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol y óxidos de hierro-titanio. Hay fenocristales de plagioclasa con tamaños superiores a las $1000\ \mu\text{m}$, micro-fenocristales de plagioclasa, anfíbol y ortopiroxeno, además de una población de microlitos de plagioclasa. También existen xenocristales de plagioclasa con tamaños

superiores a las 500 micras con marcas de exsolución, y xenolitos formados de cristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol y grandes concentraciones de óxidos de hierro-titanio (fig. 19).

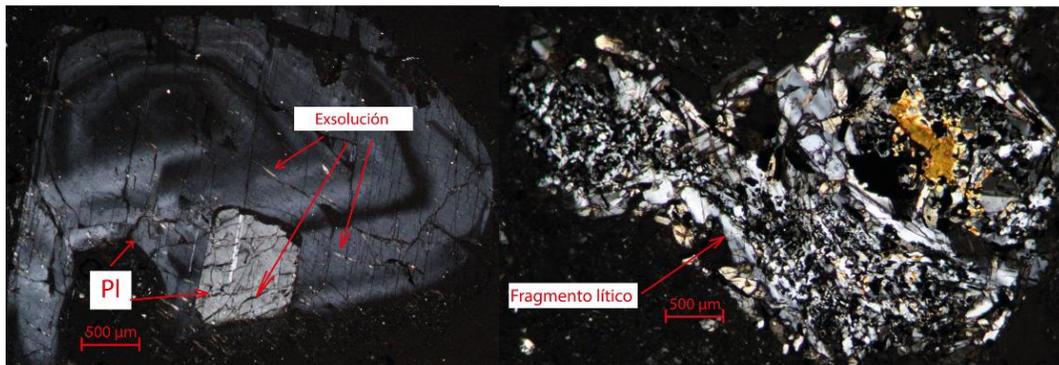


Figura 19. Fotografía al microscopio con objetivo de 5x y nicoles cruzados. La imagen muestra en la derecha un xenocristal de plagioclasa con bordes redondeados y exsolución a través de las fracturas, en la izquierda se observa un fragmento lítico formado de plagioclasa, cuarzo, óxidos de hierro-titanio y anfíbol.

Geoquímica

Del trabajo realizado en campo se seleccionaron y realizaron análisis químicos de roca total a nueve muestras, 7 pertenecen a fragmentos de pómez y 2 a fragmentos de líticos (tabla 4) que representan 5 depósitos.

Secuencia	Clave del laboratorio	Este 14Q (m)	Norte (m)	Simbología
Flujo A	LJ 1401	518261	2,156,314	△
Flujo B	LJ 1402	518261	2,156,314	□
Flujo C	LJ 1403-FPI	518452	2,155,973	◇
Flujo C	LJ 1404-A	518398	2,155,925	◇
Flujo C	LJ 1406	518392	2,156,173	◇
La Joya	LJ 1407-B	517336	2,156,113	○
Flujo D	LJ 1408	517770	2,155,911	⬡
La Joya	LJ 1410	515262	2,154,749	○
La Joya	LJ 1410-HDL	515262	2,154,749	○

Tabla 4. Nombre y ubicación geográfica de las muestras en coordenadas UTM con el datum WGS84. Las muestra con la clave LJ-1402 y LJ-1410-HDL pertenecen a fragmentos de líticos. La simbología aquí presente es la empleada en los diagramas geoquímicos.

Con la finalidad de tener un contexto geoquímico general, se compararon los datos de química de roca total obtenidos en la cantera de La Joya con datos de rocas vecinas del volcán Popocatepetl y la Sierra Chichinautzin (Schaaf et al, 2005).

Las muestras analizadas presentan entre el 64.16 wt% y 69.25 wt% en SiO₂, la muestra LJ 1404-A correspondiente al Flujo C es la de menor contenido en SiO₂ y la muestra LJ 1407-B correspondiente al Flujo La Joya es la de mayor concentración. En relación al contenido total de álcalis (fig. 20), se pueden clasificar a las rocas como Riolitas, Dacitas y Dacitas-Riolitas subalcalinas (LeBas et al. 1986, McDonald & Katsura, 1964), En comparación con los datos de Popocatepetl y Chichinautzin, las muestras analizadas son más silíceas.

