



Universidad Autónoma de San Luis Potosí

Facultad de Ingeniería

Centro de Investigación y Estudios de Posgrado

**Historia eruptiva del Volcán Planillas: vulcanismo post
caldera
en la caldera de La Primavera, Jal.**

T E S I S

Que para obtener el grado de:

Maestro en Ciencias en Geología Aplicada

Presenta:

Ing. Edwin Rivera Olguín

Asesor:

Dr. Ricardo Saucedo Girón

Co-Asesor

Dr. Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz

San Luis Potosí, S. L. P.

Mayo de 2016





UASLP

Universidad Autónoma
de San Luis Potosí

26 de noviembre de 2015

**ING. EDWIN RIVERA OLGUÍN
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por los **Dres. Ricardo Saucedo Girón y Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz** Asesor y Co-asesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestro en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la Sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 26 de noviembre del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

"Historia eruptiva del Volcán Planillas: vulcanismo post caldera en La Caldera de la Primavera, Jal."

- Introducción.
1. Generalidades.
 2. Marco geológico del área de estudio.
 3. Estratigrafía, granulometría, componentes, petrografía y geoquímica del Volcán Planillas.
 4. Síntesis de resultados y discusión.
- Conclusiones.
Referencias.

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

A T E N T A M E N T E

M. I. JORGE ALBERTO PEREZ GONZALEZ
DIRECTOR. 
UNIVERSIDAD AUTONOMA
DE SAN LUIS POTOSI
FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION



**FACULTAD DE
INGENIERÍA**

Copia. Archivo
*etn.

Este trabajo fue financiado por parte del proyecto:

**P15. Exploración geotérmica del complejo volcánico de Cerritos
Colorados, Jal.: Estudios de vulcanología, estratigrafía, geoquímica y
petrología experimental (CEMIE-GEO).**

“No solo no hubiéramos sido nada sin ustedes, sino con toda la gente que estuvo a nuestro alrededor desde el comienzo; algunos siguen hasta hoy. ¡Gracias totales!”

Gustavo Cerati.

“Adiós Montaña. Y gracias”

B. Traven en “El Tesoro de la Sierra Madre

Es difícil imaginar la realización de un trabajo de esta naturaleza sin contar con el apoyo de tantas personas que de manera directa e indirecta colaboraron conmigo y me dejaron un aprendizaje en esta etapa.

Primeramente debo agradecer a mi familia: mi mamá y mis dos hermanos con quienes tenía una deuda. Queda saldado, gracias por todo y aquí estamos juntos.

También es importante mencionar a quien desde mi llegada a San Luis Potosí se convirtió en mi amiga, confidente apoyo, etc. porque cuando había momentos en los que se volvía complicado para mí, siempre tuvo palabras para convencerme que era bueno seguir. Gracias Karla.

A RSM, sin duda formaron gran parte de estos dos años, gracias Alex, José, Fer y Chuy. *“Pa los cuates”*.

Gracias a todos los habitantes del Instituto de Geología de la UASLP, en especial al Dr. Ricardo Saucedo sin el cual nada de esto fuera posible, al Dr. Ramón Torres Hernández, Dr. Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz, Dr. Margarito Tristán, Dr. Miguel Morales Gámez, así como a todos aquellos profesores que siempre me apoyaron con un buen consejo, gracias a ustedes.

Para toda la comunidad de del Instituto de Geofísica UNAM campus Morelia, en especial al Dr. José Luis Macías Vázquez, gracias por todo el apoyo durante el proyecto y por hacerme sentir como uno más de su equipo.

Gracias a CONACYT quien a través del proyecto CB-2008/101548 cubrió parcialmente las campañas de campo, así como por también otorgarme la beca, sin la cual esto no hubiera sido posible.

Contenido

Resumen.....	2
Introducción	3
1. Generalidades	4
1.1 Objetivo General	4
1.2 Ubicación y vías de acceso a la zona de estudio	4
1.3 Metodología	6
1.3.1 Recopilación y análisis bibliográfico	7
1.3.3 Trabajo de laboratorio	8
1.3.3-1 Granulometría	8
1.3.3-2 Componentes	2
1.3.3-3 Petrografía y Geoquímica.....	11
1.3.4 Procesamiento, interpretación de la información y redacción del trabajo	13
1.4 Unidad Teórica. Modelos Formadores de Calderas de colapso	13
2. Marco Geológico del área de estudio	25
2.1 Cinturón Volcánico Transmexicano	25
2.2 Caldera La Primavera (CLP)	28
3. Estratigrafía, granulometría, componentes, petrografía y geoquímica del Volcán Planillas.....	32
3.1 Estratigrafía.....	32
3.2 Geoquímica.....	72
4. Síntesis de resultados y discusión	85
Conclusiones.....	94
Referencias	95

Resumen

La Caldera La Primavera (CLP), es una caldera de colapso de aproximadamente 11 km de diámetro de edad Holoceno (95,000 años) situada a 20 Km al occidente de la zona centro de Guadalajara, Jalisco. El Volcán Planillas (VP) se ubica en el sector sur de la estructura caldérica, en el denominado arco sur, por las relaciones estratigráficas de sus depósitos se propone que es producto de una actividad postcaldera. El VP presenta una evolución compleja, como lo denotan las fases eruptivas documentadas en este trabajo, las cuales consisten en una primera fase efusiva compuesta por lavas afíricas, un episodio de avalancha sector colapso el cual destruye gran parte del edificio formado durante la primer etapa; una fase piroclástica donde se generaron corrientes de densidad piroclástica densas así como diluidas y al menos tres episodios que generaron depósitos de pómez de caída aérea, los cuales están separados por suelos. De esta secuencia se obtiene una edad de 58.5 mil años pertenecientes al primer episodio de pómez de caída, obtenida por el método Thorio 230. La última fase eruptiva consta de al menos siete unidades de lava parcialmente desvitrificada. Por último, se tiene una secuencia potente de flujos de escombros derivados de la removilización de depósitos piroclásticos. Químicamente los productos de VP se describen como riolitas subalcalinas, provenientes de un magma altamente evolucionado proveniente de un ambiente tectónico de *rift*. Por la actividad fumarólica que presenta el VP se considera un volcán activo.

Introducción

La Caldera La Primavera (CLP) se ubica en el sector occidental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), dentro del Bloque Jalisco, al nor-occidente de la intersección del punto triple conformado por la unión del graben Tepic-Zacoalco, el graben de Colima y el graben de Chapala. Hacia la porción sur de CLP se encuentra el VP, que ha sido documentado como parte de la actividad postcaldera de CLP.

El vulcanismo postcaldera revela la evolución del magma remanente y/o episodios de relleno dentro de una cámara magmática vaciada por el proceso formador de la caldera (Sirgudsson, 2002), por lo que es de gran importancia conocer las características de esta actividad para tener una visión más amplia sobre la evolución de toda una caldera. Este vulcanismo postcaldera queda ejemplificado en VP, el cual en su naturaleza refleja procesos eruptivos que no se tenían documentados para la zona sur de CLP.

Existe una serie de trabajos publicados con anterioridad sobre CLP (Mahood, 1980, 1981; Mahood y Drake, 1982, Mahood *et al.*, 1983, 1985; Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1991), los cuales abordan principalmente la generación de la estructura caldérica así como el emplazamiento de la Toba Tala, algunos de estos trabajos contienen descripciones geoquímicas así como dataciones radiométricas de las principales estructuras de CLP, por lo que son un punto de partida importante para la realización de este trabajo, el cual se basa en la descripción estratigráfica de VP, como un ejemplo del vulcanismo post caldera en la zona sur de CLP.

El VP remarca una notable diferencia en los estilos eruptivos que predominan durante el episodio postcaldera dentro de CLP, ya que originalmente se le consideraba una fase meramente efusiva, generadora de domos de composición riolítica y lavas afíricas, sin embargo la presencia de un depósito de avalancha producto de un sector colapso, así como la existencia de depósitos de corrientes de densidad piroclástica (CDP) y pómez de caída aérea en las inmediaciones a VP, revela una diferencia en la evolución de esta estructura respecto al demás vulcanismo postcaldera presente en CLP.

1. Generalidades

1.1 Objetivo General

Definir, la evolución tectonoestratigráfica del VP y ubicarlo dentro de la evolución de CLP.

1.1.1 Objetivos Particulares

- A) Determinar las fases eruptivas de VP.
- B) Caracterizar los flujos de lava y depósitos piroclásticos pertenecientes a VP.
- C) Conocer la evolución de los magmas que dieron origen a VP mediante la interpretación de análisis geoquímicos realizados a la pómez producto de la fase explosiva de VP.
- D) Obtener e interpretar los fechamientos de Th 230 de la fase explosiva para conocer la edad absoluta de la etapa piroclástica de VP.

1.2 Ubicación y vías de acceso a la zona de estudio

El Volcán Planillas (VP) se ubica en el sector occidental de la Faja Volcánica Transmexicana, aproximadamente 50 km al norponiente de la denominada triple unión entre tres estructuras conocidas como el graben Tepic-Zacoalco, graben de Colima y graben de Chapala (Luhr y Lazaar, 1985); formando parte de la porción sur de la Caldera La Primavera (CLP), la cual es una caldera volcánica de colapso de forma semicircular, con un diámetro de 11 km y un área aproximada de 362 km², ubicada a 20 km en dirección S70°W de la zona centro de la ciudad de Guadalajara en el estado de Jalisco. El área de trabajo cuenta con 130 km² y abarca parte de los municipios de Tlajomulco de Zúñiga y Zapopan (Figura 1).

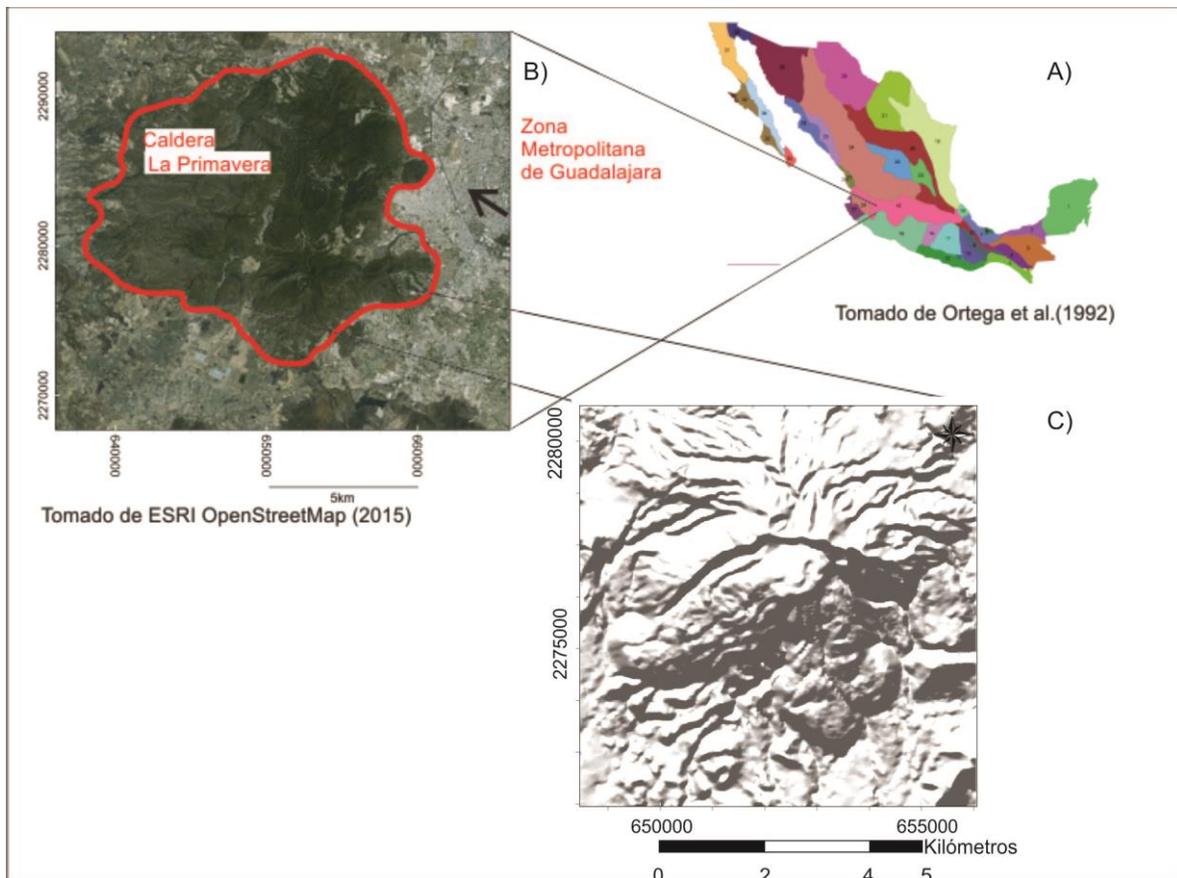


Figura 1. Ubicación del área de estudio. Tomado de ESRI *OpenStreetMaps*, (2015) y Ortega-Gutiérrez *et al.* (1992)

El acceso al área de estudio es posible por dos vías: 1) Desde la ciudad de Guadalajara, se toma la avenida Mariano Otero con dirección al Bosque La Primavera. De esta manera es posible acceder hasta la cima del Volcán Planillas a través de una ruta de bicicletas de montaña; y 2) también desde la ciudad de Guadalajara, se toma la carretera federal 50D Guadalajara-Acatlán de Juárez y tomar la desviación hacia el poblado de San Isidro Mazatepec (Figura 2).

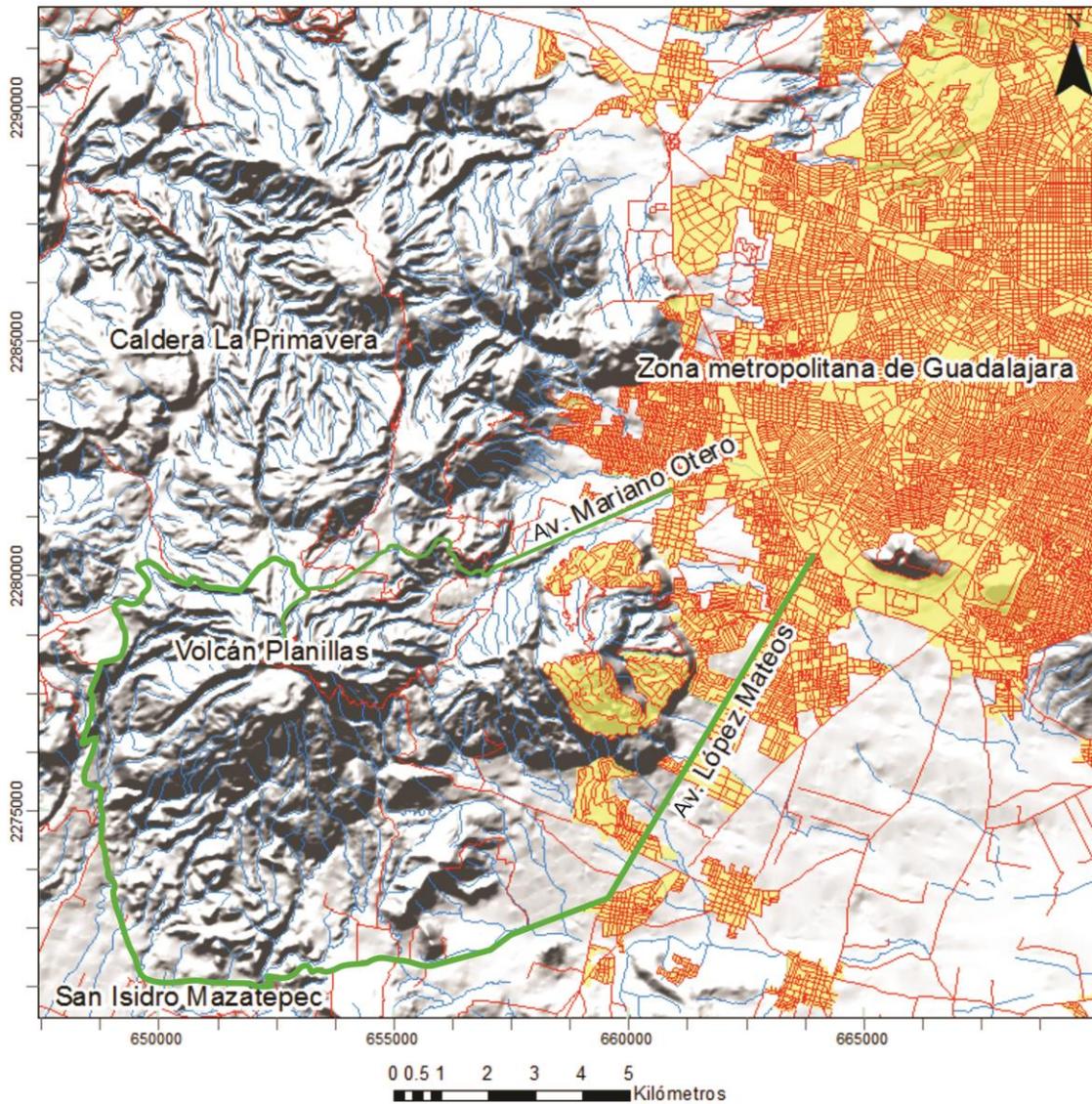


Figura 2. Vías de acceso, en color verde, desde la ciudad de Guadalajara hacia el Volcán Planillas. Modificado de ESRI *OpenStreetMaps*, (2015)

1.3 Metodología

El desarrollo del trabajo se llevó a cabo bajo las siguientes etapas: a) recopilación y análisis bibliográfico, así como el análisis cartográfico previo, b) trabajo de campo, c) trabajo de laboratorio y d) procesamiento, interpretación de la información y redacción del trabajo.

I.3.1 Recopilación y análisis bibliográfico

Se recopiló información bibliográfica, y cartográfica incluyendo mapas, imágenes y fotografías aéreas existentes del área de estudio, tanto a nivel regional como local. También se puso especial interés en todo lo relacionado a formación de calderas de colapso y mecanismos post caldera. Con ayuda del modelo digital de elevación de la zona, y con la información cartográfica fueron generados distintos mapas base para su uso en campo y culminando en el mapa geológico que se presenta en este trabajo.

I.3.2 Trabajo de campo

El trabajo de campo consistió en caminamientos y levantamiento de secciones estratigráficas de escalas variables en VP, así como en las áreas circundantes en donde se encontraron depósitos relacionados a la evolución de VP y unidades más antiguas. Como resultado de estos caminamientos, se obtuvieron 70 secciones estratigráficas y 21 puntos de observación de los cuales 23 son muestras de roca, 40 muestras de depósitos piroclásticos y siete de depósitos clásticos.

En cada una de las secciones se realizó una descripción detallada de las diferentes unidades o depósitos. La definición de las unidades se llevó a cabo en base a la geometría de los estratos. Para la elaboración de estas descripciones se tomaron en cuenta las siguientes características de los depósitos.

1. Color.
2. Espesores de las capas individuales y de las unidades.
3. Tipo de clastos (monolitológicos o heterolitológicos).
4. Soporte de clastos.
5. Tipo de matriz.
6. Estructuras sedimentarias ej. laminación, estratificación, de impacto, etc.
7. Grado de selección y compactación.
8. Forma y tamaño de los clastos, y diámetro de los cinco mayores.
9. Composición de clastos.
10. Tipo de contacto entre unidades.
11. Clasificación del depósito (caída, flujo, oleada, etc.).

La descripción sistemática de las diferentes unidades, permitieron su correlación. Esta correlación se convierte en la herramienta principal para el desarrollo del presente trabajo, ya que ejemplifica la historia eruptiva de VP así como su relación con las unidades anteriores a la formación de VP, como a los procesos posteriores en la evolución de CLP. Así mismo, la descripción sistemática de las unidades da indicios de posibles mecanismos de transporte y depósito de los productos de VP

. Los espesores de cada unidad identificada fueron medidos con cinta métrica y se describieron en base a los parámetros de Ingram (1954), los cuales se pueden observar en la tabla número 1

La determinación del tamaño de grano se basa en la escala de tamaño de grano propuesta por Wentworth (1922; Tabla 2)

Una vez identificadas y descritas las características del afloramiento, se llevó a cabo el muestreo representativo y sistemático de los depósitos principales, para la elaboración de análisis granulométricos y de componentes.

I.3.3 Trabajo de laboratorio

Este consistió en la realización de análisis granulométricos y de componentes de los depósitos recolectados que fueron realizados en el Instituto de Geología de la UASLP

I.3.3-1 Granulometría

La granulometría es el resultado de 136 análisis granulométricos, los cuales consistieron en la separación de la muestra en intervalos de 1Φ , entre los rangos de -4Φ a 4Φ (16 mm y 1/16 mm). Antes de comenzar las muestras fueron puestas a secar en un horno Boekel (Figura 3 A) seguido a esto se realizó la separación por vía seca con el tamizador RO-TAP RX-29 (Figura 3 B), en el cual el material retenido en cada una de las mallas fue pesado en una balanza electrónica OHAUS PA1502 (Figura 3 C) con una precisión de 0.01 g. Posteriormente, se procedió con el cálculo tanto del porcentaje individual como del acumulativo en cada una de las clases de tamaño para todas las muestras separadas. Con base a esta información se realizaron curvas acumulativas con ayuda de Excel utilizando la herramienta libre

GRADISTAT de Blott y Pye (2001), se calcularon los parámetros de Inman (1952) que recomiendan los autores Cas y Wright (1988)

Tabla 1. Clasificación de estratos de acuerdo con Ingram (1954).

Espesores (cm)	Clasificación Ingram (1954)	
>100	Capa	Muy gruesa
30-100		Gruesa
10-30		Media
3-10		Delgada
1-3		Muy delgada
0.3-1.0	Lámina	Gruesa
<0.1		Delgada

256	-8	Bloques
128	-7	Cantos
64	-6	
32	-5	Guijos
16	-4	
8	-3	
4	-2	Gránulos
2	-1	
1	0	Arena muy gruesa
0.5	1	Arena gruesa
0.25	2	Arena media
0.125	3	Arena fina
0.0625	4	Arena muy fina
0.03125	5	Limo
0.01563	6	
0.00781	7	
0.00391	8	Arcilla

Tabla 2. Escala de tamaño propuesta por Wentworth (1922)

mm	Φ	Wentworth (1922)

La tabla 3 muestra el índice de clasificación del tamaño de grano ($\sigma \Phi$), tanto para los depósitos piroclásticos como sedimentarios.

Tabla 3. Parámetros de clasificación ($\sigma \Phi$), (Tomado de Cas y Wright, 1988).

Clasificación ($\sigma \Phi$)	Depósitos sedimentarios	Depósitos piroclásticos
0-1	De moderadamente a muy bien clasificados	Muy bien clasificados
1-2	Pobrementemente clasificados	Bien clasificados
2-4	Muy pobrementemente clasificados	Pobrementemente clasificados
>4	Extremadamente pobre clasificados	Muy pobrementemente clasificados

1.3.3-2 Componentes

El análisis de componentes se basó en la metodología propuesta por Browne y Gardner (2005) donde se dividen las fracciones de acuerdo a su origen en juveniles (pómez y vidrios claros), así como, en no juveniles (obsidiana, riolita, andesita/basaltos y cristales: accidentales o xenolitos) (Tabla 4).

Estas fracciones fueron analizadas con la finalidad de observar su evolución estratigráfica. Para este proceso se utilizó el material retenido en cada una de las mallas, el cual fue

Juveniles	No juveniles	Accidentales
pómez	vitrófico/ riolita	andesita
vidrios claros	obsidiana	cristales

Previamente secado en un horno *BOEKEL*

(Figura 3 A), para ser limpiado en un baño de ultrasonido *BRANSON* 5510 (Figura 3 D). Para la separación y conteo de componentes se utilizó un microscopio binocular marca *LEICA* (Figura 3 E). Posteriormente, se elaboraron histogramas donde se muestran las variaciones composicionales de los depósitos.



