



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**ESTUDIO SOBRE LAS UNIDADES PIROCLÁSTICAS
DEL PALEÓGENO EN EL FLANCO OCCIDENTAL
DE LA SIERRA DE VALLE DE BRAVO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

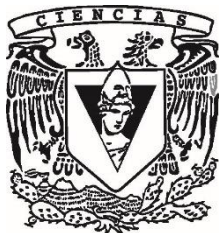
LICENCIADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A :

MARIO ALBERTO MINOR VARELA

DIRECTOR DE TESIS:

DR. DANTE JAIME MORÁN ZENTENO
Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2020





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.

La vida, parece una línea recta, pero no lo es. Construimos nuestras vidas en tan sólo un cinco por ciento, el resto se hace a través de los demás, porque vivimos con los demás y, a veces uno contra el otro. Pero este pequeño porcentaje, este cinco por ciento, es el resultado de la sinceridad con uno mismo.

José de Sousa Saramago

1. Datos del Alumno
Apellido Paterno: Minor
Apellido Materno: Varela
Nombre(s): Mario Alberto
Telefono: 5535335708
Universidad Nacional Autónoma de Mexico
Facultad de Ciencias
Carrera: Ciencias de la Tierra
Número de cuenta: 310212739
2. Datos del Tutor
Grado: Dr
Nombre(s): Dante Jaime
Apellido Paterno: Morán
Apellido Materno: Zenteno
3. Datos del sinodal 1
Grado Dr.
Nombre(s): Raymundo Gerardo
Apellido Paterno: Martínez
Apellido Materno: Serrano
4. Sinodal 2
Grado Dra.
Nombre(s): Barbara Mary
Apellido Paterno: Martiny
Apellido Materno: Kramer
5. Sinodal 3
Dra.
Nombre(s): Ana María Lizeth
Apellido Paterno: Caballero
Apellido Materno: García
6. Sinodal 4
Dr.
Nombre(s): Enrique Alejandro
Apellido Paterno: González
Apellido Materno: Torres

Título: Estudio sobre las unidades piroclásticas del Paleógeno en el flanco occidental de la sierra de Valle de Bravo.

Número de páginas: 73

Año: 2020

Dedicatoria

A mis padres por su inagotable apoyo y amor incondicional en todo lo que hago, por enseñarme a siempre luchar y seguir adelante. Todas las metas que cumpla también son suyas...

A mis hermanas y sobrinos por estar siempre conmigo, ustedes siempre serán parte importante de mi vida.

Agradecimientos

El financiamiento del trabajo de campo y los análisis realizados, fueron posibles con el apoyo del proyecto PAPIIT IN104217 “Estudio de la geocronología y petrogénesis de los batolitos de la región de Pinotepa Nacional, Oaxaca”

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por brindarme una educación de calidad y excelencia, siempre será un honor ser estudiante de esta gran institución y de la máxima casa de estudios.

Agradezco principalmente a mi director de tesis, el Dr. Dante Jaime Moran Zenteno, por todas sus enseñanzas y apoyo brindado. Aprendí demasiado bajo su tutela. También agradezco a la doctora Barbara por su ayuda en las jornadas de campo y los consejos para el desarrollo de esta tesis.

Agradezco a mis sinodales, Dr. Raymundo Gerardo Martínez Serrano, Dra. Ana María Lizeth Caballero García, Dr. Enrique Alejandro González Torres, por sus recomendaciones y correcciones que me permitieron mejorar el manuscrito.

Gracias a Rufino Lozano y a Santiago por los análisis de fluoresceína de rayos X. Asimismo al doctor Jesús Solé Viñas por su ayuda para el fechamiento K-Ar.

Agradezco a mis amigos de toda la vida por su gran apoyo y confianza en mí. A Guillermo mi gran amigo y hermano desde hace 20 años, gracias por siempre brindarme tu apoyo cuando más lo necesito y tu amistad incondicional. También a Jauregui e Isabel, por todas esas risas, anécdotas y consejos.

A mis grandes amigos de la Universidad, Jania, Angel, Fernando, Cid, Arriaga, Pepe, Karla, Edwin Sebastian, Xare, Marquito, Coco y Sandy, gracias por su compañía, por todas esas risas, prácticas y viajes. Ustedes hicieron amena mi estancia en la universidad y me ayudaron a ser siempre una mejor versión de mí.

A los amigos de grupo de trabajo, Aura, Violeta, Cinthia, Jess, Eddie, Hermes, Sam, Lorena, Cris y Pepe, por todas las pláticas graciosas y efímeras. También agradezco mucho su apoyo cuando tenía alguna duda.

A Sandrita por apoyarme en las etapas finales de este escrito y por brindarme siempre una sonrisa.

Contenido

Resumen.....	x
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Antecedentes.....	1
1.2 Planteamiento del problema.....	2
1.3 Objetivos y metas.....	3
1.4 Metodología.....	4
Capítulo 2.....	6
2.1 Marco Geológico.....	6
2.1.1 Provincia Magmática de las Sierra Madre del Sur.....	6
2.1.2 Basamento.....	7
2.1.3 Volcanismo Cenozoico.....	9
2.1.4 Estructuras tectónicas cenozoicas.....	10
2.2 Marco Teórico.....	11
2.2.1 Origen de las corrientes piroclásticas.....	12
2.2.2 Componentes.....	14
2.2.3 Emplazamiento.....	14
2.2.4 Depósitos piroclásticos.....	16
2.2.5 Grado de soldamiento.....	19
2.2.6 Diques piroclásticos.....	21
2.2.7 Litofacies.....	23
3. Estratigrafía y petrografía.....	24
3.1. Tobas.....	28
3.1.1 Unidad A.....	28
3.1.2 Unidad B.....	29
3.1.3 Unidad C.....	30
3.1.4 Unidad D.....	32
3.1.5 Vitrófido rico en cristales (Vc).....	35
3.2 Conductos alimentadores y diques piroclásticos.....	36
3.2.1 Litofacies de lapilli masiva eutaxítica (emLT).....	36
3.2.2 Litofacies de lapilli masiva eutaxítica rica en pómez (emLTp).....	37
3.2.3 Litofacies de Toba de lapilli masiva (mLT).....	38

3.2.4 Litofacies de lapilli masiva eutaxítica rica en cristales (emLTcr).....	39
3.2.5 Litofacies de Toba de lapilli masiva rica en pómez (mLTp).....	40
4. Geoquímica y Geocronología.....	43
4.1 Geoquímica	43
4.2 Geocronología.....	47
5. Discusión.....	49
5.1 Sobre el origen y condiciones de emplazamiento de la Ignimbrita Valle de Bravo.....	49
5.2 Geoquímica y petrogénesis.....	52
5.3 Consideraciones geocronológicas.....	53
6. Conclusiones.....	54
7. Bibliografía. Recomiendo revisar el estilo de las referencias y hacer correcciones. El estilo varía entre referencias.....	55
8 Anexos	60

Índice de figuras.

Figura 1 Principales centros volcánicos silíceos de la porción norte-central de la Sierra Madre del Sur. Modificado de González-Torres, et al. (2013)	3
Figura 2. Origen de las corrientes piroclásticas (tomado de Branney y Kokelaar, 2002).	13
Figura 4. Principales partes de la corriente de densidad. Tomado de Cas y Wright, 1987	15
Figura 3. Desarrollo de una pluma de co-ignimbrita a partir de un flujo piroclástico que desciende de las laderas de un volcán	15
Figura 5. Depósitos piroclásticos. Tomado de Cas y Wright,1987.	18
Figura 6. Sección ideal lateral y vertical de las unidades de soldamiento y las zonas de cristalización de enfriamiento de una ignimbrita. Modificado de Freunft et al., 2000.	21
Figura 7. Formación de diques piroclásticos. Modificado de Wolff (1986)	23
Figura 8. Columnas estratigráficas y sus correlaciones entre litofacies descritas y realizadas para la parte Occidental de Valle de Bravo	26
Figura 9. Mapa geológico de la Zona Occidental de Valle de Bravo. Modelo digital de elevación de terreno obtenido a partir de datos de INEGI. Litología y fallas obtenidas de la carta geológica E14-A46 del Servicio Geológico Mexicano (2000).	27
Figura 10. (A, B,C y D pertenecen al punto VB-08). A) Afloramiento correspondiente a la litofacies A de la sección Mata Redonda-San Martin Oztoloapan. B) Muestra representativa donde se observan líticos de pómez (P) y fragmentos líticos (Lit). Fotomicrografías en C) luz paralela y D) nicoles cruzados, en donde se aprecia una matriz abundante y un fragmento de pómez con textura esferulítica.....	28
Figura 11. Muestra representativa de la litofacies de toba de lapilli rica en cristales (mLTcr).	29
Figura 12. A y B pertenecen a la muestra VB-08bis; C y D pertenecen a la muestra VB-120). Fotomicrografías en nicoles cruzados. A) Fenocristal de cuarzo (Qz) redondeado. B) Fragmentos de cristales subhedrales de sanidino (Sa) y plagioclasa (Pl) con seritización.C) Fenocristales de plagioclasas (Pl) y sanidino con textura de tamiz con tendencia a esquelética y con una marcada seritización en una matriz eutaxítica. D) fenocristal subhedrales de plagioclasa (Pl).	30
Figura 13. (A y C pertenecen a VB-107, B y D VB-12) A) Afloramiento donde se observa líticos de pómez parcialmente aplastado. B) Muestra representativa, donde se observa fragmentos líticos de esquisto. Fotomicrografías en nicoles cruzados. C) Fragmentos subhedrales de cristales de cuarzo (Qz) en una matriz eutaxítica. D) Cristales de sanidino (Sa) y plagioclasa (Pl) con seritización parcial y cuarzo (Qz) con bahías de corrosión.	31
Figura 14. Vista panorámica de la Localidad de Los Tres Reyes.	32
Figura 15. A) Afloramiento. B) Muestra representativa donde se aprecian cristales de sanidino (Sa), clastos de pómez (P) y fragmentos líticos (Lit)	33
Figura 16. Fotomicrografías de la unidad D (A y B corresponden a la muestra 116-A; C y D a la muestra VB-118; E a la muestra VB-105 y F a la muestra VB-106) . A y E) Nicoles cruzados. Se observa un Sanidino (Sa) con macla de CarlsBad, rodeado de fragmentos de cristales de sanidino (Sa) con una incipiente seritización y cuarzos (Qz). B y F) Nicoles cruzados. Cristal de plagioclasa (Pl) subhedral con textura de tamiz y un lítico de granito (Lit). C) Fotomicrografía en nicoles cruzados y D) luz paralela, en ambas fotos se aprecian cristales de sanidino (Sa), feldespato potásico (Kfs) y líticos metamórficos embebidos en una matriz con textura eutaxítica.....	34

Figura 17. (A y B pertenecen a la muestra VB-137v). A) Fotomicrografías en luz paralela, se observa fenocristales subhedral de cuarzos (Qz), sanidinos (Sa) y plagioclasas (Pl) dispuestos en una matriz eutaxítica y se observa fragmentos de pómez colapsados (fiamme). B) Fotomicrografía en nicols cruzados, se muestra un fenocristal subhedral de clinopiroxenos (Cpx).	35
Figura 18..Afloramiento del conducto alimentador., correspondiente a la zona de Los Tres Reyes. B) Fotografía de muestra representativa, donde se observa una orientación de los líticos de pómez.	36
Figura 19. Fotomicrografías (A, B,C Y D pertenecen a la muestra VB-LTR en luz paralela) A) y nicols cruzados B), donde se observan fenocristales subhedral de cuarzo (Cz), plagioclasa(Pl) y sanidino (Sa) dentro de una matriz con textura eutaxítica. También se aprecia un líticos de pómez aplastado (P).C) fotomicrografía en nicols cruzados de un cristal de sanidino con macla de CarlsBad y muestra una marcada seritización. D) fotomicrografía en nicols cruzados de un cristal subhedral de plagioclasa con una notable textura de tamiz.....	37
Figura 20. Foto panorámica correspondiente al conducto alimentador VB-10. B) Muestra del conducto, donde se observan brechas de fragmentos líticos de diferentes litologías. Los líticos de pómez son de color rosa y de forma alargada	38
Figura 21. Fotomicrografía en nicols cruzados A) y luz paralela B). Se observan cristales de cuarzo (Cz), sanidino (Sa) y plagioclasa (Pl). Los sanidinos y plagioclasas muestran una incipiente seritización.	38
Figura 22. Fotomicrografía en nicols cruzados A) Fenocristales subimorficos de plagioclasas (Pl) con textura de tamiz a esqueletal y una marcada seritización B). Se observa cristales de cuarzo subhedral (Cz) con bahías de disolución.	40
Figura 23. . A) y B) Afloramiento que muestra un dique intrusionando a la litofacies mLT, cercana a la comunidad de Colorines. C) (Muestra VB-05vis) Fotomicrografía de en nicols cruzados se observa cuarzos secundarios en forma de mosaicos alargados dentro de una matriz con textura eutaxítica. D) (Muestra VB-06vis) Fotomicrografía de en nicols cruzados, un fenocristal anhedral de plagioclasa que alberga varios parches de epidota (Ep).....	41
Figura 24. A) Vista panorámica de la zona del Cerro de Juan Luis. B) y C) Fotografía de la muestra de mano.....	42
Figura 25. Diagrama de TAS (Le Bas et al. 1986) y línea divisoria entre los campos de alcalino y subalcalino tomada de Irvine y Baragar (1971). Comparativa de las distribuciones composicionales de elementos mayores de las muestras colectadas con las de estudios previos. Datos extraídos de Morán-Zenteno et al., 2004; Díaz-Bravo, 2008; Chapela-Lara, 2008; Hernández- Vargas et al., 2017.	43
Figura 26. Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971).	44
Figura 27. Diagramas de variación de tipo Harker de elementos mayores (% en peso) con respecto al SiO ₂	46
Figura 28. A) Esquema de los principales complejos de diques piroclásticos y domos:1) C. El Peñon: 2) C. Juan Luis: 3) C. Los Tres Reyes:4) C. La Peña Preñada 5) Norte de Pinal del Marquezado. B Modelo de subsidencia tipo Downsag (tomado de Lipman, 1997).....	52

Índice de tablas

Tabla 1 Abreviaciones para asignar litofacies. Tomado de Branney y Kokelaar (2002).	23
Tabla 2. Geocronología de centros volcánicos aledaños a la zona de estudio. ¹ Este trabajo; ² Blatter et al. 2001; ³ González-Cervantes, 2007; ⁴ Díaz-Bravo, 2008; ⁵ Hernández-Vargas et al., 2017.....	48
Tabla de datos 1. Datos de elementos mayores. Obtenidos por el método de fluorescencia de rayos X (FRX) en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del LANGEM en el Instituto de Geología de la UNAM	60
Tabla de datos 2. Edad isotópica de K-Ar. Fechamiento realizado en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) en el Instituto de Geología de la UNAM	60
Tabla de datos 3. Coordenadas de las rocas muestreadas en el trabajo de campo.....	61
Tabla de datos 4. Conteo de puntos para rocas piroclásticas.....	62

Resumen

La Sierra Madre del Sur (SMS) es una provincia geológica que contiene el registro de actividad magmática de arco durante el Mesozoico y Cenozoico, previo al truncamiento tectónico de la margen continental. Está constituida por una cadena semi-continua de plutones que se extiende en su totalidad en el margen continental y un cinturón de centros volcánicos silícicos e intermedios que se encuentra al interior del continente. La Ignimbrita de Valle de Bravo (IVB) pertenece al cinturón de centros silícicos que se emplazaron durante el Paleógeno en la porción norte central de la SMS. El objetivo de esta tesis fue la descripción petrográfica y geoquímica de las unidades de la IVB, así como el fechamiento de una muestra de sanidinos por K-Ar, con el fin de obtener una edad del evento eruptivo y hacer la interpretación sobre su origen y evolución.

En este trabajo se estudiaron a detalle los flujos piroclásticos y conductos alimentadores, lo cual permitió identificar dentro que la sucesión volcánica de la IVB se integra de cuatro unidades heterogéneas en facies de intracaldera, las cuales están estrechamente relacionadas con una suite de diversos diques piroclásticos, que probablemente sirvieron como fuente de alimentación de dichas unidades,

Existen rasgos que permiten relacionar a la IVB con una caldera de colapso tipo downsag, ya que se caracteriza por presentar depósitos de gruesos espesores que se distribuyen de manera semi-elíptica, además de no ser visible una estructura de anillo que delimite los bordes de la caldera

El análisis geoquímico muestra que las rocas son de composiciones riolíticas con características de magmatismo de arco, y como se involucró posiblemente mecanismos de diferenciación magmática como cristalización fraccionada.

El fechamiento realizado por K-Ar en la muestra de sanidinos reportó una edad de 34.6 Ma y que corresponde con la expulsión del material volcánico. Esto refleja que su actividad eruptiva y es contemporánea con los centros volcánicos de la Goleta, Taxco, Muñeca y Nanchititla

Capítulo 1. Introducción

1.1 Antecedentes

La Sierra de Valle de Bravo contiene una cobertura de rocas silíceas del Paleógeno perteneciente a la sección norte de la Sierra Madre del Sur. A pesar de que las sucesiones volcánicas paleógenas en esta región están cubiertas por extensas unidades volcánicas y volcanes del Plio-Cuaternario (Aguirre-Díaz et al., 2006), su presencia se revela en numerosas localidades, y además forman prominencias topográficas. El presente estudio forma parte de la línea de investigación sobre el magmatismo del Paleógeno de la Sierra Madre del Sur que se desarrolla en el Instituto de Geología como parte de un proyecto de largo plazo enfocada a investigaciones sobre las características, origen y relaciones tectónicas del volcanismo cenozoico en México.

Uno de los primeros estudios sobre el magmatismo de la zona norte-centro de la Sierra Madre del Sur (SMS) fue desarrollado por Fries (1960) quien realizó su trabajo enfocado en la caracterización y reconocimiento del registro estratigráfico de la región y su distribución. En este trabajo se describieron las rocas volcánicas del “Terciario medio”, incluyendo unidades como la “Riolita Tilzapotla” para la descripción de los depósitos de material piroclástico. La Riolita Tilzapotla la describió como una unidad formada por tobas soldadas de composición riolítica y dacítica, la cual se extiende en las zonas de Tilzapotla y al sur del lago Tequesquitengo y del río Amacuzac. Mediante datación radiométrica por el método Pb/ α reportó una edad de 26 ± 2.6 Ma, posicionándola en el Oligoceno Tardío. Dado que los fundamentos de este método fueron cuestionados desde los años 60s, la edad de la unidad se consideró todavía como imprecisa.

De Cserna y Fries (1981) describen y correlacionan las secuencias volcánicas de la “Riolita Tilzapotla” en la región de Taxco. En este trabajo se añadieron descripciones de la base estratigráfica de la riolita. La cual consideraron un flujo piroclástico de composición dacítica a riodacítica, además, realizaron nuevos fechamientos con concentrados de feldespatos potásicos, de los cuales obtuvieron edades de 35.5 ± 1.2 y 36.9 ± 1.3 Ma por el método K-Ar, que corresponde al Eoceno Tardío. Esta edad se consideró desde entonces como un dato más objetivo sobre la cronología de la Riolita Tilzapotla.

En los últimos años se han realizado trabajos más detallados sobre la estratigrafía de diferentes centros volcánicos de la zona norte-centro de SMS. Dentro de los trabajos más destacados se encuentran el de Morán-Zenteno et al. (2004) en el que se describe la caldera de Tilzapotla como una importante y extensa caldera de colapso, y González-Cervantes (2007) donde se caracteriza a la Sierra de Nanchititla como un centro volcánico dominado por fracturas regionales. Díaz-Bravo (2008) y Díaz-Bravo y Morán-Zenteno (2011) realizaron un estudio sobre el centro volcánico silíceo de La Goleta que ha sido descrito como una caldera tipo bisagra parcialmente exhumada donde se documenta la exposición de complejos diques piroclásticos. Chapela-Lara (2008) hace una descripción de las unidades de la Sierra de La Muñeca y lo interpreta como un centro volcánico exhumado y delimitado por cuerpos piroclásticos subvolcánicos. González-Torres et al. (2013) hacen un estudio del Campo Volcánico de Huautla, el cual se considera con una de las mayores cubiertas volcánicas en la Sierra Madre del Sur (SMS) (Figura 1). Hernández- Vargas et al. (2017) describen las unidades piroclásticas el campo volcánico de Taxco y como éstas se relacionan con el desarrollo de una caldera de colapso. Del mismo modo, Mori et al. (2012) realizaron estudios petrogenéticos en la zona norte-centro de la SMS, en el que documentan que el volcanismo silíceo del Eoceno Tardío-Oligoceno es asociado a una maduración termomecánica.

1.2 Planteamiento del problema

Los centros volcánicos silíceos de la porción norte-centro de la Sierra Madre del Sur (SMS) son de gran interés, ya que representan la actividad volcánica silícica del Cenozoico de la Sierra Madre del Sur (SMS). Una de las características más notables del vulcanismo Cenozoico en esta zona, es el registro de una cobertura ignimbrítica que corresponde al Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano (González-Torres et al., 2013) (Figura 1). A su vez, el estudio y conocimiento de estos centros ofrece la posibilidad de comprender la evolución y factores que han determinado el emplazamiento de grandes volúmenes de material piroclástico y los cuales tienen un papel primordial para entender el escenario tectónico y magmático del sur de México. Por otra parte, el estudio de los depósitos y sus centros eruptivos es importante ya que están relacionadas a la ocurrencia de yacimientos epitermales.

Unos de los problemas mayores en la zona Valle de Bravo, es la poca información disponible en la literatura, a pesar de la importancia minera de la región cercana a los distritos mineros de

Temascaltepec y Zacazonapan. (ubicados al sur de la zona de estudio) En general, existen pocos datos geoquímicos, estratigráficos y geocronológicos de la zona. Como antecedentes existen algunos estudios en los que se relaciona la mineralización y vulcanismo de la zona de Temascaltepec (Camprubí, 2003) y sobre el campo monogenético del Cuaternario (Aguirre-Díaz et al., 2006; Gómez-Tuena et al., 2007).

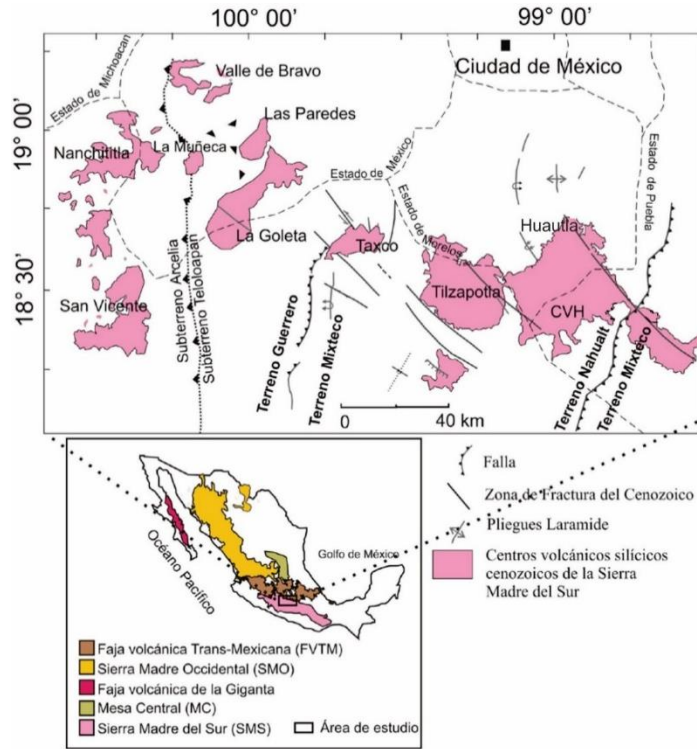


Figura 1 Principales centros volcánicos silíceos de la porción norte-central de la Sierra Madre del Sur. Modificado de González-Torres, et al. (2013)

La investigación de esta tesis en la zona de Valle de Bravo se planteó abordar los problemas ya mencionados y contestar interrogantes acerca de su petrogénesis, evolución magmática, estilo eruptivo, tipo de estructura y su posible relación con la presencia de una caldera.