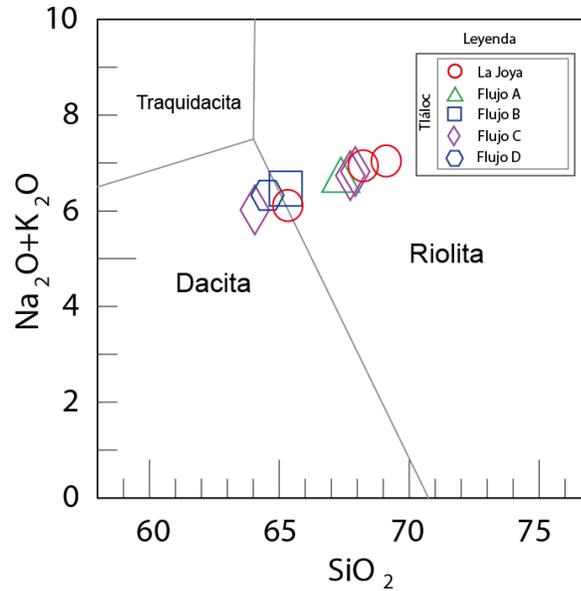
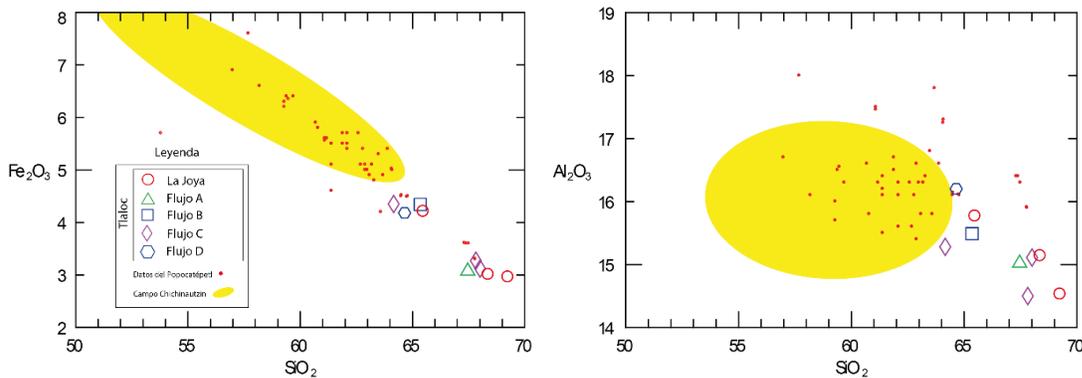
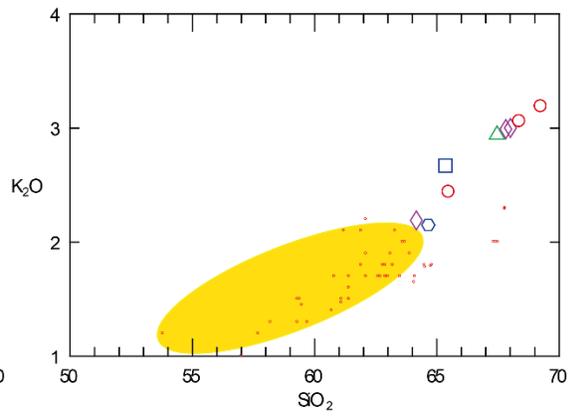
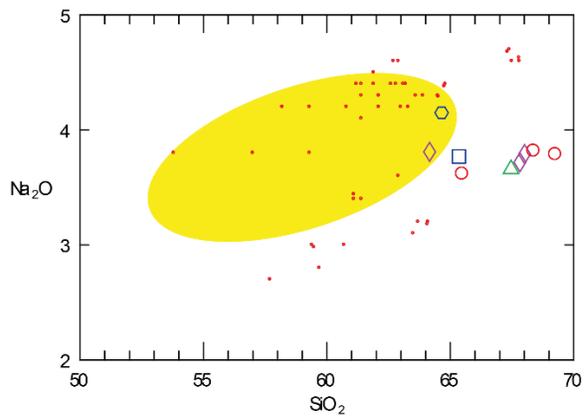
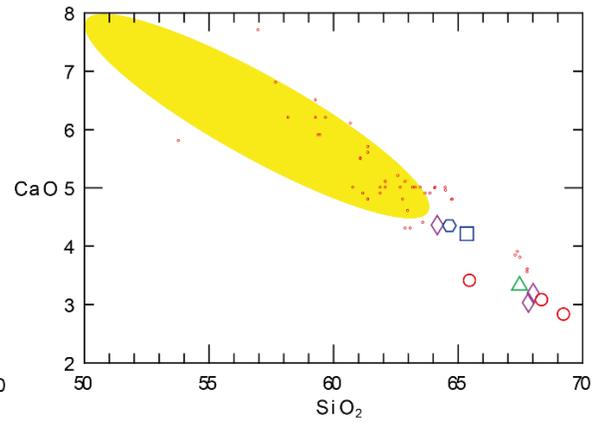
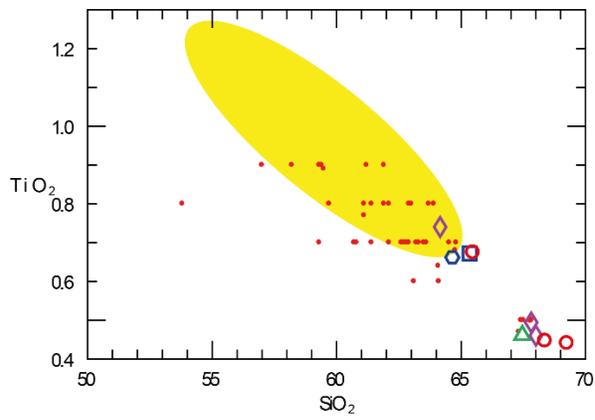
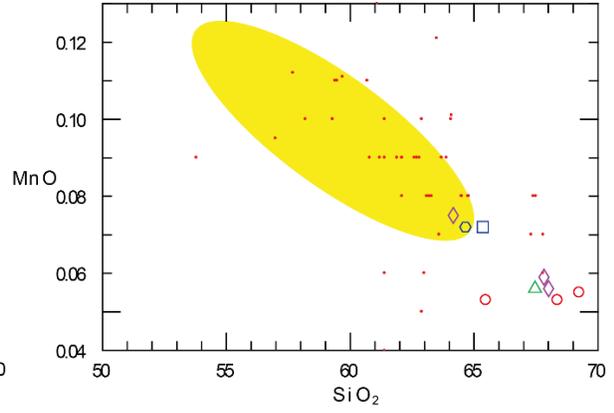
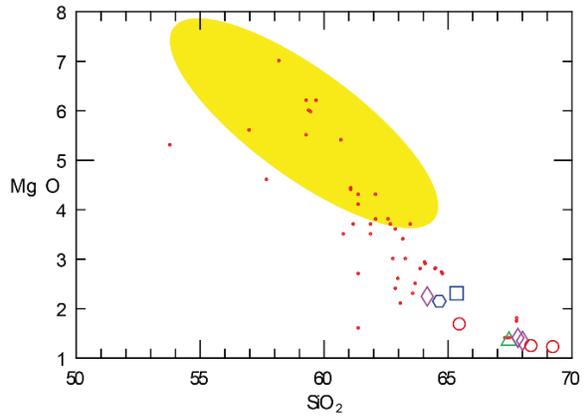


Figura 20. Diagrama de sílice vs álcalis de las rocas estudiadas (Le Bas et al. 1986). Todos los datos están dados en %wt y están calculados en base anhidra.

En la distribución de elementos mayores (fig. 21) observamos que la variación en el contenido de Fe en relación al contenido en SiO₂ está entre 2.95 wt% y 4.34 wt%, K₂O entre 2.15 wt% y 3.19 % tw, Al₂O₃ entre 14.49 wt% y 16.19 % tw, TiO₂ entre 0.299 wt% y 0.441 wt%, MgO entre 1.22 wt% y 2.361 wt%, CaO entre 2.81 wt% y 4.35 wt%, Na₂O entre 0.53 wt% y 4.15 wt%, P₂O₅ va de 0.11 wt% a 0.19 wt%. Se observa una tendencia negativa respecto al SiO₂ en los óxidos de Fe, K, Al, Ti, Mg y Ca. El K₂O presenta una tendencia positiva respecto al SiO₂. El Na₂O no presenta una tendencia clara en relación al SiO₂. Estas tendencias son iguales a las observadas en el volcán Popocatepetl y en la Sierra Chichinautzin, sin embargo las rocas del volcán Tláloc son más silíceas.



Continúa...



Continúa...