Figura 3. Preparación de muestras para granulometría y componentes. A) Horno *Boekel*, B) Tamizador *Rotap*, C) balanza electrónica *OHAUS*, D) Ultrasonido *Branson*, E) microscopio binocular *Leica*.

1.3.3-3 Petrografía y Geoquímica

El análisis petrográfico fue realizado en 39 láminas delgadas (Figura 4 D) realizadas en el laboratorio de preparación del área Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ingeniería de la UASLP, en donde se comenzó con el corte de las muestras con una cortadora *Hillquist* modelo RF 14-16 (Figura 4 A), de ahí se procedió al pulido y pegado al portaobjetos, para continuar con la laminación de la muestra con una laminadora *Hillquist* (Figura 4 B) para terminar con el pulido de las muestras hasta llegar a un terminado con grano 2500 (Figura 4 C). Al momento de su terminado las

muestras se observaron y analizaron con el microscopio *Leica DM LP* (Figura 4 E) en el Laboratorio de Microscopía del Instituto de Geología.



Figura 4. Preparación de muestras de lámina delgada. A) cortadora de roca manual. B) desbastadora Hillquist. C) pulido manual en vidrio. D) muestras terminadas. E) Microscopio petrográfico Leica.

1.3.3-4 Geoquímica

Las muestras fueron enviadas a *Activation Labs* en Ontario, Canadá, donde fueron analizadas por los métodos presentados en este trabajo:

FUS-ICP Fusion-Inductively Coupled Plasma: La muestra se disuelve en un flujo de borato y posteriormente en ácido nítrico. Este método fue utilizado para determinar las concentraciones de los óxidos mayores, así como de Co, Be, V, Cr, Sc, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Tl, Bi, Th y U.

TD-ICP Total Digestion-Inductively Coupled Plasma: La muestra es disuelta en cuatro ácidos, comenzando con el fluorhídrico, seguido por una mezcla de ácido perclórico y nítrico, posteriormente se calienta hasta quedar parcialmente seca, para terminar de disolverlas en agua regia. Este método fue útil para determinar las concentraciones de Ni, Cu, Zn, Cd, S, Ag y Pb

INAA *Instrumental Neutron Activation Analysis*: Las muestras son bombardeadas con neutrones para generar núcleos radioactivos. Que permite cuantificar la energía y la intensidad de las partículas alfa que se generan por el decaimiento. Con este método se analizaron los contenidos de Au, As, Br, Cr, Ir, Sc, Se y Sb.

1.3.4 Procesamiento, interpretación de la información y redacción del trabajo

En esta última etapa se analizó la información total, y se realizó la correlación de las columnas estratigráficas, además de las figuras que conforman este reporte de investigación. Con la información obtenida durante las etapas anteriores descritas, se logró la presente propuesta sobre la historia eruptiva del Volcán Planillas.

1.4 Unidad Teórica. Modelos Formadores de Calderas de colapso

Para comprender mejor los procesos formadores de una caldera de colapso y sus implicaciones, es preciso tener en cuenta ciertos conceptos relacionados con el tema, por lo que a continuación se desarrolla un glosario de los principales términos relacionados a las calderas de colapso.

1.4.1 Glosario de términos comúnmente usados en la literatura de calderas

Caldera. Estructura volcánica, generalmente grande (de un par de kilómetros hasta 50), que principalmente es el resultado del colapso o subsidencia en la cima de una cámara magmática durante o inmediatamente a la actividad eruptiva (Cole *et al.*, 2005).

Caldera de colapso. Depresiones volcánicas debidas a la destrucción de un edificio volcánico por el vaciado del reservorio magmático o a disolución interna de los conos (Williams, 1941).

Caldera de erosión. Cráteres formados por la extracción de material por procesos erosivos (Williams, 1941).

Caldera de explosión. Depresiones formadas por extrusión explosiva de la roca encajonante (Williams, 1941).

Caldero (*cauldron*). Caldera erosionada en donde la mayoría de sus eventos fue acompañado de un colapso de caldera y esto ha sido removido por la erosión. Las

unidades antiguas debajo del suelo de la caldera ahora están expuestas (Mc Birney, 1990). A su vez se considera un término usado anteriormente como sinónimo de caldera de colapso.

Complejo calderico (*Caldera Complex*). Asociaciones espaciales y estructurales de calderas anidadas o traslapadas de diferente edad (Williams, 1941).

Depresiones volcano-tectónicas mayores. Hundimientos que se consideran relacionadas a erupciones extensas a partir de fisuras (Williams, 1941).

Estructura de Anillo. Cámara magmática expuesta por erosión intensa, excavando más de dos kilómetros. Se infiere una estructura de caldera debido a la morfología (Cole *et al.*, 2005).

Graben volcánico. Depresiones originadas por colapso en sectores de graben (Williams, 1941).

Hendiduras o surcos volcánicos. Desgarramiento de conos volcánicos debido a movimientos horizontales (Williams, 1941).

1.4.2 Estado del arte de las calderas volcánicas de colapso.

A principios del siglo XIX comenzaron a darse las primeras descripciones acerca de grandes depresiones volcánicas, interpretándose como colapsos de levantamientos estructurales o de excavaciones por explosión. El evento de la erupción de Krakatoa en Indonesia tomó la atención de los científicos de la época demostrando la relación entre el vulcanismo explosivo y la formación de calderas. En el Siglo XX se describieron estructuras de caldero en Escocia y Estados Unidos. Williams (1941) propone una primera definición para las calderas clasificándolas como grandes depresiones de origen volcánico con forma circular, cuyas dimensiones son varias veces mayores a los cráteres de los edificios volcánicos, independientemente de las pendientes de las paredes o de las formas en el fondo. También propuso la primera clasificación para las calderas.

Esta primera clasificación sentó bases para las futuras revisiones del concepto de caldera y sus implicaciones. Williams y McBirney (1979) redefinen el concepto de

una caldera como “grandes depresiones de colapso, más o menos circulares, con un diámetro varias veces mayor que cualquier conducto incluido”

Los siguientes trabajos sobre calderas volcánicas de colapso se centraron en las erupciones históricas de Indonesia (ej. Simkin y Fiske, 1983) así como en la de Santorini (Druitt *et al.*, 1999) que involucran hechos catastróficos en relación con las vidas humanas. Durante los años 80 y 90 del siglo pasado se documentaron fuertes relaciones entre las calderas volcánicas de colapso y la actividad geotérmica (Mahood, 1980 y Bibby *et al.*, 1995) así como con áreas mineralizadas (Lipman, 1992; Goff y Gardner, 1994), lo que propició el estudio sistemático de sistemas caldericos, tanto modernos como erosionados, (Lipman 2000), así como la generación de modelos experimentales y análogos (Martí *et al.*, 1994)

Araña y Martí (1993) explican que el término caldera originalmente era una descripción geomorfológica sin ningún enlace con su origen, por lo que el término caldera ha estado presente en la literatura geológica desde los orígenes de esta disciplina.

Lipman *et al.*, (1993) sugiere que las calderas se pueden clasificar de acuerdo a cuatro estilos de colapso diferentes: en placa o pistón, en *piecemeal* o despedazado, tipo entrampado y la hundida / en embudo.

1.4.3 Clasificación de calderas de acuerdo a su estilo de colapso

Colapso tipo pistón.

Este tipo de caldera es considerado como el más común e involucra la subsidencia de todo un bloque a través de fallas anulares (Figura 5 A). El piso de la caldera puede estar fallado pero el desplazamiento de los bloques intracaldera debe ser al menos un orden de magnitud menor que en las fallas anulares (Lipman *et al.*, 1993).

Colapso *piecemeal* o despedazado

Es una caldera con numerosos bloques del piso y/o múltiples centros de colapso (Lipman 1997) (Figura 5 B). Branney y Kokelaar (1994) definen las calderas *piecemeal* como aquellas en que el bloque colapsado queda reducido a una mega

brecha.

El colapso de este tipo puede deberse a múltiples cámaras magmáticas sobrepuestas o a fallas con control tectónico que rompen el piso de la caldera en muchos bloques antes de la erupción (Geyer y Martí, 2014).

Colapso Entrampado o *trapdoor*

Este colapso se limita por una falla anular parcial y por un segmento haciendo de bisagra, (Figura 5 C) es decir constituye una caldera tipo pistón incompleta o incipiente y por consiguiente; el intermedio entre los procesos de subsidencia de placa y el *downsag*. Esta subsidencia parcial se puede deber a erupciones pequeñas, una cámara magmática asimétrica y/o influencias tectónicas regionales (Lipman *et al.*, 1993).

Colapso tipo *Downsag* o hundido

Esto ocurre cuando las fallas anulares no continúan hacia la superficie y las rocas sobre la cámara magmática se deforman doblándose sin llegar a romperse (Figura 5 D). No se observan paredes de caldera y la superficie se inclina hacia el centro de la caldera (Lipman *et al.*, 1993).

Colapso en embudo

Este tipo de colapso aplica comúnmente para calderas con un diámetro menor a los dos km y se caracteriza por presentar paredes topográficas con gran pendiente hacia afuera de los bordes estructurales (Lipman *et al.*, 1993) (Figura 5 E). Una caldera en embudo puede generarse por un severo hundimiento, una subsidencia del tipo despedazada o debido a una subsidencia recurrente

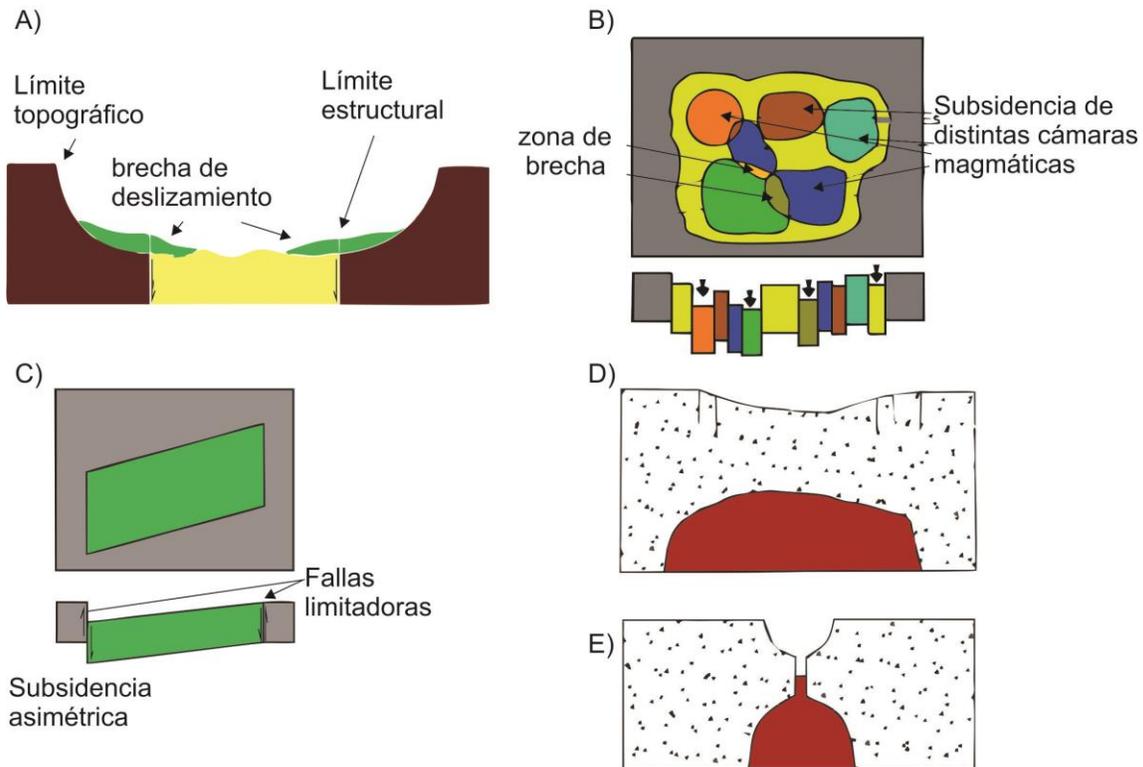


Figura 5. Representación de los distintos tipos de calderas de colapso según Lipman *et al.* A) Colapso tipo pistón. B) Colapso tipo *piecemeal*. C) Colapso tipo *trapdoor*. D) Colapso tipo *Downsag*. E) Colapso tipo embudo. (Tomado de Cole *et al.*, 2005)

Lipman (1997) basándose principalmente en observaciones realizadas en calderas del poniente de Estados Unidos así como de Japón, hace una descripción de las principales características de una caldera volcánica de colapso, generando de esta manera un bosquejo general de una caldera de colapso, representado por una caldera tipo pistón (Figura 6). En esta representación Lipman hace notar los elementos estructurales de una caldera de colapso.

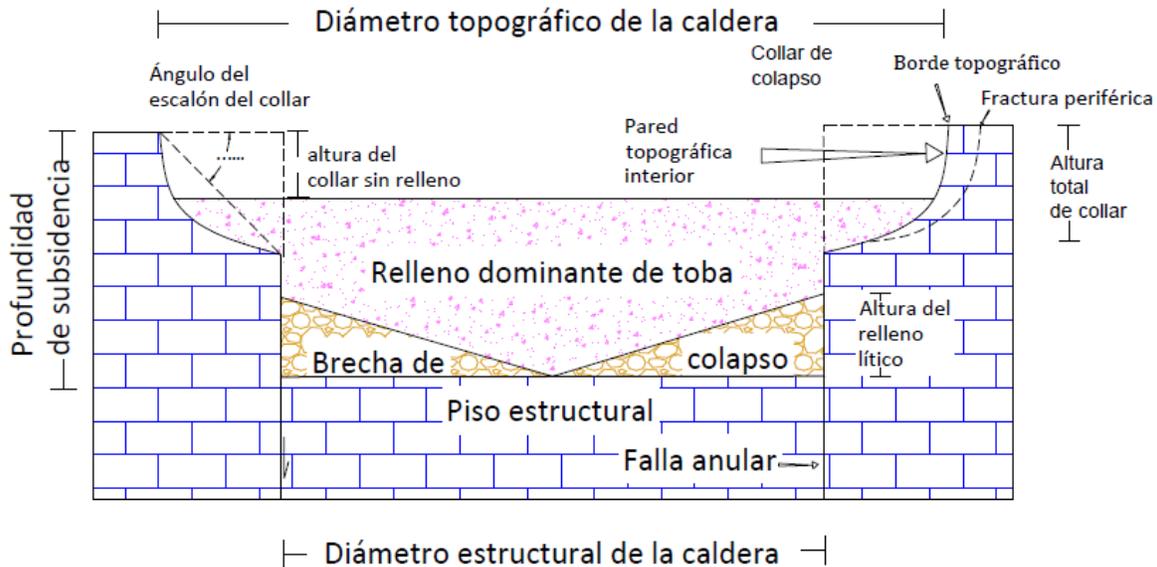


Figura 6. Representación de una caldera de colapso tipo pistón con sus principales elementos estructurales (Tomado de Lipman, 1997).

1.4.4 Partes principales de una caldera de colapso

Borde topográfico. Es el escarpe que circunda el área de la caldera, detrás del cual existen otras estructuras volcánicas extra caldera. Para calderas jóvenes el límite topográfico define en general el área de subsidencia. Las calderas erosionadas primero tienden a agrandar el límite topográfico original, pero después la erosión de las estructuras lejanas reduce el diámetro topográfico aparente (Figura 6).

Pared topográfica. Típicamente es la que mayor pendiente tiene en las partes altas. Comúnmente se presenta como escarpes importantes en las calderas jóvenes. Las pendientes mayores no son espejos de las fallas de subsidencia, si no que se desarrollan en respuesta a la inestabilidad de los taludes y el correspondiente desprendimiento posterior al colapso de la caldera. El relleno intracaldera correspondiente a estos derrumbes tiende a depositarse directamente después de las fallas que limitan la estructura, las cuales no son modificadas por el colapso gravitacional. En vista de planta las paredes topográficas de las calderas grandes están escalonadas por escarpes de derrumbes individuales (Figura 6).

Collar de colapso (*Collapse collar*). Es el material caído por remoción en masa y el escarpe que retrocede. El volumen de roca que cae entre la pared topográfica de la caldera y el límite estructural (Figura 6).

Fallas limitadoras. Son fallas en forma de arco o anulares que están expuestas solo en algunas calderas fuertemente erosionadas. Definen el área de subsidencia tipo pistón y muchos “calderos” y complejos plutónicos en terrenos antiguos. La presencia de estas fallas limitadoras en calderas menos erosionadas puede ser inferida por la distribución de los conductos post colapso, la resurgencia simétrica, el levantamiento de las rocas que rellenan la caldera y la evidencia de conductos de las erupciones formadoras de caldera a lo largo de segmentos arqueados en los márgenes. Estas fallas pueden acomodar levantamientos así como subsidencia (Figura 6).

Relleno intracaldera. Este relleno provee de evidencia clave de los procesos caldericos, ya que la mayoría de las calderas colapsan durante las erupciones asociadas, flujos de ceniza y las brechas de las paredes se acumulan en espesores importantes sobre el área de subsidencia. La distribución y volumen de la brecha de colapso contra la toba intracaldera provee evidencia sobre el tiempo y la geometría de la subsidencia. También es posible que la caldera se rellene con depósitos post caldera así como sedimentos lacustres (Mahood, 1980)

Piso de caldera. Es la superficie precaldera sometida a la subsidencia, normalmente el piso va descendiendo por eventos o episodios, pero existen casos excepcionales en donde la subsidencia se da en una sola erupción (Seager y McCurry, 1988).

Cámara magmática subcaldérica. Esto se preserva como plutones solidificados o batolitos y se exponen en muchas calderas erosionadas, indicado por correlaciones petrológicas y de edad con las erupciones volcánicas. Las zonas superiores sobresalen en el relleno sin-eruptivo de la caldera debido a una acumulación de magma en una gran cámara somera, lo que puede generar levantamiento y esfuerzos de extensión en la superficie, lo que puede llevar al fallamiento anular y permitir el colapso de la caldera (Martí *et al.*, 1994). La ubicación de estas estructuras ha sido posible mediante métodos geofísicos, como el reportado en la

caldera de Rabaul, Nueva Guinea, en donde mediante localizaciones de hipocentros sísmicos, se definió una estructura elíptica de 5x10 km a profundidades entre los 2 y 4 km que se infiere es la cámara magmática de la caldera en la actualidad (Mori *et al.*, 1989).

1.4.5 Desarrollo de las calderas de colapso

Lipman (2000) identifica cuatro etapas para el desarrollo de las calderas, los cuales se han tomado como base para el estudio de la estratigrafía de las calderas volcánicas de colapso, incluso antes de su proposición formal.

1.- Volcanismo pre colapso. Volcanismo superficial que frecuentemente se acompaña de abultamiento el cual no es fácilmente preservable, y los pequeños domos que se generan en ocasiones son el único registro de acumulación de magma en la corteza.

2.- Subsistencia de la caldera. El colapso se asocia con el desalojo a gran escala de magma. Las erupciones en ocasiones comienzan con una fase de conducto central y continúan hacia la fase de conductos alineados de manera anular, que coincide con el colapso de la caldera. La cavidad formada debido al colapso puede rellenarse con sedimentos.

3.- Magmatismo post-colapso y resurgencia. Este tipo de actividad refleja la evolución del magma residual y/o la recarga de la cámara magmática posterior al desarrollo de la caldera. El magmatismo post-colapso normalmente se encuentra controlado por los patrones geométricos de las fallas anulares producto del colapso del techo de la cámara magmática original.

Esta actividad puede estar distribuida aleatoriamente dentro de la caldera pero normalmente se ubica a lo largo de los rasgos estructurales como fallas anulares y fracturas. El ascenso de magma puede levantar la porción central de la caldera ya sea como domo o como un levantamiento de bloque.

4.- Actividad hidrotermal y mineralización. Esto puede ocurrir durante la vida de la caldera, pero comienza a dominar la actividad posterior creando sistemas geotérmicos y puede o no puede llevar a deposición de minerales económicos.

Cole *et al.* (2005) señala que las calderas son depresiones que se han reconocido en todos los ambientes volcánicos de la tierra y el sistema solar en donde sus dimensiones varían desde los 80 x 65 km (caldera Monte Olimpo, en Marte) hasta ser menores a 1km de diámetro. Estas estructuras se forman debido a la subsidencia del techo de una cámara magmática durante la migración del magma hacia la superficie provocando erupciones con más de 5000 km³ de material extruido (Cole *et al.*, 2005).

Aguirre-Díaz *et al.* (2007) propone el término de graben caldera basándose en la provincia ignimbrítica de la Sierra Madre Occidental, en donde cantidades grandes de ignimbrita fueron extruidos a través de conductos fisurales relacionados a sistemas de fallas relacionados al evento extensivo de Cuencas y Sierras. Para estas estructuras reconocen tres tipos de colapso: pistón, entrampado y despedazado; los cuales fueron descritos anteriormente por Lipman (1993). Esencialmente el modelo de graben caldera es una explicación de las depresiones volcano-tectónicas de Lipman (1993) que encuentra su origen en regímenes extensionales que afectan grandes provincias y pueden explicar estructuras similares como Los Andes y los Pirineos.

Aguirre-Díaz (2008) propone una clasificación estructural de las calderas dividiéndolas en tres grupos (Figura 7):

Tipo Cima. Se forman en la cima de grandes volcanes y se relacionan a un volumen pequeño (relativamente) de productos piroclásticos.

Tipo Clásico. Son de forma semicircular y se le relaciona a grandes volúmenes de productos piroclásticos en donde su secuencia normalmente comienza con pómez de caída seguida por ignimbritas bien extendidas en la periferia de la estructura.

Tipo Graben-Caldera son estructuras volcano-tectónicas de colapso, que generan volúmenes grandes de ignimbritas.

Aguirre-Díaz (2008) posteriormente retoma el concepto de Lipman (1997) dando estilos de colapso siendo los tipo pistón, trampa y despedazado.

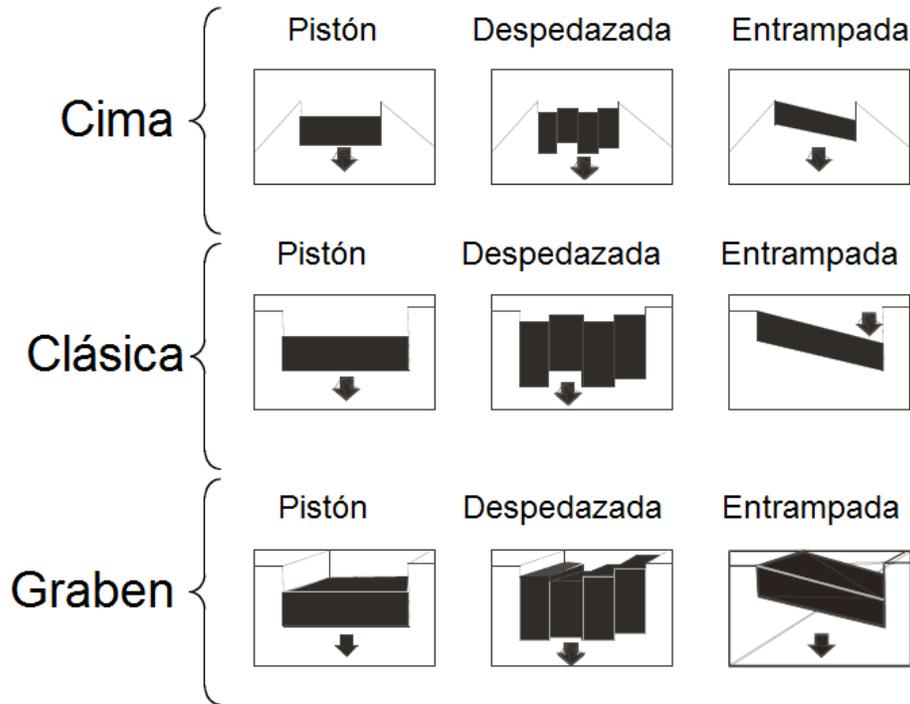


Figura 7. Tipos de calderas ubicadas genéticamente así como por su estilo de colapso (Tomado de Aguirre-Díaz, 2008).