1.3 Objetivos y metas

Objetivos generales.

El objetivo general es estudiar la Ignimbrita Valle de Bravo a partir de sus características petrográficas, geoquímicas y estratigráficas, para interpretar su mecanismo de emplazamiento y

la fuente de emisión, así mismo determinar la estratigrafía volcánica a través del reconocimiento de las relaciones de superposición y corte de unidades expuestas en la región.

Objetivos particulares.

- Comprender las relaciones espaciotemporales de las unidades reconocidas con los cuellos volcánicos y definir el alcance estratigráfico y distribución de dichas unidades.
- Reconstruir la evolución volcánica y estilo eruptivo del campo volcánico Eocénico del flanco norte de la Sierra de Valle de Bravo a partir del análisis de las características estratigráficas y petrográficas de la sucesión expuesta en la zona.
- Obtener datos geoquímicos para realizar una clasificación geoquímica y el tipo de magmatismo.

Metas

- Elaboración de un mapa geológico con secciones geológicas que contengan las relaciones espaciotemporales de las unidades volcánicas y columnas estratigráficas que vinculen las principales unidades del área.

1.4 Metodología

Para el desarrollo de la investigación y cumplimiento de los objetivos se llevaron a cabo actividades tanto de gabinete, como de campo y laboratorio. En las campañas de campo se realizaron recorridos obteniendo información necesaria para el levantamiento geológico de las unidades que afloran en la zona y se colectaron muestras representativas de cada unidad para su posterior análisis e interpretación en lámina delgada y geoquímica.

Para el reconocimiento de las características petrográficas en lámina delgada se utilizó un microscopio petrográfico Zeiss Axioskop 40 y análisis de elementos mayores para realizar una clasificación geoquímica y el tipo de magmatismo. Los estudios de elementos mayores se llevarán a cabo por el método de fluorescencia de rayos X (FRX) en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del LANGEM en el Instituto de Geología de la UNAM, con un espectrómetro modelo Rigaku Primus II.

La preparación para el análisis de elementos mayores se seleccionaron seis muestras frescas y, estas fueron descostradas y trituradas con ayuda de un martillo, hasta aproximarse al tamaño de gravas finas. En las muestras trituradas se le realizó un control a mano con ayuda de un microscopio estereoscópico, en donde se discriminaron fracciones que presentaron alteración, fragmentos accidentales y accesorios, para no obtener alteraciones en los resultados.

La metodología que se llevó a cabo para el análisis de elemento mayores es descrita en Lozano y Bernal (2005). De forma general consiste en pesar 0.8 g de muestra y 7.2 g de fundente Fusion Fluz, compuesto de tetraborato y metaborato de litio. La mezcla se coloca dentro de un crisol de platino-oro y posteriormente se homogeniza la muestra y, se colocan dos gotas de ioduro de litio. Los crisoles se calientan en mecheros Fisher para fundir las muestras y obtener perlas que son enfriadas y, se etiqueta. El análisis se hace mediante el espectrómetro ya mencionado para obtener los resultados. La pérdida por calcinación se determina calentando 1 g de muestra en crisoles de porcelana dentro de una mufla a 950° C durante una hora para cada muestra.

Capítulo 2.

2.1 Marco Geológico

2.1.1 Provincia Magmática de las Sierra Madre del Sur

La provincia magmática de la Sierra Madre del Sur (SMS) se encuentra delimitada al norte por la Faja Volcanica Transmexicana (FVTM) y se extiende desde los estados de Michoacán y Colima hasta el este de Oaxaca. El periodo de actividad magmática de dicha provincia se inició en el Cretácico Tardío en el sector occidental hasta el Mioceno Temprano de la SMS oriental (Morán-Zenteno et al., 2018).

Las rocas magmáticas cenozoicas de la SMS están compuestas principalmente por dos cinturones de magmatismo paralelos a la costa del Pacífico. El primero es una cadena semi-continua de plutones de composiciones que varían desde granodiorita a tonalita, que se extiende en su totalidad en el margen continental. El segundo cinturón se ubica al interior de la SMS, está constituido por una serie de centros volcánicos silícicos e intermedios que incluyen depósitos piroclásticos, sucesiones lávicas y cuerpos hipabisales (Morán-Zenteno et al., 2018).

El área de estudio se encuentra en la zona norte-central de la SMS. En esta zona hay una exposición discontinua de rocas volcánicas correspondientes del Eoceno al Oligoceno Temprano, con una orientación WNW, a una distancia de 180-220 km de la costa del Pacífico (Morán-Zenteno et al., 2018). Las sucesiones volcánicas acumuladas que se superponen en las litologías del terreno Guerrero y Mixteco. El terreno Mixteco, está conformado por un basamento de rocas polimetamórficas del Paleozoico (Morán-Zenteno et al., 2018), denominado como el Complejo Acatlán, y este a su vez esta sobreyacido por la cobertura de sedimentos marinos y rocas sedimentarias continentales del Pérmico (Centeno-García et al., 2008). El terreno Guerrero está constituido por una secuencia vulcano-sedimentaria del Jurásico Superior y Cretácico Inferior que cubre el basamento del Tríasico-Jurásico Inferior (Morán-Zenteno et al., 2018; Elías-Herrera et al., 2000; Centeno-García et al., 1993).

Los episodios magmáticos durante el Paleoceno y Eoceno medio en la zona norte-central de la SMS es proporcionada por las edades de cuerpos hipabisales, diques y por la presencia de antecristales de zircón en el plutón de Coxcatlán y en la región de Nanchititla. Las primeras rocas

volcánicas de la región pertenecen a lavas basálticas-andesíticas, fechadas en ~42 Ma por el método Ar-Ar (González N. et al., 2007; Morán-Zenteno et al., 2018) y al granito de Temascaltepec, con una edad de 51 ± 3 Ma (método K-Ar; Elías-Herrera et al., 2000). Sin embargo, la mayor parte de la actividad magmática en esta región oscila entre 37 y 29 Ma. Durante este episodio, se exhibieron diferentes estilos eruptivos, que emplazaron grandes cantidades de material piróclástico y lávico (Morán-Zenteno et al., 2018).

La naturaleza calci-alkalina de las rocas magmáticas indica una afinidad a un límite convergente, inferida también a partir de la naturaleza convergente de la margen del Pacífico en la región. Se ha considerado que los cinturones magmáticos tuvieron una génesis propiciada por la subducción de la placa de Farallón y las placas oceánicas subsecuentes, así como a la formación y evolución de la Placa del Caribe (Pindell y Kennan, 2009). El ante arco de la actual FVTM ocupa una gran región con vastas exposiciones de un arco extinto, relacionado al truncamiento del margen continental durante el Oligoceno (Morán-Zenteno et al., 2018).

2.1.2 Basamento

Campa y Coney (1983) agruparon originalmente al terreno Guerrero en los terrenos Teloloapan-Ixtapan, Zihuatanejo y Huetamo. Posteriormente, fue dividido en los terrenos Tahue, Nahuatl y Tepehuano por Sedlock et al. (1993). En estudios más recientes se ha encontrado que el terreno es un mosaico de litologías con evolución y estratigrafía compleja (Centeno-García et al., 2008).

El terreno Guerrero ocupa aproximadamente un tercio del territorio mexicano y es, por sus dimensiones, el segundo terreno tectonoestratigráfico más grande de Norteamérica (Centeno-García et al., 2008). Se trata de un terreno compuesto que, a su vez, se compone de cinco terrenos, los cuales son Teloloapan, Guanajuato, Arcelia-Palmar Chico, Tahue y Zihuatanejo. En general, el terreno Guerrero se caracteriza por sucesiones volcánicas y sedimentarias submarinas que varían desde el Jurásico (Titoniano) hasta comienzos del Cretácico Tardío (Cenomaniano), mientras el basamento pre-Jurásico está formado por grandes volúmenes de turbiditas que fueron depositadas durante el Triásico (Noriano) (Centeno-García et al., 2008; Elías-Herrera et al., 2000). Estas unidades sufrieron deformación y metamorfismo parcial durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano. (Centeno-García et al., 2008).

La Sierra de Valle de Bravo se asienta sobre las litologías del terreno Arcelia-Palmar Chico y el conjunto metamórfico Tejupilco. El grupo Arcelia Palmar-Chico es una secuencia volcanosedimentaria con un espesor aproximado de 2500 m, con una deformación heterogénea y un metamorfismo de muy bajo grado, que sobreyace al esquisto Tejupilco (Elías-Herrera, 2004). La secuencia en el área de Tejupilco se puede dividir en dos partes: la inferior y superior. La inferior está formada principalmente por caliza arcillosa, arenisca y conglomerado, y estos últimos hospedan fragmentos del conjunto metamórfico y la deformación. La parte superior se constituye por una secuencia de lavas almohadilladas basálticas, sedimentos tobáceos y lentes de caliza fosilífera intercaladas (Elías-Herrera et al., 2000).

Las edades reportadas para el terreno Arcelia-Palmar Chico se han obtenido de diferentes fuentes, como radiolarios contenidos en pedernal, con edad Albiano-Cenomaniano (Dávila y Guerrero, 1990), y por fechamientos realizados en lavas almohadilladas por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, las cuales revelaron edades de 103.1 ± 1.3 y 93.6 ± 0.6 Ma (Elías-Herrera et al., 2000). A su vez las rocas del terreno Arcelia- Palmar Chico subyace de las coberturas de rocas del Terciario y Cuaternario

El esquisto Tejupilco es considerado el basamento del subterreno Arcelia-Palmar Chico (Elías-Herrera et al., 2000) y corresponde con una secuencia metavolcanosedimentaria, con un espesor aproximado de 2000 m en facies de esquisto verde, fuertemente deformado y metamorfizado. Su litología es: filita, cuarzofilita, esquisto de mica, metatobas y metariolitas. El esquisto Tejupilco se interpreta como un arco intraoceánico evolucionado del Triásico - Jurásico Inferior con raíces de corteza sialica (xenolitos de Pepechuca) (Elías-Herrera., 2004).

Ortega-Gutiérrez et al. (2012) reportan similitudes petrológicas, mineralógicas y condiciones metamórficas en xenolitos expuestos en las localidades Pepechuca, Chalcanzingo y Puente Negro. De acuerdo con dichos autores, probablemente, los xenolitos se originaron por la fusión parcial de una vasta acumulación de turbiditas siliciclásticas del Triásico-Jurásico Temprano, y se vieron afectados por un evento metamórfico de alto grado durante el Jurásico o Cretácico. Esto sugiere un basamento en común y evolucionado debajo de las secuencias de arco volcánico en el área de Tejupilco (Ortega-Gutiérrez et al., 2012).

2.1.3 *Volcanismo Cenozoico*

En el Paleógeno se registra una migración del volcanismo del interior continental similar a la que experimentó el plutonismo de la costa, desde el Eoceno Inferior, en la región de Michoacán, hasta comienzos del Mioceno Tardío, y en el sureste de Oaxaca (Morán-Zenteno et al., 2004).

Al oriente de Michoacán y el occidente de Guerrero, en la región entre Zihuatanejo y Ciudad Altamirano, está constituido por rocas volcánicas interestratificadas con depósitos sedimentarios continentales que cubre más de 20,000 km² e incluye la zona de la presa Infiernillo (Morán-Zenteno et al., 2005), con un espesor estimado de 2,500 m. Los 1500 m de la base incluyen flujos de lava basáltica a dacítica, brechas y diques autoclásticos, mientras que las ignimbritas dominan la parte superior. La sucesión inferior revela una diversidad de texturas y cristalinidad, mientras las ignimbritas superiores indican una abundancia relativamente alta de fenocristales y líticos con composición dacítica a riolítica (Morán-Zenteno et al., 2018).

Las edades isotópicas reportadas de la sucesión basáltica a dacítica de la zona volcánica de la presa Infiernillo varían de 38.5 a 42 Ma (Frank et al., 1992; Martini et al., 2009). La única edad isotópica reportada para la sucesión de ignimbritas es una edad de Ar-Ar de plagioclasa de 36.8 ± 0.6 Ma (Martini et al., 2009).

Los campos volcánicos silícicos del sector magmático del norte-centro de la SMS, de la cual forma parte el campo de Valle de Bravo, se ha considerado que forman parte de un episodio magmático durante el Eoceno-Oligoceno (Martini, 2009). Esta zona está constituida por varios centros volcánicos como son Nanchititla, La Muñeca, La Goleta, Tilzapotla, Las Paredes, Huautla y Taxco (Gonzalez-Cervantes, 2007; Chapela-Lara, 2008; Díaz-Bravo, 2008; Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011; Morán-Zenteno et al., 2004; Ramírez-Pérez, 2011; González-Torres et al., 2013; Hernández-Vargas et al., 2017).

Los centros volcánicos tienen un volumen de material preservado de aproximadamente 2500 km³ en los que su mayoría corresponden a rocas de composición dacítica-riolítica. Las rocas volcánicas de estos centros oscilan entre los 38 y 30 Ma, intervalo en el cual se desarrollaron dichos centros (Mori et al., 2012; Morán-Zenteno et al., 2018).

A grandes rasgos, los centros volcánicos de la zona norte-centro de la SMS se asocian a calderas y fallas laterales que generan un cinturón de estructuras de colapso con una tendencia WNW, complejos de diques piroclásticos, domos riolíticos y cuerpos hipabisales.

En la región occidental de Oaxaca y sur de Puebla existe una extensa cubierta de rocas volcánicas, con un área de exposición aproximada a los 8000 km², predominantemente intermedias, que incluye algunas unidades silíceas (Martiny et al., 2000). Las secuencias magmáticas de esta cubierta han sido agrupadas por Martiny et al. (2000) en dos unidades generales. La secuencia inferior consiste en depósitos piroclásticos (composición intermedia) y epiclásticos. La unidad superior está compuesta por materiales más máficos, que tienen un espesor mayor a los 400 m, hasta 14 flujos de lava y autobrechas de composición basáltica-andesítica.

Los vestigios erosionados de conductos volcánicos, en forma de cuellos, sugieren que estos flujos fueron emitidos al menos parcialmente por estructuras volcánicas centrales. Para las rocas volcánicas de esta región se han reportado edades que varían entre 34-29 Ma (Martiny et al., 2000; Cerca et al., 2007).

2.1.4 Estructuras tectónicas cenozoicas.

Para el Eoceno e inicios del Oligoceno se han reconocido dos episodios de fallamiento lateral, principalmente izquierdo, que variaron en tiempo y espacio, que activaron fallas de orientación al NE y N-S sucesivamente (Alaniz-Álvarez et al., 2002; Morán-Zenteno et al., 2005). Este último conjunto de fallas parece haber sido activado solo en el norte de la SMS, mientras que el primero continuo activo durante el Oligoceno en la margen continental de Oaxaca (Morán-Zenteno et al., 2005). El reconocimiento de estos episodios de deformación sugiere que las direcciones de extensión relacionadas al fallamiento lateral variaron NNW-SSE a NE-SW, y activaron fallas preexistentes (Morán-Zenteno et al., 2005).

A lo largo de la región norte-central de la SMS, las estructuras tectónicas se caracterizan por el dominio de las fallas, cuya cinemática es de tipo lateral izquierdo con orientaciones NW-SE y N-S (Morán-Zenteno et al., 2005). Las zonas más prominentes con fallas laterales izquierdas se distribuyen en dos bandas paralelas ubicadas en la región de La Huacana-Ciudad Altamirano al sur y la región de Nanchititla- Huautla (Martini et al., 2009).

La primera zona de fallas es sugerida por una serie de centros volcánicos alineados posteriores al Eoceno Temprano, distribuidos en el área de La Huacana extendiéndose hacia el sureste de Ciudad Altamirano, siguiendo su distribución paralela al río Balsas (Martini et al., 2009).

La segunda banda corresponde a la región Nanchititla-Huautla. Hay una abundante evidencia fallamiento lateral izquierdo y el cual es contemporáneo con el magmatismo del Eoceno Tardío y del Oligoceno Temprano en estos centros volcánicos (Morán-Zenteno et al., 2004). A inicios del Oligoceno, se produjo un cambio tectónico en la región de Taxco con la activación de fallas laterales izquierdas de dirección al N y cambios en la cinemática de las fallas NW-SE de izquierda a derecha, lo que implica una dirección de máxima elongación hacia el NE-SW (Alaniz Álvarez, et al., 2002; Morán-Zenteno et al., 2005). En la zona de Tilzapotla y la Goleta hay estructuras tectónicas con tendencia NW, que definieron las zonas de debilidad y acomodaron el colapso de las calderas (Morán-Zenteno et al., 2004; Díaz-Bravo Morán-Zenteno, 2011). González-Cervantes (2007), en el área de Nanchititla, asocia el volcanismo al desarrollo de una zona de cizalla con orientación WNW-ESE, la cual coincide con la dirección de un sistema regional de fallas laterales predominantemente izquierdo.

2.2 Marco Teórico

Las ignimbritas suelen contener información abundante acerca del flujo o corriente piroclástica que las creó, pero en lo que concierne a su transporte y sedimentación no han sido comprendidos totalmente, lo que representa un desafío para su estudio.

El estudio científico de las ignimbritas alcanzó una gran importancia a principios del siglo XX con la publicación de trabajos descritos a gran detalle de las erupciones de Monte Pelee (Martinica) y la Soufriere (Antillas Británicas), descritas por Lacroix (1904) y Anderson y Flett (1903), respectivamente.

Fisher (1966) interpreta la mala clasificación y la ausencia de estratificación por tracción en las ignimbritas, para indicar que un flujo piroclástico está estratificado por densidad, con altas concentraciones de partículas hacia la base que inhibe la turbulencias y clasificación durante la sedimentación.

Ya en la década de los 70s los trabajos de Walker y Sparks introdujeron el paradigma de la secuencia de ignimbrita estándar, relacionada a la evolución de una ignimbrita idealizada. Posteriormente Branney y Kokelaar (1992) retoman la idea original de Fisher (1966) y toman en cuenta aspectos como el soldamiento, reomorfismo, fábricas y zonamiento geoquímico.

En la actualidad el estudio de las ignimbritas pasó del ámbito observacional a lo experimental, modelo numérico, los cuales han sido desarrollados para reconstruir procesos en el transporte y emplazamiento de las ignimbritas.

2.2.1 Origen de las corrientes piroclásticas.

Branney y Kokelaar (2002) describen distintos orígenes para las corrientes piroclásticas a partir de distintas fuentes. Pueden ser fenómenos de vida corta o de un periodo relativamente largo. Estas corrientes se inician por actividad explosiva, y la concentración de la dispersión se relaciona con el estilo eruptivo, el cual está regido por la reología del magma, abundancia de volátiles, tamaño y abundancia de vesículas y de fragmentos accidentales.

Dentro de los procesos que originan las corrientes piroclásticas densas se han considerado los siguientes (Branney y Kokelaar, 2002):

- Colapso de un pulso sencillo de una columna.

Corriente corta derivada por colapso momentáneo de una columna de erupción pliniana (Figura 2.A).

- Corriente sostenida derivada de la fuente piroclástica prolongada.

Muchas de las corrientes se forman directamente desde la parte interior de las zonas de jet en erupciones explosivas (Figura 2.B). Durante este proceso hay desarrollo de una columna de erupción suspendida, con un comportamiento pliniano.

- Fuente sostenida baja.

Una columna eruptiva tiene una ingesta baja de aire y desgasificación, provocando el colapso inmediato una columna eruptiva densa que se elevó a poca altura (Figura 2.C).

- Explosión lateral.

Corrientes piroclásticas densas que se derivan de jets originados por descompresión del sistema magmático que ocurre de manera lateral en el aparato volcánico (Figura 2.D) Este tipo de erupciones son de muy corta duración y no producen ignimbritas de grandes dimensiones.

- Colapso lateral de domo y avalancha.

Este tipo de corrientes se derivan principalmente del colapso de domos o frentes de coladas de lava (Figura 2.E). Tienden a desarrollar corrientes superiores dispersivas y de baja concentración debidos a la rápida segregación de piroclastos y finos. La mayoría de este tipo de corrientes produce depósitos de bloques y cenizas de pequeños volúmenes.

- Colapso retrogresivo de una ignimbrita de rezago.

Corriente de densidad piroclástica densa derivada del depósito causada por colapso gravitacional y avalancha de una ignimbrita suelta e inestable; a veces ocurre mucho después de que la erupción ha terminado (Figura 2.F).

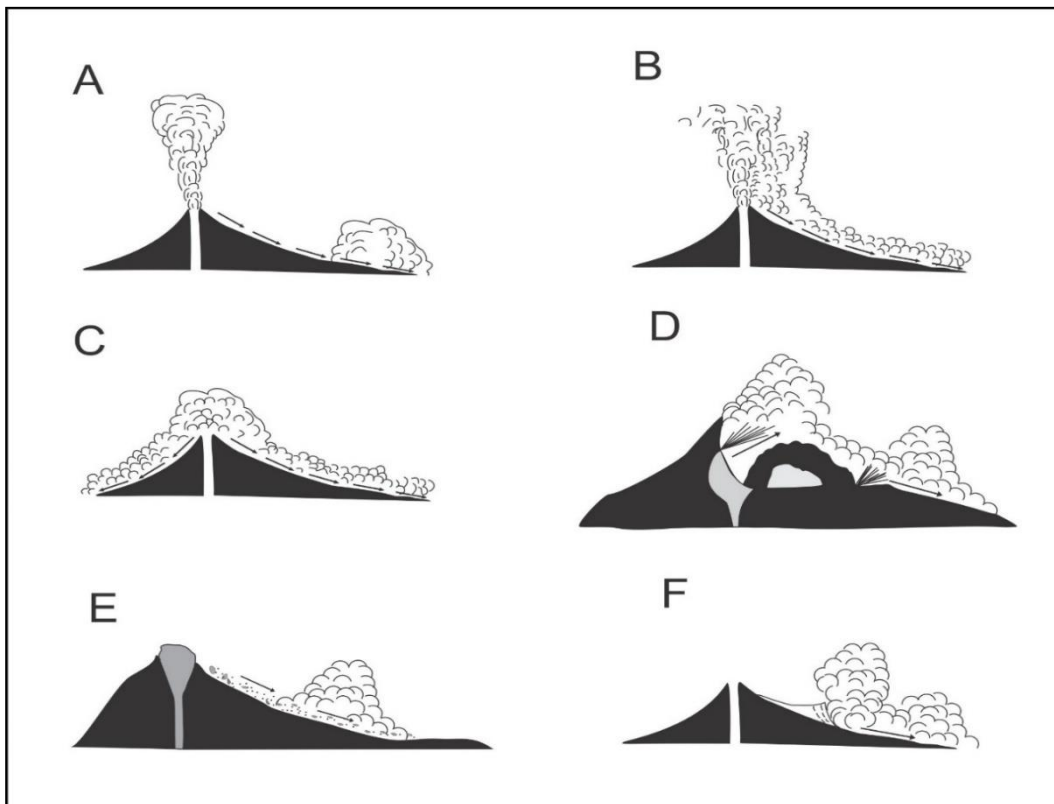


Figura 2. Origen de las corrientes piroclásticas (tomado de Branney y Kokelaar, 2002).