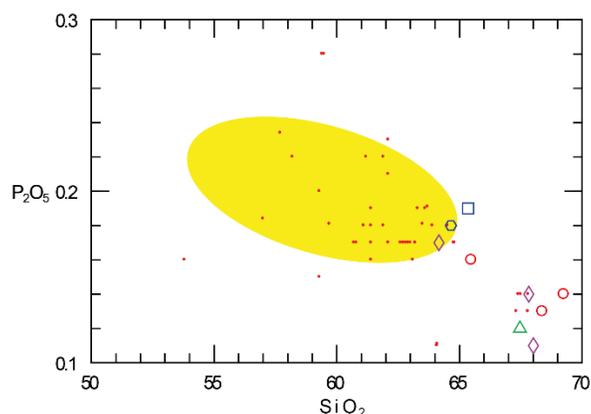
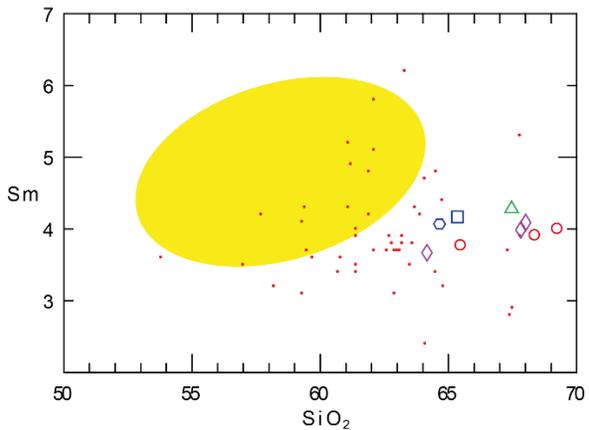
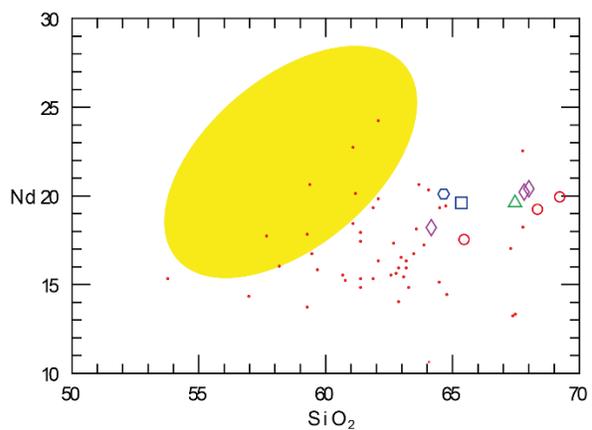
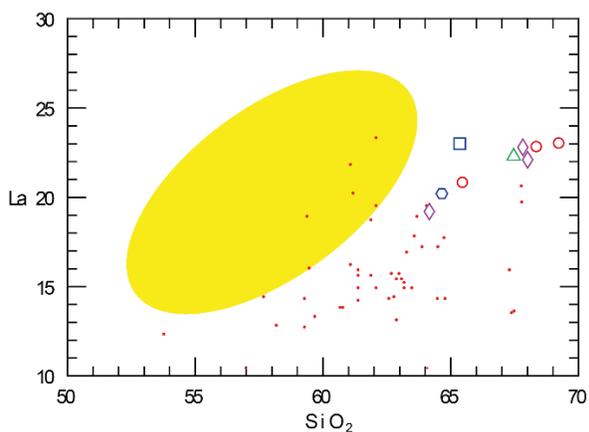
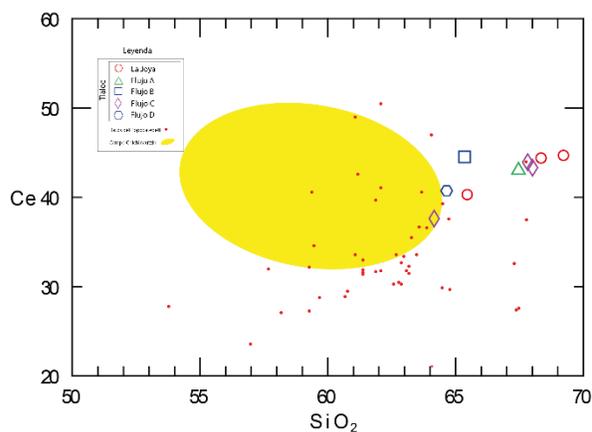


Figura 21. Diagramas binarios de elementos mayores (normalizados en base anhidra y wt%) de las muestras estudiadas, el campo coloreado en amarillo representa los datos del Chichinautzin y los puntos en rojo datos del Popocatepetl.

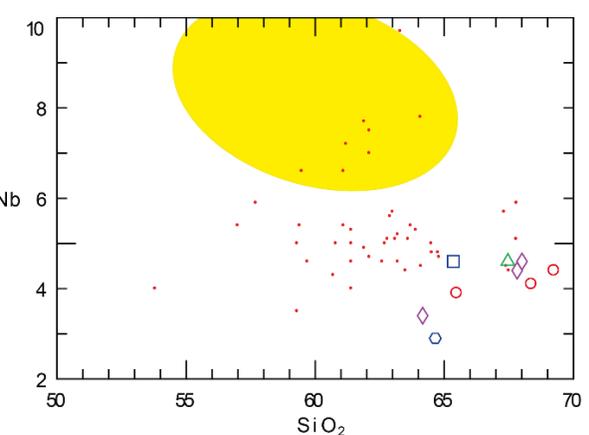
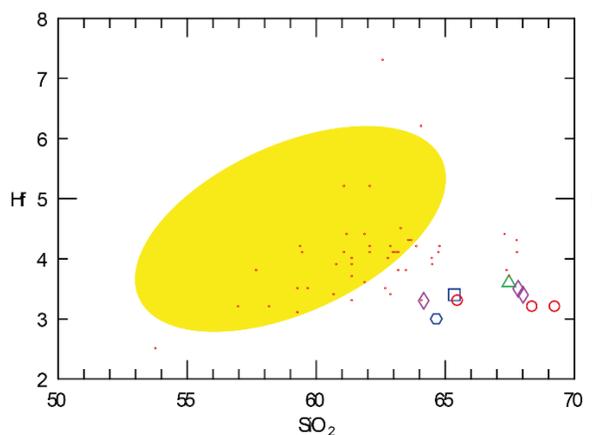
La distribución de elementos traza (fig. 22) muestra una tendencia positiva general para los LREE con concentraciones de La entre 19.2 ppm y 23 ppm, Ce entre 37.6 ppm y 44.6 ppm, Sm entre 3.67 ppm y 4.28 ppm, Nd entre 17.5 ppm y 20.4 ppm. Se presenta un ligero enriquecimiento de Ce y La en comparación de los elementos más silícicos del Popocatepetl. El Flujo B presenta una anomalía positiva de La, Ce y Sm en comparación con los flujos cercanos. Los HFSE presentan concentraciones de Zr entre 132 ppm y 155 ppm, Hf entre 3 ppm y 3.6 ppm, Nb entre 2.9 ppm y 4.6 ppm. Existe un ligero empobrecimiento en Hf y Nb en comparación de los elementos de Popocatepetl y Chichinautzin. Para el Lu las concentraciones están entre 0.213 ppm y 0.242 ppm, donde el Flujo C presenta una tendencia negativa respecto al SiO₂. Los LILE presentan una tendencia positiva para el Ba y Rb, mientras que para el Sr, tendencia negativa respecto al SiO₂. Las concentraciones de Ba están entre 523 ppm y 682 ppm. Rb entre 44 ppm y 96 ppm. Sr entre 278 ppm y 523 ppm. Se observa enriquecimiento de Rb y empobrecimiento de Sr en comparación con las muestras de Popocatepetl y Chichinautzin.

Para el V y Sc se aprecia una tendencia negativa en relación al incremento en SiO₂, concentraciones de V entre 47 ppm y 86 ppm; Sc 6 ppm y 10 ppm. Finalmente para el Ni el Flujo La Joya presenta una tendencia negativa con respecto al SiO₂ con concentraciones entre 11 ppm y 23 ppm. Existe un empobrecimiento general de V, Ni, y Sc en comparación con las muestras de Popocatepetl y Chichinautzin.