Martí *et al.* (2013) propone una metodología para el estudio sistemático de las calderas, la cual consiste en:

- 1) Identificar y caracterizar la estratigrafía de las unidades caldéricas.

La importancia del análisis estratigráfico es la separación de las fases pre-caldera, sin-caldera y post-caldera

- 2) Revisar la estructura tectónica.

Para tener un acercamiento a la tectónica se tienen que tomar en cuenta las tendencias más importantes de los alineamientos así como la importancia que tienen las estructuras post caldera tanto en estos lineamientos como en la delimitación de las fracturas anulares que dan la subsidencia de la caldera.

- 3) Colectar muestras para sus estudio petrológico.

Para el análisis petrológico la descripción de los depósitos debe incluir las texturas que se observen, así como detalles de tamaño, forma y porcentaje de cada uno de

los componentes para después relacionarlos a los análisis geoquímicos que se realicen. También se hace énfasis que en las unidades piroclásticas, una condición para determinar cambios composicionales es el contenido de líticos respecto a los fragmentos juveniles así como de xenolitos que se pudieran encontrar.

4) Digitalizar e ingresar el total de la información a una base de datos para su desarrollo en un sistema de información geográfica.

Geyer y Martí (2014) proponen una clasificación basándose en las características genéticas de cada caldera, lo cual deriva en estilos eruptivos (Figura 8).

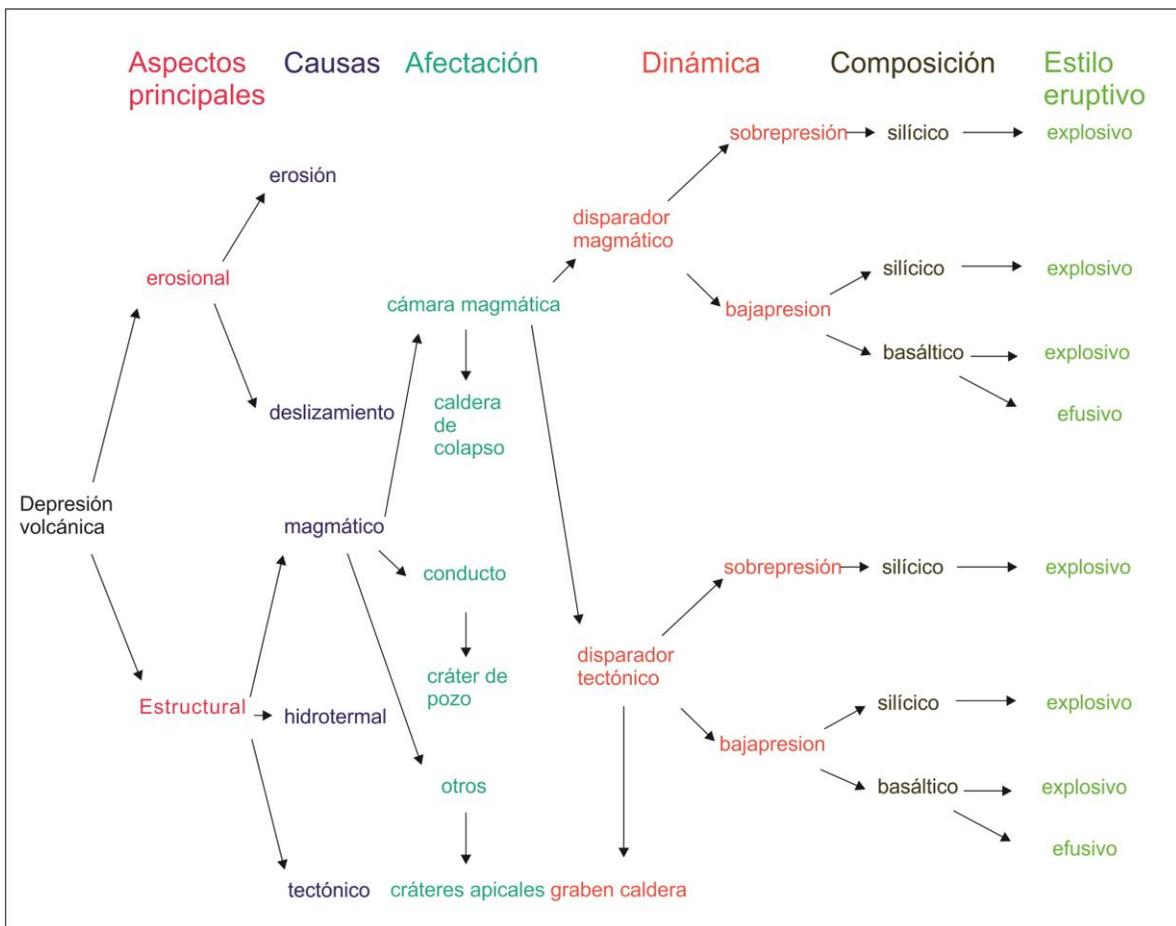


Figura 8. Clasificación de calderas de Geyer y Martí (2014)

Distribución de las calderas

Estas estructuras volcánicas ocurren en todos los ambientes volcánicos, por lo que pueden estar prácticamente en cualquier parte del mundo (Figura 9), en cuanto se

cumplan ciertas características: Las calderas de composición basáltica son características de ambientes oceánicos intraplaca, asociados a *hot spots* (Walker, 1988), pero también pueden presentarse en los límites de placas divergentes en ambientes de dorsal oceánica. Calderas de composición intermedia (andesítica/dacítica), se asocian a límites convergentes en donde pueden presentarse en conjunto con arcos de islas; así como en arcos continentales. Calderas de composición peralcalina son asociadas a regiones con altas tasas de extensión. Las calderas riolíticas son características de regiones continentales o en los márgenes de las mismas, en donde existen ligeras tasas de extensión e incluso se pueden asociar a un límite convergente o a una zona de *Rift* Continental o también una zona de *hot spot* continental.



Figura 9. Distribución de las principales calderas volcánicas de colapso en el mundo. (Modificada de Sigurdsson y Houghton, 2000)

2. Marco Geológico del área de estudio

Para comprender el contexto en el que el VP tiene su evolución es necesario ubicarlo dentro de la geología de la zona a la cual pertenece, a nivel regional como a nivel local, es por eso que en este capítulo se da una síntesis pequeña de las dos estructuras más importantes a las cuales pertenece la zona de estudio: el Cinturón Volcánico Transmexicano (nivel regional) y la caldera La Primavera (nivel local).

2.1 Cinturón Volcánico Transmexicano

El VP se ubica dentro de la provincia Geológica conocida como Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), el cual es un arco volcánico que atraviesa desde el *Rift* oblicuo del Golfo de California hasta el Golfo de México con una extensión de más de 1000 km por 200 km de ancho en promedio (Ferrari *et al.*, 2012). La actividad volcánica de EL CVTM comienza durante el Mioceno, con cambios en los estilos eruptivos y la composición del vulcanismo dominante, de silíceo y explosivo de la Sierra Madre Occidental, hacia intermedio y efusivo en CVTM (Figura 10).

La evolución del CVTM es dividida en cuatro episodios principales por Gómez-Tuena *et al.* (2005). 1) Arco de composición intermedia durante el Mioceno medio/tardío. 2) Episodio máfico del Mioceno Tardío, 3) Episodio silíceo a finales del Mioceno que se vuelve bimodal en el Plioceno. 4) Arco con gran variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío.

2.1.1 Arco del Mioceno Medio/Tardío

Se caracteriza por un vulcanismo efusivo de composición intermedia predominantemente de andesitas a dacitas subalcalinas, con edades documentadas de 22 a 7.5 Ma (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Geoquímicamente tienen características que indican una progresiva disminución de la influencia de los componentes de subducción en la región de Palma Sola, con composiciones muy similares a las adakitas.

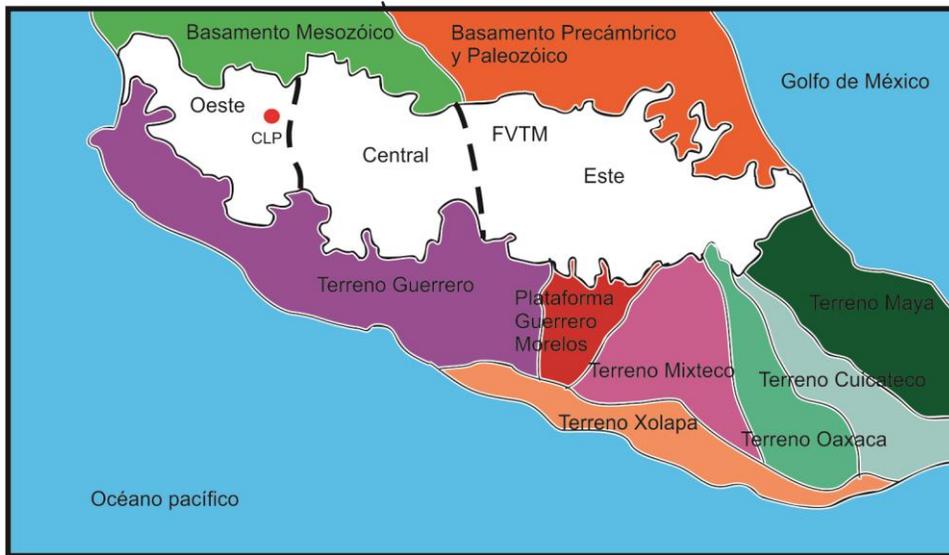


Figura 10. Ubicación del CVTM en color blanco, mostrando su división en tres unidades. En rojo se muestra la ubicación de la Caldera La Primavera en el sector poniente. (Modificado de Ferrari *et al.*, 2012)

2.1.2 Episodio máfico del Mioceno Tardío

Este vulcanismo se conforma de mesetas basálticas con edades que van de los 11 a los 6.5 Ma, las cuales fueron emplazadas a lo largo de fisuras (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Se trata de un vulcanismo que va de costa a costa, desde Nayarit (más antiguos) hasta Veracruz (más jóvenes). Se sabe que las características de este vulcanismo son típicas de subducción hacia el poniente y centro del país, sin embargo, presenta características intraplaca hacia el oriente de Hidalgo y al norte de Veracruz (Ferrari *et al.*, 2012).

2.1.3 Vulcanismo silíceo de finales del Mioceno y bimodal del Plioceno temprano

Hacia finales del Mioceno el vulcanismo decrece, sin embargo se emplazan domos dacíticos y riolíticos así como ignimbritas emitidas desde calderas de colapso regionales. Hacia el sector occidental se concentran las coladas de lava de basaltos alcalinos y algunas riolitas en una típica asociación bimodal. Sin embargo hacia la porción central de CVTM aparecen grandes calderas de colapso que producen ignimbritas de decenas de kilómetros cúbicos tales como la caldera de Amazcala, Amealco, Huichapan, Los Azufres, Zitácuaro, Apaseo y Los Agustinos. En esta zona

las lavas intermedias a máficas se encuentran interestratificadas con las ignimbritas (Gómez-Tuena, 2007).

2.1.4 Arco del Plioceno Tardío al Cuaternario

Esta última etapa del vulcanismo de CVTM se reemplaza al vulcanismo silíceo y bimodal por una capa andesítico-basáltica a partir del Plioceno Temprano. A partir del Plioceno Tardío dominan los campos monogenéticos así como los principales estratovolcanes para la porción occidental. Los magmas más evolucionados se observan en las calderas de Acoculco y Los Humeros; así como en el centro silíceo de Las Cumbres, los domos de Las Derrumbadas y el Cerro Pizarro. En esta etapa también se desarrolla la Sierra Nevada que se constituye por el Cerro Tláloc, el complejo volcánico Iztaccihuatl y el volcán Popocatepetl, al oriente de ellos se encuentra La Malinche así como el Pico de Orizaba y Cofre de Perote. Estos estratovolcanes tienen edades menores a 1Ma (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Es en esta parte de la evolución de FVTM en donde se desarrolla la Caldera La Primavera.

2.1.5 División del CVTM

El CVTM se divide en las zonas: occidental, centro y oriente. El sector occidental está limitado por la Sierra Madre Occidental al norte, el *rift* de Colima al sur-surponiente, el *rift* Tepic-Zacoalco al nor-norponiente y el *rift* de Chapala al oriente. Al suroriente se encuentra limitado por la Sierra Madre del Sur (Ferrari *et al.*, 2012). Dentro de este sector está situada la Caldera de La Primavera. La intersección entre estas estructuras se da a 40km al sur de la ciudad de Guadalajara (Garduño-Monroy *et al.*, 1998) conformando el denominado Punto Triple delimitando al Bloque de Jalisco. El Bloque de Jalisco (BJ) tiene como basamento rocas volcanoclásticas y secuencias sedimentarias marinas del Jurásico-Cretácico, así como intrusivos graníticos del Cretácico Tardío (Ferrari *et al.*, 2012). Estas rocas presentan afinidad con las encontradas en el Terreno Guerrero. Sobreyaciendo a las rocas descritas previamente se encuentran rocas volcánicas de composición variada desde riolitas hasta basaltos con edades que van desde el Cretácico Tardío al Terciario. Hacia la cima del BJ se tienen los depósitos derivados del Complejo Volcánico de Colima el cual se encuentra activo (Garduño-Monroy *et al.*, 1998).

2.2 Caldera La Primavera (CLP)

La historia eruptiva de la Caldera La Primavera puede explicarse mediante una síntesis que englobe los principales acontecimientos ocurridos durante su evolución (Figura 11).

2.2.1 Lavas Pre Caldera

El basamento de la Caldera La Primavera se compone de varias unidades, al sur afloran lavas basálticas y andesíticas (Luhr y Lazaar, 1985); depósitos de la Ignimbrita Acatlán afloran hacia el surponiente (Wright y Walker, 1977), hacia el oriente de CLP se observan depósitos de ignimbrita de composición dacítica ricos en cristales (Ignimbrita San Gaspar) con edad de 4.8 Ma. Así como también depósitos de ignimbrita de composición riolítica ausente de cristales (Ignimbrita Guadalajara) con edad de 3.3 Ma. Al nororiente se compone de lavas dacíticas y riolíticas ricas en fenocristales de 2.4 Ma (Mahood y Carmichael, 1985). La historia eruptiva de la CLP comienza con una serie de domos de composición riolítica con un contenido de fenocristales en el orden del 10%, los cuales se observan hacia la porción centro-norte de la estructura, y muestran edades de 120 a 100 Ka (Mahood, 1980).

2.2.2 Toba Tala

Posterior al emplazamiento de los domos previamente descritos se da un episodio eruptivo de alrededor de 20 km³ en forma de flujos de ceniza generando depósitos conocidos como Toba Tala la cual cubrió alrededor de 700 km² de terreno. Los magmas que dieron origen a estos depósitos son de composición riolítica con contenido alto en sílice (Mahood, 1980).

La Toba Tala consiste en flujos pequeños de ceniza que están agrupados en tres unidades de emplazamiento las cuales se describen a continuación.

Unidad 1. Depósito de color *beige* a amarillo claro con textura afanítica con un nulo contenido en cristales, sin embargo, posee un 90% de pómez afírica color blanco, envuelta en una matriz de ceniza color *beige* la cual se presenta sin soldar. En esta unidad se observan pipas de desgasificación y la mejor exposición de esta unidad

se encuentra al oriente del poblado de Tala, en el arroyo de Las Ánimas con 70m de espesor sin mostrar su base (Mahood, 1980).

Unidad 2. Esta unidad presenta un color gris amarillento y textura afanítica, está compuesta por un 90% de pómez afírica color blanco y pómez gris que contiene fragmentos de cuarzo y sanidino dispersos. La pómez gris tiene la misma composición que los fragmentos de la tercer unidad que está sobre de ella. Se observa con un espesor promedio de 4 m (Mahood, 1980).

Unidad 3. Se observa de color rosa y se encuentra conformada por fragmentos de pómez color blanco que contienen menos del 1% de cuarzo y sanidino inmersos en una matriz de ceniza color rosa. En la porción norte de CLP se observa una intercalación entre un flujo de ceniza y pómez de caída en donde los flujos son laminados y hacia el sur los depósitos son masivos y sin clasificación. Se presenta con espesores entre 5-10 m (Mahood, 1980).

El resultado de este evento es el colapso del techo de la cámara magmática formando una caldera de colapso de 11 km de diámetro, la cual al cesar temporalmente la actividad volcánica se rellena con agua formando un lago calderico (Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992).

Lago calderico

Posterior al emplazamiento de la Toba Tala, se encuentran sedimentos lacustres intra caldera, los cuales están formados por fragmentos pómez color blanco con tonos grises sub-redondeados (retrabajada), los cuales están inmersos en una matriz de tamaño de limos y arenas finas en capas de 15 a 50 cm de espesor con estratificaciones planar y cruzada con gradación normal. Se cree estos depósitos se deben a la erosión de los materiales de la Toba Tala (Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992). Estos depósitos tienen una variación de entre 1-25m de espesor en el centro de CLP (Mahood, 1980).

Dentro de esta unidad, en la parte central de la caldera (Figura 11), cubriendo aproximadamente 110 km², se depositó un horizonte de bloques de pómez color blanca con un contenido de fenocristales del 1% (sanidino>cuarzo) con tamaños

que van desde 0.3 hasta 6 m, envueltos en una matriz limosa en donde se observan diatomeas, la matriz se observa finamente laminada y deformada alrededor de los bloques de pómez. Esta unidad de pómez gigante se depositó sobre una capa de 30 cm compuesta de ceniza fina que cubre los sedimentos de pómez de tamaños más pequeños anteriormente nombrados (Mahood, 1980).

Domos postcolapso y la resurgencia de la caldera

Afloran algunos domos contemporáneos al horizonte de pómez de gran tamaño, los cuales de la misma manera tienen un contenido de fenocristales del orden del 1%. El domo El Nejahuete, el cual se ubica hacia la porción centro de la caldera, comparte características químicas similares a la última parte de la Toba Tala y se observa un depósito de “brecha de rezago” en las inmediaciones de este domo, lo que sugiere que este pudo haber sido el conducto por el cual salieron la Toba Tala y el horizonte de pómez. Posteriormente ocurre el levantamiento de 260 m del piso de la caldera, que se considera de tipo pistón (Mahood, 1980).

Este levantamiento aparentemente es propiciado por la salida de nuevas unidades de lava en la zona sur en dos episodios principales. El primero genera un arco de domos inmediatamente al sur del lago calderico, representado por los domos La Puerta, El Culebreado, El Tule e Ixtahuatonte. Con edades entre los 89.5 Ka hasta los 71.3 Ka (Vázquez *et al.*, 2014; Mahood, 1980). Estos domos se caracterizan por ser de composición riolítica, con un contenido de cristales de entre el 1 y el 10 %. El segundo episodio de formación de domos se representa por Cerro San Miguel, El Tajo, El Colli; así como por el Volcán Planillas, objeto de estudio de este trabajo, los cuales tienen edades desde los 60.5 Ka a 25.5 Ka. Este segundo grupo de domos postcolapso se caracteriza también por ser de composición riolítica pero con textura afírica ubicándose en la porción sur del límite de CLP (Mahood, 1980).

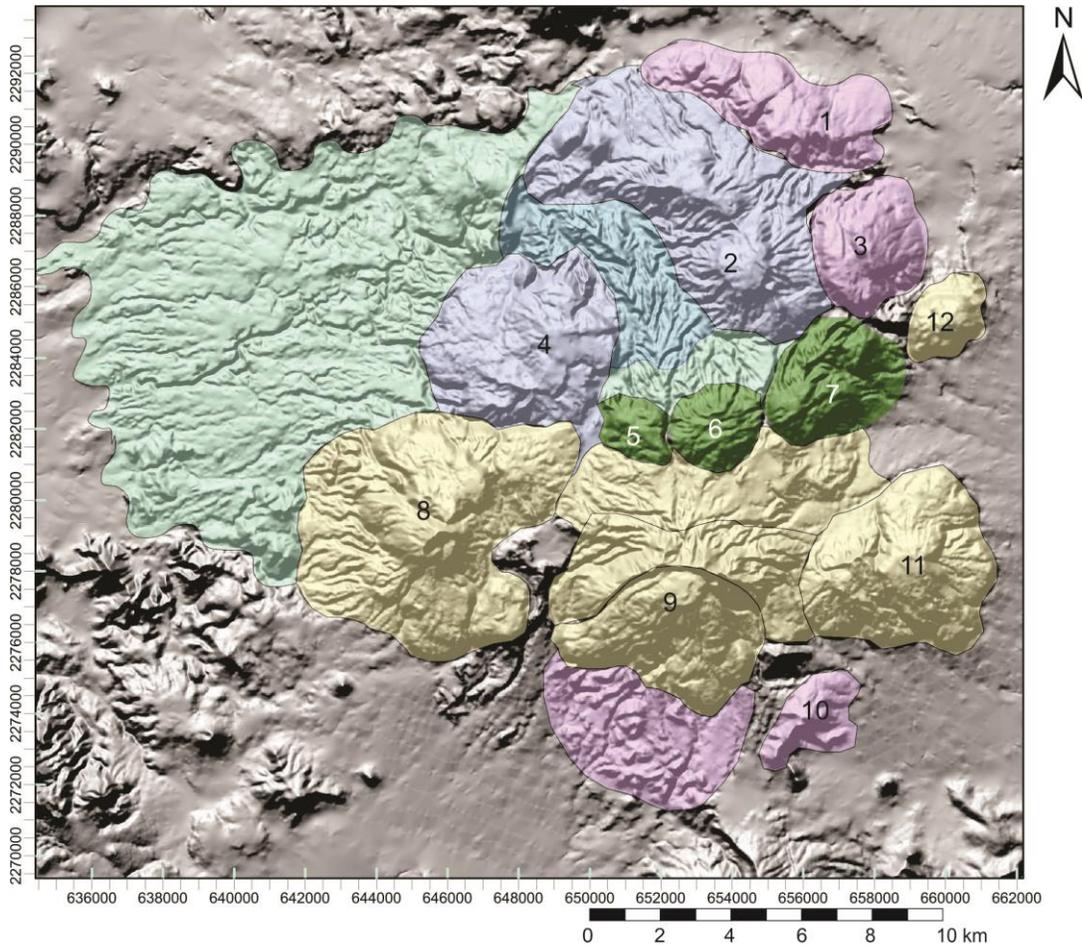


Figura 11.- Distribución de las distintas unidades de CLP según Mahood (1980). Morado, Lavas Pre Caldera, Verde claro, Toba Tala. Azul Domos Centrales, Azul cielo, Secuencia Lacustre. Verde Domos Jóvenes. Amarillo, Arco sur. 1.- La Lobera, 2. El Nejahuete, 3.- El Chapulín, 4.- El Pedernal, 5.- El Culebreado, 6.- El Tule, 7.- Ixtahuatonte, 8.- San Miguel, 9.- Volcán Planillas, 10, La Campana, 11.- El Tajo, 12.- El Colli. El código de colores es el mismo que en la figura 12.



Figura 12.- Síntesis de la estratigrafía de la Caldera La Primavera (Compilado de Mahood, 1980; 1981; Mahood y Drake, 1982; Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992).