2.2.2 Componentes

Las ignimbritas tienen dos tipos de componentes: los fragmentos juveniles y fragmentos líticos.

- 1) Los fragmentos juveniles: este material es representado por roca pómez y fragmentos de vidrios. Los fragmentos de vidrio son el resultado de la fragmentación del magma y pertenecen a las paredes que separan las burbujas. La pómez está formada por burbujas, cristales y vidrio; esta se conforma de pequeñas porciones del magma y es altamente vesiculada (Fisher et al., 1984).
- 2) Fragmentos líticos: estos se dividen en accidentales y accesorios. Los fragmentos accidentales se derivan del basamento subvolcánico o rocas que se incorporan durante el evento volcánico, por lo tanto, pueden ser de cualquier composición. Mientras los fragmentos accesorios son rocas volcánicas fragmentadas de erupciones previas del mismo volcán o rocas pertenecientes al conducto volcánico (Fisher et al., 1984).

2.2.3 Emplazamiento.

Una corriente piroclástica de densidad consiste en dos contrapartes esenciales: un flujo basal y la pluma co-ignimbrítica (Figura 3). El flujo basal es más denso que la atmósfera y por lo tanto fluye en la parte baja de la corriente, mientras que la pluma co-ignimbrítica es menos densa que la atmósfera y por lo tanto se eleva de manera convectiva. Las corrientes piroclásticas pueden fluir primeramente al ras del suelo por cierta distancia, hasta que se elevan como resultado de densificación por depositación, mezcla turbulenta y expansión térmica del aire. Esta elevación es más pronunciada cuando hay cambios de topografía o pendiente y se mejora en la ingesta de aire (Branney y Kokelaar, 2002).

El movimiento de las corrientes piroclásticas de densidad está en función de la gravedad y preferentemente fluyen a cuencas y canales. Este control topográfico se muestra en la distribución regional de las ignimbritas, que típicamente se embalsan en grandes espesores en los valles, que van de algunos miles de metros cúbicos e incluso hasta kilómetros cúbicos (Freunft et al., 2000).

Las dimensiones de los depósitos de corrientes piroclásticas son muy variables. Pueden mantener espesores que van desde centímetros hasta cientos de metros y áreas recorridas desde cientos de metros hasta miles de kilómetros cuadrados. Estas distancias de desplazamiento dependerán de varios factores, como el flujo de masa, la densidad, granulometría, topografía, altura del colapso de la columna eruptiva, la ingesta de aire y la sedimentación durante el transporte (Branney y Kokelaar, 2002).

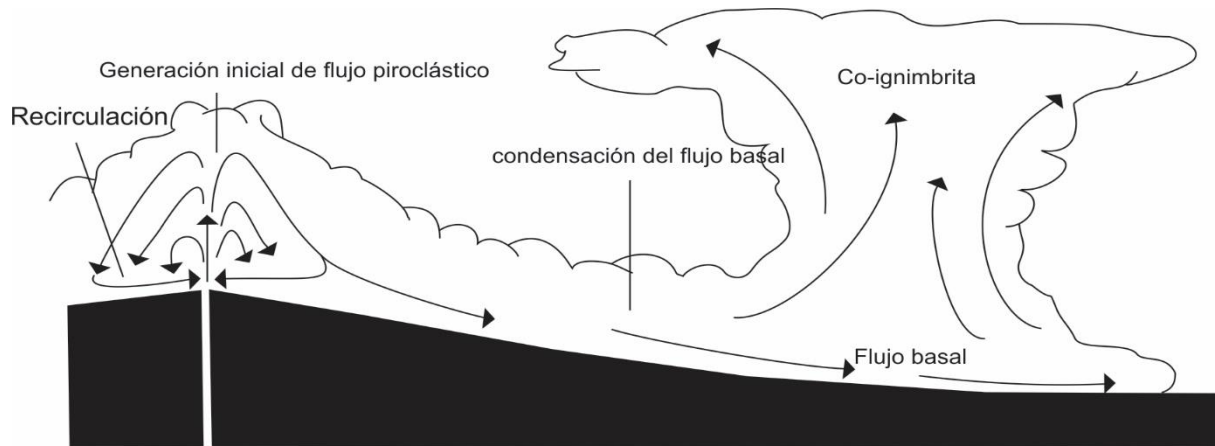


Figura 4 Desarrollo de una pluma de co-ignimbrita a partir de un flujo piroclástico que desciende de las laderas de un volcán

Parte frontal de una corriente

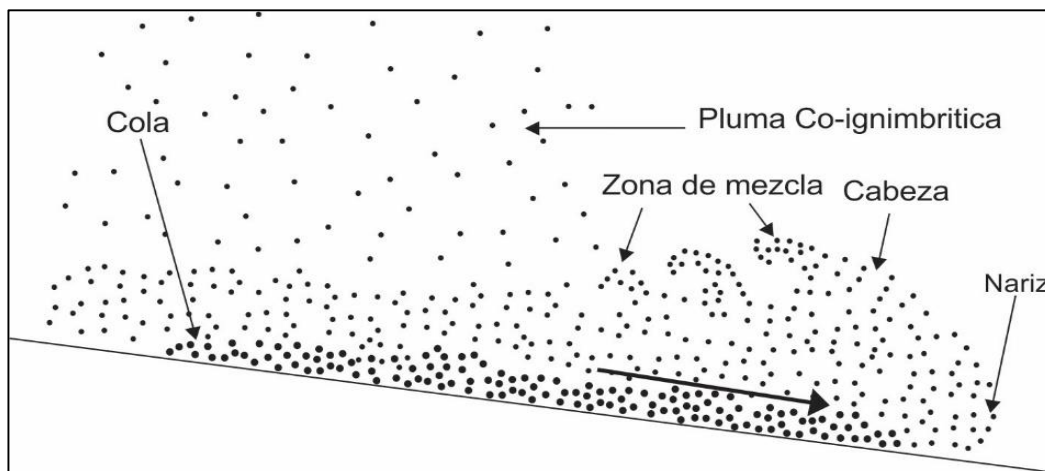


Figura 3. Principales partes de la corriente de densidad. Tomado de Cas y Wright, 1987

Una vez que el flujo piroclástico se ha formado, es posible diferenciar tres sectores: la nariz, cabeza y cola (Figura 4, Branney y Kokelaar, 2002). La parte frontal de una corriente "nariz" es la más fluidizada debido a la ingesta de aire externo, aumentando la turbulencia (Cas y Wright, 1987), por lo tanto, los productos de su depósito estarán empobrecidos en finos y enriquecidos

en líticos y cristales (Cas y Wright, 1987). La “cabeza” es la sección de mayor grosor y viaja más despacio que el cuerpo de la corriente, principalmente en pendientes pronunciadas. En las corrientes de densidad piroclástica en las partes de la zona superior de la cabeza se expanden térmicamente y se elevan para formar una pluma de ceniza co-ignimbrítica. Habitualmente, la parte frontal de la corriente puede ser erosivo o no-deposicional en diferentes partes debido a su fuerte e intrínseca no-uniformidad. Por último, la “cola” es una zona de baja concentración por arriba del cuerpo (Branney y Kokelaar., 2002).

2.2.4 Depósitos piroclásticos

Los depósitos piroclásticos se forman directamente a partir de la fragmentación de magma y roca encajonante. La mayoría de los procesos son imposibles de observar y, por lo tanto, esto son inferidos a partir de sus depósitos (Branney y Kokelaar, 2002). De acuerdo con Cas y Wright, (1987) los depósitos piroclásticos se clasifican según su modo de transporte y deposición, estos autores los clasifican en tres tipos los cuales son: depósitos piroclásticos de caída (*pyroclastic fall*), depósitos de flujos piroclásticos (*pyroclastic flow*) y depósitos de oleadas piroclásticas (*pyroclastic surge*).

Depósitos piroclásticos de caída (pyroclastic fall).

El depósito de caída se forma después de que el material se haya expulsado explosivamente del conducto volcánico, produciendo una columna eruptiva, que se eleva hacia la atmosfera. A medida que la pluma se expande los piroclastos descienden por acción gravitatoria a distancias variables (Cas y Wright, 1987). Las distancias están influenciadas por tamaño y densidad de los piroclastos. Por lo tanto, el tamaño de los fragmentos y el grosor del depósito generalmente disminuyen hacia lugares más alejados del centro eruptivo (Figura 5. A) (Cas y Wright, 1987). Una característica distintiva de estos depósitos es que cubren el relieve con capas de un espesor uniforme, depositándose tanto en depresiones como en las partes altas del relieve. Otra característica de los depósitos de caída es que tienen una buena selección, ya que las partículas son equivalentes en densidad y tamaño (Cas y Wright, 1987).

Depósitos de flujo piroclástico (pyroclastic flow).

Los flujos piroclásticos son flujos densos controlados por la gravedad y se desplazan al ras del suelo en un flujo esencialmente laminar y están parcialmente fluidizados. En general estos depósitos se controlan topográficamente, rellenando valles y depresiones (Figura 5.B) (Cas y Wright, 1987).

Los depósitos de flujo piroclástico son generalmente masivos y mal clasificados. Esto se le atribuye a la alta concentración de partículas y no a la turbulencia, ya que se trata de flujos (Cas y Wright, 1987). La superposición de varias unidades de flujo puede dar la apariencia de una estratificación interna (Cas y Wright, 1987). Incluso dentro de la misma unidad de flujo puede observarse una difusa laminación debido a cizalla interna producida durante el transporte. Los depósitos de flujo a veces contienen “*elutriation pipes*”, que son cuerpos alargados en posición vertical, constituidos por líticas y cristales gruesos y empobrecidos en ceniza fina. Se forma por el escape de gas a través del flujo piroclástico en movimiento una vez ya depositado (Cas y Wright, 1987).

Depósitos de oleadas piroclásticas (pyroclastic surge).

El desplazamiento de una oleada piroclástica desde la fuente se debe al colapso gravitacional de la columna eruptiva que ocurre tras la erupción, transformando la energía potencial en energía cinética (Wilson et al., 2000). Una oleada transporta piroclastos a lo largo de la superficie en un flujo gas-sólido expandido, turbulento y de baja concentración de partículas. Las oleadas piroclásticas son controladas parcialmente por la topografía, se encuentran tanto en altos como en bajos topográficos, aunque tienden a acumularse y a engrosarse en las depresiones (Figura 5.C) (Cas y Wright, 1987). Como características principales sus depósitos muestran estructuras sedimentarias unidireccionales (estratificación cruzada, dunas, antidunas) (Cas y Wright, 1987). Estas estructuras están relacionadas con la velocidad, esfuerzos de cizalla impartidos al estrato subyacente por el medio que fluye y el tamaño de grano de material que transporta (Wilson et

al. 2000). Los depósitos presentan una buena selección y son granulométricamente similares a los depósitos de caída (Wilson et al., 2000).

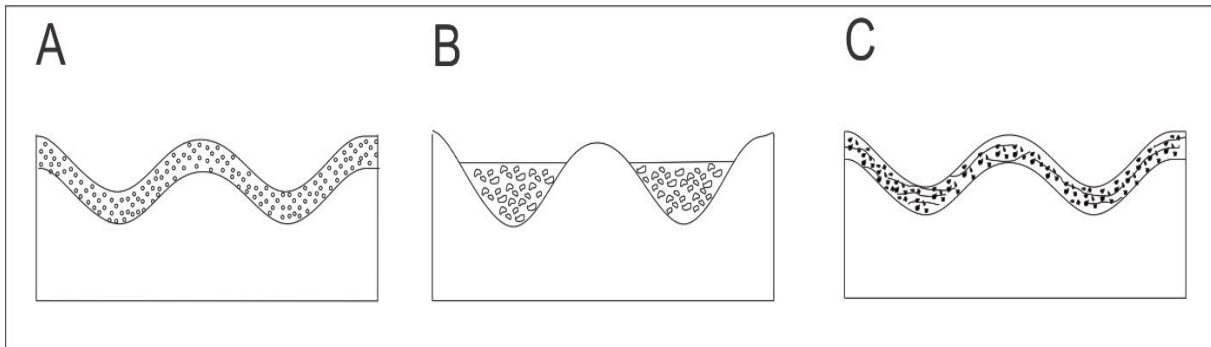


Figura 5. Depósitos piroclásticos. Tomado de Cas y Wright, 1987.

2.2.5 Grado de soldamiento.

El soldamiento es la cohesión, deformación y coalescencia de piroclastos a altas temperaturas bajo esfuerzos de carga. Cuando mayor es la temperatura de emplazamiento y menor es la viscosidad del clasto, más intensa es la compactación y se necesitará menos carga para lograr un cierto grado de compactación (Freunft et al., 2000). El soldamiento de una ignimbrita está determinado principalmente por la composición del magma, cargas litostáticas y por la temperatura (Freunft et al., 2000).

El grado de soldamiento puede variar desde etapas incipientes marcadas por la adherencia o cohesión de fragmentos vítreos en sus puntos de contacto y dentro del rango de ablandamiento del vidrio hasta el soldamiento completa marcada por la cohesión de los elementos de los fragmentos vítreos acompañados de su deformación y la eliminación del espacio poroso y tal vez la homogeneización final del vidrio (Smith, 1960). Si el soldamiento procede a completarse en cualquier parte de un flujo, se formarán tres unidades diferentes. Estos son: la no soldada, parcial y densamente soldada (Smith, 1960).

- No soldada: Es aquella parte del flujo de cenizas en la que no se ha producido soldamiento. Esta zona puede comprender todo el flujo de cenizas o solo una pequeña parte y probablemente es la zona más importante porque es la única que muestra el carácter original de los materiales lanzados por la erupción. Su conservación es necesaria para mediciones tales como la densidad inicial y la porosidad, los análisis de tamaño y la naturaleza del vidrio primario (Smith, 1960).
- Parcialmente soldada: incluye todo el material que va desde el que muestra un soldamiento incipiente hasta el que prácticamente ha perdido todo su espacio de poro. Esta zona muestra una mayor diversidad de texturas que cualquiera de las otras zonas debido al amplio rango de porosidad y grado de deformación de sus partes vítreas (Smith, 1960).
- Densamente soldada: debe definirse como aquella zona en la que la coalescencia completa de los fragmentos vítreos ha dado como resultado la eliminación de todo el

espacio porosos. Un vidrio negro denso o vitrificado es el producto normal de este proceso (Smith, 1960).

Durante la historia de enfriamiento de la ignimbrita toman lugar tres tipos principales de cristalización. En orden de ocurrencia son: desvitrificación, cristalización en fases de vapor y cristalización granofírica (Smith, 1960).

- La zona de desvitrificación: es común en la mayoría de las tobas soldadas cristalinas y frecuentemente ocupa la mayor parte de la zona de soldamiento denso y parcial. Se caracteriza por el desarrollo de cristales pequeños en el vidrio, principalmente cuarzo micro-cristalino (cristobalita) y feldespatos alcalinos para vidrios riolíticos (Smith, 1960).
- Zona de cristalización en fases de vapor: ocupa las partes porosas de las capas de tobas soldadas y alcanza su máximo desarrollo en la parte superior de la zona de soldamiento parcial donde se traslapa con la zona de desvitrificación. Esta zona también muestra mucha desvitrificación, pero se caracteriza por la formación de cristales en poros (especialmente tridimita, cristobalita y feldespatos alcalinos) debido a la precipitación de soluciones a partir de vapores calientes. La cristobalita se presenta como pequeñas esferas blancas o rosetas cristalinas, por otro lado, el feldespato alcalino como litofisas, mientras que la tridimita predomina en la pómez cristalizada y otras áreas porosas en tobas parcialmente soldadas y tobas sin soldar (Smith, 1960).
- Zona de cristalización granofírica está confinada a aquellas unidades de enfriamiento que tienen más de 100 m de espesor en los cuales se puede dividir la zona de desvitrificación en una parte superior e inferior. En tobas riolíticas soldadas, esta zona se caracteriza por el intercrecimiento de cristales de cuarzo con feldespatos alcalinos, ya sea en forma totalmente masiva o en forma de pequeñas estructuras ovoides. En esta zona el nivel de cristalización es alto, por lo cual las partículas originales de vidrio podrían no ser visibles. La textura de la roca es parecida a la de una roca hipabisal (Smith, 1960).

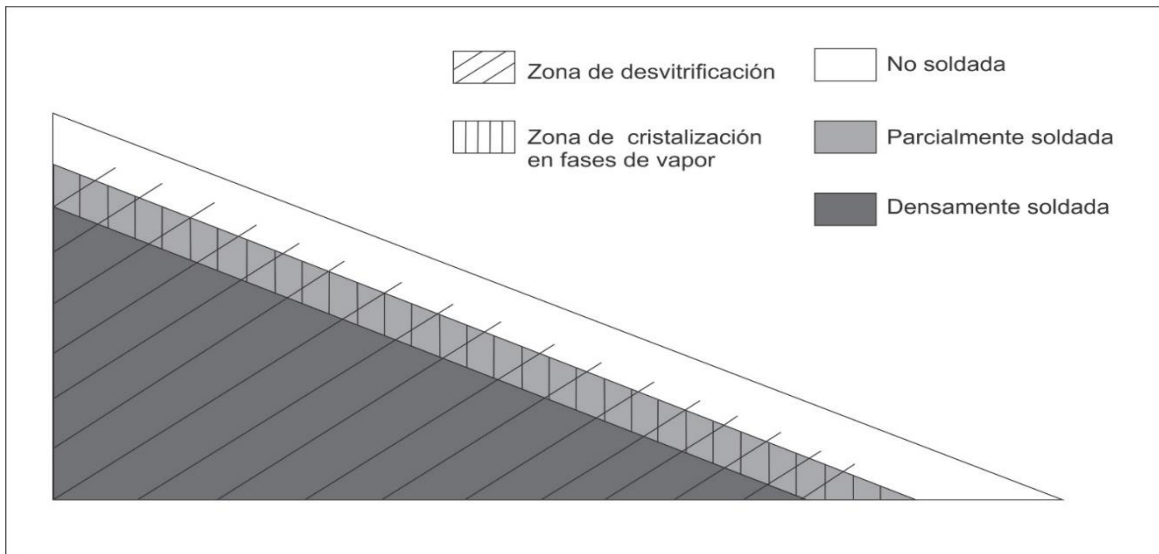


Figura 6 Sección ideal lateral y vertical de las unidades de soldamiento y las zonas de cristalización de enfriamiento de una ignimbrita. Modificado de Freunft et al., 2000.

2.2.6 Diques piroclásticos.

Los diques piroclásticos son formas volcánicas relativamente poco expuestas, pero ampliamente distribuidas. Varían típicamente de subverticales a verticales, tienen una variación en anchura, que va desde decenas de centímetros a decenas de metros, y su característica principal es una marcada textura eutaxítica (Wolff, 1986).

Las descripciones de estos conductos volcánicos son escasas, sin embargo, dentro de algunos ejemplos a nivel mundial, se encuentran los descritos por Chalot-Prat (1995), quien reporta diques piroclásticos en el complejo volcánico Tazekka, en Marruecos, con grosores de 50 cm, hasta varios cientos de metros, regidos por un patrón regular de fracturas y asocia el emplazamiento de una ignimbrita de 50 km³ sobre un área de 75 km². Otros reportes son los pertenecientes a la caldera Kumano (Miura, 1999; Miura y Wada, 2007), en la península de Kii, Japón. Esta caldera es de tipo *bisagra* de 41 x 23 km, en el que se documentan diques piroclásticos de hasta 800 m de ancho a lo largo de un lineamiento arqueado de 20 km y a poca profundidad de la corteza (<2-3 km) y relacionan al dique con el colapso de la caldera. En el caso de México se han descrito poco estas estructuras volcánicas de este tipo, un ejemplo son los diques reportados en el Campo Volcánico de San Luis Potosí Torres-Hernández et al. (2006), quienes los asocian a un régimen de fallas y a su estrecha relación con la Ignimbrita Panalillo. Aguirre et al. (2003; 2008) reportan diques relacionados con fisuras o fallas que sirvieron como conductos para la erupción

de grandes volúmenes de material piroclástico, estas fallas sirvieron como fuente de emisión denominadas ignimbritas de fisura y relaciona con la cobertura ignimbrítica de la Sierra Madre Occidental. En la zona norte-central de la SMS hay reportes de diques piroclásticos. Chapela-Lara (2008) describió y cartografió en la sierra de la Muñeca una serie de diques piroclásticos heterogéneos en el flanco occidental de la Sierra de la Muñeca. Díaz-Bravo (2008) reportó una suite de conductos piroclásticos no homogéneos y como estos dieron origen a los flujos piroclásticos que integran la Ignimbrita La Goleta. Ramírez Pérez Amaya (2011) describió una franja continua de diques piroclásticos con dimensiones de 5km de largo por 700 m de ancho en promedio y lo asocia a una cámara magmática somera en el centro volcánico de la Sierra de las Paredes.

Las características texturales de emplazamiento de los diques piroclásticos han sido documentadas por Wolff (1986) y describe que son el resultado de un sistema de emplazamiento que se caracteriza por la fragmentación de un magma por un evento explosivo a través de un conducto, y posteriormente por el cierre de este conducto, con el cual adquiere sus características texturales (Figura 7).

- A. Empieza una fase explosiva (Figura 7.A), donde los fragmentos eyectados son de diversas granulometrías y litologías, resultante de la fragmentación del magma o de la roca encajonante del conducto eruptivo.
- B. Posteriormente el conducto se ahoga con el material piroclástico caliente a medida que termina la fase explosiva (Figura 7.B). El material emplazado se solda y la compactación de dicho material se logra a través de la presión de carga o esfuerzo gravitacionales.
- C. El cierre del conducto ejerce una presión uniaxial horizontal sobre el material en el conducto, para producir una toba soldada con una textura eutaxítica vertical (Figura 7.C). La única forma de inducir dicha presión es a través de una disminución temporal en el ancho del dique. Tal movimiento hacia el interior de las paredes del dique ocurre fácilmente al final de una erupción en respuesta a los cambios en los patrones de esfuerzos de la roca encajonantes como consecuencia de la evacuación parcial de una cámara poco profunda.

D. Una vez que el cierre de la pared ha producido un soldamiento denso del contenido del dique, un movimiento adicional hacia el interior solo se puede acomodar mediante un flujo viscoso coherente de la masa soldada fuera del conducto o fisura. La extrusión de la masa que fluye en la superficie produce una cúpula de lava compuesta de magma desgasificado (Figura 7.D).