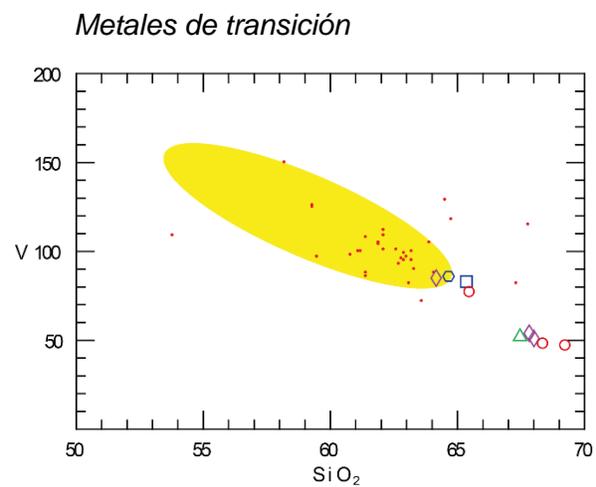
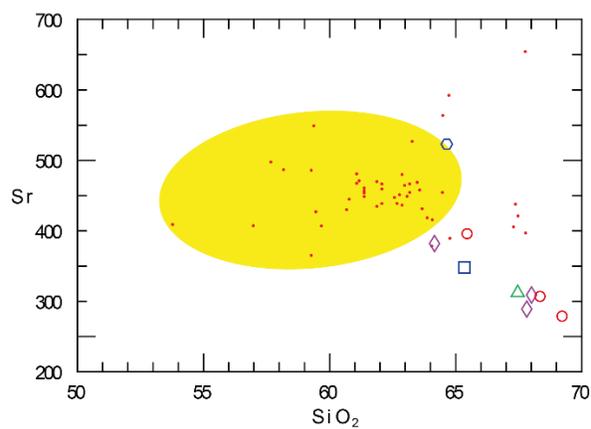
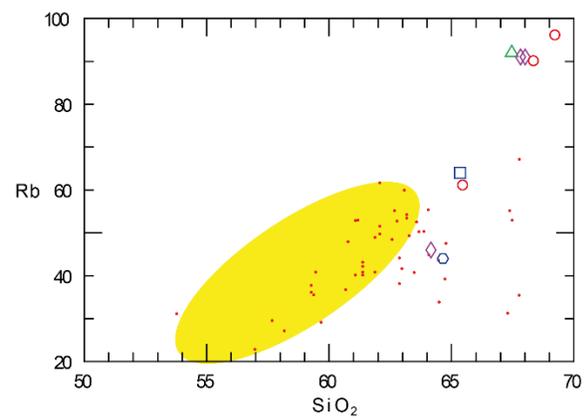
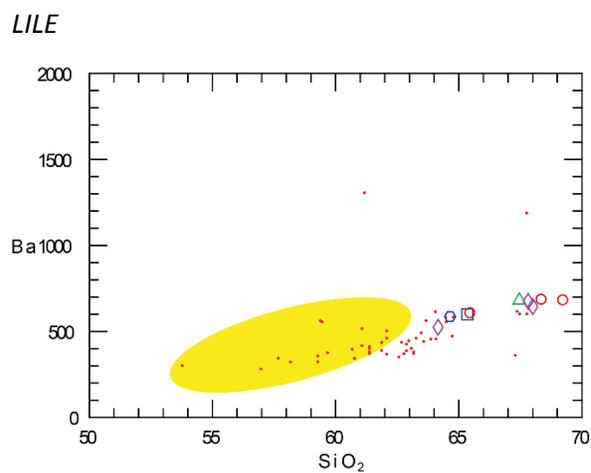
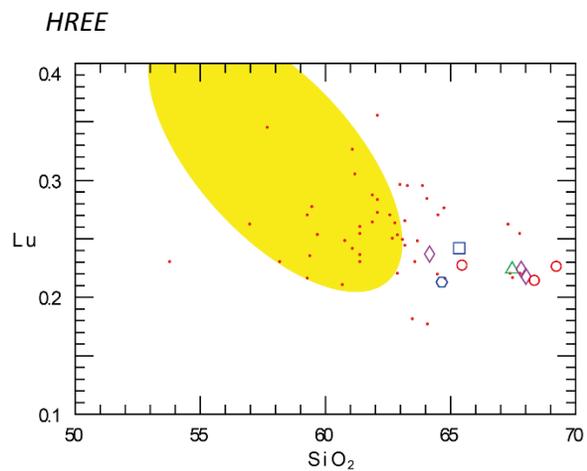
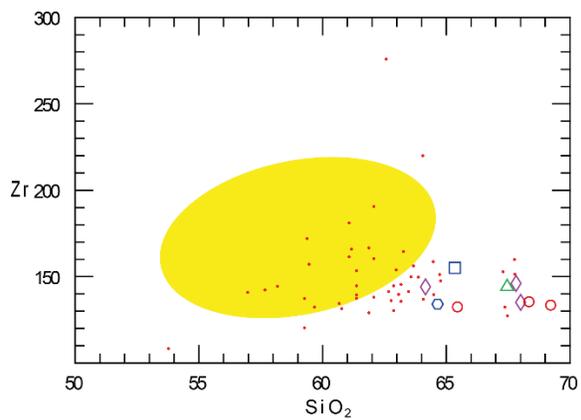
LREE



HFSE



Continúa...



Continúa...

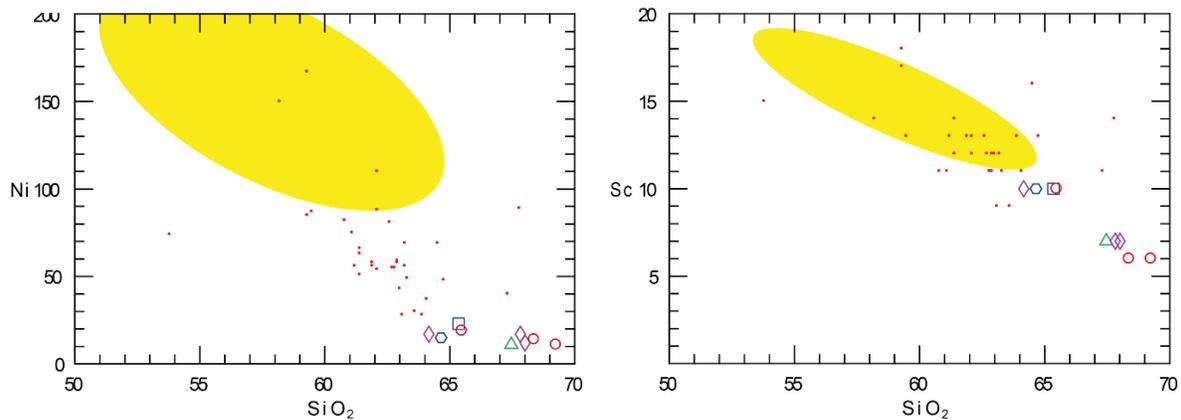
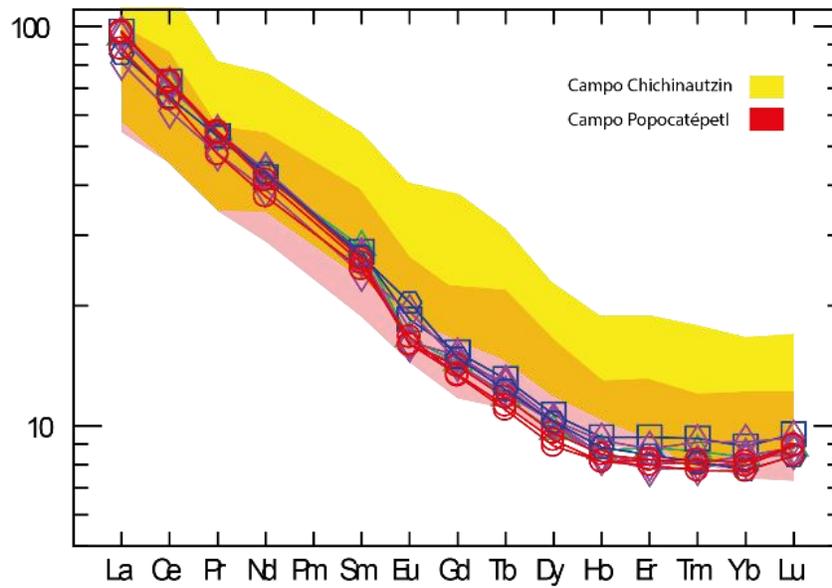