3. Estratigrafía, granulometría, componentes, petrografía y geoquímica del Volcán Planillas

3.1 Estratigrafía

La descripción estratigráfica es el resultado de 70 secciones estratigráficas y 21 puntos de observación (Figura 13), que junto con la información de 80 análisis de componentes y 136 análisis granulométricos, permitieron establecer una columna estratigráfica compuesta (Figura 15). En ésta columna estratigráfica no solo se muestran los depósitos del VP, sino también los depósitos pre-Planillas descritos a continuación. Toda esta información queda plasmada en la generación de un mapa geológico del área circundante a VP (anexo mapa geológico).

Depósitos de basamento de la Caldera La Primavera

En el área de estudio esta unidad se observa principalmente en la porción sur al VP (Figura 15) y se trata de una serie conos cineríticos indiferenciados, domos que varían en su composición de andesítica, dacítica a riolítica; así como, depósitos de ignimbrita con alto contenido de hornblenda, que pudieran relacionarse con las que reporta Mahood y Carmichael (1985), que afloran en los alrededores de la ciudad de Guadalajara. Estas unidades serán descritas de la más antigua a la más reciente, según se muestra en la columna estratigráfica compuesta (Figura 15).

Conos cineríticos.

Se observan hacia la porción sur del área de estudio (figuras 13 y 14), durante este trabajo no fueron diferenciados ni muestreados, su edad relativa y composición (andesítica-basáltica) se toma de los trabajos anteriores e.g., Mahood (1980), Luhr y Lazaar (1985) mencionan que estos conos se extienden como una cadena al sur de Guadalajara en dirección NW-SE estimando una edad Plio-Pleistoceno. A si mismo Maciel-Flores y Rosas-Elguera (1992) reportan un basamento andesítico con un espesor que rebasa los 1500 m dentro de la Caldera La Primavera. Mineralógicamente los clasifican como andesitas basálticas con plagioclasas como minerales mayoritarios y olivino, hiperstena, augita y titanomagnetita como minerales accesorios envueltos en una mesostasis fina (Luhr y Lazaar, 1985).

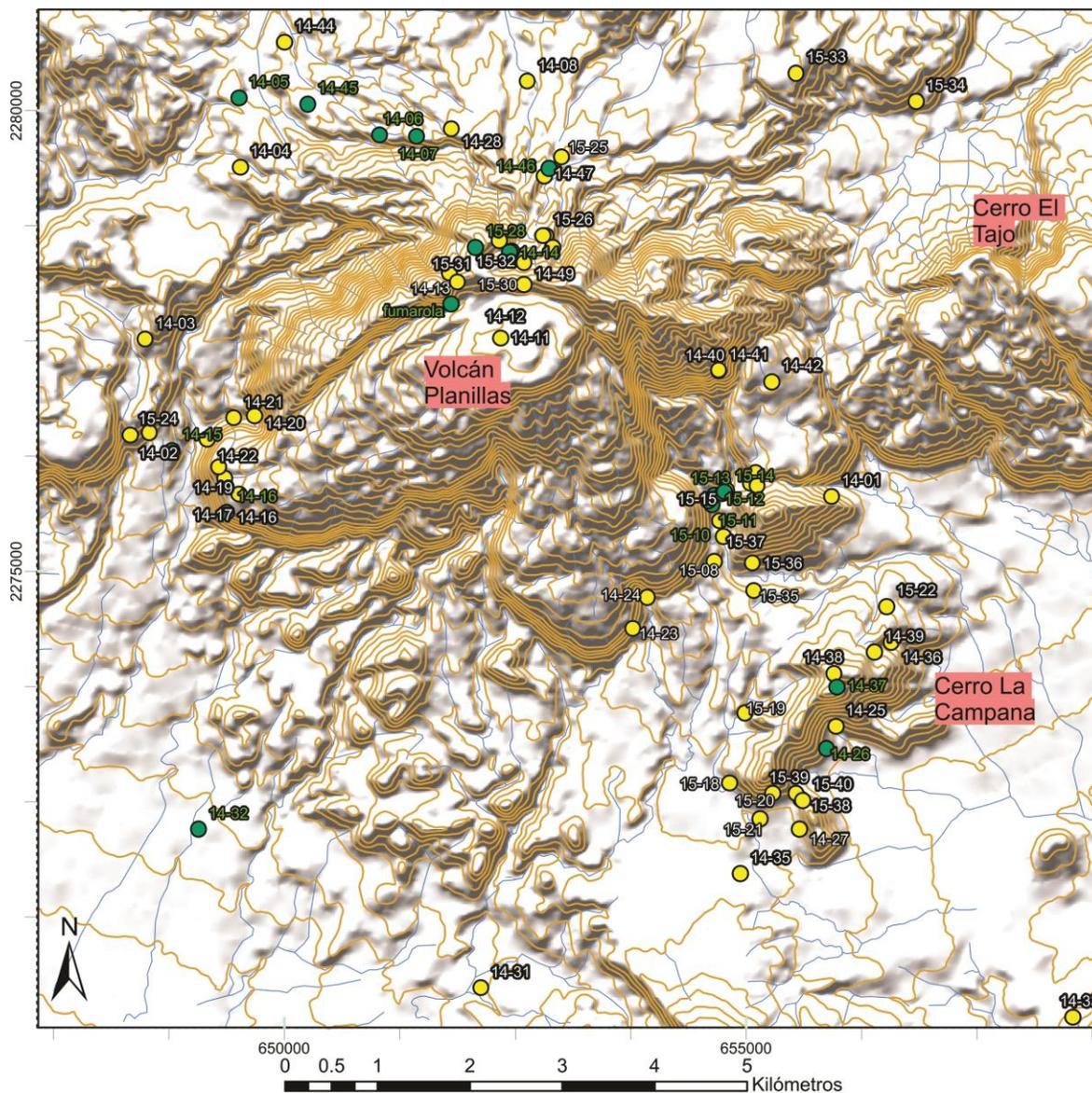


Figura 13. Ubicación de los puntos de observación en color verde, así como de las secciones estratigráficas en color amarillo utilizado en este trabajo.

El Domo La Cuchilla también forma parte de la secuencia basal de CLP, se ubica hacia el suroriente del cráter Las Planillas (Figura 15). Se trata de una roca color gris, de textura porfirítica con ~65 % de fenocristales (plagioclasa>sanidino>cuarzo) donde las plagioclasas llegan a tener tamaños de hasta 2 mm, de tipo labradorita con bordes de asimilación. Son comunes algunos clinopiroxenos (augita) inmersos en una mesostasis fina de estructura masiva, la cual contiene microfenocristales de plagioclasa flotando (Figura 17).

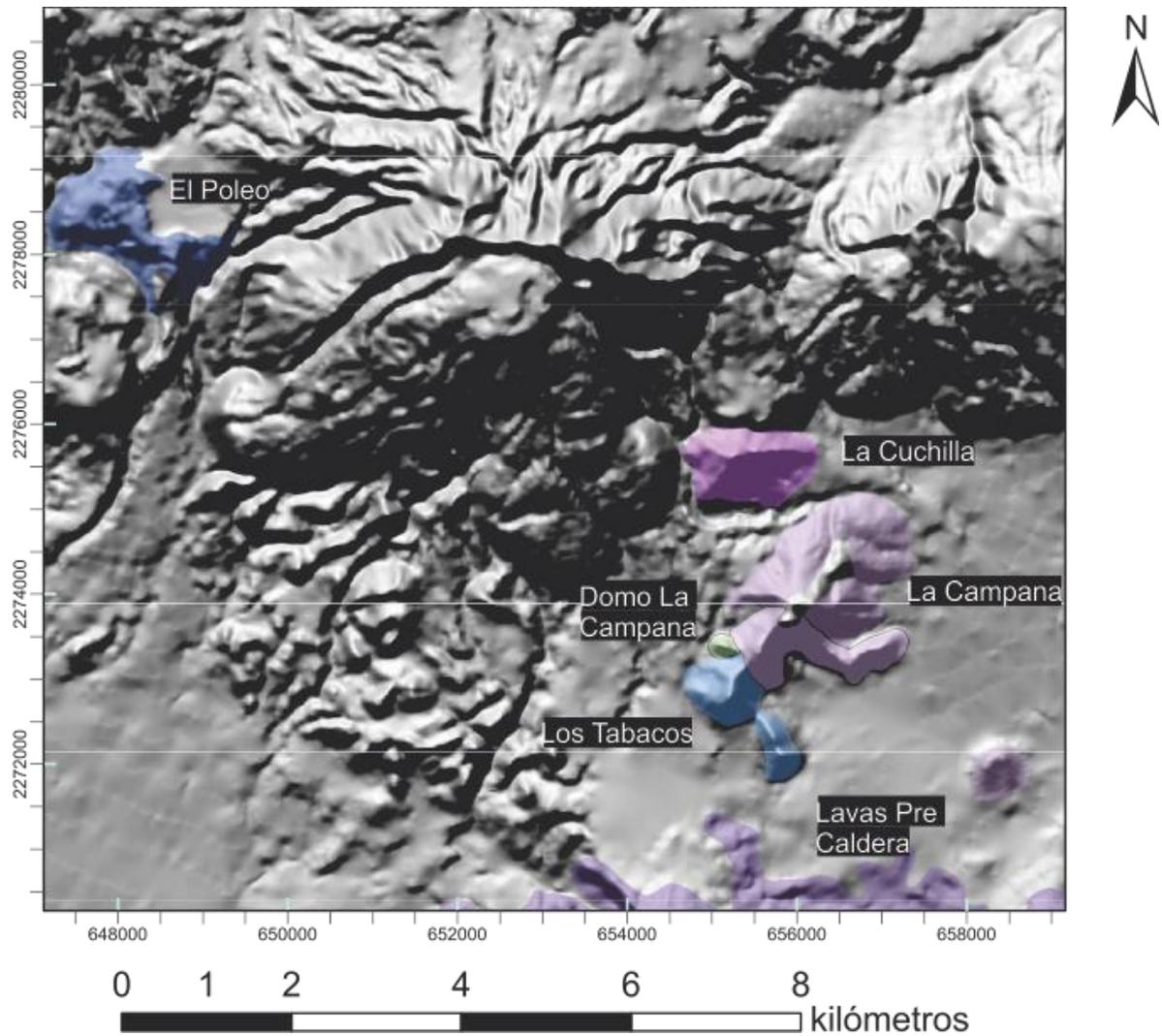


Figura 14. Ubicación de las unidades precaldera hacia el suroriente del área de estudio. Se muestran los nombres de las localidades cercanas a dichos afloramientos.

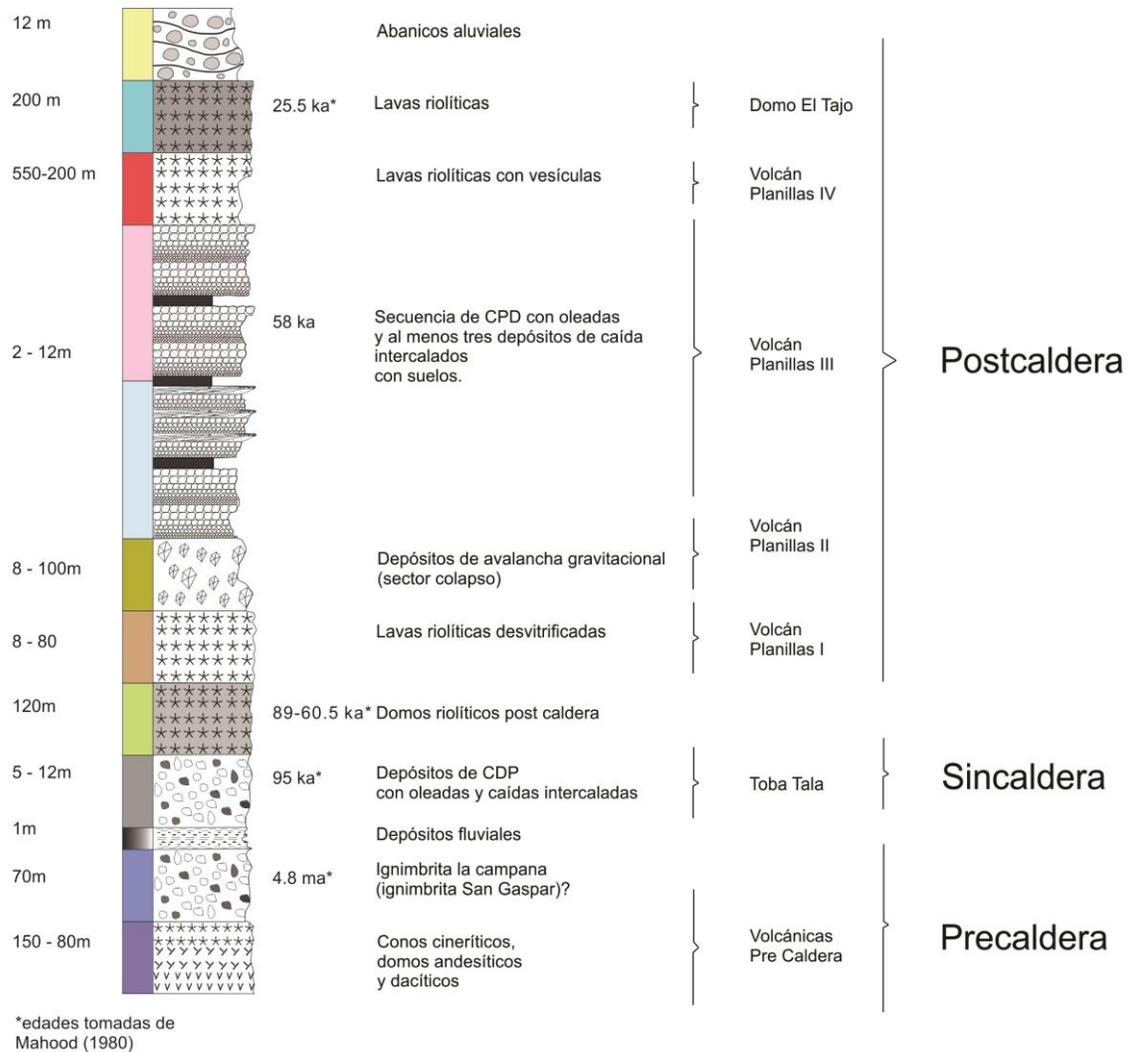


Figura 15. Columna estratigráfica compuesta, que resume la evolución volcánica área de estudio en tres etapas: precaldera, sincaldera y postcaldera. Los depósitos de VP se ubican en la etapa postcaldera. Los conos cineríticos se ubican hacia la porción sur, la Ignimbrita San Gaspar se observa en la zona conocida como Los Tabacos así como los depósitos fluviales. Los CDP representan las corrientes de densidad piroclástica.

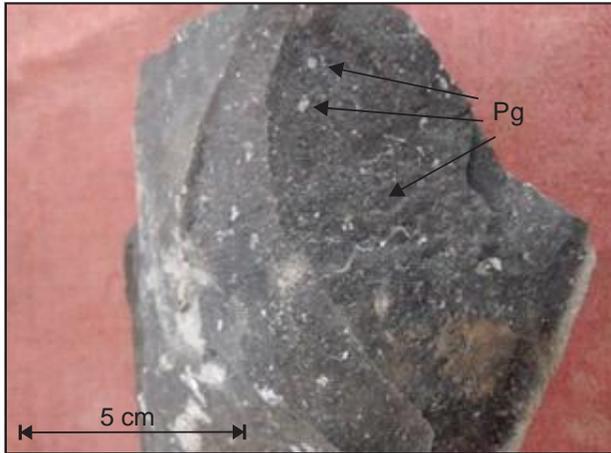


Figura 16. Detalle de muestra de mano de la andesita correspondiente al Domo La Cuchilla.

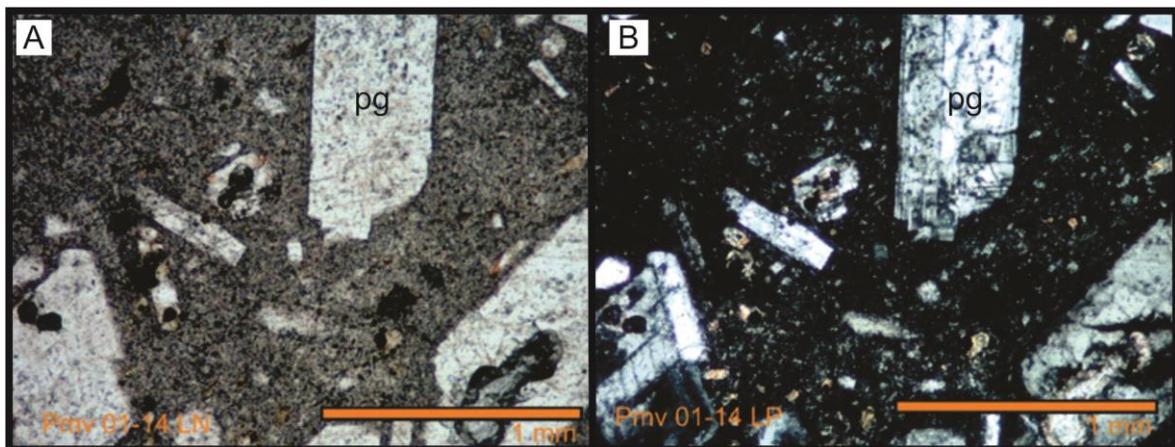


Figura 17. Fotomicrografía de andesita La Cuchilla. A) Luz natural B) Luz Polarizada. Se observan cristales de Plagioclasa (pg) en una mesostasis microcristalina.

Dacita La Campana

Se ubica 5 km al suroriente de la cima del VP (Figura 14), se presenta como una roca color gris oscuro con tonalidades rojizas a la intemperie, presenta textura porfírica y un 40% de fenocristales, de los cuales aproximadamente el 50% del total son fenocristales subhedrales de cuarzo en tamaños de alrededor de 0.3mm, seguidos por un 40% de fenocristales euhedrales de plagioclasas con tamaños de hasta 0.8 mm los cuales en ocasiones se observan fracturados, y el 10% está constituido por fenocristales euhedrales a subhedrales de feldespato K con tamaños de hasta 0.3 mm. Los minerales accesorios son piroxenos subhedrales (augita) en

una mesostasis vítrea-microcristalina (Figura 18). Esta roca muestra una estructura masiva mineralógicamente clasificada como dacita (Figura 23).

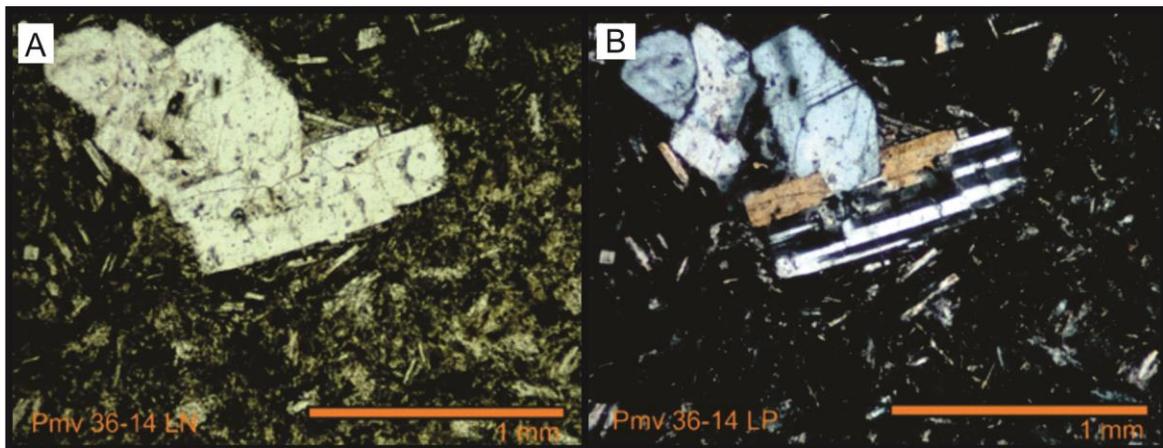


Figura 18. Fotomicrografía de dacita La Campana. A) Luz natural B) Luz Polarizada. Se observan cristales de plagioclasa y sanidino en una matriz microcristalina.

Domo La Campana

Ubicado a 5.2 km al suroriente de la cima del VP (Figura 15) y al surponiente de la dacita La Campana, donde se observa una roca color café claro con tonos *beige*. Presenta textura porfirítica compuesta por un 30% de fenocristales de los cuales el feldespato K (sanidino) representa un 70% del total de cristales, le sigue la biotita con un 10% de total de fenocristales, la cual se encuentra de manera subhedral con fenocristales tabulares alargados (Figura 19), así como también se llegan a observar en sección basal como fragmentos hexagonales. También se tiene un 15% de fenocristales de cuarzo en tamaños de 0.5 mm en formas euhedrales. El 5% del total de los fenocristales corresponde a hornblenda en tamaños de hasta 1 mm, los cuales se llegan a concentrar en distintas zonas de la muestra. Los minerales accesorios son opacos y óxidos, los cuales tiene formas subhedralas octaédricas (Figura 20). Estos componentes se encuentran inmersos en una mesostasis vítrea con microcristales de sanidino. Se clasifica como una riolita de feldespato alcalino (Figura 23).

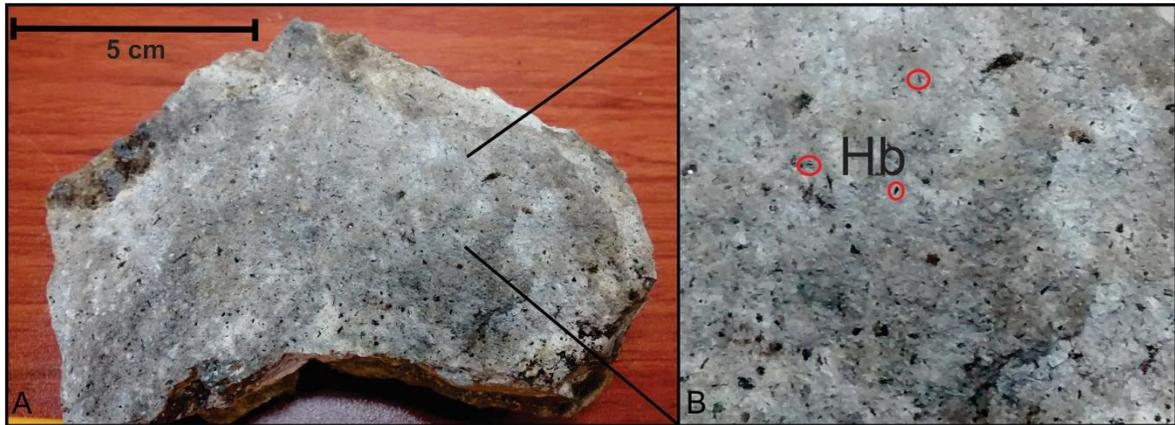


Figura 19. Fotografías de una muestra de mano del domo La Campana A) vista general, B) detalle de la roca observando la concentración de cristales de hornblenda dentro de una mesostasis desvitrificada.