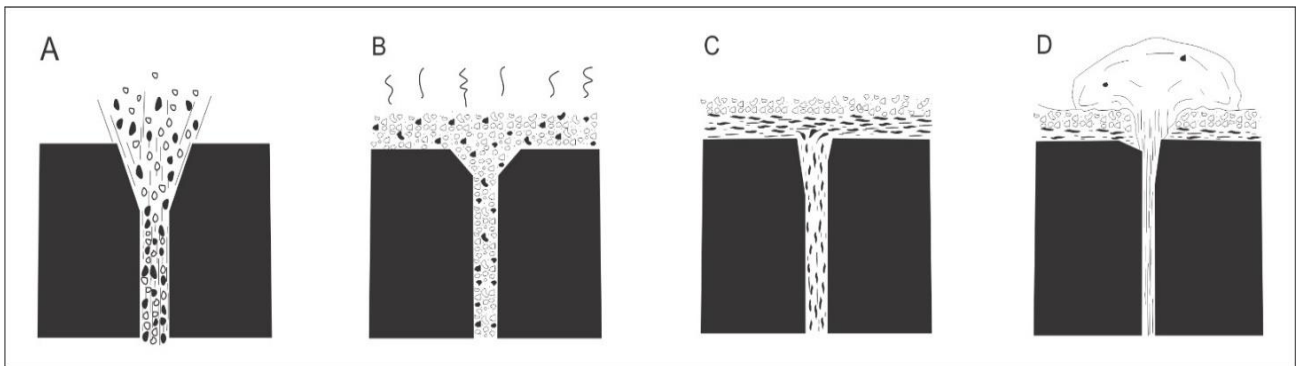


Figura 7 Formación de diques piroclásticos. Modificado de Wolff (1986)

2.2.7 Litofacies

El concepto de litofacies se refiere al carácter de un depósito determinado, o parte de un depósito, el cual es distintivo de acuerdo con una combinación de estratificaciones, tamaño de clastos, forma, selección, fábrica y/o composición. El término no es genético ni estratigráfico. Una litofacies puede conservarse en un estado consolidado o no consolidado como resultado de historias de depósito diferentes. En la Tabla 1 se muestran las litofacies más importantes y sus abreviaciones empleadas en esta tesis (modificado de Branney y Kokelaar, 2002).

Abreviatura		Abreviatura	
T	Toba/ ceniza	p	Rico en pómez
LT	Toba de lapilli/ toba de ceniza	l	Rico en líticos
L	Lapilli	cr	Rico en cristales
Br	Brecha	v	Vitrófico
m	Masiva	e	Eutaxítico

Tabla 1 Abreviaciones para asignar litofacies. Tomado de Branney y Kokelaar (2002).

3. Estratigrafía y petrografía

La zona de Valle de Bravo presenta intemperismo y formación de saprolito (roca alterada y descompuesta *in situ* que conserva la estructura de la roca original). Por esta razón, las características de las sucesiones fueron difíciles de reconocer, pero se describieron diferentes unidades en la Ignimbrita Valle de Bravo, a partir de observaciones del material mejor preservado, la altitud y la posición subhorizontal de las ignimbritas.

Se determinó que hay una variabilidad importante en las litofacies, que implica variaciones en procesos de las interfaces entre el depósito y el flujo. Para el caso de los conductos y diques piroclásticos se reconoció que el centro volcánico es inusualmente abundante en conductos piroclásticos, los cuales se reconocieron por su expresión morfológica y sus relaciones de corte con las rocas encajonantes

La sucesión volcánica del Eoceno está edificada discordantemente sobre las rocas del Esquisto Tejupilco, Grupo Arcelia-Palmar Chico y la Formación Cutzamala, y subyacen a las extensas unidades volcánicas del Cuaternario, el cual se compone de conos cineríticos y derrames de composición basáltica-andesítica (Aguirre-Díaz et al., 2006). El Esquisto Tejupilco es una unidad que está definida como una secuencia metavolcano-sedimentaria de 2,000 m de grosor, fuertemente deformada y con un metamorfismo regional (Elías-Herrera, 2004). El Grupo Arcelia-Palmar Chico cabalga sobre el esquisto Tejupilco y se define de forma general como una unidad estratigráfica volcano-sedimentaria con un metamorfismo de bajo grado y una deformación moderada (Talavera-Mendoza et al., 2000). Sobre el grupo Arcelia-Palmar Chico se encuentra La Formación Cutzamala, la cual consiste en sucesiones de depósitos continentales rojizos del Cretácico-Tardío que se desarrollaron en ambientes fluviales, constituida de areniscas, limolitas y conglomerados rojizos que contienen clastos volcánicos de composición andesítica, areniscas y caliza (Altamira-Areyán, 2002).

La estratigrafía del campo volcánico de Valle de Bravo está constituida por rocas de composición silícica, las cuales incluyen un complejo de conductos y diques volcánicos exhumados que presentan diferencias en componentes y texturas. En este capítulo se describen las principales características de estas rocas y de los conductos en la zona de estudio. Para esta tesis la

descripción de los afloramientos se realizó de acuerdo con los criterios establecidos y propuestos por Branney y Kokelaar (2002). A partir de lo descrito y obtenido se construyó un conjunto de cuatro columnas estratigráficas (Figura. 8) y un mapa geológico (Figura. 9).

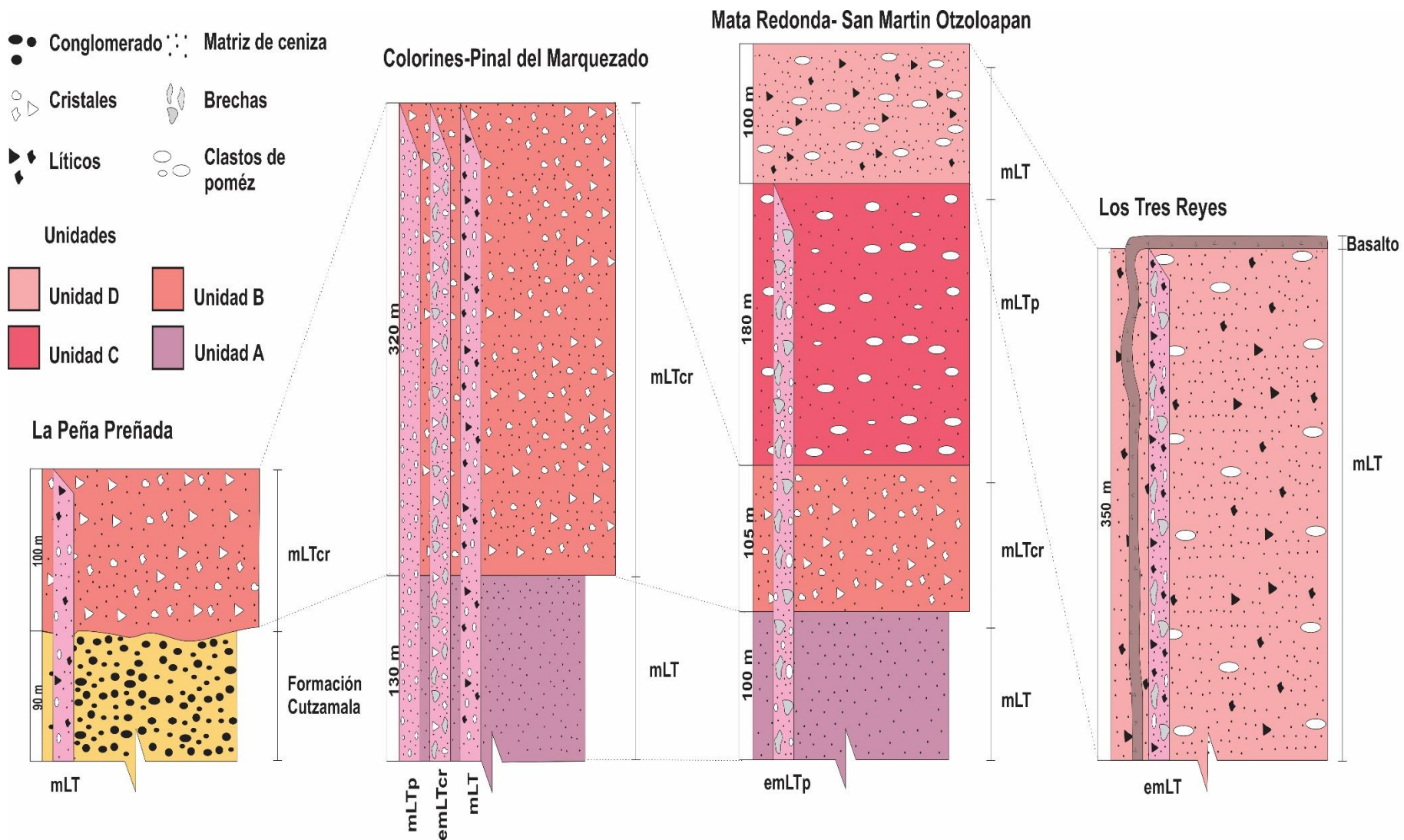
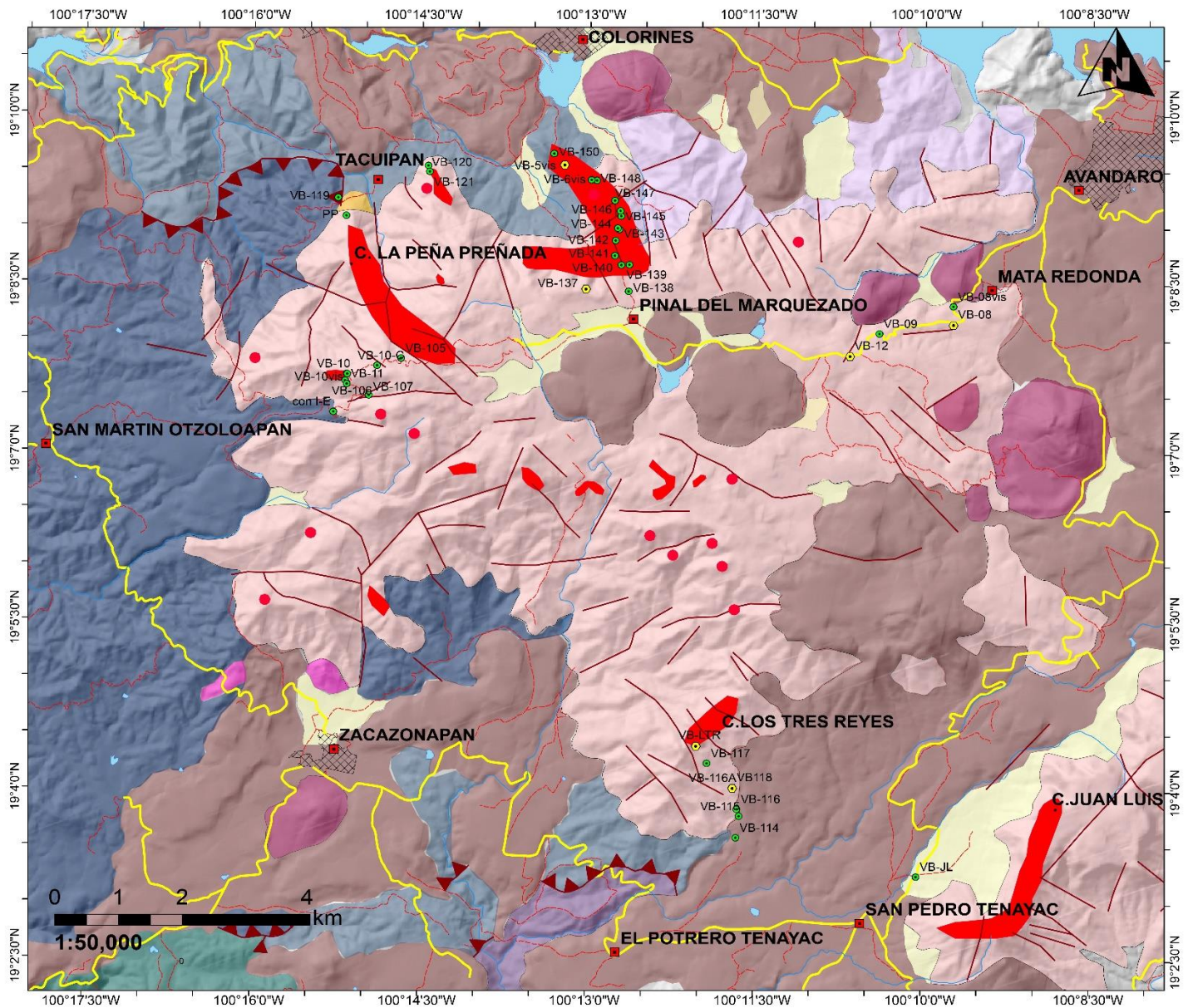


Figura 8 Columnas estratigráficas y sus correlaciones entre litofacies descritas y realizadas para la parte Occidental de Valle de Bravo



LEYENDA

ELEMENTOS TOPOGRÁFICOS		ELEMENTOS ESTRUCTURALES		LITOLOGÍA	
	PUNTOS MUESTREADOS		ZONA DE CONDUCTOS ALIMENTADORES		ALUVIÓN DEL CUATERNARIO
	PUNTOS DE GEOQUÍMICA		CONDUCTOS ALIMENTADORES		FORMACIÓN CUTZAMALA
	CUERPO DE AGUA		FALLAS		ESQUISTO TEJUPLICO
	RÍO		CARRETERA		ROCAS VOLCÁNICAS DEL PALEÓGENO
	CAMINO		POBLADO		ROCAS DEL CRETÁCICO INFERIOR (FORMACION ARCELIA PALMAR-CHICO)
	AREA URBANA		ROCAS VOLCÁNICAS DEL CUATERNARIO		RIOLITA DEL PALEÓGENO

Figura 9 Mapa geológico de la Zona Occidental de Valle de Bravo. Modelo digital de elevación de terreno obtenido a partir de datos de INEGI. Litología y fallas obtenidas de la carta geológica E14-A46 del Servicio Geológico Mexicano (2000).

3.1. Tobas

3.1.1 Unidad A

Esta unidad tiene un espesor estimado de 100 m y aflora al sur de la Comunidad de Colorines camino ascenso a la comunidad de Pinal del Marquezado (muestra VB-06vis) y al oeste del poblado de Mata redonda (Figura. 9). La muestra de esta unidad (VB-08) fue colectada en un banco de material (VB-08) (Figura. 10.A).

Es una litofacies masiva, de lapilli, color café-rojizo, parcialmente soldado (*mLT*), con un porcentaje de matriz que varía entre 60 a 90%. La abundancia de clastos de pómez es de pobre a moderado (1-14%); estos son subredondeados y de color café con tamaños que oscilan de < 5 mm a 3 cm. Por otro lado, el porcentaje de los fragmentos líticos es menor a los 6 % y el tamaño de estos es equivalente al de los líticos de pómez. Los fragmentos más destacables pertenecen a esquistos y granitos (Figura. 10.B). La fracción cristalina es de pobre a moderada (4-18%).

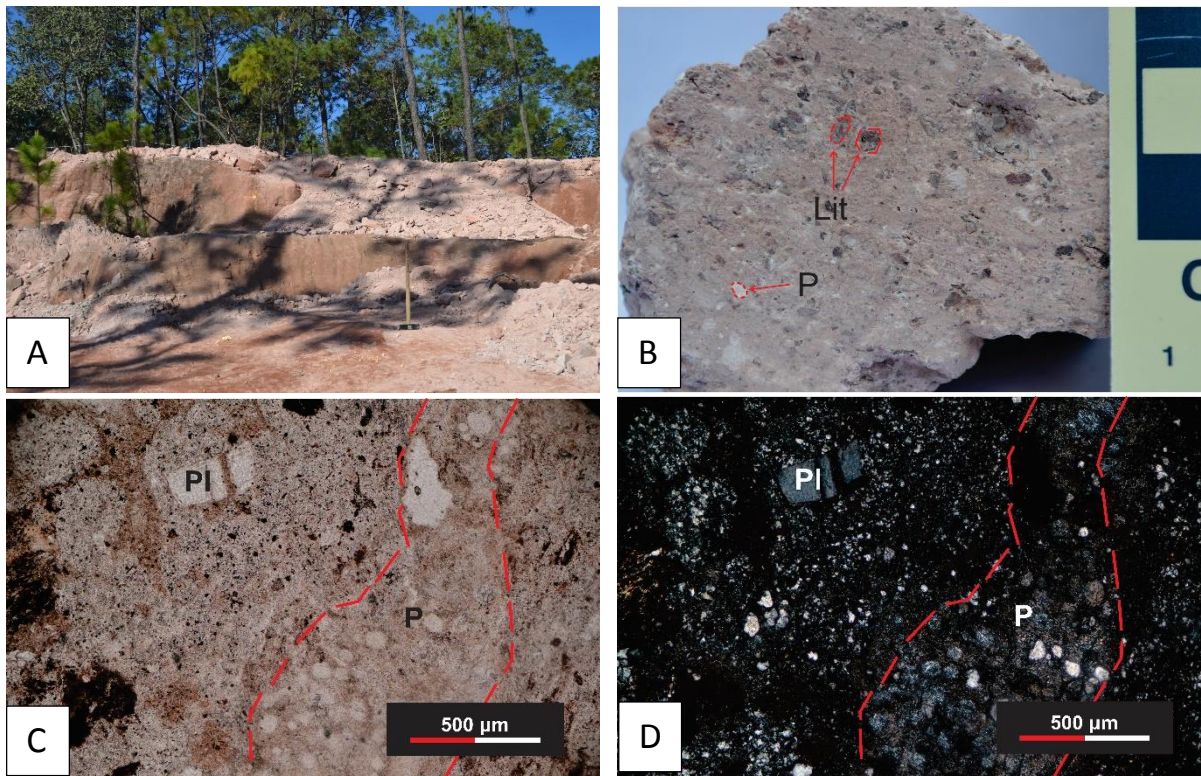


Figura 10 (A, B, C y D pertenecen al punto VB-08). A) Afloramiento correspondiente a la litofacies A de la sección Mata Redonda-San Martin Otzoloapan. B) Muestra representativa donde se observan líticos de pómez (P) y fragmentos líticos (Lit). Fotomicrografías en C) luz paralela y D) nicols cruzados, en donde se aprecia una matriz abundante y un fragmento de pómez con textura esferulítica

En sección delgada, la matriz tiene una textura criptocristalina con motas marrones de óxidos. Los fenocristales son subhedrales a anhedrales de $Sa > Cz > Pl > Bt$. Las plagioclasas tienen una textura de tamiz. Los sanidinos y plagioclasas tienen fracturas rellenas de vidrio y una incipiente seritización. Los cuarzos presentan bahías de corrosión, los cuarzos tienen inclusiones vítreas y las biotitas presentan diferentes grados de oxidación (Figura. 10.C). Los fragmentos líticos que predominan son de esquisto. Los clastos de pómez tienen una textura esferulítica y son de color marrón, contienen microfenoscristales de cuarzo y fragmentos de plagioclasa. (Figura. 10.D).

3.1.2 Unidad B

Esta unidad corresponde a la parte intermedia inferior de la sucesión ignimbrítica. Esta se expone en dos cortes de la carretera al oeste del poblado de Mata Redonda (puntos VB-08bis y VB-09); (VB-120); al norte de la comunidad de Pinal del Marquezado (en esta zona aflora como saprolito) y al este de la comunidad de Tacuipan. En el último punto la formación Cutzamala subyace las litofacies descritas en esta sección (Fig. 8).

Esta litofacies se le estima espesor aproximado de 100 a 150 m, es de tonalidad rosada, masiva, de lapilli, parcialmente soldada, y rica en cristales (*mLTcr*; conforman el 25 a 27%) que en su mayoría son de sanidino, cuarzo y biotita. Tiene un porcentaje de matriz de 53 a 65%. Los clastos de pómez (6-10 %) están en rango de 1 a 3 cm y su forma va de subangulosos a subredondeados (Figura. 11). Mientras los fragmentos líticos (~ 7%) son de esquistos y granitos con tamaños de 5 mm a 3 cm.

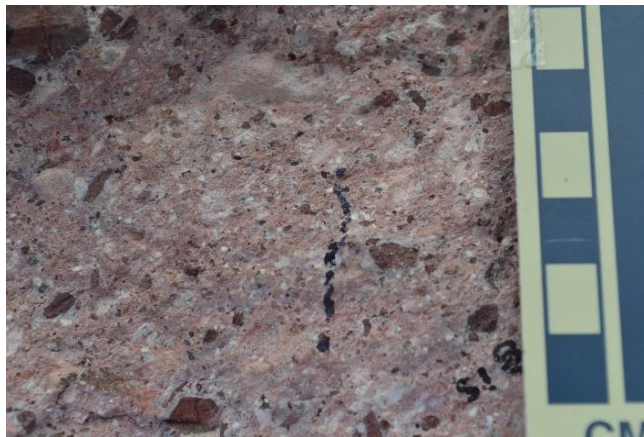


Figura 11 Muestra representativa de la litofacies de toba de lapilli rica en cristales (*mLTcr*).

Microscópicamente se observa una matriz con un alto grado de desvitrificación y parcialmente eutaxítica, y tiene fenocristales subhedrales a anhedrales de $Pl > Qz > Sa > Bt$ (muestra VB-08bis) y $Sa > Pl > Cz$ (muestras VB-120). Las plagioclasas y sanidino muestran textura de tamiz con tendencia a esquelética y ambos minerales muestra una marcada seritización (Figura. 12 B y D), mientras que los cuarzos son redondeados (Figura. 12 A) muestran bahías de corrosión (Figura. 12 C). Los fragmentos de pómez son de forma alargada y de textura criptocrystalina, con fenocristales de cuarzo y sanidino. Por último, los fragmentos líticos se conforman de esquisto, granito y caliza.