Figura 22. Diagramas binarios de elementos traza, normalizados en base anhidra y en ppm, SiO_2 en wt%. En puntos rojos se grafican datos del Popocatepetl, en amarillo el campo de Sierra Chichinautzin. Datos tomados de Schaaf et al, 2005. Nomenclatura: LREE (Light Rare Earth Elements), HREE (Heavy Rare Earth Elements), HFSE (High Field Strength Elements), LILE (Large Ion Lithophile Elements).

Los diagramas *spider* de los REE (Sun & McDonough, 1989) muestran una pendiente negativa general con una anomalía negativa en el Eu y en los HREE se aprecia una anomalía positiva (fig. 23). El Flujo La Joya presenta anomalías positivas en Sm, Gd, Tb y Lu, mientras que para el Eu, anomalía negativa. El Flujo C en la muestra LJ 1404-A presenta un ligero enriquecimiento en Eu, Hb, Er, Tm, Yb, y Lu, mientras que en el La, Ce, Pr y Nd muestra un ligero empobrecimiento en relación a las demás muestras. El diagrama de abundancia de elementos traza normalizado con el manto primitivo muestra anomalías negativas de Nb, Ti y P. Las anomalías positivas están en los elementos: Ba, Cs, U, Th, Ta, K y Pb. Comparativamente con Popocatepetl y Chichinautzin las muestras analizadas presentan un enriquecimiento en Ba, Cs, U, Th, Ta, K y Pb, además presenta un empobrecimiento de Nb, P, Ti.

a)



b)

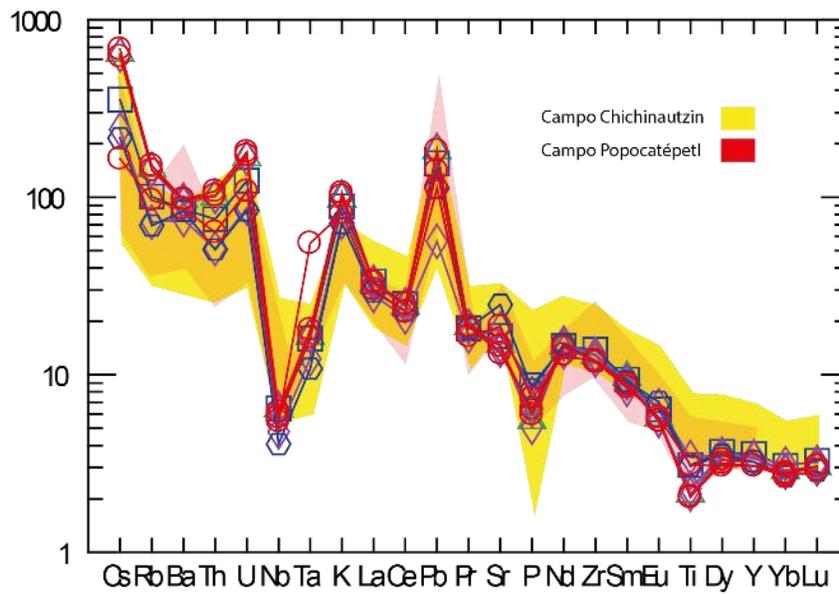


Figura 23. a) Diagramas spider de REE (Sun & McDonough, 1989). Se observa un enriquecimiento general en el Lu y empobrecimiento en el Eu. b) Distribución de elementos traza normalizados respecto al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).

Discusión

Uno de los problemas en el estudio del flujo piroclástico La Joya es su distribución. Estudios recientes sugieren que la fuente de donde emanaron los flujos piroclásticos riolíticos del volcán Tláloc, se encuentra entre la cima y la porción este del volcán (Rueda et al, 2013). La distribución de estos depósitos riolíticos ocurren principalmente al norte y al este de la fuente que los expulsó, sin embargo el flujo piroclástico La Joya no se ha reportado en esas localidades. El flujo de La Joya aflora en la porción noroccidental, siendo la cantera La Joya el lugar donde mejor se expone y por primera vez se reportó este evento.

La distribución de este depósito volcánico se encuentra interrumpida en la base del Tláloc por una serie de estructuras volcánicas máficas y félsicas del Plioceno (Gómez-Tuena et al, 2007), con edades superiores a 2.5 Ma, y pertenecientes al Campo Volcánico Apan–Teocomulco (García-Tovar et al, 2015). Una de estas estructuras evitó que el depósito de los productos del volcán Tláloc hacia el NW no tuvieran una distribución uniforme (fig. 2). De esta forma la cartografía realizada previamente a este estudio por Rueda et al. (2006), donde se muestra que al oeste de la estructura volcánica Pliocénica sólo existe el flujo La Joya y algunos productos lacustres (Huddart et al., 2006), podría tener algunas inconsistencias, ya que las secciones estratigráficas realizadas en este trabajo muestran al menos 4 flujos piroclásticos diferentes en la cantera La Joya: Flujos A, B, C y D.

La diferencia principal entre estos flujos es la composición y el contenido en líticos. La Joya contiene aproximadamente ~67.51 wt% de líticos, mientras que los demás flujos, con excepción del Flujo B, no superan el 40 wt%. La composición de los líticos también es diferente, a pesar de que en casi todos los depósitos se aprecian fragmentos porfídicos de roca, el Flujo C, D y La Joya presentan además fragmentos de obsidiana o productos volcánicos vitrificados, no observados en el Flujo B.

Las características observadas en campo indican que el Flujo B es el más antiguo de los depósitos, ya que presenta un paleo suelo bien desarrollado y alto grado de meteorización, además de ser superpuesto por el Flujo A, rasgos no observados en los demás flujos. Otra diferencia que existe en el Flujo B respecto a los demás flujos

piroclásticos es el bajo contenido de pómez (~17 wt%), mientras que los otros depósitos superan el 30 wt%. También el tipo de pómez es diferente. Las pómez presentes en los Flujo C, D y La Joya son bandeadas, mientras el Flujo B contiene pómez con textura homogénea.