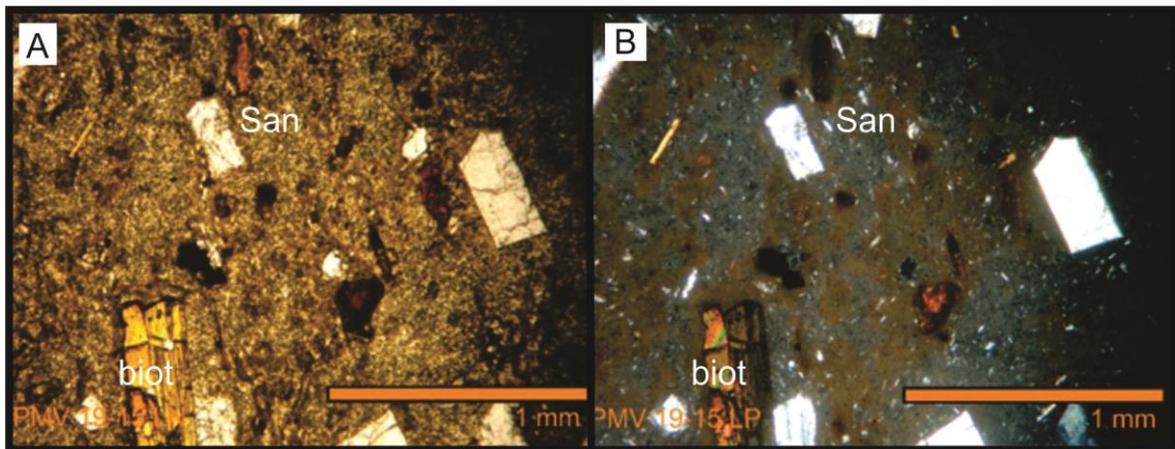


Figura 20. Fotomicrografía del domo La Campana. A) Luz natural B) Luz Polarizada. Se observan cristales de feldespato alcalino (sanidino) y micas (biotita) inmersos en una matriz microcristalina.

Ignimbrita Los Tabacos

6 km al suroriente de la cima del VP, se ubica el Cerro Los Tabacos, una loma de 3.2 km de largo con 120 m de elevación (Figura 15). En la base de ésta, aflora de forma discontinua una roca color gris con tonos verdes presentando textura porfírica con un 60% de fenocristales de los cuales sanidino>cuarzo>hornblenda, estos cristales presentan tamaños de 0.8 mm a 0.1 mm (textura seriada, Figura 21), así como un contenido de pómez superior al 10% (Figura 22). Son comunes líticos accidentales de andesita que se observan fracturados y sub angulosos con fenocristales de plagioclasa fracturada. Estos componentes se encuentran inmersos en una mesostasis fina con estructura fluidal. La roca se observa bien compacta.

Sobre esta ignimbrita, se encuentra un depósito de bloques de derivados de la misma ignimbrita con formas angulosas y redondeadas, muy compacto que se clasificó como producto de retrabajo, aunque por su limitada dispersión no fue posible definir su origen con precisión.

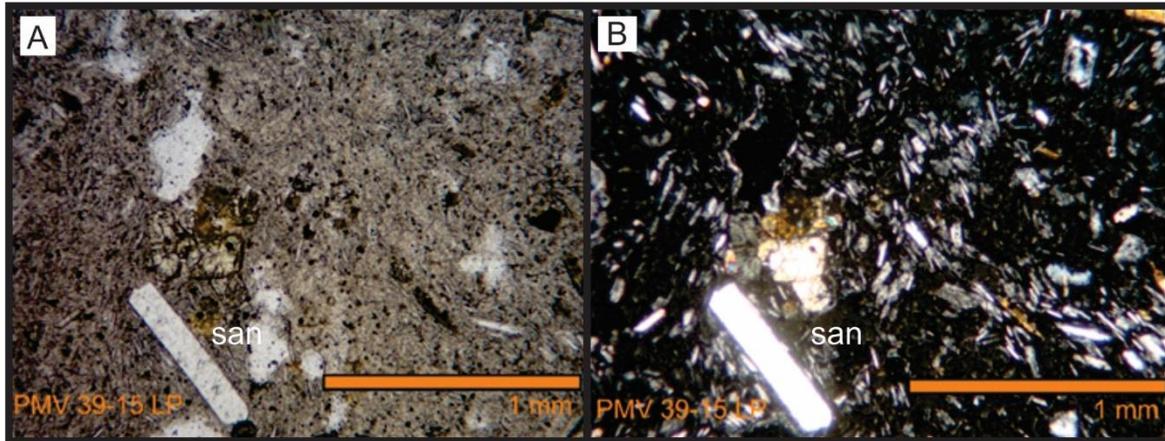


Figura 21. Fotomicrografía de ignimbrita Los Tabacos. A) Luz natural B) Luz Polarizada. Se observan cristales euhedrales de feldespato así como huecos dejados por los fragmentos de pómez.

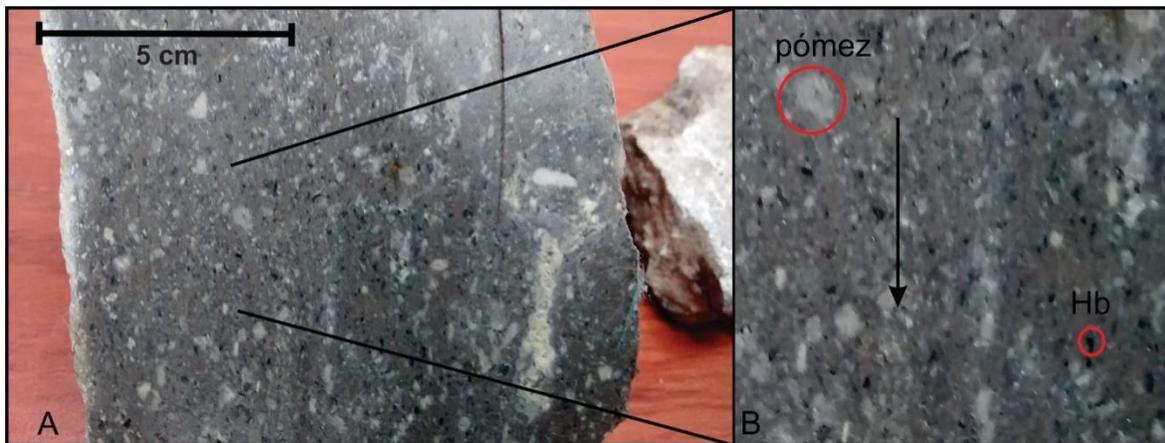


Figura 22. Ignimbrita Los Tabacos A) corte general B) Detalle de clasto de pómez sin colapsar, cristales de hornblenda alineados con la dirección de flujo.

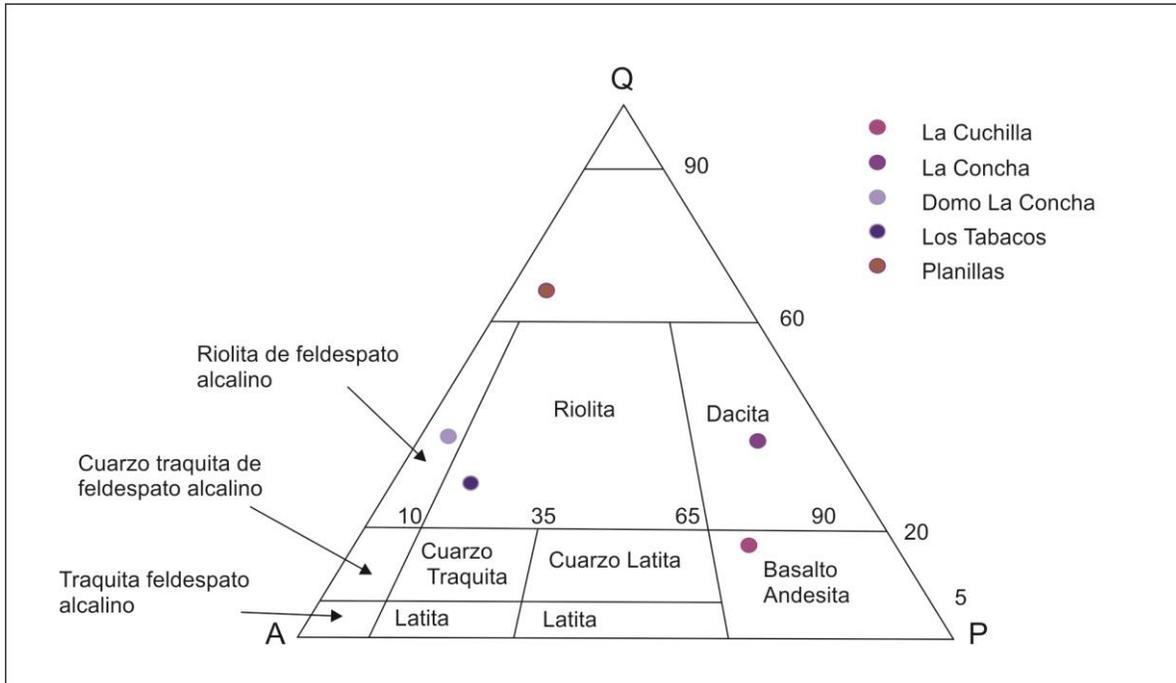


Figura 23. Diagrama QAP, mostrando los distintos grupos de rocas observadas en el área de estudio (Tomado de Le Maitre *et al.*, 2002).

Depósitos fluviales antiguos

Separando a las lavas de la base de los depósitos de CLP, a 7.2 km al sur de la cima del VP (PMV 14-31), se encuentra un depósito de 1 m de espesor, que presenta variaciones granulométricas que van desde guijas hasta las arenas medias y gruesas, con clastos de andesitas, riolitas y obsidiana, con una burda laminación paralela, y lentes de arenas gruesas con tonos verdosos (Figura 24) que hacia la cima cambia de laminar a masivo. Se le clasificó como un depósito de origen fluvial que se acuña lateralmente.



Figura 24. Fotografía de los depósitos fluviales encontrados en la base de los depósitos de avalancha de VP donde se observan lentes de material con tamaño de partícula mayor que el circundante.

Depósitos Sincaldera

Estos depósitos son el resultado del emplazamiento de la ignimbrita que Mahood (1980) denominó como Toba Tala, mientras Walker *et al.* (1983) la denominaron como ignimbrita Rio Caliente. Los depósitos de esta ignimbrita se encuentran subyaciendo a los depósitos del VP. El emplazamiento de esta ignimbrita, detonó el colapso que formó la Caldera de la Primavera (Mahood, 1980; Walker *et al.*, 1983). Por su importancia en la evolución volcánica del área y su relación con la actividad posterior, a continuación, se presenta un breve resumen de la descripción que los diferentes autores hacen de esta ignimbrita, y posteriormente se describen las características texturales, así como su distribución y espesores que esta ignimbrita, presenta en los alrededores del Volcán Planillas, documentadas en este trabajo.

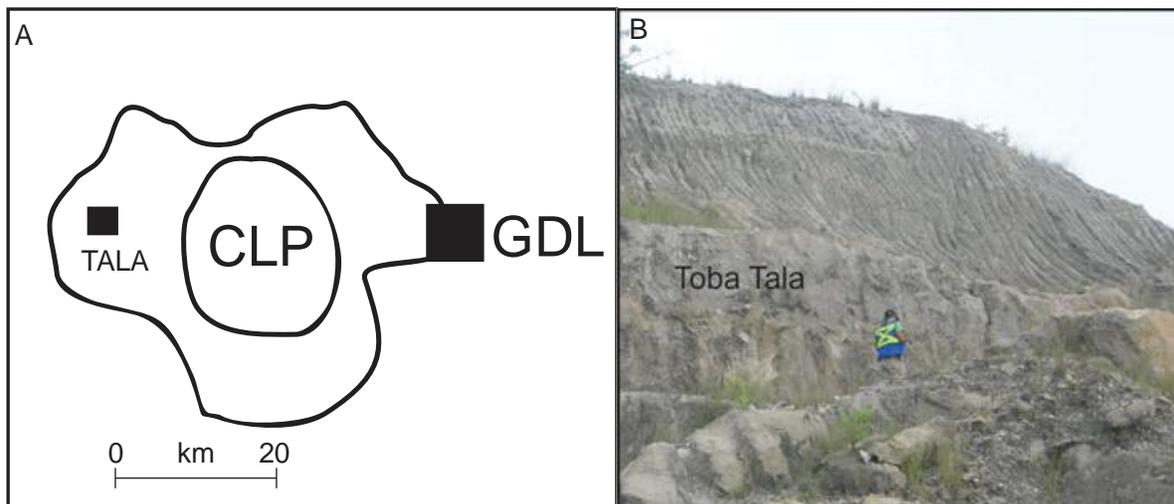


Figura 25. A) Toba Tala en las cercanías a su localidad tipo, al poniente de CLP y de la ciudad de Guadalajara (Tomado de Mahood, 1981). B) Dispersión de Toba Tala.

Características regionales: Al oriente del poblado de Tala, en la localidad tipo, Mahood (1980; Figura 25 A) describe a la Toba Tala como una serie de flujos de ceniza agrupados en tres unidades: La primera unidad está caracterizada por flujos de ceniza y pómez blanca afríca con numerosas estructuras de pipas de desgasificación; tiene un espesor máximo de 70 m y hacia la base presenta un depósito de oleadas piroclásticas que descansan sobre un basalto precaldera. Esta unidad se encuentra soldada (Figura 25 B). La segunda unidad se caracteriza por

un depósito de pómez blanca afírica y pómez gris con algunos cristales de cuarzo y sanidino con un espesor de hasta 10m, cuyos contactos tanto superior como inferior con las otras dos unidades de Toba Tala son gradacionales. La tercera unidad de emplazamiento está formada por flujos de pómez blanca que contienen menos del 1% de cristales de cuarzo y sanidino, envueltos en una matriz de ceniza color rosa, que hacia el norte son laminados y en la porción sur de la caldera son masivos y mal clasificados (Mahood, 1981). Estos flujos se encuentran intercalados con capas de pómez blanca de caída. Tanto esta unidad como la anterior no presentan soldamiento. El área de emplazamiento de Toba Tala cubre alrededor de 700 km², representando un volumen de 20 km³ de magma.

Walker *et al.* (1983) Describieron a la unidad sincaldera como una ignimbrita compuesta por innumerables flujos que varían de 0.1 a 20 m de espesor, en donde al conjunto de flujos se les denomina Ignimbrita Rio Caliente, con un espesor de más de 100 m donde no aflora la base, siendo esta una sola unidad con textura eutaxítica, densamente soldada hacia el poniente y no soldada hacia el oriente de la Caldera. Presenta zonas de brecha formadas por un vitrófido con estructuras de corteza de pan hacia la zona central de CLP, estos depósitos fueron interpretados como coignimbritas o zonas de brecha de rezago, lo que indicaría uno de los posibles conductos alimentadores para esta unidad. También observan presencia de pipas de desgasificación.

Características locales:

En la zona circundante a VP (Figura 26) se presenta la Toba Tala como una roca color gris con tonos café a *beige* que, puede adquirir tonos rosados o amarillos debido al intemperismo y/o alteraciones. La unidad en general tiene una textura masiva y se forma por una intercalación de flujos de ceniza y pómez compuestos por pómez blanca sin cristales y líticos de andesita de color gris oscuro que texturalmente son angulosos a sub angulosos y en menor abundancia, fragmentos de basalto vesicular color gris oscuro con tonos rojizos, ambos de tamaños de 6.7, 5, 4.3 cm en su eje mayor. La pómez y los líticos se encuentran inmersos en una matriz color gris con tonos amarillentos del tamaño de la arena fina. La pómez y los líticos se observan con un grado de selección malo y el depósito está mal

compactado llegando a considerarse deleznable. En el área de estudio no se observan estructuras de escape de gases ni una laminación clara por lo que se considera masivo. No se observa la base estos depósitos pero se tienen espesores medidos de 1.5 hasta 8 m de esta secuencia de flujos de ceniza y pómez (Figura 27 A). Las relaciones estratigráficas son variadas hacia la cima (Figura 27 B), ya que se observa en contacto con distintas unidades postcaldera, como lo es la avalancha gravitacional hacia el sur, la secuencia piroclástica Planillas hacia el norte y depósitos de abanico aluvial en la porción suroriente del área de estudio.

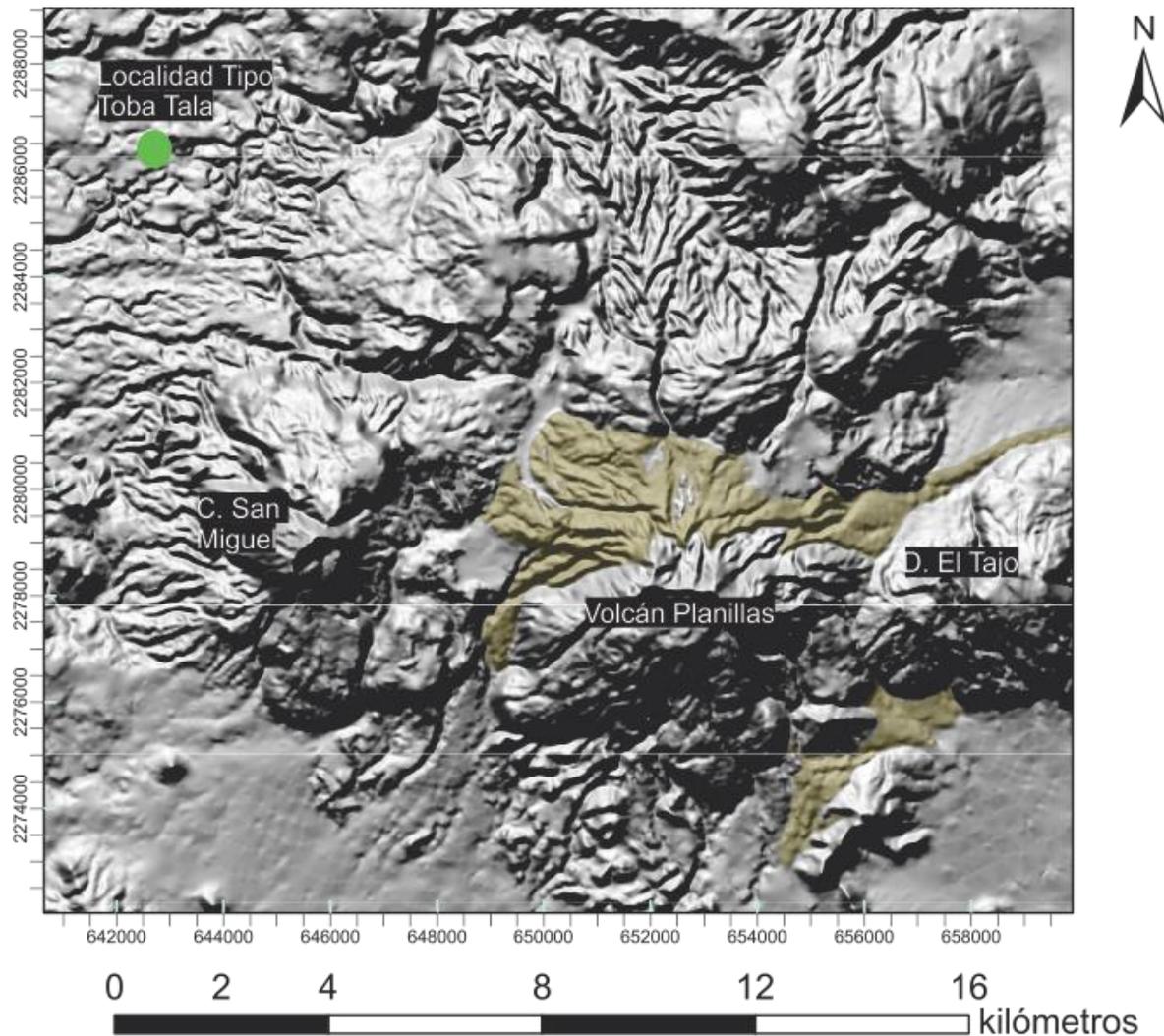


Figura 26. Ubicación de los afloramientos de los depósitos sincaldera: Toba Tala o Ignimbrita Rio Caliente, reportados en este trabajo hacia los alrededores del Volcán Planillas.

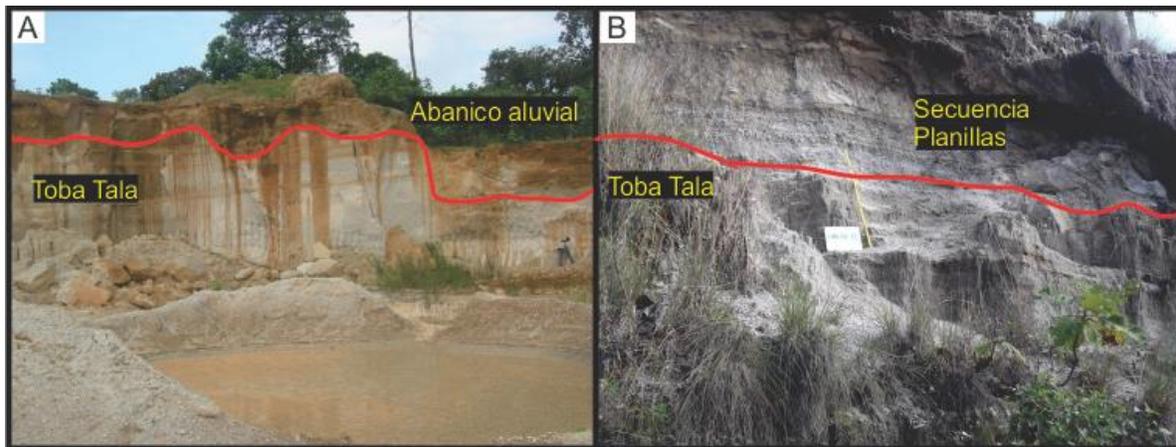


Figura 27. Toba Tala en los alrededores de VP A) detalle de espesor hacia el suroriente de VP con un contacto erosivo superior a un depósito aluvial. B) Depósito de Toba Tala encontrado al norte de VP, contiene oleadas piroclásticas entre los depósitos de ceniza y pómez.

Depósitos Postcaldera

Como se menciona anteriormente en la estratigrafía general de la caldera La Primavera existe una sucesión lacustre, y sobre de esta, un grupo de domos hacia la zona central de la caldera (Figura 28). Por encima de estas unidades, se ubican los depósitos relacionados al Volcán Planillas con una edad de 60 Ka y una ubicación espacial dentro del llamado Arco Sur (Mahood, 1980).

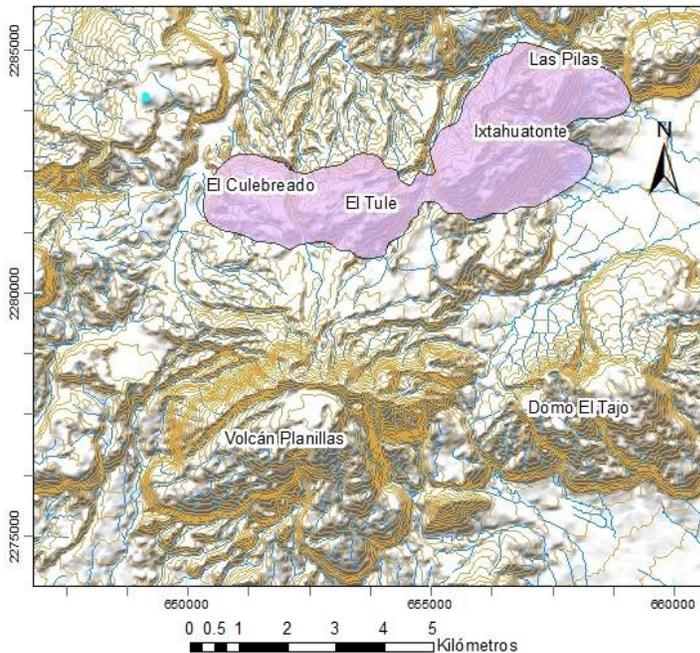


Figura 28. Ubicación de los domos postcaldera hacia el norte del área de estudio.

Depósitos Planillas

El análisis estratigráfico realizado en VP permite documentar al menos cuatro fases eruptivas durante el desarrollo de este volcán, descritas a continuación de base a cima. Este análisis estratigráfico permite generar un mapa geológico de toda la zona circundante a VP (Figura 29)

Fase eruptiva Planillas I

Esta se trata de una etapa efusiva, que por sus relaciones estratigráficas, correspondería a las lavas más antiguas de VP, dado que actualmente solo se conservan como parte de una caldera de deslizamiento en forma de herradura como remanente del primer edificio del VP (Figura 30).