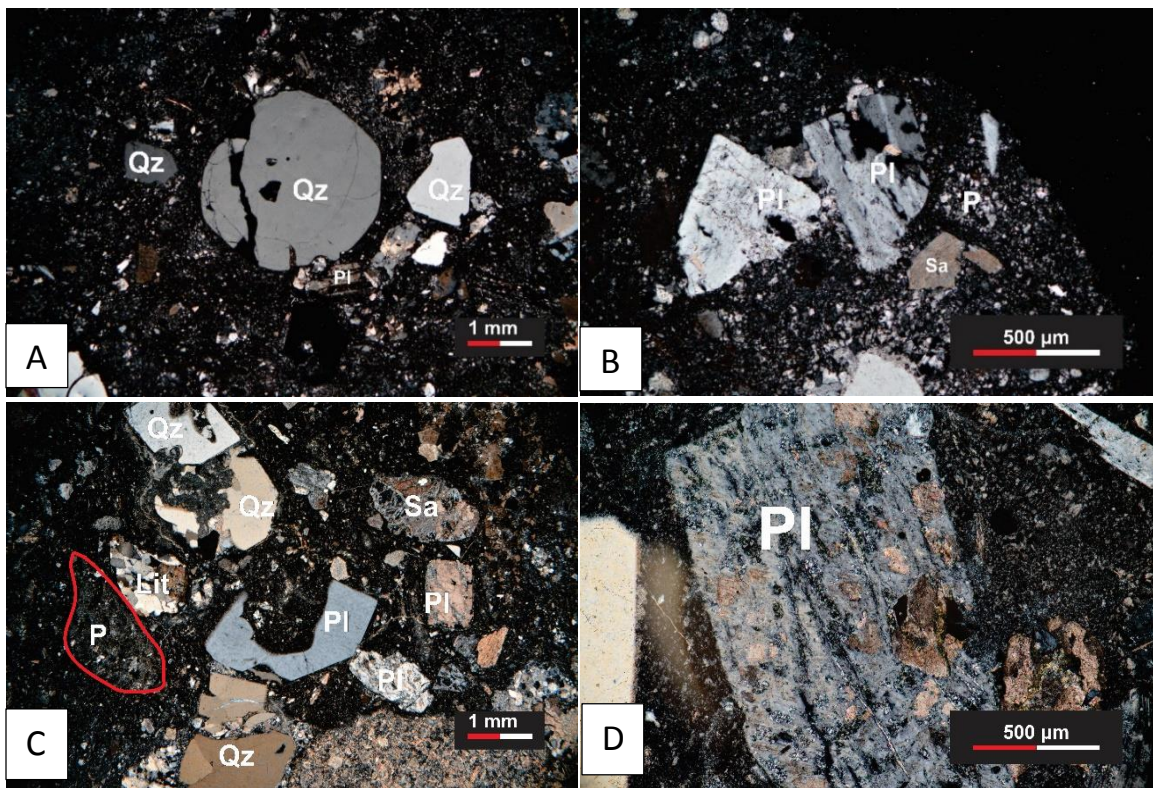


Figura 12 A y B pertenecen a la muestra VB-08bis; C y D pertenecen a la muestra VB-120). Fotomicrografías en nicóles cruzados. A) Fenocristal de cuarzo (Qz) redondeado. B) Fragmentos de cristales subhedrales de sanidino (Sa) y plagioclasa (Pl) con seritización. C) Fenocristales de plagioclasas (Pl) y sanidino con textura de tamiz con tendencia a esquelética y con una marcada seritización en una matriz eutaxítica. D) fenocristal subhedrales de plagioclasa (Pl).

3.1.3 Unidad C

Esta unidad aflora en los puntos VB-12 y VB-107 y se estima un espesor promedio de 180 m. Tiene tonalidades de rosada a marrón, masiva, de lapilli, parcialmente soldada y rica en líticos de pómez (rebase el 30%; litofacies *mLTp*). Esta litofacies en la parte inferior se observan clastos de pómez parcialmente aplastados y con tamaños de 2-5 cm (Figura. 13.A), mientras que en la cima de la sucesión tienen formas subredondeadas y con tamaños de 2-3 cm. Los fenocristales (15% a 25%)

observables en muestra de mano son sanidino y cuarzo y un porcentaje de matriz de 44 a 53 %. Los fragmentos líticos varían de un 4 a 6 % de la parte inferior a la cima y los tamaños oscilan de 2 a 4 cm con formas subangulosas a subredondeadas.

En microscopio se observa una matriz criptocristalina y eutaxítica con fenocristales subhedrales de Pl>Sa>Cz>Bt (Figura. 13. C y D). Las plagioclasas muestran una textura de tamiz con tendencia a esqueletal, los cuarzos presentan bahías de corrosión y fracturas, las biotitas exhiben un régimen alto de oxidación, las plagioclasas y sanidinas tienen una incipiente seritización. Los clastos de pómez tienen una textura esferulítica, en esta abundan fenocristales subhedrales de sanidino, plagioclasa y cuarzo, estas fracciones cristalinas poseen las mismas características que los cristales de la matriz. Los fragmentos líticos presentes son metamórficos, granitos y areniscas.

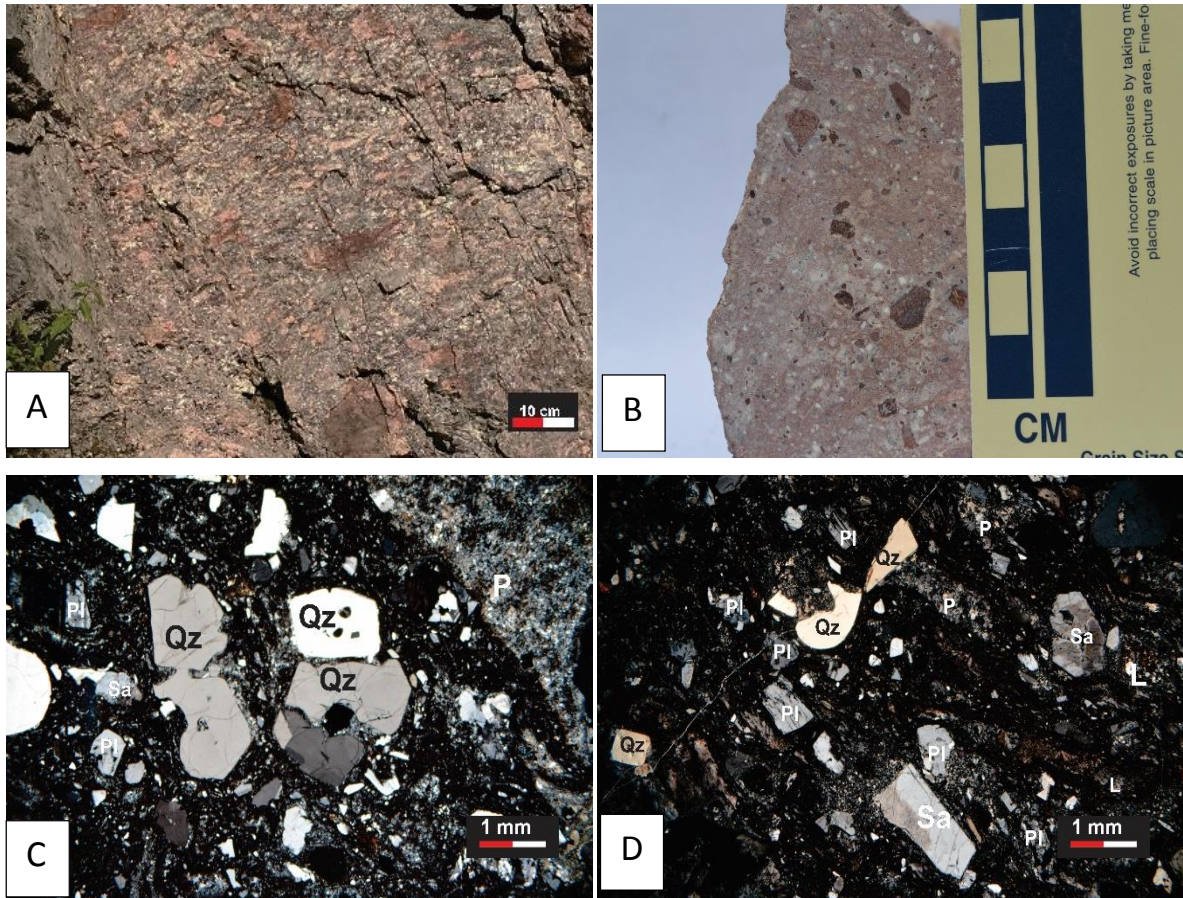


Figura 13 (A y C pertenecen a VB-107, B y D VB-12) A) Afloramiento donde se observa líticos de pómez parcialmente aplastado. B) Muestra representativa, donde se observa fragmentos líticos de esquisto. Fotomicrografías en nicols cruzados. C) Fragmentos subhedrales de cristales de cuarzo (Qz) en una matriz eutaxítica. D) Cristales de sanidino (Sa) y plagioclasa (Pl) con seritización parcial y cuarzo (Qz) con bahías de corrosión.

3.1.4 Unidad D

Esta unidad piroclástica se encuentra al norte de las comunidades de El Potrero Tenayac y al este de San Martín Oztoloapan (aflora en los puntos VB-105 y VB-106). Esta litofacies se comprende de 100 a 350 m de espesor preservado, es de color gris y en los afloramientos al este de San Martín Oztoloapan son de color rosa claro en fresco e intemperizado se observa un verde pardo, es parcialmente soldada, de lapilli, masiva (*mLT*) y moderadamente resistente (Figura. 15 A). Dicha unidad se rodea por unidades basálticas del Cuaternario (Figura. 14).

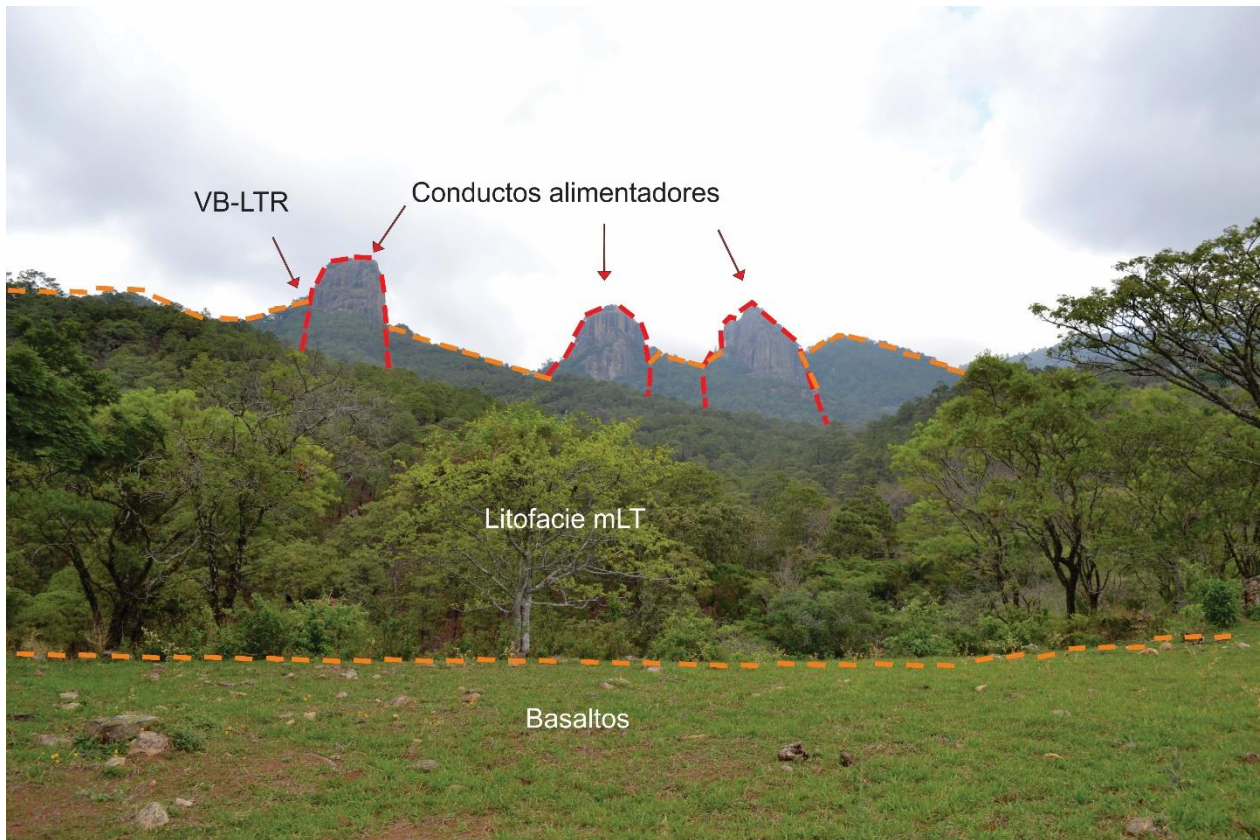


Figura 14 Vista panorámica de la Localidad de Los Tres Reyes.

Los clastos de pómez varían en tamaño de 5 mm a 5 cm (Figura. 15 B) (7 a 24%) y la forma que predomina es subredondeada. Los cristales (15 a 22%) de sanidino son menores a un milímetro y se pueden observar dos tipos de sanidinos, unos de color blanco lechoso y otros rosa. Los fragmentos líticos (constituyen a la roca de un 1 a 14%) suelen ser subangulosos, estos son metamórficos y de granito con tamaños de 2 a 4 cm. Con un porcentaje de matriz de 44 a 56 %.

En las láminas delgadas (muestras VB 105, VB106, VB-116A y VB-118) se observa una matriz con textura criptocristalina y eutaxítica, resalta que la textura eutaxítica se ve más desarrollada cuando se asciende estratigráficamente, y es moderada en cristales.

La litofacies contiene fenocristales subhedrales a anhedrales de $Sa > Qz > Pl > Bt$ (VB-116A y VB-118) y $Pl > Cz > Sa > Bt$ (VB 105, VB106). Las plagioclasas y sanidinos muestran texturas de mallas con tendencia a esqueletales (Figura. 16 B y F) (evidencias de desequilibrio magmático). Las plagioclasas tienen inclusiones de minerales opacos. Hay una incipiente seritización (Figura. 16 A y E) que afecta a la fracción de sanidinos y plagioclasas. Los cuarzos poseen bahías de corrosión e inclusiones vítreas y en las biotitas se observan de parcialmente a totalmente oxidadas (Figura. 16 C, D y F).

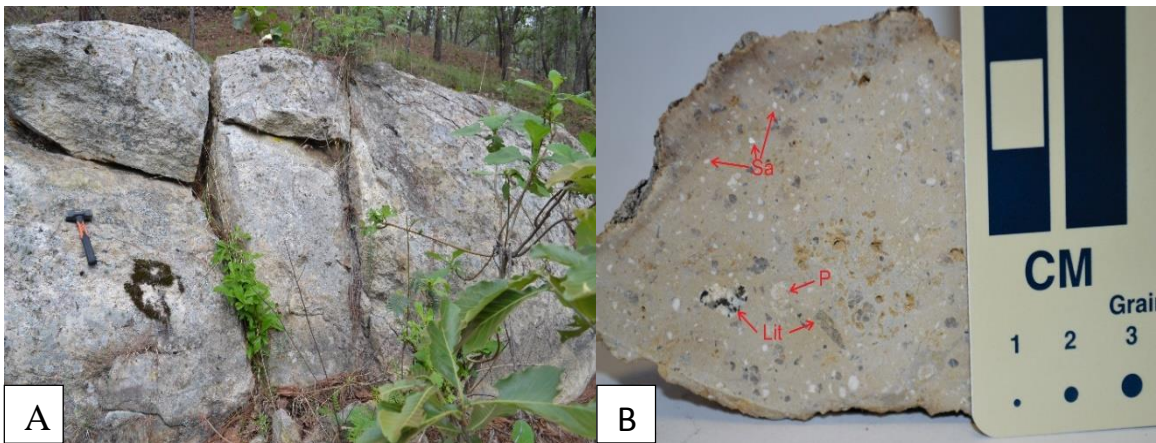


Figura 15 A) Afloramiento. B) Muestra representativa donde se aprecian cristales de sanidino (Sa), clastos de pómez (P) y fragmentos líticos (Lit)

Los líticos de pómez tienen formas alargadas y redondeadas, poseen una textura parcialmente esferulítica y contienen fenocristales de cuarzo, plagioclasa y sanidino. Una característica de la ignimbrita es que cuando se asciende estratigráficamente, el contenido de clastos de pómez va disminuyendo de porcentajes (de moderado a pobre), mientras que el contenido de fragmentos líticos aumenta, entre los cuales destacan los fragmentos líticos metamórficos y granitos.

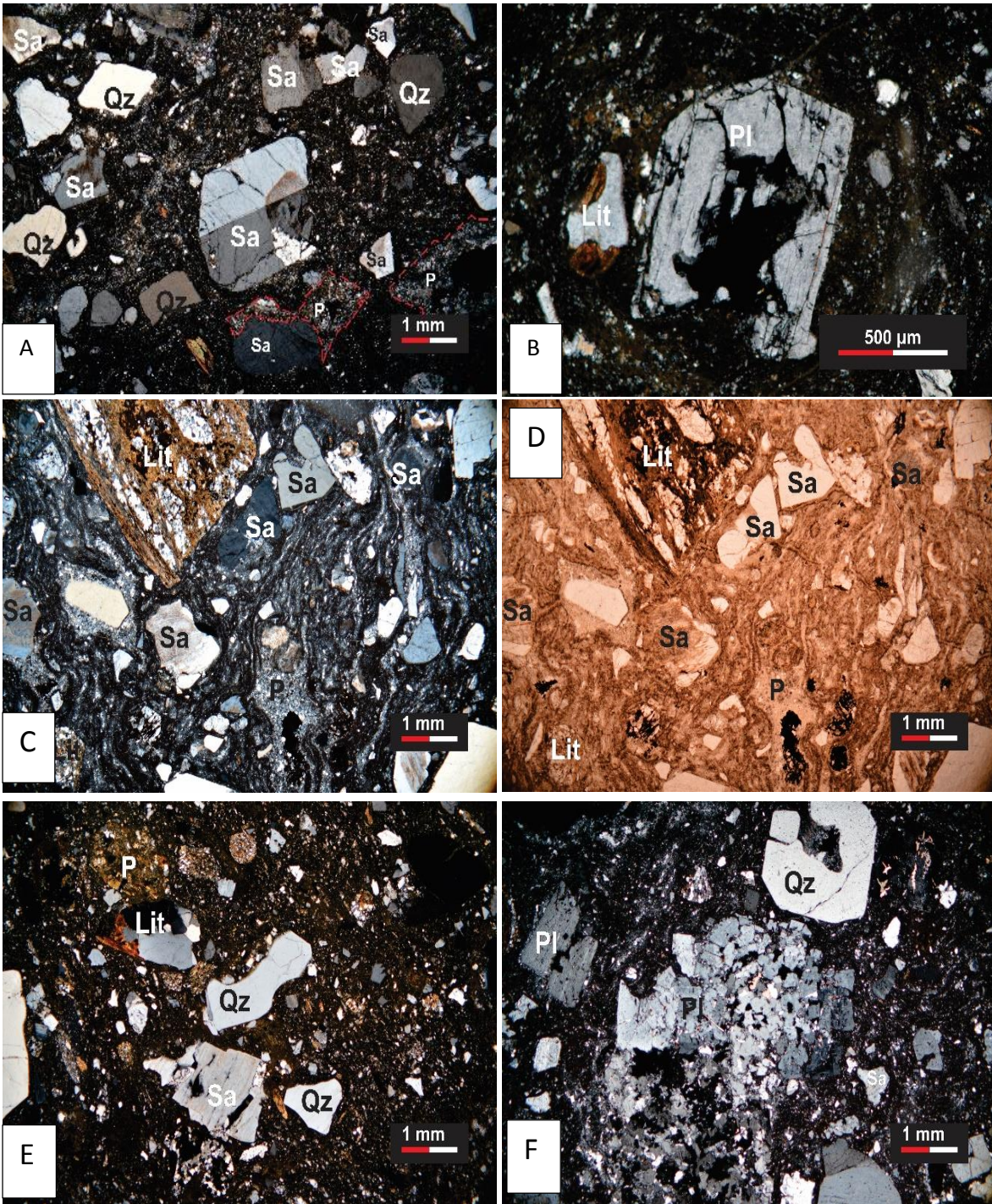


Figura 16 Fotomicrografías de la unidad D (A y B corresponden a la muestra 116-A; C y D a la muestra VB-118; E a la muestra VB-105 y F a la muestra VB-106) . A y E) Nícoles cruzados. Se observa un Sanidino (Sa) con macla de CarlsBad, rodeado de fragmentos de cristales de sanidino (Sa) con una incipiente seritización y cuarzos (Qz). B y F) Nícoles cruzados. Cristal de plagioclasa (Pl) subhedral con textura de tamiz y un lítico de granito (Lit). C) Fotomicrografía en nícoles cruzados y D) luz paralela, en ambas fotos se aprecian cristales de sanidino (Sa), feldespato potásico (Kfs) y líticos metamórficos embebidos en una matriz con textura eutaxítica.

3.1.5 Vitrófido rico en cristales (Vc)

Se desconoce el espesor de esta litofacies, ya que los fragmentos de vitrófidos están dentro de los diques piroclásticos. Los fragmentos de vitrófidos son de una textura eutaxítica, hipocristalina, densamente soldados, de color negro y masivo.

Algo destacable es que es rico en cristales (>25%), se pueden apreciar en muestra de mano minerales como cuarzo y sanidinos. Los *fiammes* son de color negro, y conforman el 14% de la roca, con tamaños que no superan los 5 mm. Es pobre en fragmentos líticos (~6%), son menor a un centímetro y de forma subangulosa, con un porcentaje de matriz de ~55%.

Microscópicamente se observa una marcada textura eutaxítica con pedazos de fenocristales subhedrales de $Pl > Cz > Sa$ (Figura. 17. A). Las plagioclasas muestran textura de tamiz y los cuarzos tienen bahías de corrosión, algo destacable es la presencia de cristales de Clinopiroxeno (Figura. 17. B). Los *fiammes* tienen fenocristales de plagioclasa y cuarzo.

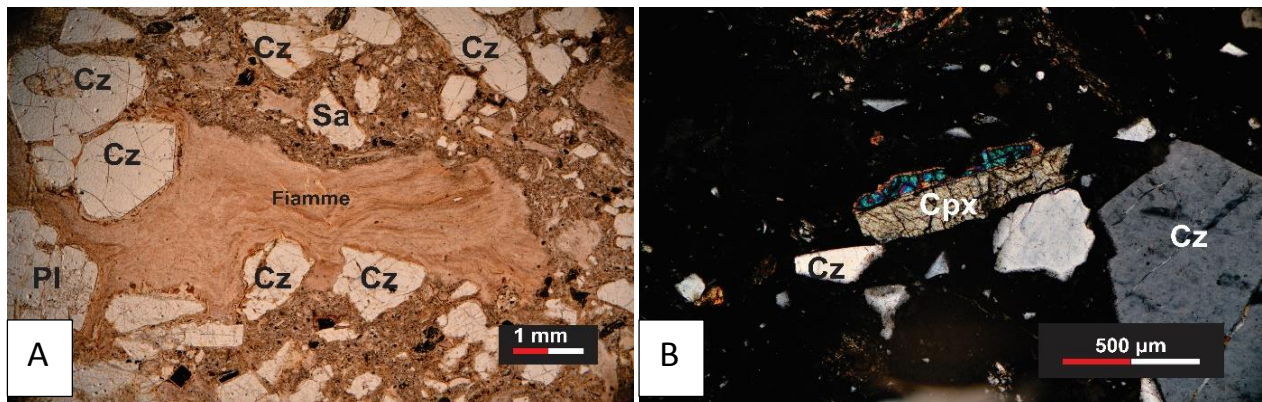


Figura 17 (A y B pertenecen a la muestra VB-137v). A) Fotomicrografías en luz paralela, se observa fenocristales subhedral de cuarzos (Cz), sanidinos (Sa) y plagioclasas (Pl) dispuestos en una matriz eutaxítica y se observa fragmentos de pómez colapsados (*fiamme*). B) Fotomicrografía en nicoles cruzados, se muestra un fenocristal subhedral de clinopiroxenos (Cpx).

3.2 Conductos alimentadores y diques piroclásticos.

3.2.1 Litofacies de lapilli masiva eutaxítica (emLT)

Conductor Alimentador Los Tres Reyes

Este es cuerpo piroclástico tiene una altura expuesta aproximada de 30 a 40 m y es de difícil acceso, la roca de color gris, masiva y está fuertemente soldada. Los fragmentos de líticos son de granitos y esquistos, y en su mayoría tiene forma angulosa y van de unos 2 a 3 cm. Los clastos de pómez miden de 1 hasta mayores de 20 cm, y la forma que predomina es alargada y delgada, estos presentaban una orientación que no pudo ser apreciada por la fuerte consolidación de los peñascos (Figura. 18.B). En muestra de mano se aprecian dos tipos de sanidinos: uno de color blanco lechoso y otro rosa.