Otra de las características apreciables en el flujo piroclástico La Joya son dos horizontes delimitados por un cambio en la coloración con tonalidades gris y rosa. La zona rosa contienen lóbulos formados por alta concentración de pómez y líticos con tamaños superiores a los 0.5 m. En la base del horizonte rosa hay zonas ricas en líticos porfídicos, no observados en los demás flujos. Esta cantidad de fragmentos en la base nos sugiere la existencia de un domo de composición dacítica-riolítica, según el diagrama TAS (Le Bass et al., 1986), obtenido a partir de los análisis geoquímicos de roca total. Este domo se emplazó, creció y destruyó en la primera etapa del evento eruptivo. Podemos argumentar, además, que los fragmentos de líticos expelidos en la última fase de la erupción comparten características similares a los encontrados en la base del depósito, por ejemplo color, textura porfídica y el tipo de minerales observables en muestra de mano, básicamente plagioclasa, piroxenos y anfíboles, pero muy diferentes en tamaño y proporción. Mientras que en la base los líticos no superan los 20 cm y el 35.22 wt%, en la cima, se encuentran fragmentos que superan los 50 cm y 60 wt%, sin embargo no podemos asegurar que sean los mismos elementos encontrados en la base.

Este cambio en el volumen de líticos en la cima puede ser interpretado como la erosión del conducto eruptivo. Si consideramos que los magmas aprovechan las zonas de debilidad de la estructura principal del volcán para ascender y ser eyectados, podemos decir que un incremento en la explosividad al final de la erupción pudo generar que se arrancara parte del conducto eruptivo generando un incremento en el tamaño y el contenido de líticos. Las similitudes observadas en los fragmentos de la base y la cima existen debido a que simplemente pueden ser productos de erupciones previas de composición similar. La coloración rojiza observada en la cima de La Joya, es producto de fragmentos líticos rojizos que en abundancia son mayores que los de pómez rosa bandeada.

La diferencia en la coloración observada en la parte rosa y la parte gris de La Joya, podría ser explicada de la siguiente manera. Un evento magmático efusivo emplazó un domo en la parte superior del Tláloc. Tiempo después el reservorio magmático acumula magma félsico y es intrusionado por un magma de composición y viscosidad diferente. El contraste composicional y de viscosidad es tan grande que permite que se alcance a infiltrar magma de baja viscosidad (tal vez un magma máfico) en la parte superior del reservorio. Esta intrusión cataliza la erupción debido al aumento de volumen y tal vez de volátiles. La primera porción de magma en salir es la de la parte superior del reservorio, la cual presenta menor índice de mezcla (zona gris). El magma que deposita la zona gris es inmediatamente seguido por la zona que sufrió mayor impacto de mezcla y deposita la zona rosa del flujo La Joya. El cambio en coloración puede estar relacionado con diferentes grados de mezcla y con diferentes grados de vesicularidad producto de el contraste composicional.

Texturalmente los fragmentos de pómez observados en La Joya son muy diferentes a los productos de los flujos A, C y D. Los fragmentos de los flujos A, C y D son pómez con mayor proporción de vesículas, menor cristalinidad y diferente contenido mineral a los observados en flujo de La Joya. En muestra de mano podemos observar que las pómez de La Joya presentan vesículas fibrosas. Mientras que las de los flujos A, C y D son irregulares. A nivel microscópico en el Flujo C podemos observar que las bandas en las pómez presentan diferente tipo de vesículas, para las zonas claras las vesículas son irregulares, mientras que para las zonas oscuras, las vesículas tienden a ser esféricas. El Flujo A y D solo presentan vesículas irregulares. Respecto a la cristalinidad, La Joya supera el 30% mientras que para el Flujo A es menor al 5% y, para el Flujo C y D no supera el 15%. También es importante mencionar que las pómez del Flujo A no se presentan bandeadas. Las poblaciones de cristales en los Flujos B y D son principalmente plagioclasa, piroxeno y anfíbol, el Flujo A presenta la misma asociación más biotita, mineral que no fue observado en ninguno de los demás depósitos. La Joya a diferencia, sólo presenta relictos de minerales máficos como piroxenos y anfíboles, con centros formados por concentraciones de cuarzo y plagioclasa.

Algo muy importante que se observa en todos los fragmentos de pómez analizados es la presencia de xenolitos microscópicos de granito con una alta concentración de óxidos de hierro-titanio, y xenocristales de plagioclasa con exsoluciones en las fracturas y los planos de crucero. La presencia de estos xenolitos sugiere la asimilación de un cuerpo granítico. La asimilación de estos granitos puede estar relacionada con los eventos de mezcla que caracterizan algunos de los flujos.

La prueba de que existen eventos de mezcla de magmas es evidente en las pómez bandeadas de los flujos C, D y La Joya. Microscópicamente podemos observar que las bandas de diferentes colores presentan diferentes poblaciones de cristales, por ejemplo en el Flujo C las bandas de colores claros se presentan mayor abundancia fenocristales de piroxeno y anfíbol en comparación de las bandas oscuras donde los fenocristales más abundantes son plagioclasas. En la mayoría de las pómez estudiadas encontramos xenocristales plagioclasa, estos minerales los distinguimos de los que se formaron en el magma que generó a los flujos piroclásticos, por la presencia de bordes redondeados y exsoluciones en las plagioclasa. En general este fenómeno ocurre cuando el tiempo de enfriamiento es lo suficientemente lento como para que exista un reordenamiento en la estructura cristalina de las plagioclasas ya cristalizadas, producto de la interacción con los líquidos residuales, esto genera el crecimiento de feldespatos en los planos de crucero y en las fracturas presentes en el mineral. Este fenómeno es muy común en los cuerpos intrusivos. Además de tener xenocristales, se observa en casi todas las pómez fragmentos líticos microscópicos formados por cúmulos de plagioclasa, cuarzo, feldespatos, anfíbol y abundantes óxidos de hierro-titanio, que se pueden ser interpretados como xenolitos de granito.

Estas evidencias implican una interacción entre dos magmas con viscosidades contrastantes, lo que puede ser asociado con la interacción de un magma félsico con uno más máfico. Debido al ambiente tectónico de subducción en el que se generaron los magmas, podemos decir que durante el ascenso del magma generado por este proceso, hubo digestión y asimilación de corteza granítica, a tal grado que generó fusión parcial en ella, sin embargo esta asimilación no fue muy

competente ya que en nuestras muestras aún se pueden observar productos pertenecientes al granito asimilado. También se observa que las poblaciones de plagioclasa, en general, presentan textura tamiz en los centros de los cristales concluyendo su crecimiento con bordes definidos. Esto nos indica que durante la formación de la plagioclasa hubo un momento de desequilibrio termodinámico que es evidenciado por la textura tamiz, sin embargo existe un re-equilibrio en el sistema que permite que al final las plagioclasas cristalicen sin vestigios de esta textura.

Geoquímicamente observamos en los flujos piroclásticos descritos que la distribución de elementos traza y los diagramas de tierras raras normalizados con respecto al manto primitivo (Sun&MacDonough, 1989) muestran una tendencia semejante para todos, sin embargo el flujo La Joya presenta mayor enriquecimiento en La, Ce, Os, Rb, U, Ta y Pb, y menores concentraciones de Eu, Dy, Tb, Gd y Nd. A pesar de estas diferencias se puede descartar que estos magmas sean producto de la fusión parcial de un manto donde el granate es una fase estable, debido a que a los primeros indicios de fusión parcial los elementos más incompatibles y móviles son estables en la fase líquida, mientras que los más compatibles permanecen en el granate, haciendo que nuestra concentración de HREE disminuya considerablemente y aumente la de LREE en el magma.