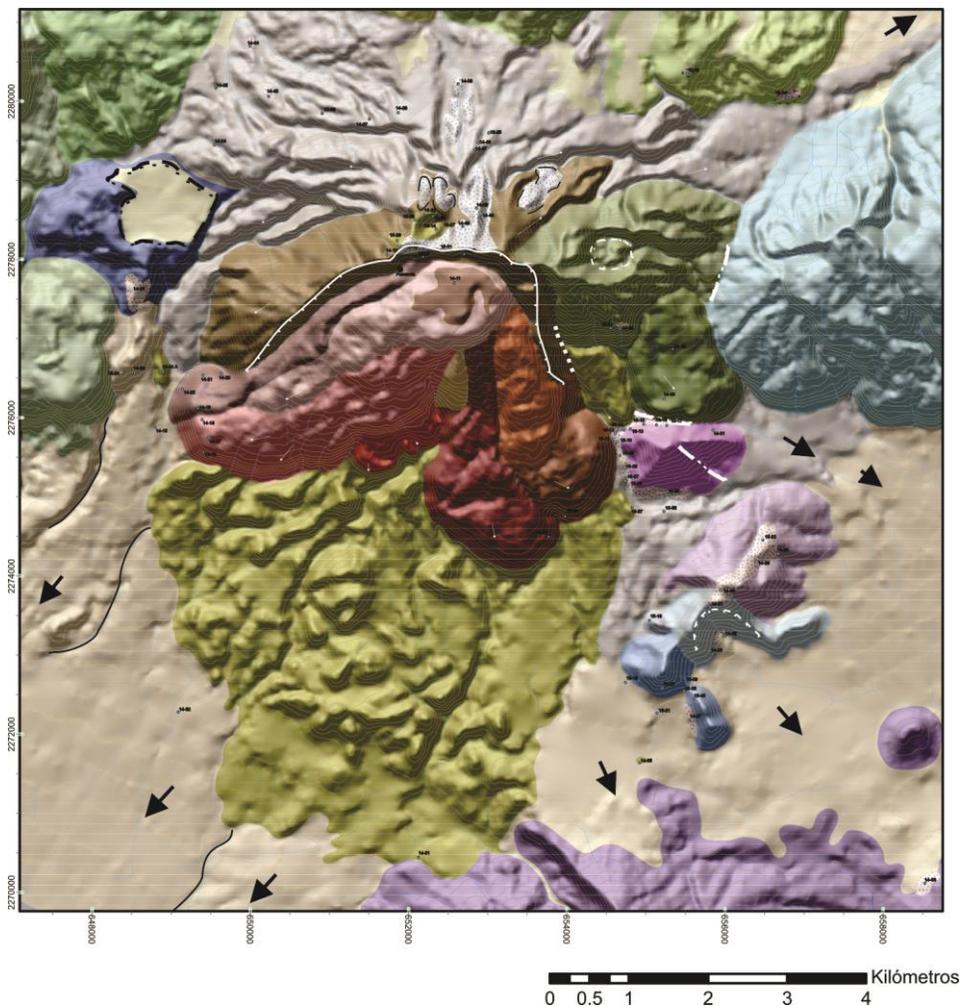


Figura 29. Mapa geológico de la zona circundante a VP (más detalle en anexo, mapa geológico).

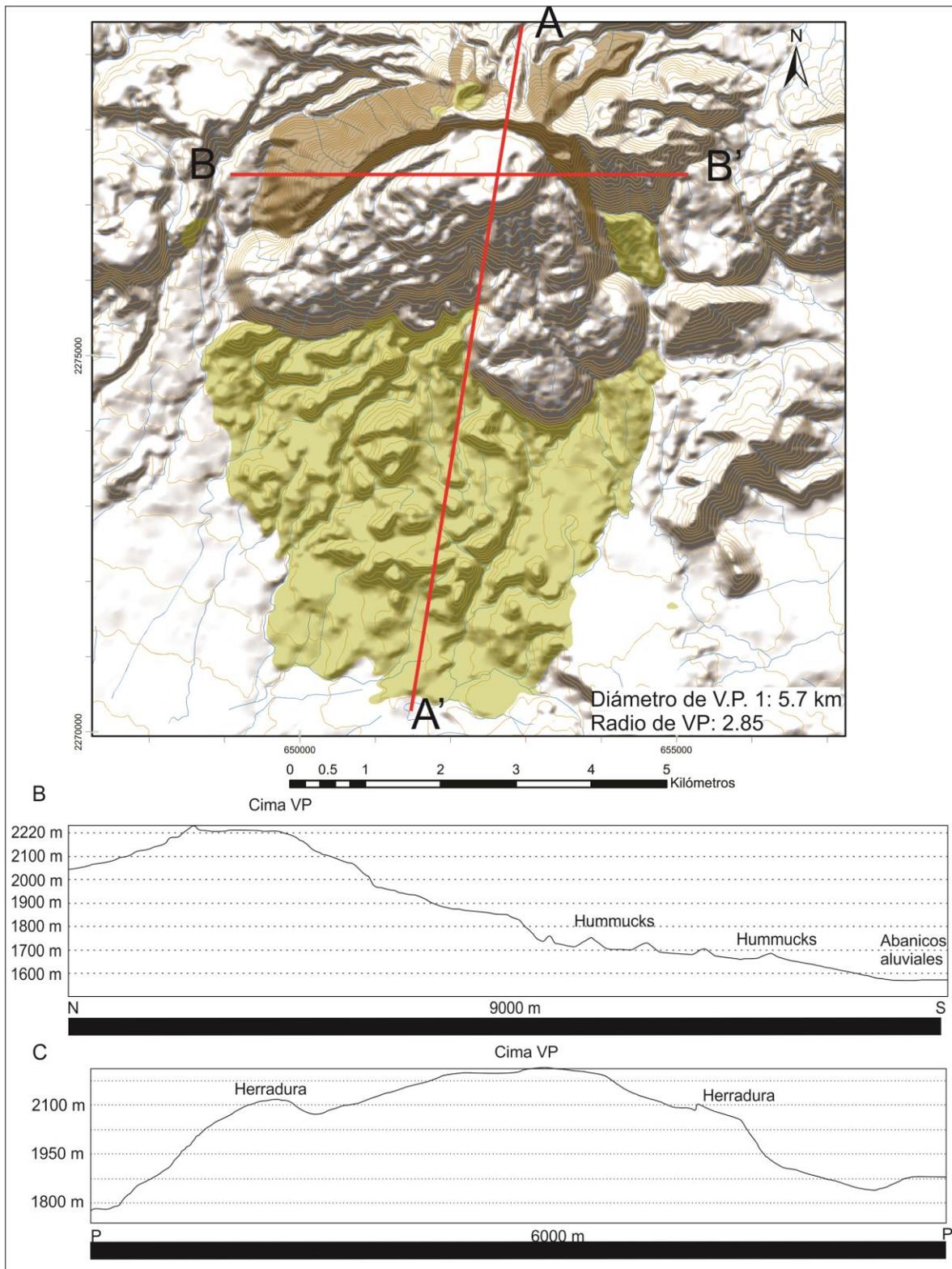


Figura 30. Ubicación de las lavas Planillas en color café, formando una estructura de herradura. B) perfil en dirección norte-sur. C) Perfil en dirección oriente-poniente.

Las lavas de esta unidad, muestran color gris con una textura afanítica con pobre contenido de cristales (>5%) los cuales se observan como microcristales de sanidino y cuarzo en una mesostasis parcialmente desvitrificadas con presencia de esferulitas de hasta 2 mm de diámetro. Es común la presencia de pliegues de flujo en las coladas. Estas lavas son de composición riolítica.

La Fase eruptiva Planillas I representa las lavas de VP 1 o Paleoplanillas, del cual como ya se mencionó solo queda una herradura de 5.7 km de diámetro, producto de un sector colapso. Con el propósito de estimar un posible volumen del volcán original, y con base en una serie de perfiles topográficos alrededor de la herradura del volcán, se estima el valor promedio de la pendiente, el cual se considera de 10°, se calcula una posible altura de esta forma se obtiene la configuración de un cuerpo triangular, para posteriormente calcular un cono perfecto que simule el cuerpo del Volcán Planillas 1 o Paleoplanillas (Siebert *et al.*, 1987).

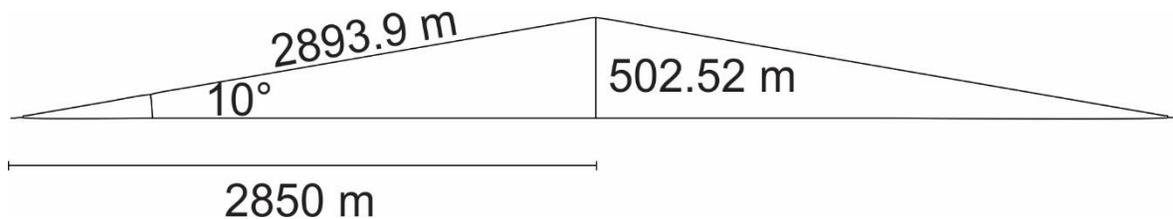


Figura 31. Dimensiones estimadas del edificio volcánico formado durante la fase eruptiva Planillas 1

Basándose en la pendiente de la pared norponiente, se estima un ángulo de 10° para la pendiente de la pared del volcán (Figura 30 C), y con el radio que se tiene de la herradura del edificio volcánico (2.85 km, Figura 31) se estiman las dimensiones del edificio formado durante esta fase eruptiva utilizando el teorema de Pitágoras, en donde:

$$\textit{pendiente promedio} = \frac{\textit{altura del edificio volcánico}}{\textit{radio de estructura de herradura}}$$

*altura del edificio volcánico = sen 10° *
radio de la estructura de herradura.*

Obteniendo de esta manera una altura de 502.52 m (Figura 31).

Posteriormente se calcula el volumen del edificio, con la siguiente fórmula:

$$V = \frac{1}{3} \pi r^2 * h$$

En donde V= volumen del edificio, r= radio de la estructura de herradura, h= altura estimada del edificio; lo que supone un volumen de 3.5027 km³.

Cabe señalar que es dentro de la estructura de herradura dejada por esta fase eruptiva, en donde se observan dos zonas de con actividad fumarólica muy cerca a la cima de VP, así como nacimientos de aguas termales en el contacto de esta unidad con las lavas de la Fase Planillas IV.

Fase Eruptiva Planillas II

Es un depósito de avalancha que afectó principalmente la zona sur de la estructura volcánica formada por las lavas Planillas I, sus depósitos más cercanos fueron observados al norte a 0.8 km de la actual cima de VP en el punto Pmv 27-15 (Figura 32 A); está representado por un depósito color gris con tonos rosáceos, compuesto de bloques (90%) de hasta 1.2m angulosos de composición monolítica (riolitas), estos bloques se encuentran inmersos en una matriz (10%) del tamaño de arenas medias a finas con fragmentos de pómez flotando, mal seleccionado y compactado, masivo; bloques muestran estructuras de rompecabezas (Figura 32 B), tiene un contacto superior continuo.

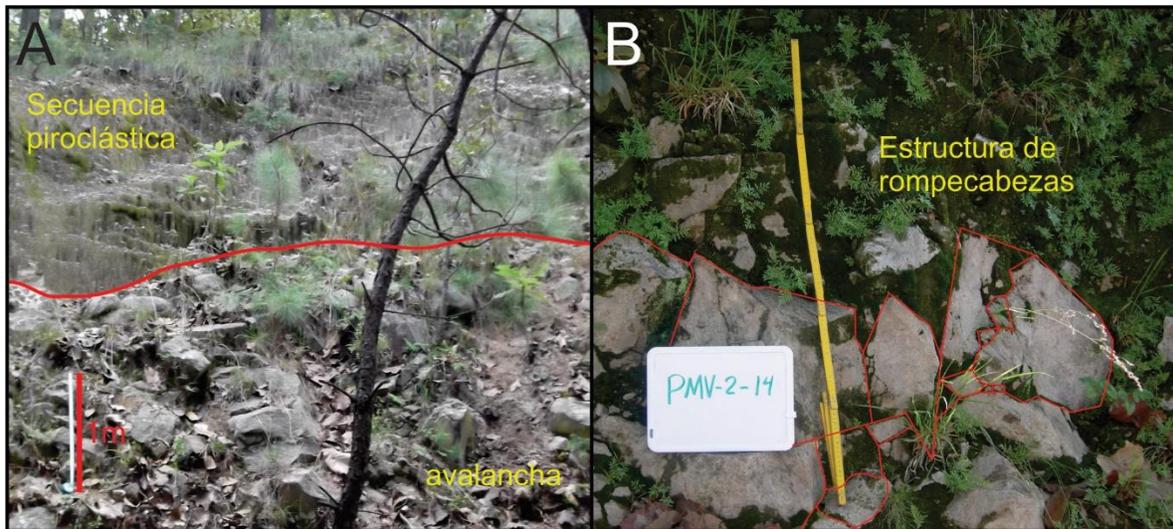


Figura 32. Depósitos de avalancha proximales al VP. A) Contacto entre la avalancha y la secuencia piroclástica. B) detalle de la estructura de rompecabezas con bloques de 0.5m con poca matriz.

La parte media del depósito de avalancha presenta morfología en *hummocks* (Figura 33 A) que se alinean de manera radial hacia el sur del edificio volcánico, ubicándose sus depósitos sobre los flujos de ceniza y pómez (Toba Tala).

La facies distal de los depósitos de avalancha se observa al sur de VP, donde presenta un color gris con tonos amarillentos con espesores de hasta 8 m formados por bloques heterolitológicos (riolita, andesitas, basaltos y obsidiana) con estructura de rompecabezas, los cuales están dentro de una matriz de arena gruesa a media. El depósito tiene una textura masiva, sin gradaciones y pobremente clasificado y mal compactado (Figura 33 B).

Granulométricamente las unidades Planillas II muestran un rango de medianas entre -0.487 y 1.671 y una desviación estándar (σ) entre 2.334 y 2.45, por lo que en el índice de clasificación se consideran pobremente clasificadas. Los valores del depósito proximal son solamente para la matriz, ya que la fracción de bloques no fue analizada, sin embargo, se observa una clara tendencia en los depósitos distales a concentrar tamaños de partículas más finos, contrastando con los depósitos cercanos al cráter, los cuales tienen una mayor dispersión y una tendencia a tener mayor cantidad de partículas más gruesas (Figura 34). El análisis de componentes (Figura 35), muestra en ambos depósitos contenidos importantes de fragmentos de riolita/vitrófico, pómez y vidrios, sin embargo, hacia el depósito distal el contenido

en clastos de riolita disminuye ligeramente y se observa un aumento en fragmentos de obsidiana.

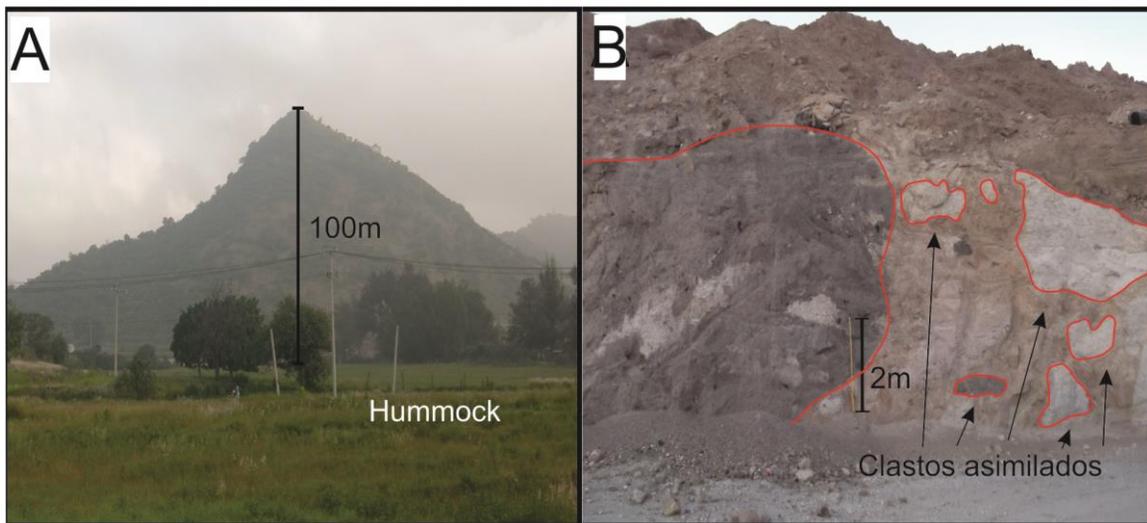


Figura 33. Depósitos de avalancha hacia el sur de VP. A) vista del depósito en su facie mezclada con clastos asimilados en una matriz de arenas. B) vista de un *Hummock*, de los cuales caracterizan la morfología al sur de VP.

Los depósitos de avalancha son el resultado de un sector colapso (Scott *et al.*, 2001) del edificio Volcánico Planillas I, donde se ha registrado un alcance de 7.2 km desde la actual cima de VP, cubriendo un área de 22 km² (Figura 36), con espesores de hasta 8 m. El volumen del depósito de avalancha puede ser calculado a partir del sector perdido del edificio volcánico así como por el área cubierta (Siebert, 1984). Suponiendo que el espesor de los depósitos de avalancha es constante a 8 m, multiplicado por 22 *10⁷ m² genera un volumen de 1,76 *10⁸ m³ o 0.176 km³ de material desplazado.

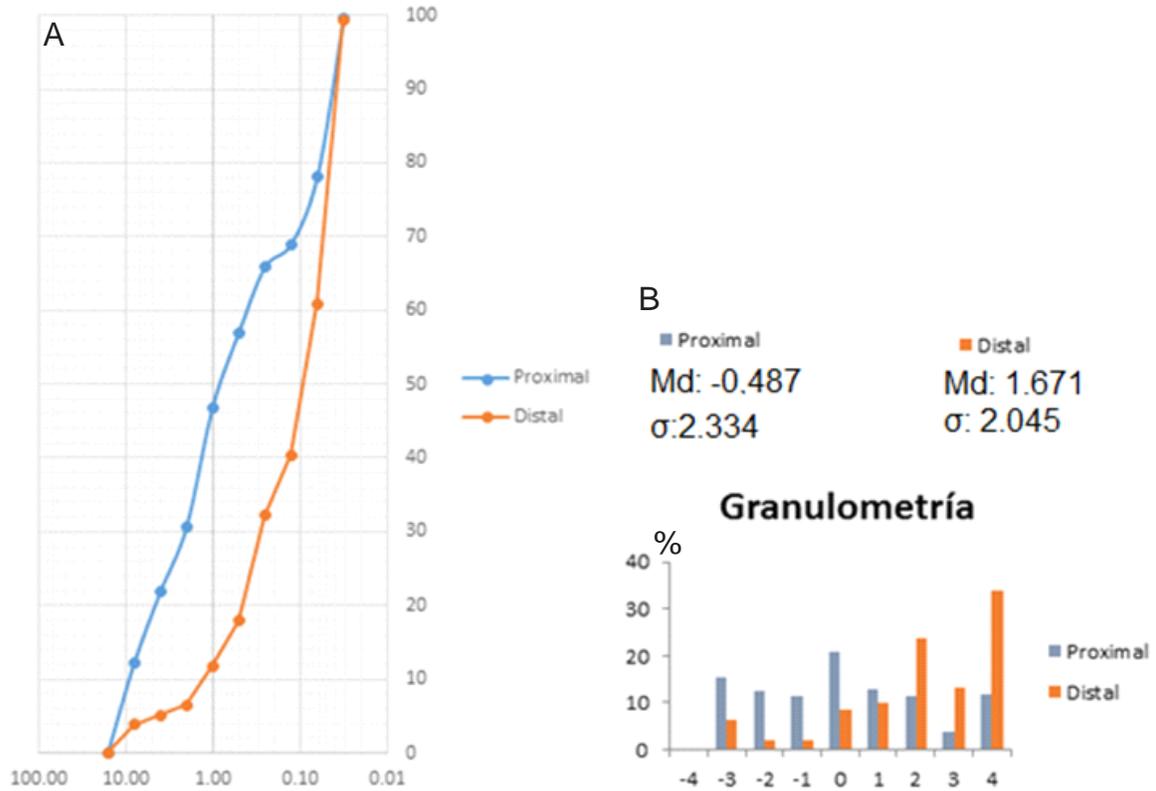


Figura 34. A) curva granulométrica acumulada para los depósitos de avalancha. En azul se representan los depósitos proximales a la fuente, en naranja se observan los depósitos distales. B) histograma representando la granulometría de los depósitos de avalancha, la configuración de colores es igual que en A.

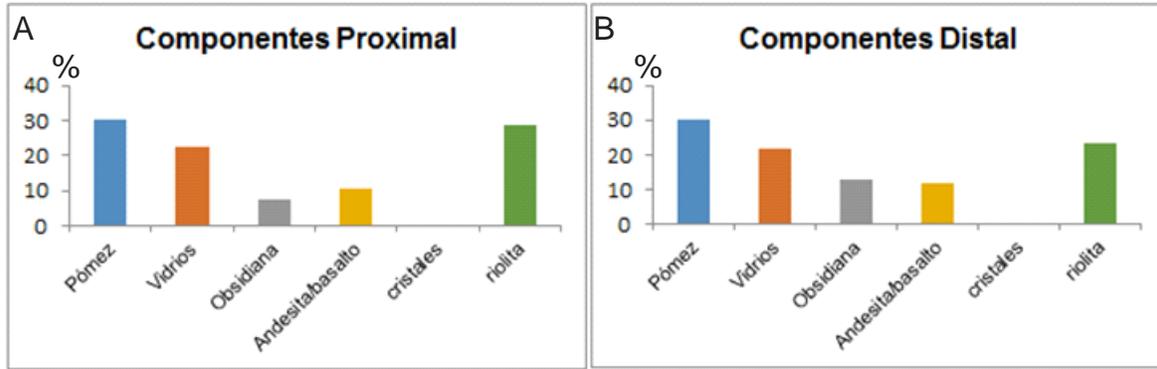


Figura 35. Histograma de componentes encontrados en los depósitos Planillas II. A) depósito proximal. B) depósito distal.