De este cuerpo volcánico se realizó una lámina delgada (VB-LTR) donde se observó una matriz, con una textura criptocristalina y eutaxítica (Figura. 18 A y B). Los clastos de pómez constituyen un 19% de la muestra, tiene una forma alargada y presentan una matriz criptocristalina con algunos fenocristales de sanidino y cuarzo. Aquí también destacan los fragmentos líticos (10%) que en su mayoría son granitos, esquistos y metasedimentos.

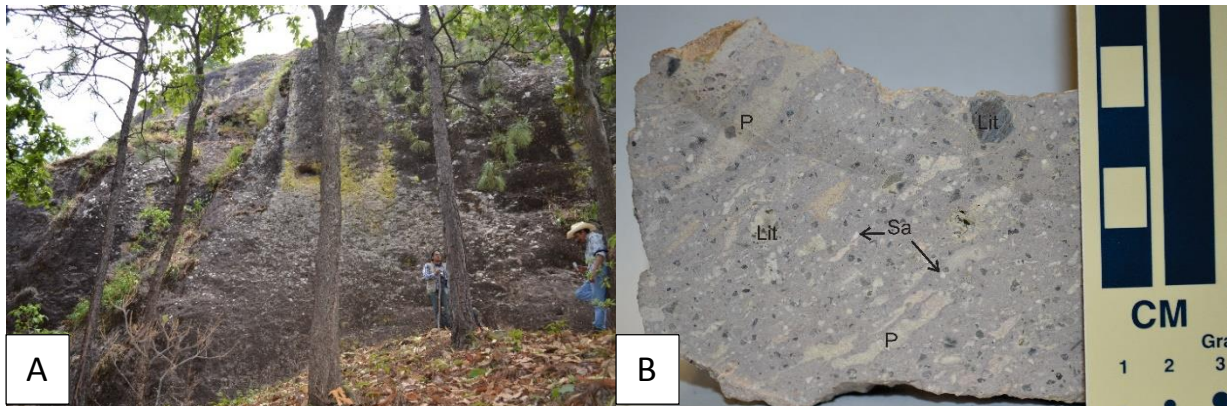


Figura 18. Afloramiento del conducto alimentador., correspondiente a la zona de Los Tres Reyes. B) Fotografía de muestra representativa, donde se observa una orientación de los líticos de pómez.

Se observan fenocristales (18%) de subhedrales a anhedrales de $Sa > Qz > Pl$, aunque el contenido de sanidino y cuarzo no varía demasiado. Los sanidinos y plagioclasas tienen textura de tamiz (Figura. 19 C y D) y esta es más marcada en las plagioclasas; hay una notable seritización que

afecta a los cristales de sanidinos y plagioclasas. Los cuarzos poseen bahías de corrosión más pronunciadas e inclusiones vítreas.

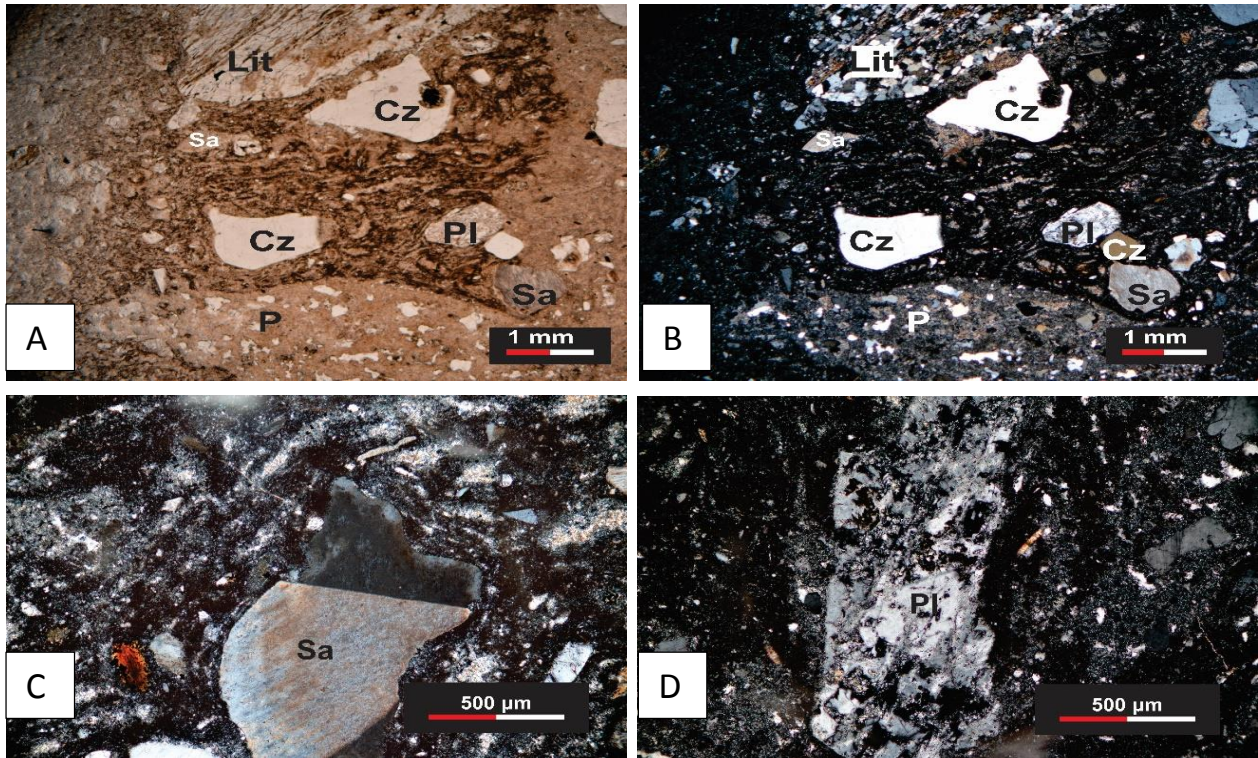


Figura 19 Fotomicrografías (A, B, C Y D pertenecen a la muestra VB-LTR en luz paralela) A) y nicoles cruzados B), donde se observan fenocristales subhedrales de cuarzo (Cz), plagioclasa (Pl) y sanidino (Sa) dentro de una matriz con textura eutaxítica. También se aprecia un lítico de pómez aplastado (P). C) fotomicrografía en nicoles cruzados de un cristal de sanidino con macla de CarlsBad y muestra una marcada seritización. D) fotomicrografía en nicoles cruzados de un cristal subhedral de plagioclasa con una notable textura de tamiz

3.2.2 Litofacies de lapilli masiva eutaxítica rica en pómez (emLTp)

Conducto alimentador VB-10

Este conducto aflora a tres kilómetros de la comunidad del Pinal del Marquezado. Tiene una exposición de 15 m de ancho y es fuertemente soldado de color rosa, masivo y resistente. Es rica en clastos de pómez (>25%), tienen un color rosa pastel y son de forma alargadas y con tamaños de 10 a 15 cm (Figura. 20. B), y la dirección de la textura eutaxítica es paralela con respecto al conducto. A nivel de afloramiento se pueden apreciar fenocristales de sanidino y cuarzo. Es pobre fragmentos líticos (~8 %) y, además las formas de los líticos van de subangulosos a subredondeados y con tamaños de 5-10 cm, algunos llegan a 20 cm; tiene componentes de esquistos, granitos y de otras ignimbritas.

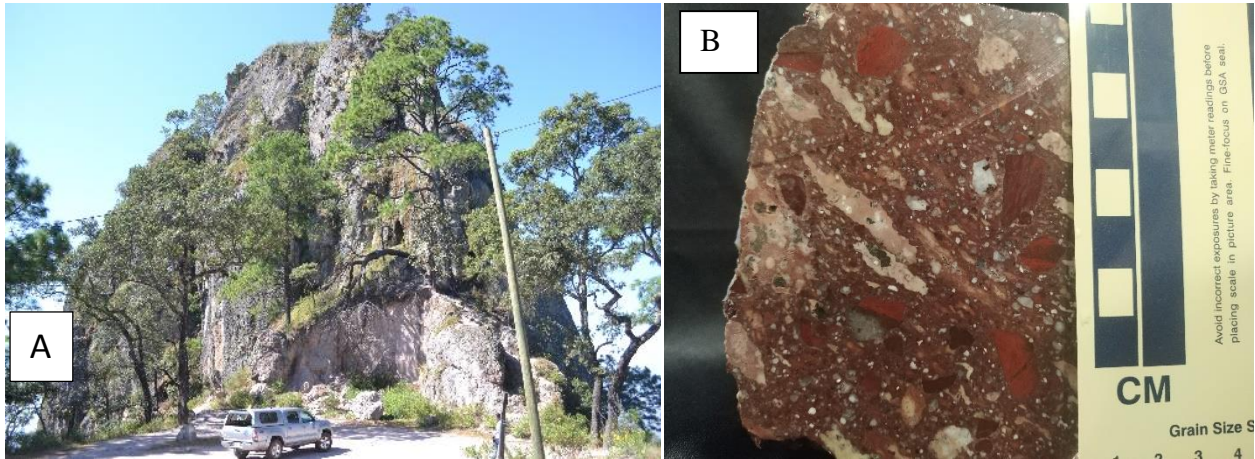


Figura 20 Foto panorámica correspondiente al conducto alimentador VB-10. B) Muestra del conducto, donde se observan brechas de fragmentos líticos de diferentes litologías. Los líticos de pómez son de color rosa y de forma alargada

En lámina delgada se observa una marcada textura eutaxítica con fenocristales (13 %) subhedrales de $Pl > Cz > Sa$. Las plagioclasas tienen una textura de tamiz y fractura rellenas de vidrio, los cuarzos muestran bahías de corrosión, y las plagioclasas y los sanidinos tienen una incipiente seritización. Los clastos de pómez tienen una matriz criptocristalina con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y sanidino. Estos cristales tienen las mismas características que la fracción mineral de la matriz, y también posee fragmentos líticos de granito.

3.2.3 Litofacies de Toba de lapilli masiva (mLT).

Conducto alimentador de la Peña Preñada

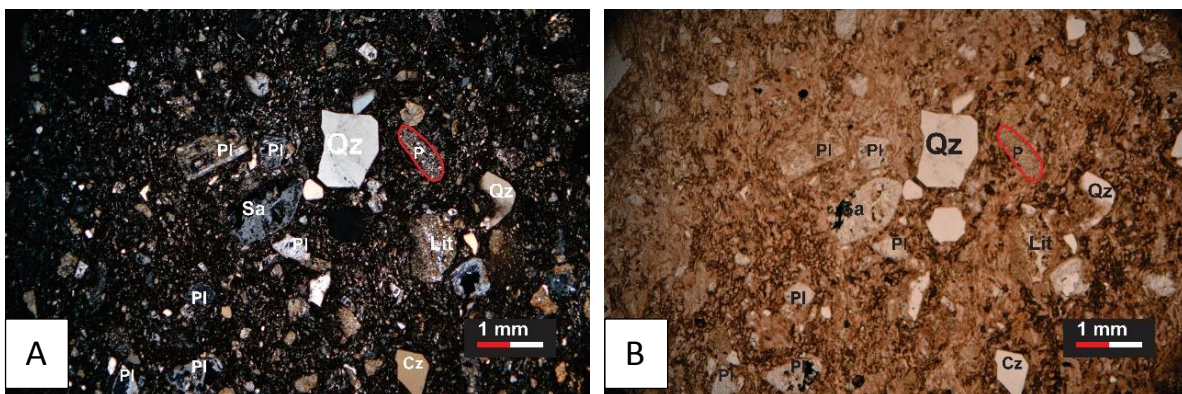


Figura 21 Fotomicrografía en nicoles cruzados A) y luz paralela B). Se observan cristales de cuarzo (Cz), sanidino (Sa) y plagioclasa (Pl). Los sanidinos y plagioclasas muestran una incipiente seritización.

Este conducto intrusiona a las areniscas rojas de la Formación Cutzamala y a la propia ignimbrita (unidad B). Dicho conducto tiene una exposición descubierta de 15 metros. Está fuertemente

soldada, masiva y de color café grisáceo. Es moderadamente rico en cristales (~20%), es pobre en clastos de pómez (8%) fragmentos líticos (~3%)

En lámina delgada se aprecia una marcada textura eutaxítica con fenocristales subhedrales de $Pl > Cz > Sa > Bt$ (Figura. 21). Las plagioclasas y sanidinos presentan texturas esqueléticas y una incipiente seritización. Los cuarzos tienen bahías de corrosión y las biotitas tienen una avanzada oxidación. Los clastos de pómez son de una textura criptocristalina.

Conducto Alimentador VB-141

Este es masivo, parcialmente soldado y de color beige. Es moderado en clastos de pómez (18%) y estos son alargados, de un color café verdoso y con tamaños parecidos al de los fragmentos líticos. Es pobre en fragmentos líticos (~5%), estos son de esquisto y granitos subangulosos y con tamaños de 5mm a 1 cm.

Microscópicamente se observa una matriz con textura eutaxítica con fenocristales subhedrales de $Pl > Sa > Cz$ (fracción mineral de la roca ~18%). Las plagioclasas tienen textura de tamiz, las plagioclasas y sanidinos presentan fracturas rellenas de vidrio y una incipiente seritización. Algunos cristales de cuarzo presentan bahías de corrosión. Los clastos de pómez son de color café y se aprecia una textura criptocristalina con microfenocristales de cuarzo.

3.2.4 Litofacies de lapilli masiva eutaxítica rica en cristales (emLTcr).

Conducto alimentador de Pinal del Marquezado

El conducto pertenece al punto de muestreo VB-139. Este es masivo, fuertemente soldado y de color marrón. La roca es rica en cristales (~29%). Es pobre en fragmentos líticos (2%), y se aprecian esquistos y granitos. También es pobre en clastos de pómez (11%), los cuales tienen tamaños de 2 a 8 cm y de una forma alargada

En microscopio petrográfico se aprecia una matriz de color marrón con textura eutaxítica, con fenocristales subhedrales de $Sa > Pl > Cz > Bt$. En los sanidinos se observa textura de tamiz y en las plagioclasas una textura esquelética (Figura. 22.A); ambas fracciones minerales presentan una marcada seritización. El cuarzo tiene bahías de corrosión (Figura. 22.B). Los clastos de pómez

tienen una textura criptocristalina en los que alberga fenocristales de sanidino y cuarzo, y además estos cristales presentan las mismas características que la fracción mineral de la matriz.

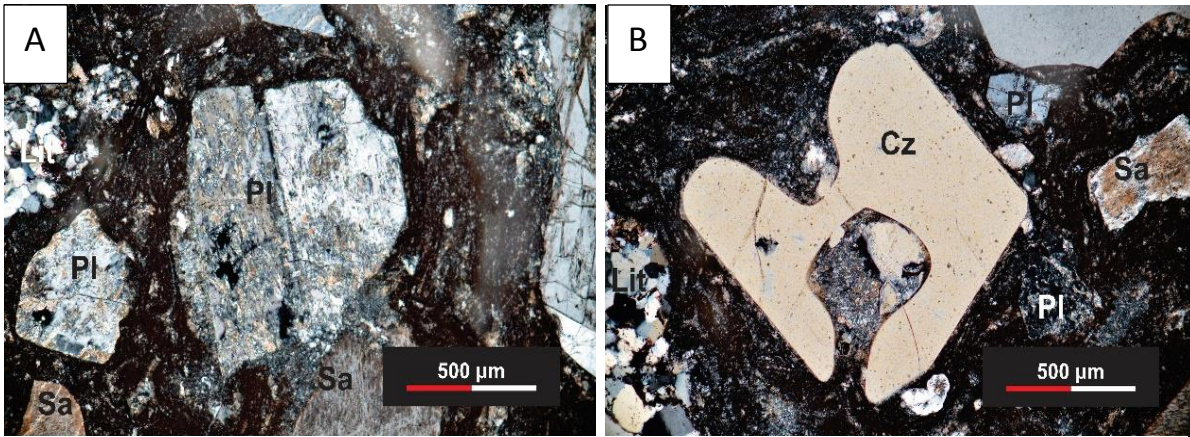


Figura 22 Fotomicrografía en nicoles cruzados A) Fenocristales submorfológicos de plagioclasas (Pl) con textura de tamiz a esqueletal y una marcada seritización B). Se observa cristales de cuarzo subhedrales (Cz) con bahías de disolución.

3.2.5 Litofacies de Toba de lapilli masiva rica en pómez (mLTp).

Diques piroclásticos.

Este complejo de diques se encuentra desde la comunidad de Pinal del Marquezado hasta el pueblo de Colorines, estos diques intrusionan a las rocas pertenecientes al terreno Arcelia-Palmar Chico y a la litofacies A y B (sección Colorines-Pinal del Marquezado) (Figura. 23 A y B).

Los diques tienen un ancho promedio de 15 cm, estos son masivos, parcialmente soldados, y predominan dos tipos de colores, unos de color beige y otros de una tonalidad de gris verdoso. Son ricos en clastos de pómez (~23), con una forma alargada y tamaños < 1 cm, y moderada en cristales (>13%). Son pobres en fragmentos líticos (5%), estos tienen tamaños <2 cm y de forma subangulosa.

Microscópicamente se observa una textura eutaxítica con fenocristales subhedrales de Pl>Cz>Sa. Los cuarzos y plagioclasas presentan texturas de desequilibrio tales como bahías de disolución y texturas de tamiz o esqueletales, los sanidinos solo presentan seritización, en cambio las plagioclasas exhiben seritización y epidotización (Figura. 23. D), la epidota existe como parches dentro de la plagioclasa. Los clastos de pómez muestran estar oxidados y con una recrystalización, donde el cuarzo secundario tiene mosaicos alargados paralelos a la textura eutaxítica (Figura. 23. C).

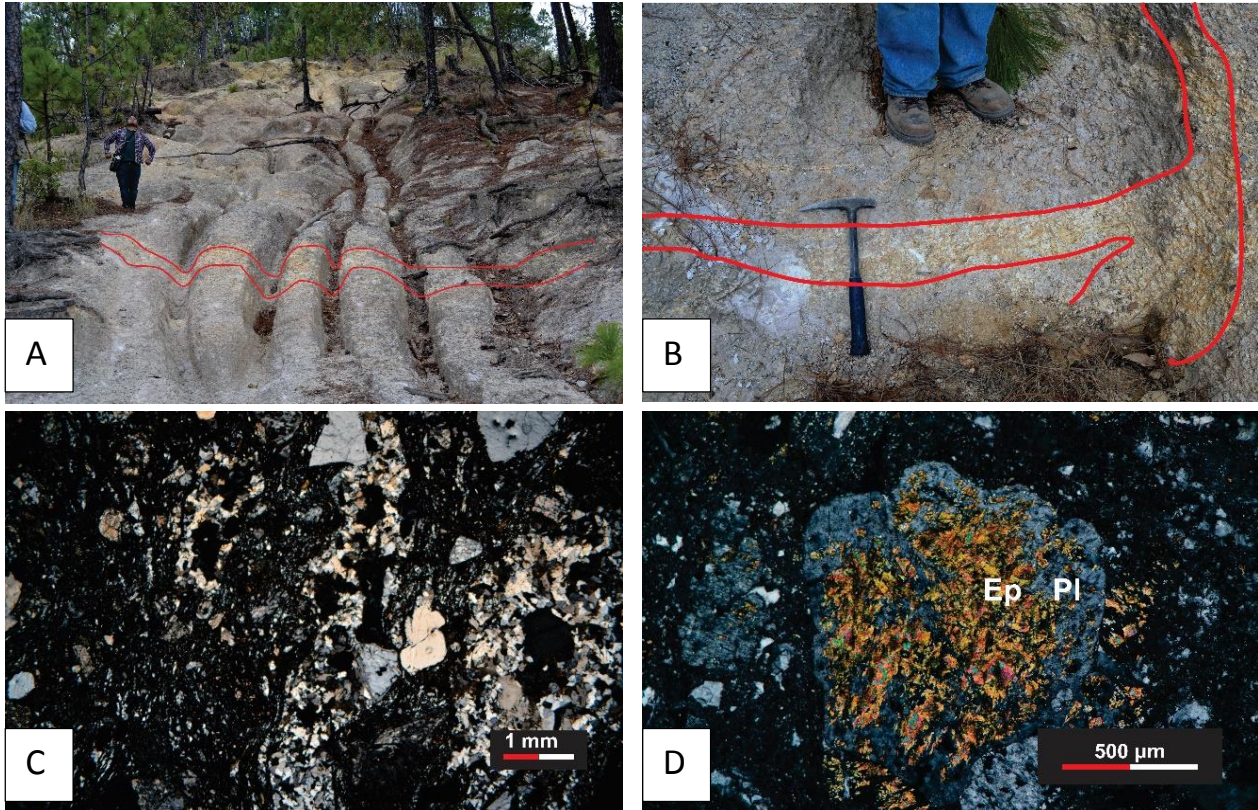


Figura 23 . A) y B) Afloramiento que muestra un dique intrusionando a la litofacies mLT, cercana a la comunidad de Colorines. C) (Muestra VB-05vis) Fotomicrografía de en nicoles cruzados se observa cuarzos secundarios en forma de mosaicos alargados dentro de una matriz con textura eutaxítica. D) (Muestra VB-06vis) Fotomicrografía de en nicoles cruzados, un fenocrystal anhedral de plagioclasa que alberga varios parches de epidota (Ep).

Conductos de Juan Luis.

Este complejo de conductos se ubica en la cercanía de la comunidad de San Pedro Tenayac, se reconocieron dos tipos de litofacies a partir de muestras de mano.

La primera litofacies (Figura. 24C) comparte cualidades texturales a los conductos descritos en la Peña Preñada y al conducto VB-141.

La segunda litofacies (Figura. 24B) muestra similitudes a la ignimbrita emplazada (unidad c) en la Sección del camino Mata Redonda- San Martin Otzoloapan. Macroscópicamente la litofacies es masiva, soldada y de color rosa en fresco, es rico en clastos de pómez (~ 35%) y de tamaños de 5 mm- 3 cm, con forma subangulosa. Es moderado en fragmentos líticos (~20%) los cuales son subangulosos y de tamaños parecidos al de los líticos de pómez, abunda principalmente material metamórfico.