Existen anomalías negativas de Eu, estas anomalías se asocian con un evento de fraccionamiento de plagioclasa y/o clinopiroxeno. Este fenómeno ocurre debido a que el Eu^{+2} se intercambia en la estructura cristalina con el Ca^{+2} , en un ambiente reductor, esta condición restringe nuestro sistema al manto, por lo tanto la anomalía de negativa de Eu^{+2} es un registro de cristalización fraccionada en los magmas primarios que generaron a los productos dacíticos. Las anomalías positivas observadas en el Pb y las anomalías negativas de Nb indican que estos magmas son producto de subducción. El Nb es un elemento incompatible e insoluble que es empobrecido de manera relativa en los magmas generados en zonas de subducción donde el agua participa en abatir la temperatura de fusión de la cuña del manto y en movilizar elementos incompatibles. La anomalía positiva de Pb

puede estar relacionada al enriquecimiento de plomo en los sedimentos marinos que posteriormente son subducidos.

A pesar de que la producción de estos magmas se encuentra fuertemente ligado a un proceso de subducción, geoquímicamente podemos asegurar que no es el único proceso que influyo en su formación. En comparación con los productos del Popocatepetl y Sierra Chichinautzin que se encuentran cercanos a la zona de estudio, podemos observar que los depósitos volcánicos encontrados en la cantera La Joya son más félsicos (entre 64.16 wt% y 69.25 wt% de SiO_2) que la mayoría de los productos de Sierra Chichinautzin (entre 51 wt% y 64 wt% de SiO_2) y Popocatepetl (entre 53 wt% y 67 wt% de SiO_2). Además los patrones de distribución de elementos mayores, elementos traza y tierras raras observadas, muestran patrones similares en Popocatepetl y Chichinautzin, pero para La Joya estas tendencias se encuentran desplazadas. Por ejemplo las concentraciones de elementos incompatibles son mayores para los productos encontrados en La Joya. Si consideramos que los productos del Tláloc, Popocatepetl y Sierra Chichinautzin comparten el mismo origen, el hecho de que los productos del Tláloc sean más silícicos y contengan mayores concentraciones de elementos incompatibles, sugieren que hubo un proceso de asimilación cortical, muy probablemente de granitos, ya que estos últimos están más enriquecidos en elementos incompatibles que al ser digeridos por los magmas más máficos, imprimen sus características geoquímicas en los productos volcánicos estudiados.

Una vez descritas las características estratigráficas, petrológicas, geoquímicas, y sus implicaciones en los flujos piroclásticos estudiados, sólo nos queda resolver la temporalidad de los eventos. Las edades reportadas para La Joya son de ~38 000 años (Huddart et al, 2004; 2006), mientras que la edad obtenida en este estudio supera los 43 500 años, la cual se aproxima al límite de detección del método, por lo tanto esta edad podría ser incluso mayor a 50 000 años. Esta diferencia temporal tan grande pone en duda la edad estimada hasta ahora del flujo piroclástico, por lo tanto se necesita realizar más análisis de fragmentos de carbón de diferentes partes

del depósito para mejorar la precisión de la fecha en la que comenzó el evento eruptivo.

La edad obtenida para el Flujo C fue de $\sim 34\,240 \pm 270$ a. Temporalmente estas edades no son muy distintas con las de la Secuencia Multicapas que es de ~ 31 ka (Rueda et al, 2013), por lo que se podría pensar que son el mismo depósito, sin embargo estratigráficamente y petrológicamente no comparten rasgos en particular. Mientras la Secuencia Multicapas está conformada por una serie de caídas y oleadas piroclásticas, el Flujo C sólo está compuesto de un depósito principal de pómez y cenizas con horizontes de enriquecimiento en líticos y pómez bandeada, está última no reportada en dicha secuencia. Petrológicamente en las pómez de la Secuencia Multicapas no se ha reportado textura tamiz en las plagioclasas, también este depósito presenta contenido de biotita a diferencia del Flujo C, que no la presenta. De esta forma podemos constar que el Flujo C descrito en este trabajo no pertenece al flujo piroclástico La Joya, pero tampoco corresponde con ninguno de los flujos asociados al volcán Tláloc ya reportados. Debido a las razones antes mencionadas se propone el nombre de Flujo Piroclástico Tlaminca para nombrar a este depósito que previo a este trabajo no había sido reportado, ya que este se localiza en los linderos del poblado que lleva el mismo nombre. Los Flujos A y D los reportamos con la finalidad de demostrar que no pertenecen a La Joya, ni al Flujo Tlaminca, sin embargo consideramos insuficientes los datos obtenidos para determinar si estos depósitos corresponden a alguno de los otros eventos eruptivos del Tláloc ya reportados, no pudimos encontrar una locación adecuada que nos permitiera estratigráficamente determinar la situación de esos eventos, sólo podemos concluir que el Flujo D es de mayor edad que la Joya, porque observamos el contacto entre ellos.

Conclusiones

En este trabajo se determinó que no todos los flujos piroclásticos ubicados en los alrededores de la cantera La Joya, pertenecen al flujo piroclástico que lleva el mismo nombre. Debido a las diferencias en el contenido y composición de pómez y líticos, a las relaciones estratigráficas observadas en campo y edades radiométricas obtenidas de fragmentos de carbón incluidos en los depósitos, se identificaron al menos 4 flujos distintivos en esa localidad. Se propone el nombre de Flujo Piroclástico Tlaminca para denominar al flujo de pómez y cenizas color gris claro, de composición dacítica-riolítica y edad de $\sim 34\,240 \pm 270$ años. La abundante concentración de fragmentos de líticos porfídicos con tamaños superiores a 10 cm en un horizonte de enriquecimiento cercano a la base del flujo piroclástico La Joya, sugiere que el evento eruptivo comenzó con el emplazamiento, desarrollo y destrucción de un domo de composición dacítica-riolítica. También inferimos que hubo una fuerte erosión del conducto eruptivo, promovido por el incremento en la explosividad al final de la erupción, evidenciado por fragmentos de pómez y líticos con tamaños superiores a 50 cm, similares a los encontrados cerca de la base del depósito.

Los flujos piroclásticos La Joya y Tlaminca, también tienen evidencia de mezcla de magmas y asimilación cortical, evidenciado por la presencia de pómez bandeada, fragmentos microscópicos de xenocristales de plagioclasa y xenolitos de granito.

Las diferencias entre las edades obtenidas del flujo piroclástico La Joya en este estudio con respecto a las obtenidas en trabajos previos de otros autores, muestran que la fecha del evento eruptivo no es clara, se sugiere que se realicen más fechamientos en los fragmentos de carbón que se encuentran a lo largo del depósito, para mejorar la precisión de la edad en la que ocurrió la erupción. También es importante considerar que para mejorar los resultados en las edades, se colecten fragmentos de carbón que represente vegetación pequeña que haya sido carbonizada durante el evento piroclástico. Adicionalmente se sugiere mejorar la cartografía de la zona con un mapeo a detalle de la zona, hacer química mineral e isótopos para proponer un modelo petrológico.

Bibliografía

Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Morán-Zenteno, D., AlbaAldave, L., 2002, Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern México, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 1-14.

Allan, J., 1986, Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt, *Geological Society of America Bulletin*, 97, 473-485.

Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: *Revista Instituto de Geología*, 2, 172-187.