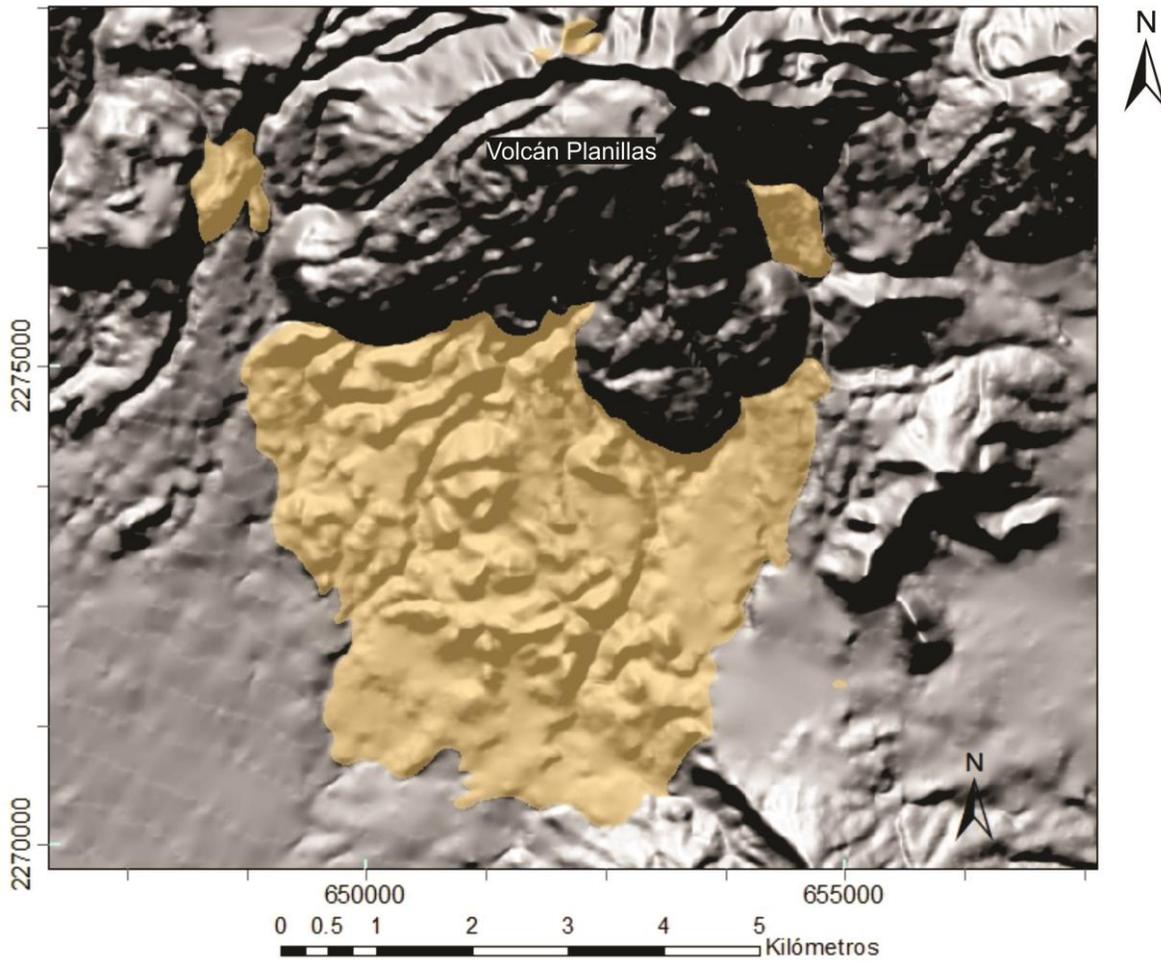


Figura 36. Distribución de los depósitos de avalancha, pertenecientes a la Fase Eruptiva Planillas II.

Fase Eruptiva Planillas III

Esta unidad es producto de la actividad explosiva que presentó el VP dentro de su evolución se representa en la correlación realizada en dos secciones principales, norte-sur y oriente-poniente, en donde se observa que estos depósitos se encuentran sobre lavas afíricas provenientes de la Fase Eruptiva Planillas II, así como por encima de Toba Tala y hacia el suroriente, sobre el basamento local de CLP (Figuras 38 y 39). La fase eruptiva Planillas III está conformada por depósitos CDP (corrientes de densidad piroclástica) así como por depósitos de pómez de caída aérea, intercalados entre ellos, existen depósitos de CDP diluidos. Los depósitos de esta fase eruptiva se encuentran en los alrededores de VP (Figura 37), con una dirección preferencial hacia el suroriente.

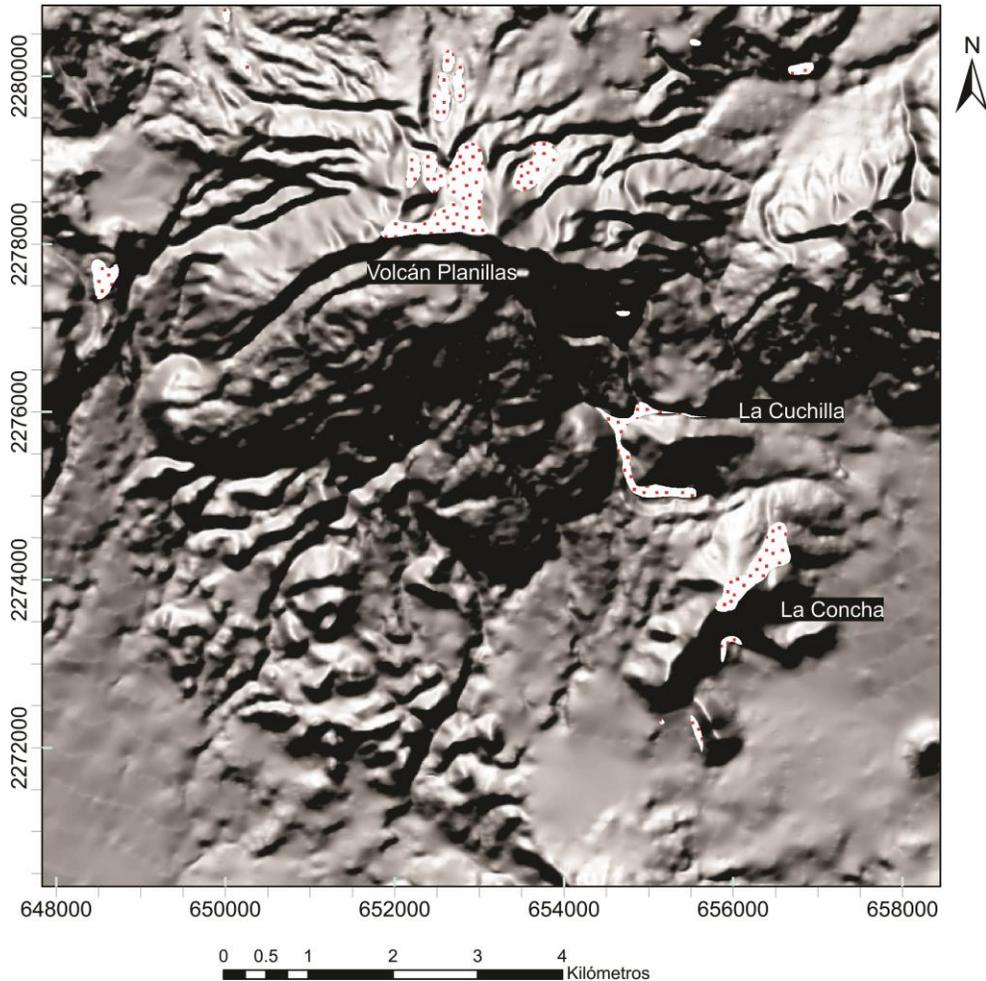


Figura 37. Ubicación de los depósitos piroclásticos de VP, nótese una dispersión hacia el suroriente.

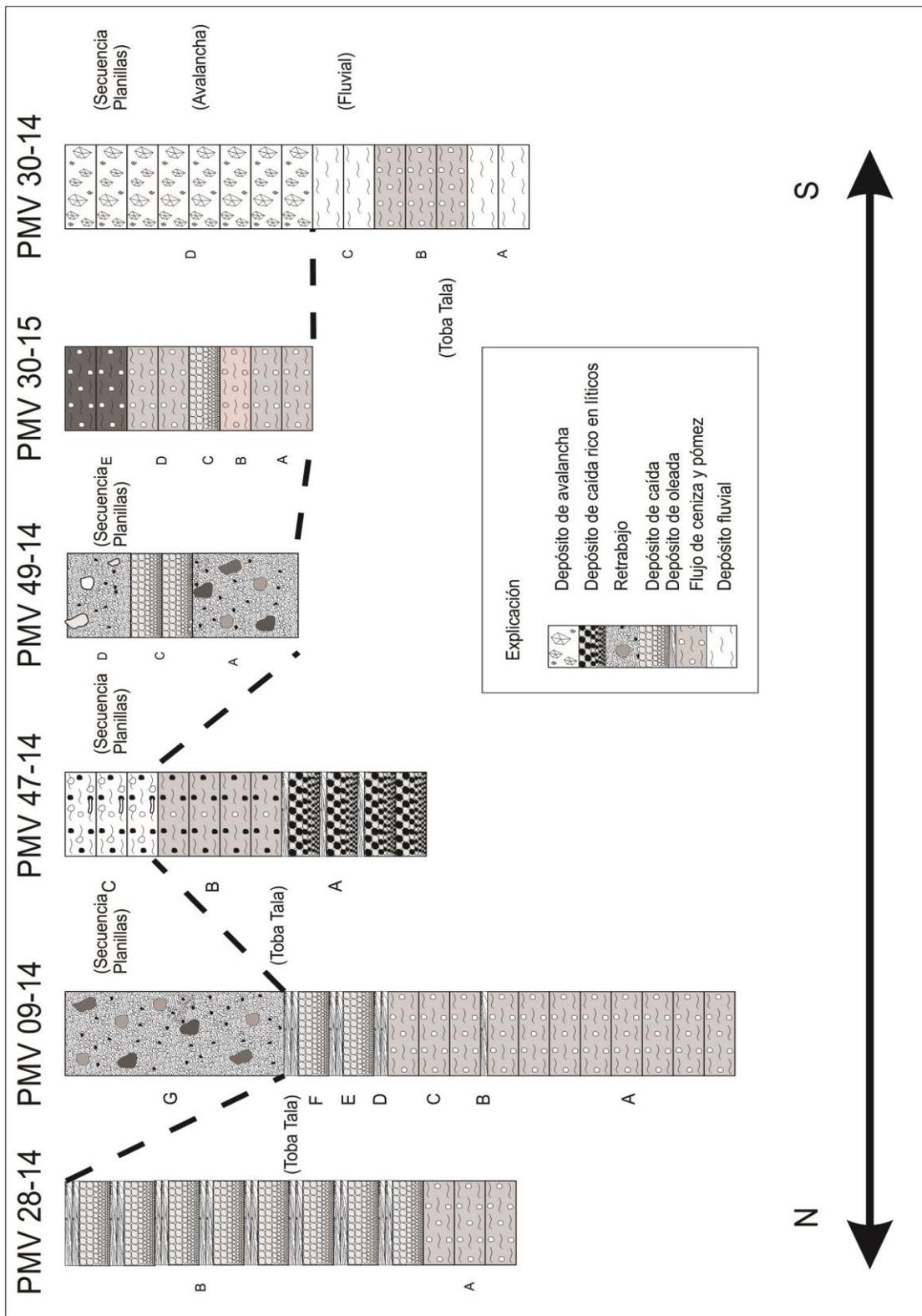


Figura 38. Correlación de los depósitos VP y su relación con los depósitos anteriores a VP, en relación Norte-Sur.

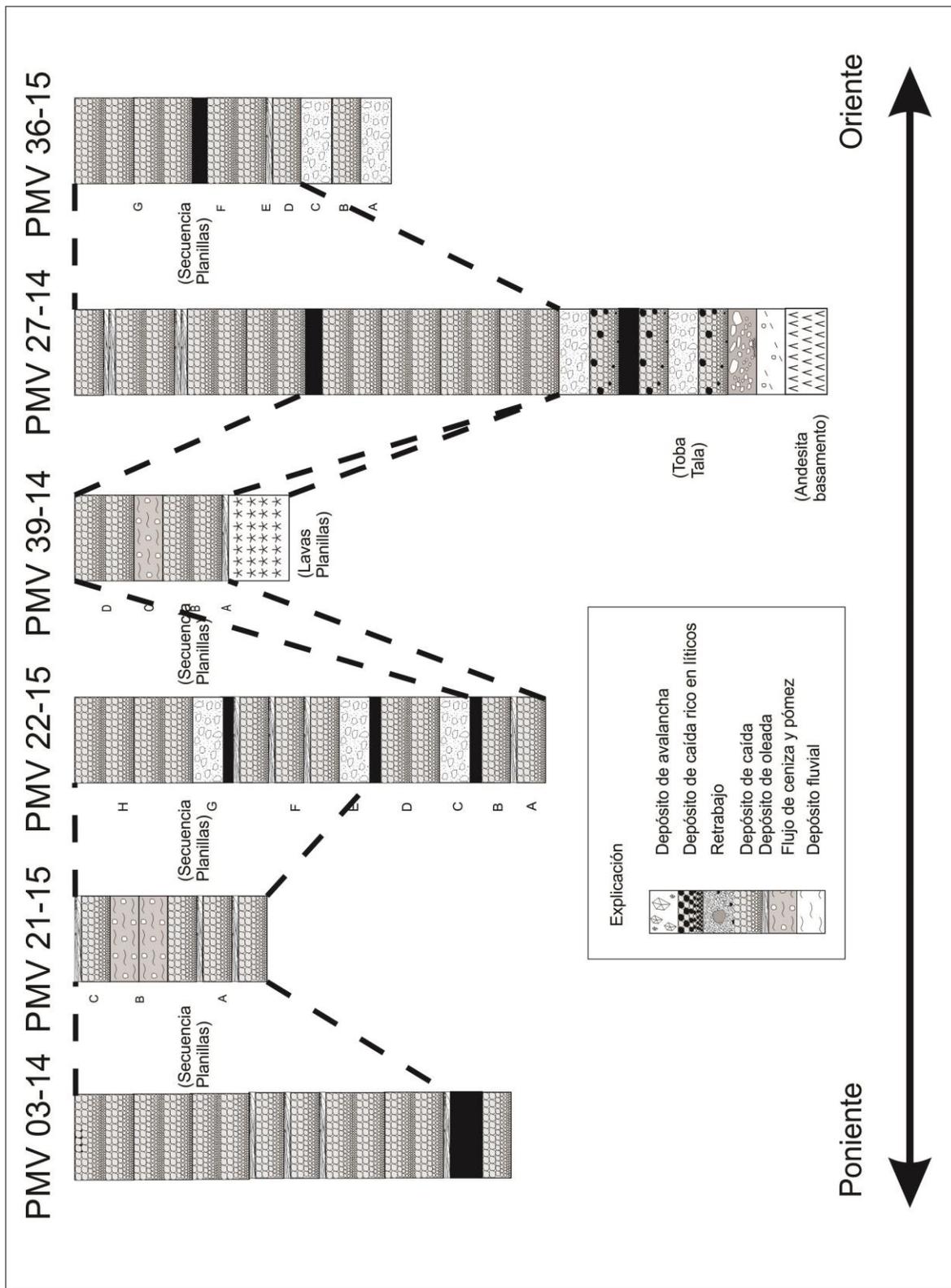


Figura 39. Correlación de los depósitos VP y su relación con los depósitos anteriores a VP, en relación Oriente-Poniente.

Secuencia de depósitos de CDP.

Estos depósitos afloran hacia la base de toda la secuencia piroclástica y se intercalan entre los episodios de pómez de caída. Presentan un color *beige* con tonos amarillo claro, con textura masiva y carecen de fenocristales. Se conforman por un 60% de fragmentos de pómez color blanco con textura afírica en tamaños de hasta 11 cm en los depósitos inmediatos al cráter de VP y de hasta 2.5 cm en los afloramientos ubicados al suroriente (Figura 40 A); así como un 20% de fragmentos de vidrios claros de procedencia juvenil, seguidos por un 10% de clastos de obsidiana de 3 a 4 cm. Se observan fragmentos de andesita y basalto en tamaños de 1 a 2 cm conformando el 7% del total de los componentes, así mismo existen un 3% de líticos de riolita color gris con tonos verdes, con textura afírica en forma de bloques con tamaños de 2 a 60 cm. Estos clastos están inmersos en una matriz de arenas medias de color café claro a *beige*. El depósito presenta un grado de selección y compactación malo. Los flujos de pómez y ceniza (Figura 41) se caracterizan por tamaños de partícula con medianas entre 0.738 y -0.1832 y σ entre 2.224 y 1.769.

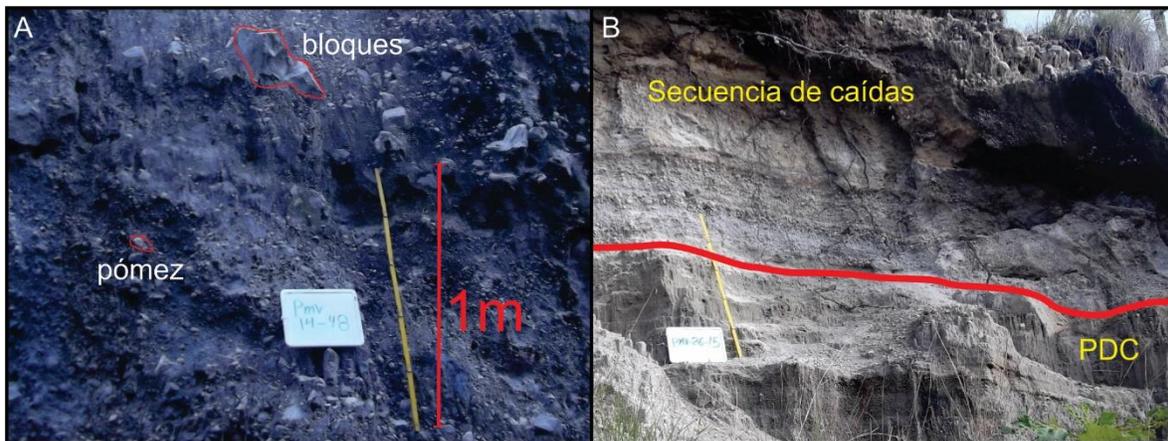


Figura 40. Depósitos de PDC, A) depósitos de ceniza y pómez ricos en bloques, B) contacto entre los flujos de ceniza y pómez y la secuencia de caídas con oleadas.

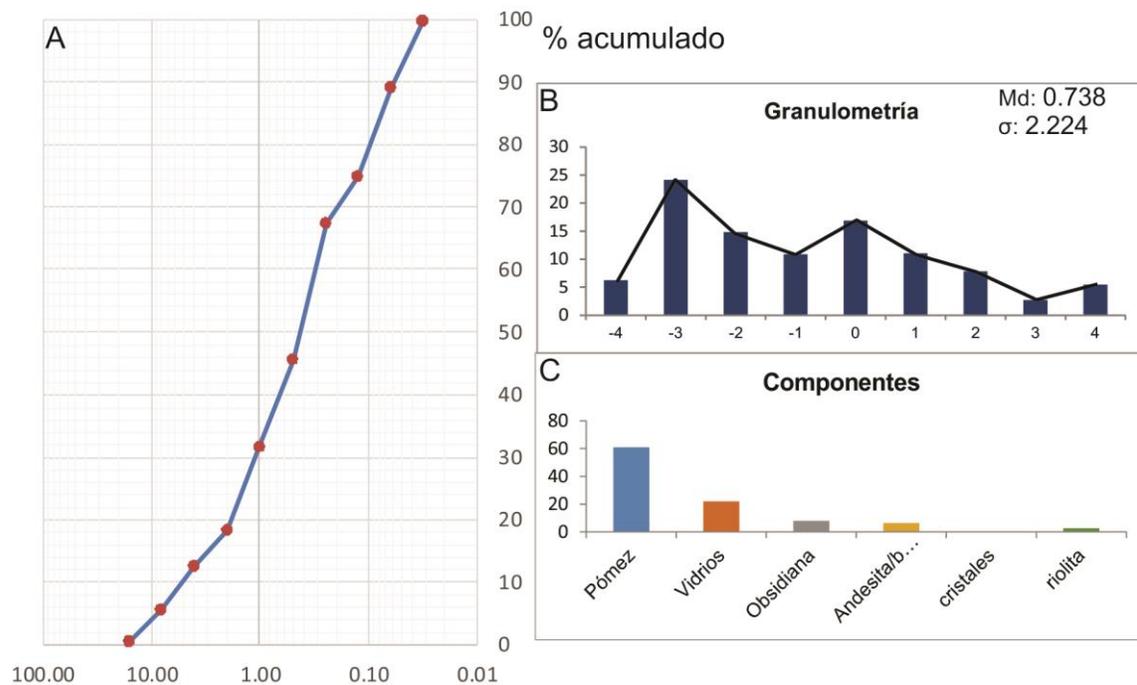


Figura 41. A) curva de frecuencia acumulada para los depósitos de ceniza y pómez en la fase Planillas III; B) Histograma representando la granulometría de los depósitos de ceniza y pómez en la fase Planillas III; C) Histograma de componentes para los PDC de Planillas III.

Intercalados a estos flujos, se observan *PDC* diluidos (Figura 42) compuestas por partículas color café oscuro con tamaños de la arena media a fina compuestas por pómez blanca sin cristales así como por líticos de obsidiana, andesita y riolita aférrica en una matriz de limo. Estos depósitos de *PDC* presentan estructuras laminares con gradación normal/inversa. El análisis granulométrico de los depósitos de *CDP* diluidos muestra tamaños de partícula con medianas entre -0.115 y 0.811 (arenas gruesas) y σ entre 1.436 y 1.595 (bien clasificados). En tanto que el análisis componentes indica una composición de los clastos en orden de abundancia de fragmentos de pómez en un 55%, seguidos por fragmentos de vidrio claro con un 25%, líticos de riolita 10%, líticos de andesita con un rango entre el 7 y 10%. Por último el contenido de obsidiana es menor al 1%.

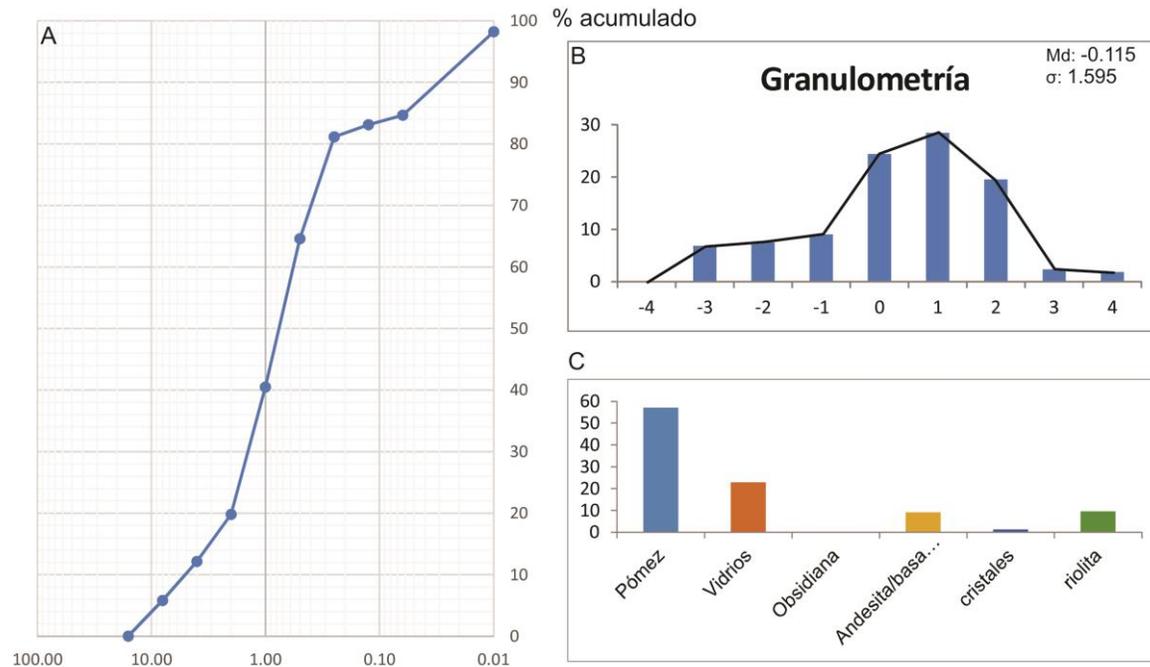


Figura 42. A) curva de frecuencia acumulada para los depósitos de oleada piroclástica en la fase eruptiva Planillas III. B) Histograma representando la granulometría de en la fase Planillas III. C) Histograma de componentes para las oleadas piroclásticas de los depósitos Planillas III

La relación estratigráfica de estos es variada, ya que se puede encontrar suprayaciendo tanto a los depósitos de Toba Tala (Figura 43) como a las lavas post caldera, o a las Fases Eruptivas Planillas I y II, sin embargo, hacia la cima se encuentran tres depósitos de pómez de caída aérea.