Figura 24 A) Vista panorámica de la zona del Cerro de Juan Luis. B) y C) Fotografía de la muestra de mano

4. Geoquímica y Geocronología.

4.1 Geoquímica

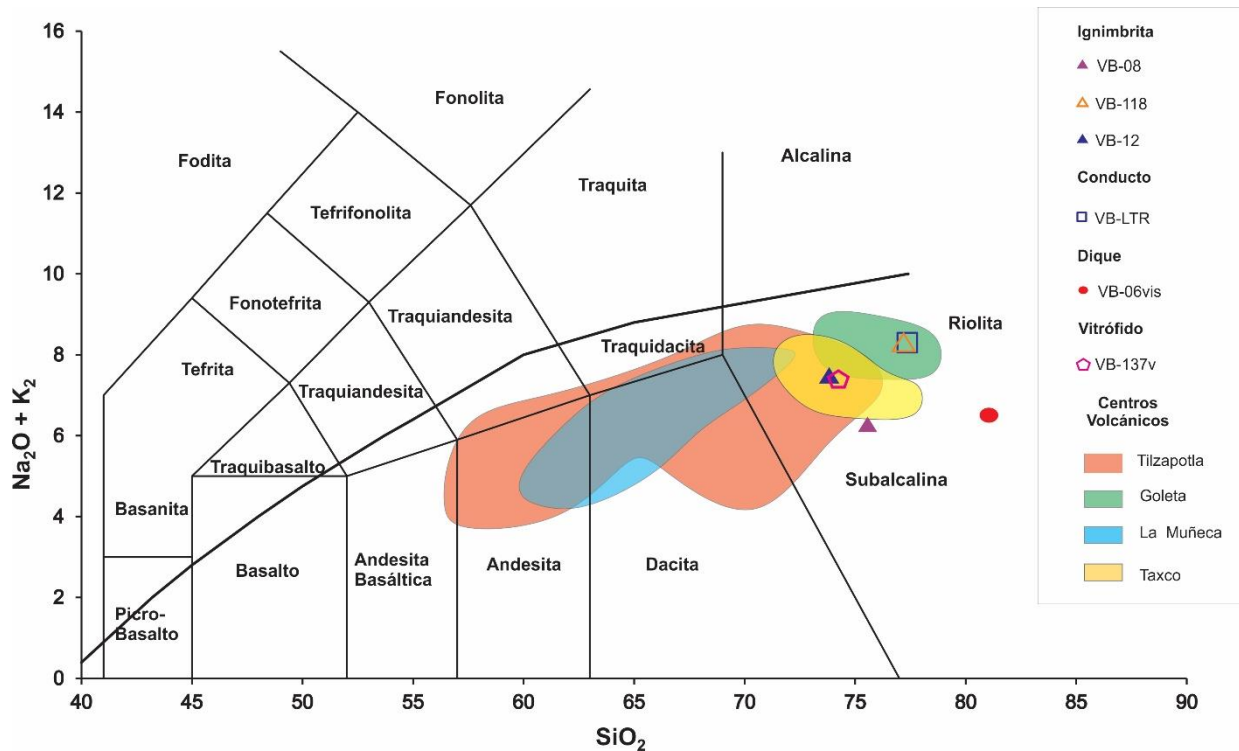


Figura 25 Diagrama de TAS (Le Bas et al. 1986) y línea divisoria entre los campos de alcalino y subalcalino tomada de Irvine y Baragar (1971). Comparativa de las distribuciones composicionales de elementos mayores de las muestras colectadas con las de estudios previos. Datos extraídos de Morán-Zenteno et al., 2004; Díaz-Bravo, 2008; Chapela-Lara, 2008; Hernández-Vargas et al., 2017.

Con la finalidad de caracterizar geoquímicamente y definir el ambiente tectónico de formación de las unidades estudiadas, se realizaron análisis químicos a seis muestras representativas de la zona de Valle de Bravo. Dado el abundante contenido de líticos y de muestras accidentales se eliminaron antes de pulverizar, los análisis de este tipo de ignimbritas son solo indicativos debido a los sesgos que pueden presentarse por la diferente procedencia de los componentes. Por esta razón, se hizo una selección cuidadosa de las muestras a analizar, para evitar en la medida de lo posible estos sesgos. Las composiciones de las muestras analizadas se muestran en la figura 25. Se contempla una distribución que cae en el campo de las riolitas, donde se observa una variación del contenido de sílice (SiO_2) de un 74% a 80%. Tres muestras pertenecen a ignimbritas (VB-08, unidad A; VB-12, unidad C; VB-118, unidad D) y una a un vitrófido (VB-137v, vitrófido rico en cristales litofacies Vc). Las muestras VB-137v (74.06% de SiO_2 y 7.31 de álcalis) y VB-12 (73.69% de SiO_2 y 7.42% de álcalis) presentan similitudes en el porcentaje de sílice como en álcalis, mientras

que la muestra VB-118, que es más rica en sílice y álcalis en comparación de las otras muestras, es geoquímicamente análoga a la muestra VB-LTR, que corresponde a un clasto de pómez dentro de un conducto alimentador. La muestra VB-06bis pertenece al complejo de diques piroclásticos (mLTp), la cual muestra el mayor contenido de sílice.

Las muestras analizadas se compararon con los campos volcánicos de Tilzapotla, La Goleta, La Muñeca y Taxco (Morán-Zenteno et al., 2004; Díaz-Bravo, 2008; Chapela-Lara, 2008; Hernández-Vargas et al., 2017) (Figura. 1). Estos centros volcánicos son unidades de composición andesítica, dacítica y riolítica. La zona de Valle de Bravo tiene una similitud geoquímica parcial con el del campo volcánico de La Goleta y Taxco, ya que algunas muestras caen dentro o rodean el dominio perteneciente a La Goleta y Taxco (polígono verde y amarillo, Figura. 25).

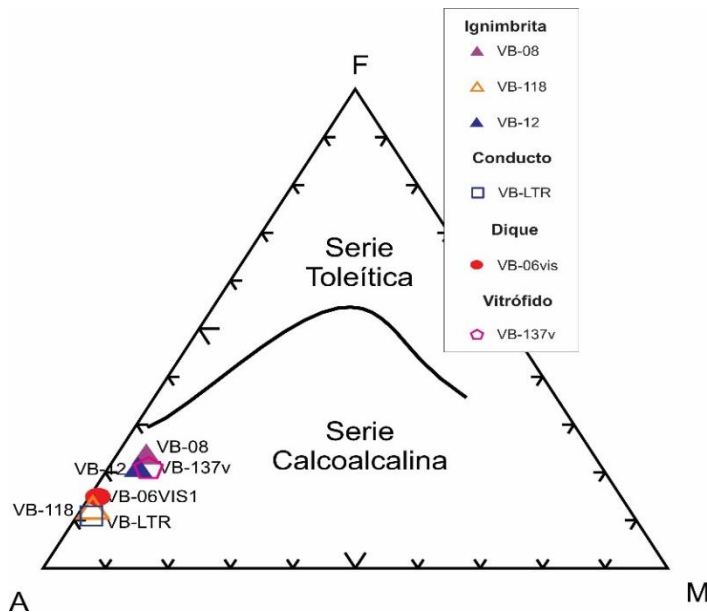


Figura 26 Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971).

En el diagrama triangular AFM (Figura. 26), las muestras se proyectan una notable tendencia calcoalcalina. Lo anterior sugiere que las rocas son de un ambiente de arco y muestra que los productos provienen de magmas evolucionados. Los productos de la zona de Los Tres Reyes (VB-LTR; VB-118) provienen de magmas más silíceos.

En los diagramas tipo Harker de variación de elementos mayores contra sílice (Figura. 27), las muestras presentan decrecimientos en abundancias de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , TiO_2 , P_2O_5 , al incrementar el contenido de SiO_2 . En los diferentes diagramas se observa un descenso del TiO_2 ,

Fe_2O_3 , MnO , MgO , lo que posiblemente se atribuye al fraccionamiento de minerales ferromagnesianos y óxido de hierro durante la evolución magmática de las rocas. La disminución de Al_2O_3 y CaO probablemente se relaciona al fraccionamiento de fases minerales como plagioclasa. La disminución de Na_2O se debe a la movilización del sodio ante fenómenos post-emplazamiento como intemperismo y alteración hidrotermal. Por otro lado, se observa que el Na_2O y el K_2O se asocian que el sodio y el potasio son elementos muy móviles y se pueden perder o enriquecer por la presencia de fluidos en el proceso de enfriamiento.

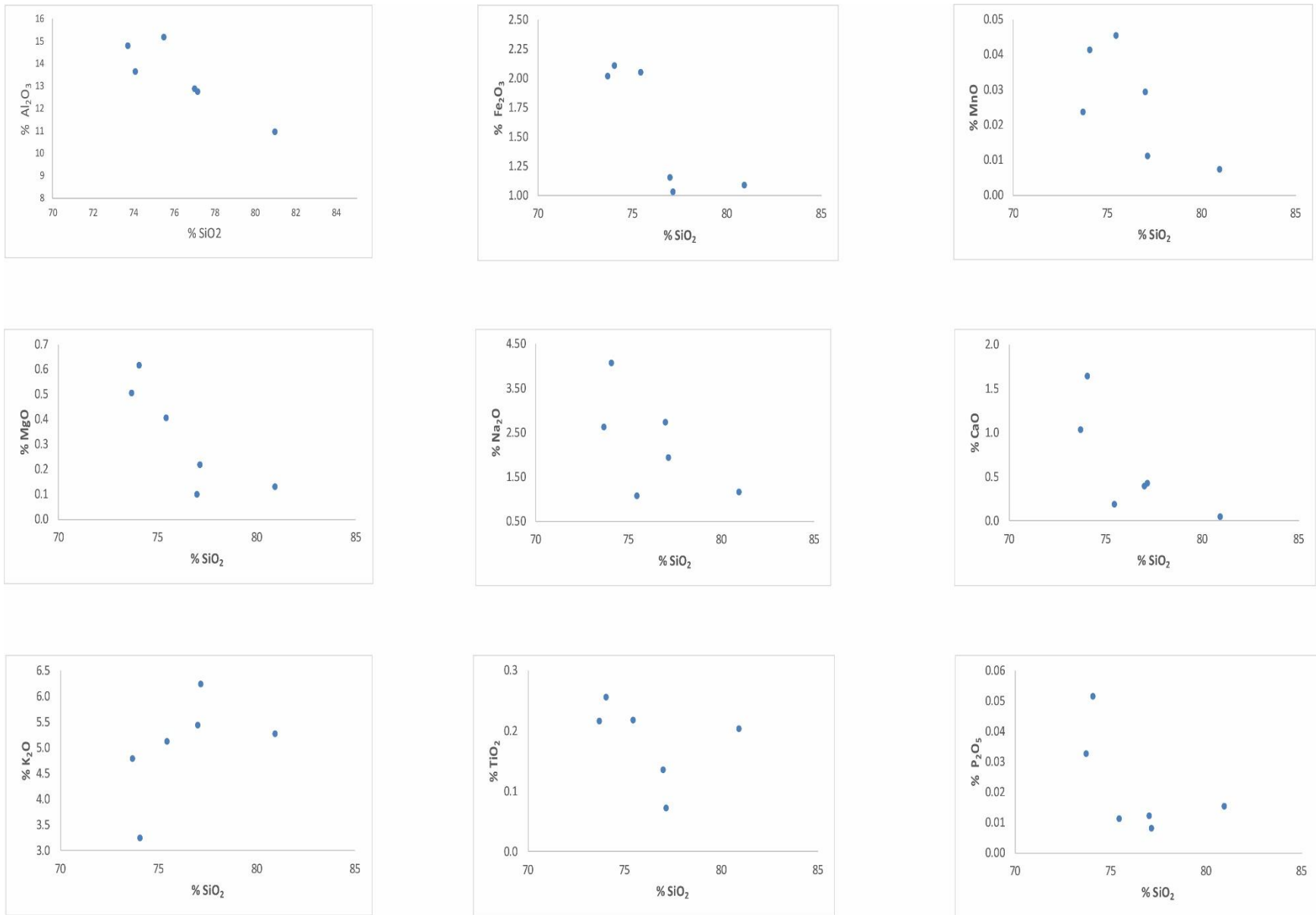


Figura 27 Diagramas de variación de tipo Harker de elementos mayores (% en peso) con respecto al SiO₂.

4.2 Geocronología.

Con el fin de realizar inferencias sobre la edad de los eventos magmáticos de la Sierra de Valle de Bravo, se seleccionó una muestra de ignimbrita que corresponde al punto VB-10C al occidente de la comunidad de Pinal del Marquezado (Figura. 9) para realizar un fechamiento K-Ar. Para ello, se obtuvo un concentrado de sanidinos; la muestra corresponde a un lítico de pómez de un conducto piroclástico. El estudio geocronológico se realizó en los laboratorios del Instituto de Geología de la UNAM.

Para obtener el concentrado de sanidinos, se trituró la muestra y posteriormente se tamizó. Del material tamizado se seleccionó la fracción de tamaño 212-300 μm , esta que se sometió a una separación magnética por medio de un equipo Franz y se realizó una limpieza manual con el empleo de un microscopio estereoscópico. El fechamiento K-Ar se realizó en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) con el espectrómetro de masas MM1200B. El análisis fue realizado por el Dr. Jesús Solé Viñas y la determinación de potasio por el Quím. Rufino Lozano Santa Cruz.

La edad obtenida es de 34.60 ± 0.4 , la cual es semejante con edades reportadas en localidades cercanas, como son el cuerpo volcánico del Cerro el Peñón ubicado a seis kilómetros al oeste del poblado de Temascaltepec de 34.87 ± 0.15 Ma (Blatter et al. 2001); la del centro volcánico La Goleta (Díaz-Bravo, 2008), que se encuentra al sur del área de estudio, en donde se reportó actividad magmática entre 37.4 y 36.6 Ma; la del centro volcánico de la Sierra de Nanchititla, donde se reporta un episodio volcánico que corresponde a una edad de 35.6 Ma (González-Cervantes, 2007); además el centro volcánico de Taxco (Hernández-Vargas et al., 2017) también presenta similitudes con Valle de Bravo e indica un vulcanismo durante el Eoceno Tardío y por último el centro volcánico de la Muñeca (Chapela-Lara, 2008) que muestra también una edad semejante (34 Ma; datación por U/Pb), pero la edad registrada corresponde a una edad de cristalización.

Muestra	Ubicación	Tipo de roca	K (%)	^{40}Ar (mol/g) x 10 ⁻¹⁰	Material fechado	Método	Edad (Ma)
VB-10C ¹	100°14'53" 19°7'45"	Ignimbrita	10.87	6.57	sanidino	K-Ar	34.60 ± 0.4
Z-365 ²	100°09'00" 19°03'00"	Ignimbrita	-	-	sanidino	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	34.87 ± 0.15
Tc-02 ³	100°18'24" 18°53'01"	Ignimbrita	-	-	sanidino	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	35.6 ± 0.5
GO1-04 ⁴	100°4.836 18°42.036	Ignimbrita	9.64	6.181	sanidino	K-Ar	36.60 ± 1.1
GO1-04 ⁴	100°4.836 18°42.036	Ignimbrita	9.64	6.316	sanidino	K-Ar	37.40 ± 0.4
SG03 ⁵	99°34.816' 18°34.100'	Ignimbrita	-	-	sanidino	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	34.75 ± 0.26
SG04 ⁵	99°35.212' 18°36.049'	Ignimbrita	-	-	sanidino	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	35.22 ± 0.26

Tabla 2. Geocronología de centros volcánicos aledaños a la zona de estudio. ¹Este trabajo; ²Blatter et al. 2001; ³González-Cervantes, 2007; ⁴Díaz-Bravo, 2008; ⁵Hernández-Vargas et al., 2017.

5. Discusión

Las unidades volcánicas del área de estudio revelan una estratigrafía conformada principalmente por corrientes piroclásticas densas de afinidad silícica, dicha estratigrafía fue alimentada por un complejo de diques piroclásticos heterogéneos, que forman notables prominencias geomorfológicas en el relieve. En este apartado se presenta la integración de los datos recabados para la porción occidental de la Ignimbrita Valle de Bravo, con el objetivo de contribuir al conocimiento de la historia geológica del área.

5.1 Sobre el origen y condiciones de emplazamiento de la Ignimbrita Valle de Bravo.

Cole et al. (2005) identifican diferentes geometrías de las calderas, dependiendo de la forma de la cámara magmática y como estas pueden tener formas regulares como la caldera de Tilzapotla (Morán-Zenteno et al., 2004) y Crater Lake (Bacon, 1983) o forma muy irregulares o complejas como la de Taupo y Rotoura (Milner et al., 2002).

En la zona de Valle de Bravo no se observa con claridad algún rasgo geomorfológico semicircular que pueda asociarse a una estructura de caldera de colapso. Sin embargo, la Ignimbrita Valle de Bravo se distribuye de manera semielíptica (Figura. 9) y hay presencia de un campo de domos riolíticos al este de la zona de estudio, lo que sugiere una evolución paulatina y la existencia de una cámara magmática a profundidad que posteriormente fue vaciada. Lo anterior se refuerza por los gruesos espesores de al menos de 480 m (inferidos a partir de las diferencias de altitud con respecto a las litologías circundantes y las similitudes entre los puntos muestreados) y las ignimbritas ricas en cristales, que sugiere subsidencia asociada al volcanismo (Figura. 9). De esta manera, los depósitos de la Ignimbrita Valle de Bravo bien pueden tratarse de unidades de relleno intracaldéricas. Por otra parte, y pese a que el supuesto borde de la caldera es difícil de delimitar, con lo anteriormente descrito se sugiere una subsidencia tipo *downsag* (Cole et al., 2005; Figura. 28).

Cabe mencionar la relación que existe entre las calderas de colapso y los yacimientos minerales. Henley (1993) relaciona los sistemas magmáticos de larga vida, como es el caso de los sistemas asociados a eventos caldericos, con el emplazamiento de importantes yacimientos minerales; así mismo, el autor menciona que regularmente la mineralización en estas áreas volcánicas se restringe a zonas cercanas a los márgenes de una caldera o las fallas que delimitan el anillo de

esta. Esto se ve reflejado en el distrito minero de Temascaltepec, ubicado al sur de la zona de estudio, la cual está relacionada con la actividad hidrotermal asociada al termalismo derivado de las manifestaciones volcánicas y sub volcánicas de la SMS (Camprubí, 2003).

Los diques piroclásticos exhumados de forma cilíndrica y tabular corresponden a conductos de material volcánico fragmentado que se formaron desde las primeras etapas de descompresión volcánica de la cámara magmática y fueron emplazados a lo largo de zonas de debilidad preexistentes. A pesar de su gran diversidad en cuanto arreglos texturales y de componentes es posible asociarlos a los diques alimentadores de los flujos piroclásticos que formaron la secuencia volcánica de la Sierra de Valle de Bravo. Además, estos conductos están agrupados de forma radial y se encuentran distribuidos dentro de la zona inferida de la caldera, así como en la periferia. A partir del conteo de puntos realizado en las muestras, se identificaron dos rasgos primordiales para la discriminación entre las litofacies, los cuales consisten en el tamaño y variabilidad de los fragmentos líticos y la abundancia en cristales presentes en la roca. Esto fue primordial ya que los flujos piroclásticos presentan un alto grado de intemperismo y no muestran ningún tipo de discontinuidades morfológicas.

La unidad A probablemente corresponda a la expulsión de los primeros materiales volcánicos ya que estos tienen material fino y son pobres en cristales, clastos de pómez y fragmentos líticos.

Diques ricos en cristales (emLTcr) parecen tener correspondencia con la unidad B (rica en cristales) y el vitrófido rico en cristales (Vc). La unidad B aflora en las zonas de La Peña Preñada, Pinal del Marquezado y al este de la comunidad Mata Redonda. Los depósitos ignimbríticos de la unidad B se asocian con la extracción del magma y *mush* desde un reservorio magmático (Martí et al., 2000); posiblemente se vincule a la subsidencia y caída del techo de la cámara magmática (Cole et al., 2005), ya que los bloques del techo colapsado generan vórtices que desmiembran el *mush* y promueven la emisión de ignimbritas ricas en cristales (Kennedy y Stix, 2007). Se desconoce la procedencia estratigráfica del vitrófido (Vc), ya que los vitrófidos se generan, en las partes basales, superiores o ambas en las ignimbritas (Branney y Kokelaar, 2002).

Por otro lado, los diques ricos en pómez (mLTp y emLTp) posiblemente emplazaron el material volcanoclástico de los depósitos de la unidad C, que se observan desde el este al oeste de la comunidad de Pinal del Marquezado y en cercanías del pueblo de San Pedro Tenayac, ya que

presentan características similares en el contenido de cristales y de clastos de pómez. Los clastos de pómez presentan diferentes grados de compactación, pero pueden asociarse a la etapa de corrientes piroclásticas post-colapso (Cole et al., 2005).

Los depósitos de la unidad D se encuentran en las zonas de Los Tres Reyes y al sur del Cerro la Peña Preñada, y posiblemente la fuente fue un complejo de diques, con la naturaleza de los conductos muestreados (mLT y emLT) al norte de la zona de estudio. Corresponden a las etapas finales del evento eruptivo. Corresponderían después de la etapa de subsidencia y pueden asociarse a los depósitos post-colapso.

Por último, se encuentra los cuerpos lávicos al oriente de la zona de Valle de Bravo, estos son domos lávicos que representan los últimos episodios alimentadores; estos últimos son reportados en el trabajo de Daniel Jesús Ramírez Ortega (en preparación).

En la zona de estudio no se observaron cenizas de caída intercaladas y hay ausencia de paleosuelos entre las secciones. Esto indica que el evento fue continuo, y posiblemente el mecanismo de emplazamiento es el fuenteo piroclástico a muy baja altura (Branney y Kokelaar, 2002), en el cual una columna eruptiva hay una ingesta baja de aire y desgasificación, provocando el colapso inmediato una columna eruptiva densa que se elevó a poca altura.

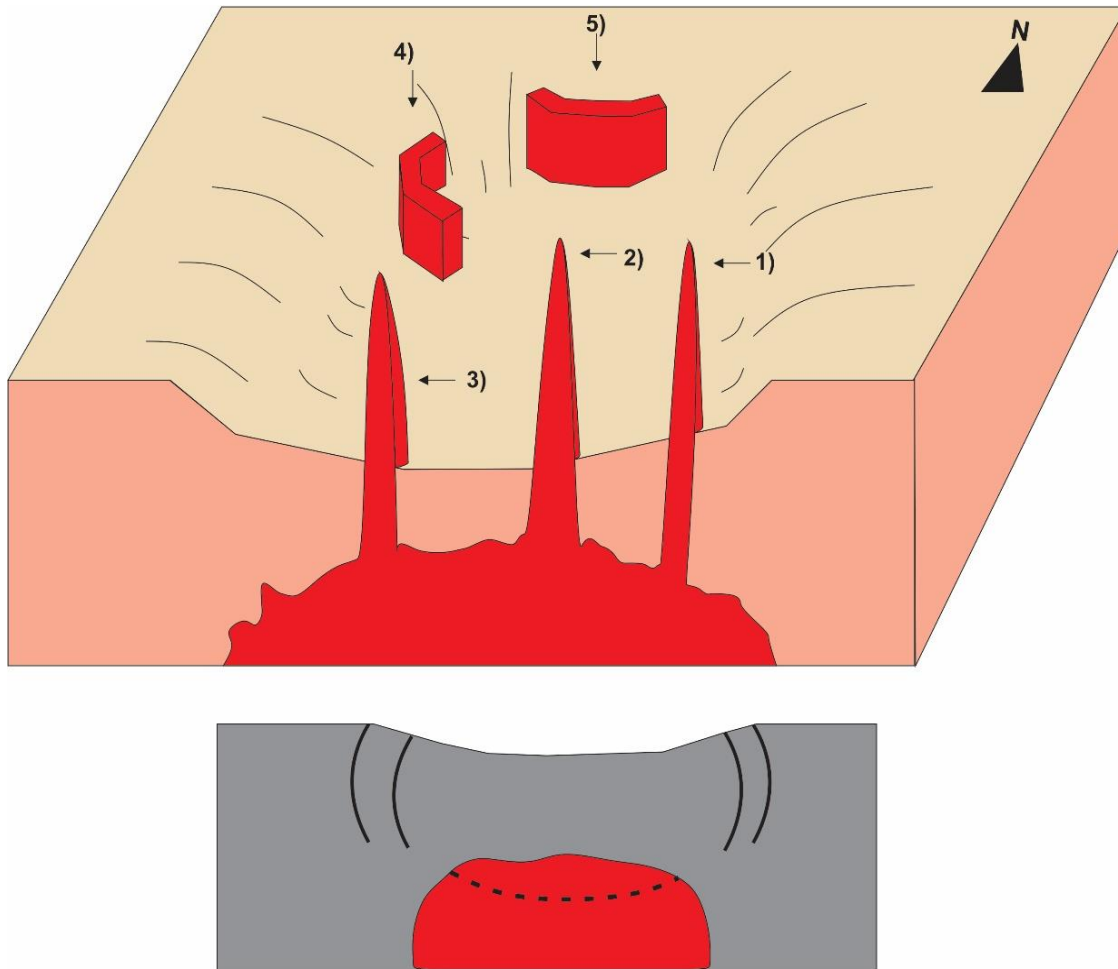


Figura 28 A) Esquema de los principales complejos de diques piroclásticos y domos:1) C. El Peñon; 2) C. Juan Luis; 3) C. Los Tres Reyes;4) C. La Peña Preñada 5) Norte de Pinal del Marquezado. B Modelo de subsidencia tipo Downsag (tomado de Lipman, 1997).