Cadoux, A., Missenard, Y., Martínez-Serrano, R.G., Guillou, H., 2011, Trenchward PlioQuaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of the Sierra Nevada range. *Geological Magazine* 148, 492–506.

Espinasa-Pereña, R., Martín-del Pozzo, A.L., 2006, Morphostratigraphic evolution of Popocatepetl Volcano, México. In: Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre-Díaz, G. (Eds.), *Neogene–Quaternary Continental Margin Volcanism: A Perspective from México: GSA Special Paper*, 402, pp. 115–137.

Faure, G. y Mensing, T.M., 2005, “Isotopes principles and applications”, 3rd edition, John Wiley & Sons, Inc, Hoboken, New Jersey.

Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Orozco-Esquivel, M., Carrasco-Núñez, G., Norato-Cortez, T., 2005, Digital geologic cartography of the TransMexican Volcanic Belt and adjoining areas: *Digital Geosciences*, Universidad Nacional Autónoma de México, 1 mapa, 2 p. texto.

García-Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Valdez, G. & Mora, J. C., 2002, Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Transmexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional* 41, 133–50.

García-Tovar, G.P., Martínez-Serrano, R.G., 2011, Geología y geoquímica de las lavas Pleistocénicas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 28, 301–322.

García-Tovar, G. P., Martínez-Serrano, R. G., Solé, J., Correa-Tello, J. C., Núñez-Castillo, E. Y., Guillou, H., & Monroy-Rodríguez, E., 2015, Geología, geocronología y geoquímica del vulcanismo Plio-Cuaternario del Campo Volcánico Apan-Tecocomulco, Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(1), 100-122.

Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D. J., Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., 1992, Carta geológica de la República Mexicana: quinta edición escala 1:2.000,000: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa, texto explicativo 74 p.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227-283.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T. & Ferrari, L. 2007, Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt, In *Geology of Mexico: Celebrating the Centenary of the Geological Society of Mexico* (eds S.A. Alaniz-Álvarez & A. F. Nieto-Samaniego), pp. 129–81. Geological Society of America, Special Paper no.422.

Huddart, D. & Gonzalez, S., 2004, Pyroclastic flows and associated sediments, Tlálloc-Telapón, piedmont fringe of the eastern basin of Mexico. In: G.J. Aguirre-Diaz, Macías, J.L., and Siebe, C., (Editor), *Penrose Conference*. UNAM, Metepec, Puebla, Mexico, pp. 35.

Huddart, D. & González, S., 2006, A review of environmental change in the Basin of Mexico (40,000-10,000 BP)—Implications for early humans, in Jiménez-López, J.C.; González, S.; Pompa y Padilla, J.A.; Ortiz-Pedraza, F., eds., *El hombre temprano en America y sus implicaciones en el poblamiento de la cuenca de Mexico: Instituto Nacional de Antropología e Historia Primer Simposio Internacional*, Mexico, D.F., Colección Científica, Serie Antropología 500, p.77-105.

Jarvis, K. E., 1988, Inductively coupled plasma mass spectrometry: a new technique for the rapid or ultra-trace level determination of the rare-earth elements in geological materials. *Chemical Geology*, 68(1), 31-39.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, R., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram, *Journal of Petrology* 27, 745–750.

MacDonald, G. A. & Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas. *Journal of Petrology* 5, 83–133.

Macías, J.L., Arce, J.L., García-Tenorio, F., Layer, P.W., Rueda, H., Reyes-Agustin, G., López-Pizaña, F., Avellán, D., 2012, Geology and geochronology of Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl, and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, central Mexico. In: Aranda-

Gómez, J.J., Tolson, G., Molina-Garza, R.S. (Eds.), *The Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America Field Guide*, 25, pp. 163–193

Meier, M., Grobéty, B., Arce, J. L., Rueda, H., 2007, Origin and age of the Volcanic Rocks of Tláloc Volcano, Sierra Nevada, Central Mexico. American Geophysical Union, Fall Meeting 2007,

Nixon, G.T., 1989, The geology of Iztaccíhuatl Volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. Geological Society of America, Special Paper 219 (58 pp.).

Nixon, G.T., Demant, R.I., Armstrong, R.L. & Harakal, J. E. 1987, K–Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the trans-Mexican volcanic belt. *Geofísica Internacional* 26, 109–58.

Martínez Serrano Raymundo G., Cadoux Anita, García Tovar Gloria P, Valdez Cabrera Sac-Nicté, Juárez López Karla; y Solís Pichardo Gabriela, 2008, El complejo volcánico Tláloc-Telapón: Características petrográficas, geoquímicas y geocronológicas y su relación con otras estructuras de la Sierra Nevada, Faja Volcánica Transmexicana. *Geos*, Vol. 28, No.2, p.158.

Mooser, F., 1975, Historia geológica de la Cuenca de México. DDF, T. Memoria de las obras del sistema de drenaje profundo del Distrito Federal, México, D.F., 1, pp. 7–38

Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic micro continent accreted to North America during the late Paleozoic, *Geology* 23, 1127-1130.

Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T. & Ferrari, L. 2007, Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt. In *Geology of Mexico: Celebrating the Centenary of the Geological Society of Mexico* (eds S. A. Alaniz-Álvarez & A. F. Nieto-Samaniego), pp. 129– 81. Geological Society of America, Special Paper no. 422.

Pardo, M., Suárez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *Journal of Geophysical Research*, 100, 12,357-12,373.

Reyes-Agustin, G., 2011, Estudio vulcanológico del Flujo de Pómez Cuauhtémoc en el sector SE del Complejo Volcánico de Tlaloc-Telapon [Tesis de Licenciatura]: IPN-ESIA, México City, p. 100.

Rollinson, H. R., 2014, Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Routledge.

Rueda, H., Arce, J.L., Macías, J.L., García-Palomo, A., 2006, ~31 ka Plinian–Subplinian eruption at Tlaloc Volcano, Sierra Nevada, México. AGU Fall Meeting, San Francisco (CA, US).

Rueda, H., Arce, J.L., Macías, J.L., García-Palomo, A., 2007, Pyroclastic sequences at the N-NE slopes of Tlaloc Volcano, Sierra Nevada, central México. Memorias de la Conferencia Internacional Conmemorativa “Volcán Chichón 25 años después”. San Cristóbal de las Casas, Chiapas, México

Rueda, H., Macías, J.L., Arce, J. L., Gardner, J. E., Layer, P.W., 2013, The ~ 31 ka rhyolitic Plinian to sub-Plinian eruption of Tlaloc Volcano, Sierra Nevada, central Mexico, Journal of Vulcanology and Geothermal Research Vol. 252, p.73-91.

Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R., 1993, Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America Special Paper 278, 153.

Schaaf, P., Siebe, C., Stimac, J., Macías, J.L., 2005, Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. Journal of Petrology 46, 1243–1282.

Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., Obenholzner, J., 1996, Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: past key to the future? Geology 24, 399–402.

Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (eds) Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publications 42, 313–345.

Vázquez-Sánchez, E., Jaimes-Palomera, L.R., 1989, Geología de la cuenca de México. Geofísica Internacional 28, 133–190.

Walsh, J. N., Buckley, F., & Barker, J., 1981, The simultaneous determination of the rare-earth elements in rocks using inductively coupled plasma source spectrometry. Chemical Geology, 33(1), 141-153.