5.2 Geoquímica y petrogénesis.

A partir de los datos petrográficos y geoquímicos se pueden hacer inferencias acerca del origen y la evolución de los magmas que dieron pie a las rocas piroclásticas de la zona de Valle de Bravo. Los datos de elementos mayores de Valle de Bravo, en general, muestran tendencias continuas y coherentes con respecto al contenido de sílice (Figuras. 25, 26, y 27). Los diagramas de TAS y AFM muestran rocas de composiciones muy evolucionadas y magmatismo de subducción, mientras que los diagramas tipo Harker podrían reflejar una cristalización fraccionada durante la evolución magmática de las rocas.

La petrografía en laminas delgadas permitió detectar aspectos de desequilibrio magmático, esto se puede apreciar en fenocristales, como textura de tamiz, bordes corroídos y bahías de disolución, lo que es indicio de una cristalización en condiciones variables y probable emplazamiento de nuevos *batches* (*pulsos de magma*) en la cámara magmática.

5.3 Consideraciones geocronológicas

La isotopía de K-Ar para del centro volcánico de Valle de Bravo indica una edad 34.6 Ma. Esta edad representa la expulsión del material volcánico, mientras que al compararse con la edad del cerro El Peñón (34.87 Ma; Blatter et al. 2001), la cual representa la edad de expulsión de lava posterior al colapso de la caldera. La comparación de edades revela una evolución rápida para el centro volcánico, porque son edades indistinguibles una de otra.

Con respecto a edades reportadas en otros centros volcánicos que se encuentran cercanas a la zona de estudio, la actividad volcánica de la Sierra de Valle de Bravo es parcialmente contemporánea, como son el de la Sierra de Nanchititla (35.6 ± 0.5 Ma; Gonzalez-Cervantes, 2007), La Muñeca (34.0 ± 0.6 Ma; Chapela-Lara, 2008), la Goleta (36.5 Ma; Díaz-Bravo, 2008) y Taxco (~ 35 Ma; Hernández-Vargas et al., 2017).

6. Conclusiones.

- El centro volcánico de Valle de Bravo tiene una estructura de caldera tipo *downsag*, donde hay una serie de diques piroclásticos dispersos que forman alineamientos radiales.
- A partir de las variaciones en las características estructurales, texturales y los conteos, se dividió a la sucesión volcánica en cuatro diferentes unidades y se identificaron los diferentes tipos de diques piroclásticos que alimentaron a la Ignimbrita Valle de Bravo y la realización de las secciones presentadas en este trabajo.
- La geoquímica de la Ignimbrita de Valle de Bravo indica afinidad con un arco magmático asociado a un límite convergente y una composición rica en sílice. El análisis de elementos mayores sugiere que las rocas evolucionaron a partir de un proceso de diferenciación magmática como es la cristalización fraccionada, aunque no se tienen datos isotópicos para determinar si se involucraron otros mecanismos de diferenciación magmática como asimilación cortical de corteza antigua.
- Las texturas de desequilibrio magmático reconocidas muestran inyección de pulsos magmáticos con diversas temperaturas y contenido de volátiles durante el evento volcánico.
- El fechamiento isotópico K-Ar indica una edad de 34.6 Ma, y esta edad corresponde al evento eruptivo. Esto refleja que su actividad eruptiva y es contemporánea con los centros volcánicos de la Goleta, Taxco, Muñeca y Nanchititla.

7. Bibliografía.

- Aguirre- Díaz, G. J., Labarthe-Hernández, G., 2003, Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and Its relationship with Basin and Range faulting, *Geology*, 31 (9). 773-776.
- Aguirre-Díaz, G. J., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Nieto-Obregón, J., y Gutiérrez-Palomares, I., 2008, The ignimbrite flare-up and graben calderas of the Sierra Madre Occidental, Mexico. *Developments in Volcanology*, 10, 143-180.
- Aguirre-Díaz, G.J., Jaimes-Viera, M.d.C., Nieto-Obregón, J., 2006, The Valle de Bravo Volcanic Field: Geology and geomorphometric parameters of a Quaternary monogenetic field at the front of the Mexican Volcanic Belt, *en* Siebe, C., Macías, J.L., y Aguirre-Díaz, G.J., (eds), *Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from México: Geological Society of America Special Paper 402, Penrose Conference Series*, p. 139–154.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L., 2002, Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 1-14.
- Altamira-Areyán, A., 2002, *Las Litofacies y sus Implicaciones de la Cuenca Sedimentaria Cutzamala-Tiquicheo, Estado de Guerrero y Michoacán: Ciudad de México, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra*, 79 pp.
- Anderson, T., Flett, J.S., Mc Donald, T.M., 1903, Report on the eruption of the Soufrière in St. Vincent, in 1902, and on a visit to Montagne Pelée, in Martinique, Part I: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A* 200, 353-553.
- Bacon, C. R. ,1983, Eruptive history of Mount Mazama and Crater Lake caldera, Cascade Range, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18(1-4), 57-115
- Blatter, D., Carmichael, I., Deino, A., Renne, P., 2001, Neogene volcanism at the front of the central Mexican volcanic belt: Basaltic andesites to dacites, with contemporaneous shoshonites and high-TiO₂ lava, *Geological Society of America Bulletin*, 113 (10), 1324-1342.
- Branney, M.J., y Kokelaar, P. 2002, *Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. Geological Society London, Memoir No.27*, p. 146.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Camprubí, A., 2003, *Geoquímica de fluidos de los depósitos epitermales del sureste del Distrito de Temascaltepec, Estado de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(2), 107-123.
- Cas, R.A.F y Wright, J.V., 1987, *Volcanic Successions, Modern and Ancient. Unwin Hyman, London*, 528 pp.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suástegui, M., Talevera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone, *in* Draut, A.E., Clift, P.D., and Scholl, D.W., eds., *Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones: Geological Society of America Special Paper 436*, p. 279-308, doi: 10.1130/2008.2436(13).

- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993. Guerrero terrane of Mexico: its role in the southern cordillera from new geochemical data. *Geology*, 21, 419-422.
- Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., Irlonda, A., 2007, Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean-North American plate interaction. *Tectonics*, 26 (3). 1-137
- Chalot-Prat, F., 1995, Genesis of rhyolitic ignimbrites and lavas from distinct sources at deep crustal level: field, petrographic, chemical and isotopic (Sr, Nd) constraints in the Tazekka Volcanic Complex (Eastern Morocco). *Lithos*, 36, 29-49.
- Chapela-Lara, M., 2008, Estratigrafía, petrología y evolución del centro volcánico La Muñeca. Tejupilco, Estado de México, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Ingeniero Geólogo, 91 pp.
- Cole, J., Milner, D. y Spinks, K., 2005. Calderas and caldera structures: a review. *EarthScience Reviews*, 69(1-2): 1-26.
- Davila, V.M., Guerrero M., 1990. Una edad basada en radiolarios para la secuencia volcánica sedimentaria de Arcelia, Estado de Guerrero. *Sociedad Geológica Mexicana*, 10ª Convencion Geologica Nacional, Libro de Resúmenes:83
- de Cserna, Z., Fries, C., Jr., 1981, Hoja Taxco 14Q-h (7), Estados de Morelos, México y Guerrero, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, Mapa con texto.
- Díaz-Bravo, B., 2008. Estratigrafía, petrología y estilo eruptivo del centro volcánico silíceo de la Goleta- Sultepec, Estados de México y Guerrero, México, Ciudad de México, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra, 87 pp
- Díaz-Bravo, B., Morán-Zenteno, D.J., 2011, The exhumed Eocene Sultepec-Goleta Volcanic Center of southern Mexico: record of partial collapse and ignimbritic volcanism fed by wide pyroclastic dike complexes, *Bulletin of Volcanology*, 73(7), 917-932.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., 2000, Geological and geochronological data of Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation: *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 355-375.
- Elias-Herrera, M., 2004. Geología precenozoica de la región de Tejupilco, Estado de México, y sus implicaciones tectónicas: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Tesis doctoral, 236 pp.
- Fisher, R. V. 1966, Mechanism of deposition from pyroclastic flows. *American Journal Science*, 264, 350-363.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.U., 1984, *Pyroclastic Rocks*, Ed., Springer-Verlag Berlin, Heidelberg Germany, 472 pp.
- Frank, M.M., Kratzeisen, M.J., Negendak, J.F.W., Boehnel, H., 1992, Geología y tectónica en el terreno Guerrero, (México-sur), en III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, España, Actas tomo. 4, 290–293 pp.
- Freunft, A., Wilson, C.J.N., Carey, S.N., 2000, Ignimbrites and Block and Ash Flow Deposits, en Sigurdsson, H, *Encyclopedia of Volcanoes*, San Francisco, Academic Press, 581-600 pp.

- Fries, C., Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central-meridional de México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Boletín 60, 236.
- Gómez-Tuena, A., Charles H. Langmuir, Steven L. Goldstein, Susanne M. Straub, Ortega-Gutiérrez, F., 2007, Geochemical Evidence for Slab Melting in the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Journal of Petrology*, 48(3), 537–562.
- González, N., Ferrari, L., Lopez, M., Cerca, M., Orozco, M., 2007. Geologic Evolution of the Sierra de Nanchititla Silicic Volcanic Center, Southern Mexico. AGU Fall Meeting Abstracts
- González-Cervantes, N., 2007. Evolución del centro silícico de la Sierra de Nanchititla, Edo. De México y Michoacán, Ciudad de México, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra, p.96.
- González-Torres, E., Morán-Zenteno, D.J, Mori, L., Diaz-Bravo, B., Martiny, B., Sole J., 2013, Geochronology and magmatic evolution of the Huautla volcanic field: last stages of the extinct Sierra Madre del Sur igneous province of southern Mexico, *International Geology Review*, 55 (7), 1145-1161.
- Hanley, R.W., 1993, Epithermal golds deposits. Volcanic Terrenes. En R.P Foster, *Gold Metallogeny and exploration*. Springer Science Business Media Dordrecht, London, 133-145 p.
- Hernandez-Vargas, J.J., Martiny, B.M., Morán-Zenteno, D.J., Perez-Gutiérrez, R., López-Martínez, M., 2017, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and revised stratigraphy of the late Eocene Taxco volcanic field, southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 40-56.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canada Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Kennedy, B. y Stix, J., 2007, Magmatic processes associated with caldera collapse at Ossipee ring dyke, New Hampshire. *Geological Society of America Bulletin*, 119(1-2).
- Lacroix, A., 1904. La Montagne Pelee et ses eruptions. Masson et Cie, Paris, 1-662.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streickeisen, A., Zannettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Lipman, P.W., 1997, Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology*, 59(3): 198-218.
- Lozano Santa Cruz, R., Bernal, J.P., 2005, Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace elements analysis: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22 (3), 329-344.
- Martí, J., Folch, A., Neri, A., Macedonio, G., 2000, Pressure evolution during explosive caldera-forming eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 175, 275-287.
- Martini, M., Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Cerca-Martinez, M., Valencia, V.A., Serrano-Duran, L., 2009, Cretaceous-Eocene magmatism and Laramide deformation in southwestern Mexico: no role for terrane accretion. *Geological Society of America Memoirs*, 204, p. 151–182.
- Martiny, B., Martínez-Serrano, R., Morán-Zenteno, D. J., Macías-Romo, C., Ayuso, R., 2000, Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks in western Oaxaca, southern Mexico: *Tectonophysics*, 318, 71-98.

- Milner, D.M., Cole, J.W., Wood, C.P., 2002, Asymmetric, multipleblock collapse at Rotorua Caldera, Taupo Volcanic Zone, NewZealand. , *Bulletin of Volcanology*. 64, 134– 149.
- Miura, D., 1999, Arcuate pyroclastic conduits, ring faults, and coherent floor at Kumano caldera, southwest Honshu, Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 92, 271-294.
- Miura, D., Wada, Y., 2007, Effects of stress in the evolution of large silicic magmatic systems: An example from the Miocene felsic volcanic field at Kii Peninsula, SW Honshu, Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167, 300-319.
- Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Solé, J., Iriondo, A., 2004. A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of late Eocene Tilzapotla ignimbrite, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136, 97-119
- Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., Solari, L., Mori, L., Luna-González, L., González-Torres, E., 2018, Cenozoic magmatism of the Sierra Madre del Sur and tectonic truncation of the Pacific margin of southern Mexico, *Earth-Science Reviews*, 183, 85-114
- Moran-Zenteno, D.J., Cerca, M., Keppie, J.D., 2005, La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Volumen conmemorativo del Centenario, Tomo LVII, 3, p. 319-341.
- Mori, L., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., González-Torres, E., Chapela-Lara, M., Diaz-Bravo, B., Roberge, J., 2012, Thermomechanical maturation of the continental crust and its effects on the late Eocene–early Oligocene volcanic record of the Sierra Madre del Sur Province, southern Mexico, *International Geology Review*, 54 (13), 1475-1496.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Gómez-Tuena, A., Mori, L., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., Solari, L., 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.
- Pindell, J.L., Kennan, L., 2009, Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society, London, Special Publications*, 328, 1-55.
- Ramírez Pérez Zenteno, E.R., 2011, Estratigrafía, geocronología y evolución del centro volcánico Paleógeno de la Sierra de las Paredes, en la región de Sultepec-Texcaltitlán-San Simón de Guerrero, Estado de México Ciudad de México, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra, 84 pp.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed R.C., 1993, Tectonostratigraphic terrenes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Paper* 278, p.153.
- Smith, R.L., 1960. Zones and zonal variations in welded ash flow tuffs. *US Geological Survey Professional Paper* 354-F, p. 149-159.
- Talavera-Mendoza, O., Guerrero-Suástegui, M., 2000, Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero terrane (western Mexico): Implication for the tectonomagmatic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, 297–324.

- Torres-Hernández, J. R., Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robles, A., Gómez-Anguiano, M., Mata-Segura, J. L., 2006, The pyroclastic dikes of the Tertiary San Luis Potosí volcanic field: Implications on the emplacement of Panalillo ignimbrite, *Geofísica Internacional* , 45, 243-253.
- Vidal-Serratos, R., Pita Albarrán, N., Martínez- Urquiza, S., Martínez-Zagal, M.A., Bustamente-García, J., 2000, Carta geológico minera Valle de Bravo E14-A46 escala 1:50 000, Estado de México y Michoacán, México, Servicio Geológico Mexicano. 1 mapa
- Wilson, C.J.N., Houghton, B.F., 2000, Pyroclast Transport and Deposition, en Sigurdsson, H, *Encyclopedia of Volcanoes*, San Francisco, Academic Press, p. 545-554.
- Wolff J.A., 1986, Welded-tuff dykes, Conduit closure, and lava dome growth at the end of explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 28, 379-384.

8 Anexos

Muestra	VB-06VIS1	VB-12	VB-118	VB-137v	VB-08	VB-LTR
Coord.	19° 9'32.69"N 100°13'13.37"O	19°7'51.93"N 100°10'40.15"O	19°4'1.34"N 100°11'41.28"O	19°8'26.70"N 100°13'1.63"O	19°8'8.40"N 100°10'4.16"O	19°4'23.63"N 100°12'1.04"O
	dique piroclástico	ignimbrita	ignimbrita	Vitrófico	ignimbrita	conducto alimentador
SiO₂	79.463	72.311	76.182	71.754	73.165	76.251
Al₂O₃	10.8	14.552	12.752	13.251	14.746	12.642
Fe₂O_{3t}	1.187	2.203	1.27	2.274	2.216	1.136
MnO	0.007	0.023	0.029	0.04	0.044	0.011
MgO	0.128	0.495	0.097	0.595	0.392	0.215
CaO	0.043	1.013	0.388	1.59	0.184	0.426
Na₂O	1.152	2.585	2.714	3.939	1.04	1.926
K₂O	5.186	4.7	5.376	3.14	4.964	6.164
TiO₂	0.199	0.212	0.133	0.247	0.211	0.071
P₂O₅	0.015	0.032	0.012	0.05	0.011	0.008
PXC	1.72	1.87	1.04	3.02	3.02	1.04
Total	99.9	99.996	99.993	99.9	99.993	99.89

Tabla de datos 1. Datos de elementos mayores. Obtenidos por el método de fluorescencia de rayos X (FRX) en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del LANGEM en el Instituto de Geología de la UNAM

Muestra	Mineral	K %	⁴⁰ Ar radiog mol/g	% ⁴⁰ Ar radiog	Edad Ma	± (1s) Ma
VB-10-C	Sanidino	10.87	6.575E-10	79.2	34.6	0.4

Tabla de datos 2. Edad isotópica de K-Ar. Fechamiento realizado en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) en el Instituto de Geología de la UNAM

Muestra	Latitud (N)	Longitud (W)	Muestra	Latitud (N)	Longitud (W)
VB-08vis	19° 8'18.53"	100° 9'44.28"	VB-120	19° 9'31.99"	100°14'26.51"
VB-08	19° 8'8.40"	100° 9'44.28"	VB-121	19° 9'28.78"	100°14'25.81"
VB-09	19° 8'3.78"	100°10'23.84"	VB-137	19° 8'26.70"	100°13'1.63"
VB-10	19° 7'40.95"	100°15'9.59"	VB-138	19° 8'25.62"	100°12'38.70"
VB-10vis	19° 7'40.87"	100°15'9.29"	VB-139	19° 8'39.88"	100°12'38.30"
VB-10-C	19° 7'45.41"	100°14'53.48"	VB-140	19° 8'39.59"	100°12'42.62"
VB-12	19° 7'51.53"	100°10'39.65"	VB-141	19° 8'44.65"	100°12'46.15"
VB-105	19° 7'49.26"	100°14'40.52"	VB-142	19° 8'52.51"	100°12'45.76"
VB-106	19° 7'37.40"	100°15'10.51"	VB-143	19° 8'58.52"	100°12'43.81"
VB-11	19° 7'35.65"	100°15'9.54"	VB-144	19° 8'59.21"	100°12'44.71"
VB-107	19° 7'29.64"	100°14'57.77"	VB-145	19° 9'5.69"	100°12'42.95"
VB-114	19° 3'35.07"	100°11'39.34"	VB-146	19° 9'7.81"	100°12'56.05"
VB-115	19° 3'46.44"	100°11'37.68"	VB-147	19° 9'13.97"	100°12'46.33"
VB-116	19° 3'50.11"	100°11'38.90"	VB-148	19° 9'24.62"	100°12'56.05"
VB-116A	19° 4'1.56"	100°11'41.64"	VB-5vis	19° 9'24.88"	100°12'58.97"
VB-LTR	19° 4'23.63"	100°12'1.04"	VB-06VIS	19° 9'32.69"	100°13'13.37"
VB-117	19° 4'14.63"	100°11'55.10"	VB-150	19° 9'38.74"	100°13'19.02"
VB118	19° 4'1.34"	100°11'41.28"	VB-JL	19° 3'14.65"	100°10'2.64"
VB-119	19° 9'14.65"	100°15'14.76"			
PP	19° 9'5.08"	100°15'10.33"			

Tabla de datos 3. Coordenadas de las rocas muestreadas en el trabajo de campo.

Diques	No. de puntos	Líticos			Fases minerales (%)				Suma de cristales (%)	Total(%)
		Pómez(%)	Matriz(%)	(%)	Cuarzo	sanidino	plagioclasa	óxidos		
VB-LTR	967	12.82	59.05	9.93	6.72	6.72	4.76	0.00	18.20	100.00
VB-10	875	25.60	52.90	8.20	4.60	4.10	4.60	0.00	13.30	100.00
PP (Peña Preñada)	968	8.05	68.52	2.68	6.40	3.20	9.60	1.55	20.74	100.00
VB-141	945	18.10	59.15	4.97	4.02	6.70	7.09	0.00	17.81	100.00
VB-139	453	11.26	57.62	2.21	6.62	12.10	9.05	1.10	28.88	100.00
VB-05vis	850	19.65	52.12	10.00	4.94	2.10	10.59		17.63	100.00
VB-06vis	745	14.50	61.34	5.91	6.58	7.11	4.30	0.27	18.25	100.00
Ignimbritas										
VB-6bisl	923	32.83	50.05	0.43	4.66	0.43	11.59		16.68	100.00
VB-08	738	1.08	93.09	1.22	1.08	0.54	0.95	2.03	4.61	100.00
VB-08bis	874	5.84	65.10	4.00	5.49	3.66	12.24	3.66	25.06	100.00
VB-10C	776	9.92	49.10	10.05	9.79	3.73	14.69	2.71	30.92	100.00
VB-12	863	36.62	44.15	3.94	2.67	3.48	7.42	1.74	15.30	100.00
VB-105	670	7.61	56.72	14.03	7.16	5.73	9.10	0.00	22.00	100.00
VB-106	895	20.11	54.30	4.58	5.47	5.69	9.83	0.00	21.00	100.00
VB-107	660	12.42	53.48	8.79	7.12	6.81	10.91	0.45	25.29	100.00
VB-116A	826	24.09	59.93	0.36	4.72	7.02	3.87	0.00	15.62	100.00
VB-118	897	19.06	52.95	4.79	6.02	12.59	4.24	0.33	23.18	100.00
VB-120	1015	9.46	55.86	7.09	7.78	11.52	8.28	0.00	27.58	100.00
VB-137l	1004	8.47	62.05	9.86	3.69	10.25	5.28	0.40	19.61	100.00
VB-137v	875	13.26	54.86	6.40	8.11	3.88	13.49	0.00	25.48	100.00
VB-140	839	7.51	63.65	7.51	8.22	9.65	3.46	0.00	21.33	100.00
VB-148	911	15.92	59.39	5.71	6.81	4.17	7.57	0.44	18.99	100.00

Tabla de datos 4. Conteo de puntos para rocas piroclásticas.