PMV 46-14

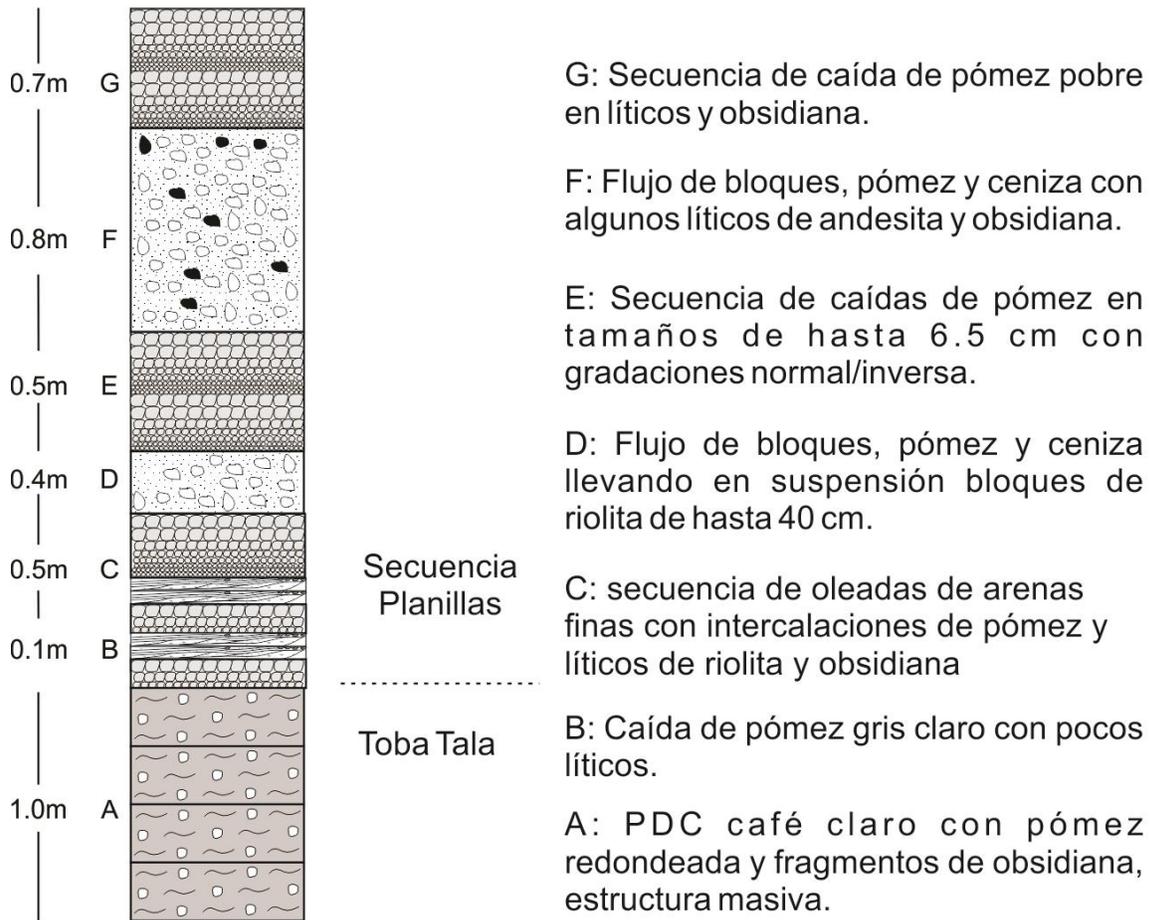


Figura 43. A) sección estratigráfica 46-14, se observa el contacto entre la secuencia Planillas, compuesta por secuencias de caída delgadas con oleadas intercaladas y PDC ricos en bloques y líticos, en contacto con los depósitos de la Toba Tala

Depósitos de caída aérea.

Estos depósitos observan distintas características granulométricas (espesores, coloración, y de componentes a la vez que son separados por suelos (Figura 42), por lo que fueron agrupadas en tres familias distintas, las cuales se describen de la más antigua a la más joven.

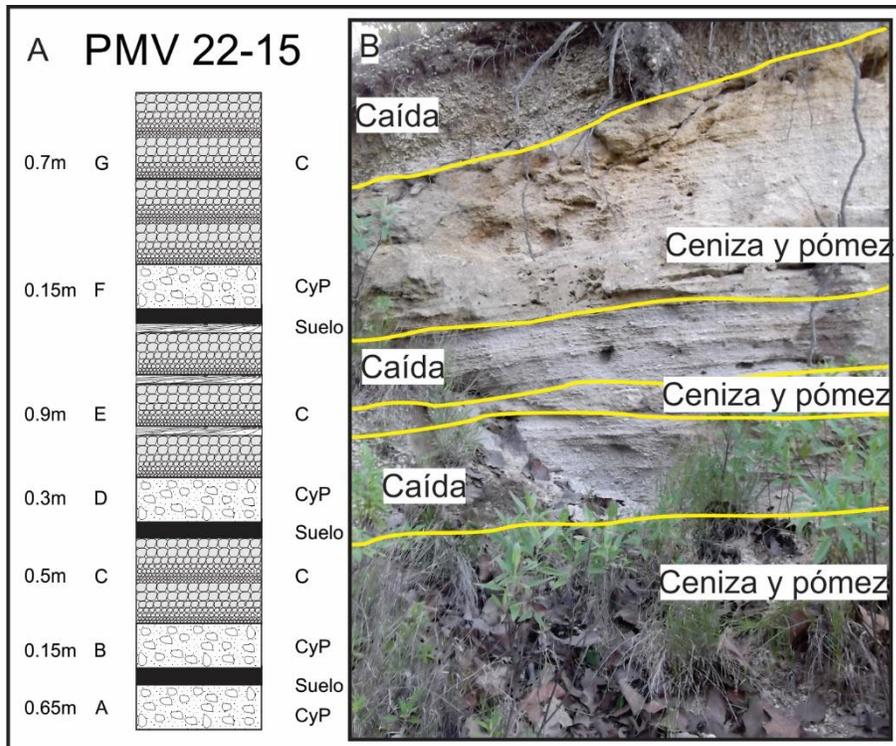


Figura 44. Sección PMV 22-15, se aprecia la secuencia piroclástica Planillas III. A) Perfil estratigráfico en donde se muestran siete unidades de esta secuencia, así como la separación por suelos. B) fotografía del afloramiento hacia la cima del Cerro La Concha.

Secuencia de Caídas con oleadas piroclásticas o caída 1

Aflora en la porción sur-suroriente de VP, se caracteriza por ser de color blanco con franjas delgadas color café oscuro, las capas claras tienen espesores promedio de 20 a 30 cm. Están compuestas por pómez color blanco sin cristales, en tamaños de hasta 5 cm así como por líticos de obsidiana y andesita con tamaños de 5, 4.5, 4 y 3 cm en contacto clasto a clasto, moderadamente seleccionados y mal compactados, con textura masiva. Las oleadas piroclásticas que acompañan a la pómez de caída 1 exhiben capas color café oscuro de 2 a 10 cm de espesor (Figura 45 A) compuestas por clastos de pómez y obsidiana de tamaños entre 0.5 cm y 0.2 cm texturalmente subangulosos a subredondeados con algunos fragmentos flotando de hasta 5 cm, inmersos en una matriz de arena fina y limo, la cual presenta laminación paralela en los depósitos de oleada de la base de la secuencia, mientras que hacia la cima de los mismos, las oleadas se presentan con estructuras de estratificación cruzada y en ocasiones se muestran marcas de impacto por

balísticos. Estos depósitos son mal seleccionados y mal compactado. Siempre presentan contactos inferiores erosivos (Figura 45 B), mientras que el superior no erosivo.

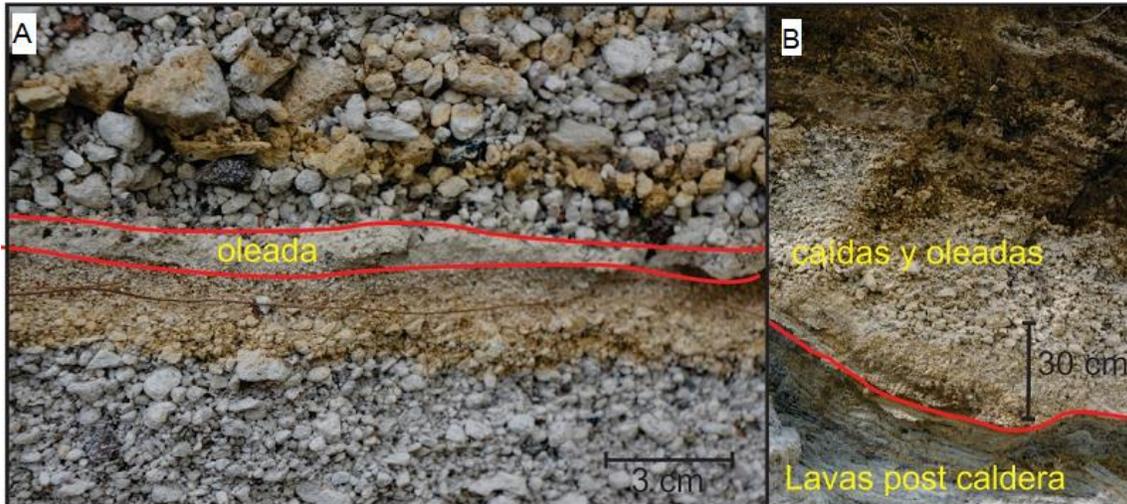


Figura 45. Detalles de la secuencia de caídas y oleadas piroclásticas. Nótese el tamaño de las partículas menores a 3 cm

Granulométricamente los depósitos muestran medianas de -2.513 a -0.818, σ de 2.215 (Figura 46), por lo que se encuentra mal seleccionado. Los depósitos se componen por 55% de pómez, 20% de vidrio claro, 10% obsidiana, 7% andesita, 5% riolita y 3% cristales, los cuales son sanidino subhedral en tamaños de 1mm

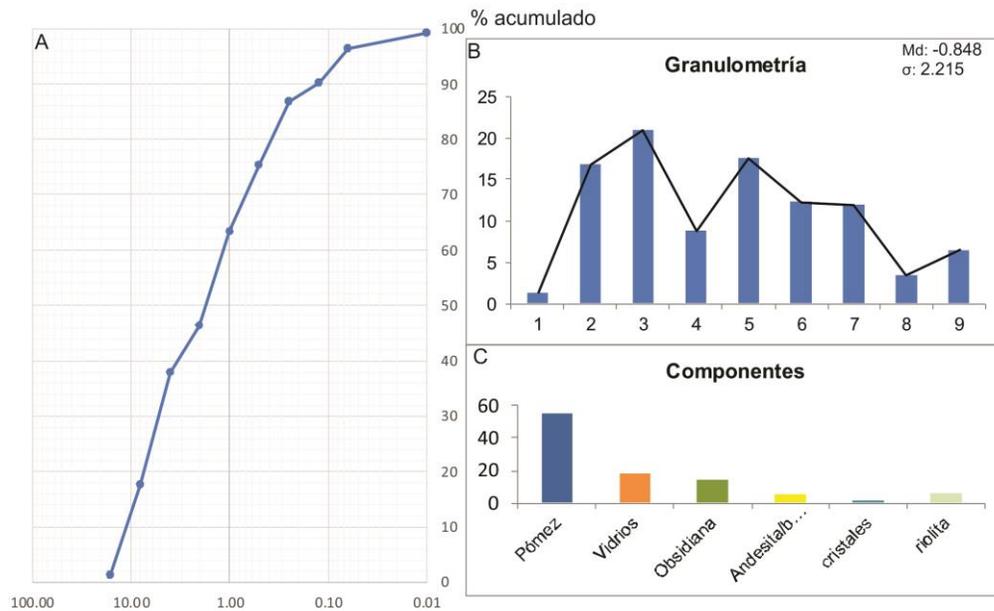


Figura 46. A) curva de frecuencia acumulada para los depósitos de la caída 1 o secuencia de caídas y oleadas, en la fase eruptiva Planillas III. B) Histograma representando la granulometría de la misma caída en la fase Planillas III. C) Histograma de componentes para este depósito.

Depósito de pómez de caída amarilla o caída 2

Se caracteriza por ser un depósito de caída color blanco con tonos amarillos hacia la cima, el depósito se compone por pómez de tamaños menores a 5 cm así como por líticos de obsidiana y andesitas de tamaños entre 7, 6.5, 6, 5 y 4 cm de diámetro, en contacto clasto a clasto, con estructuras de gradación inversa en capas de 20 a 30 cm en promedio. Puede contener delgadas capas de depósitos de oleada piroclástica (1 a 2 cm) color café claro intercalado en el depósito. Presenta un grado de selección malo a moderado y mala compactación. Usualmente se encuentra por encima de un suelo (el cual puede no estar debido a la erosión de un pequeño depósito de PDC de ceniza y pómez que se observa en algunas secciones separando esta unidad de la anteriormente descrita). Hacia la cima presenta un contacto erosivo dando paso a un suelo de espesor variable entre 1 y 15 cm (Figura 47) no siendo claro en algunas secciones.

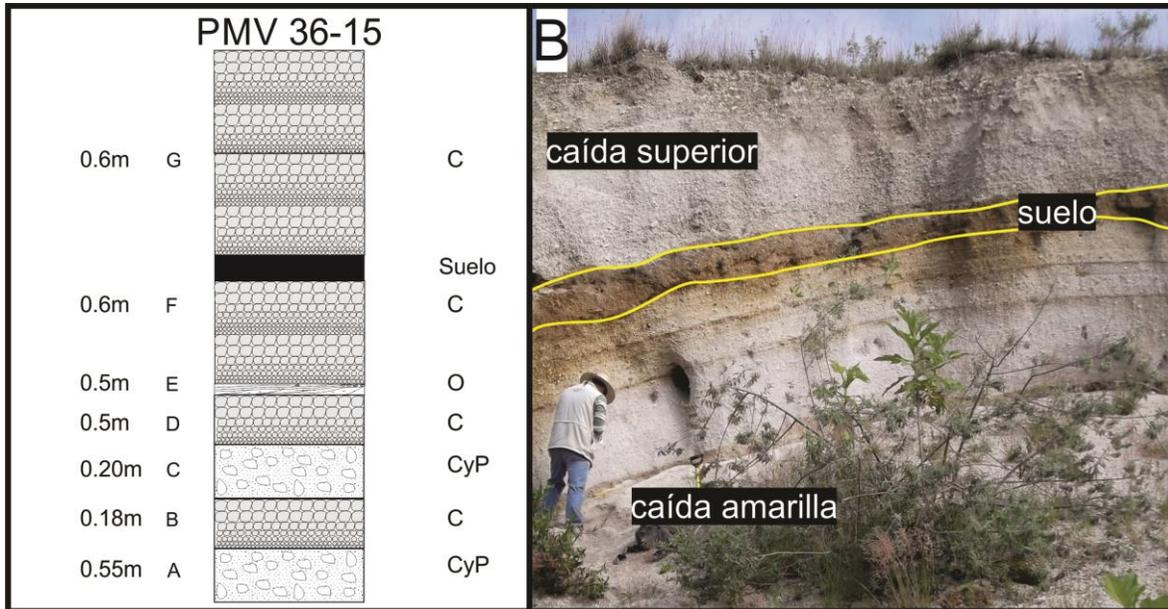


Figura 46. Imágenes que ejemplifican el contacto entre las últimas dos unidades de pómez de caída aérea. A) Sección 36-14 en donde se observan los distintos niveles de los depósitos de caída, separando a los dos últimos mediante un suelo. B) depósito sobre el cerro La Cuchilla, en donde la caída amarilla presenta un espesor máximo de 1.3 m y el suelo que actúa como contacto superior se observa continuo.

Granulométricamente (Figura 48) se caracterizan por tener medianas entre -0.679ϕ y σ de 2.187ϕ , por lo que son depósitos mal clasificados, ya que en promedio las partículas son desde gránulos a arena gruesa. Al igual que el depósito anterior, las partículas juveniles representan la mayor parte de la unidad con contenidos de pómez de 65% y vidrios claros de entre 10 y 12%. En los materiales no juveniles, los líticos de andesita presentan un 5 a 10% en ocurrencia, los fragmentos de obsidiana con 3-5%, le siguen fragmentos de riolita en contenidos de hasta 4% así como algunos cristales con un 0.5% del total, por lo que se observa una disminución en el contenido de material no juvenil en general en esta unidad, respecto a los depósitos de la caída 1.

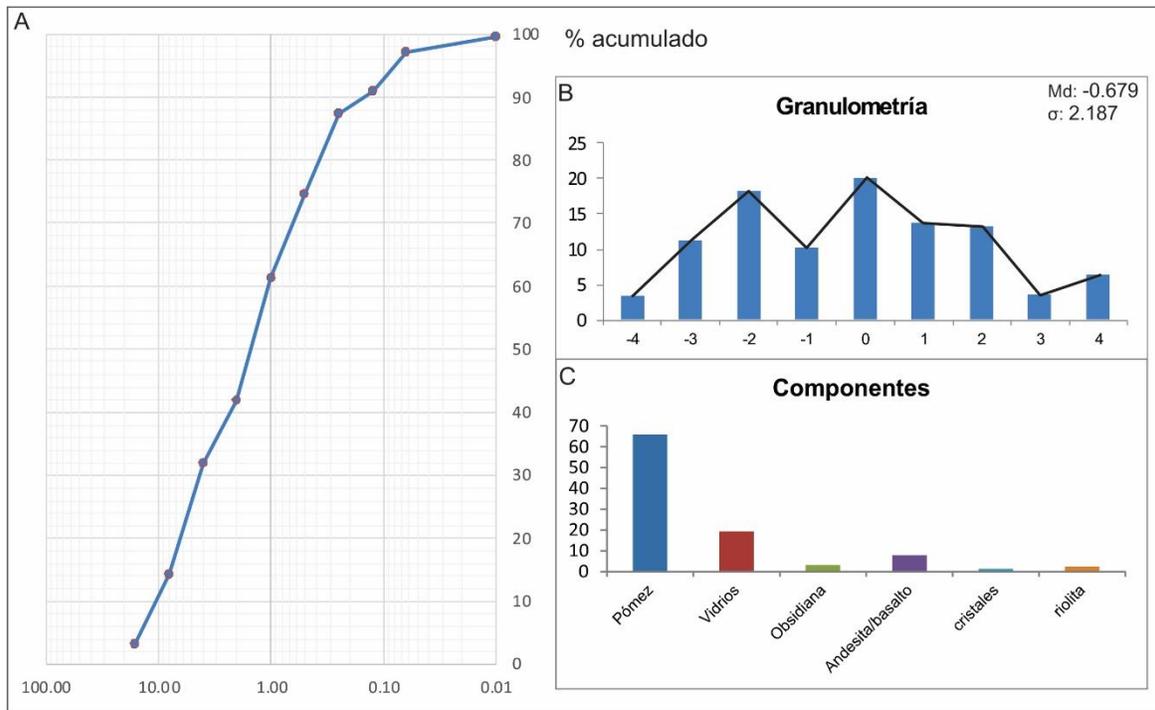


Figura 48. A) curva de frecuencia acumulada para los depósitos de la caída 2 o caída amarilla, en la fase eruptiva Planillas III. B) Histograma representando la granulometría de la misma caída en la fase Planillas III. C) Histograma de componentes para este depósito.

Depósito de pómez de caída superior o caída 3

Esos depósitos de pómez se caracterizan por tener mayores espesores a los descritos anteriormente (más de dos metros y en ocasiones presentándose hasta 7 m de espesor (Figura 49 A), así como una dispersión mayor, la cual, si bien se presenta hacia el suroriente del VP, también es posible observarla hacia el nororiente del área de estudio (puntos PMV 33-15 y 34-15). Está conformada por fragmentos de pómez blanca a gris claro sin cristales en tamaños de 9,8 y 7.5 cm de formas subangulosas y líticos de andesita con tamaños de 7, 6.5, 6 y 5 cm. Hacia la cima del depósito se observa un aumento en el tamaño de los clastos, encontrando bloques de pómez de hasta 38 cm y líticos de 30 cm.

Estos clastos se encuentran en contacto clasto a clasto, en ocasiones estos depósitos muestran gradación inversa, sin embargo, en general se observa un depósito masivo (Figura 49 B). En el contacto inferior de este paquete de caída aérea se observa un suelo delgado y en ocasiones un paquete de 50 cm de espesor

de material retrabajado compuesto por pómez y líticos en una matriz de arenas finas color gris claro. Hacia la cima se observa suelo reciente. No presenta alteración.

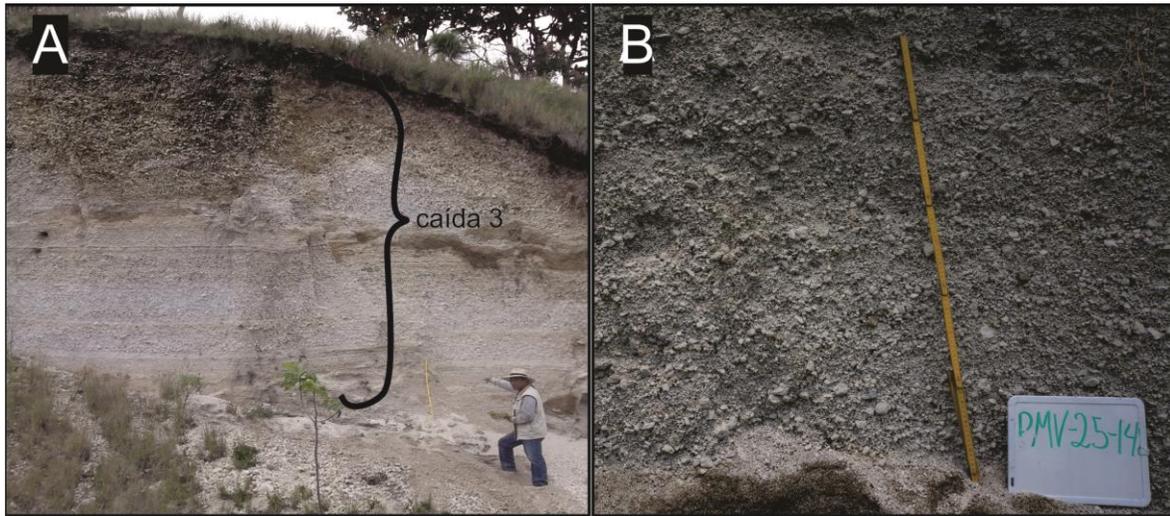


Figura 49. Caída número 3, o caída superior. A) estructura masiva con ausencia de fragmentos de obsidiana. B) depósito mostrando parcialmente un espesor de al menos 6 m de pómez de caída.

Granulométricamente (Figura 50) este depósito de caída se caracteriza por tener una mediana de -2.23 y σ de 0.26 , observando un aumento en el tamaño de los clastos respecto a los depósitos de caída anteriores, además de un contenido de material juvenil del 85%, representado un 75% de pómez así como 10% de vidrio claro, respecto a los clastos no juveniles se tiene 8% de andesita, 5% de fragmentos de riolita, 1.5% de obsidiana y 0.5% de cristales de sanidino.

Las muestras de pómez analizadas petrográficamente se observan con gran similitud para los depósitos de PDC así como para los depósitos de caída aérea, Estas pómez se caracterizan por ser de textura hialina con ausencia de fenocristales, en donde accidentalmente se encuentra sanidino euédral en tamaños de 0.3mm. La pómez presenta estructuras fluidales alargadas (Figura 51) generando una especie de bandas de flujo entre las cuales se observan vesículas alargadas las cuales suelen rellenarse por arcillas en los afloramientos intemperizados.

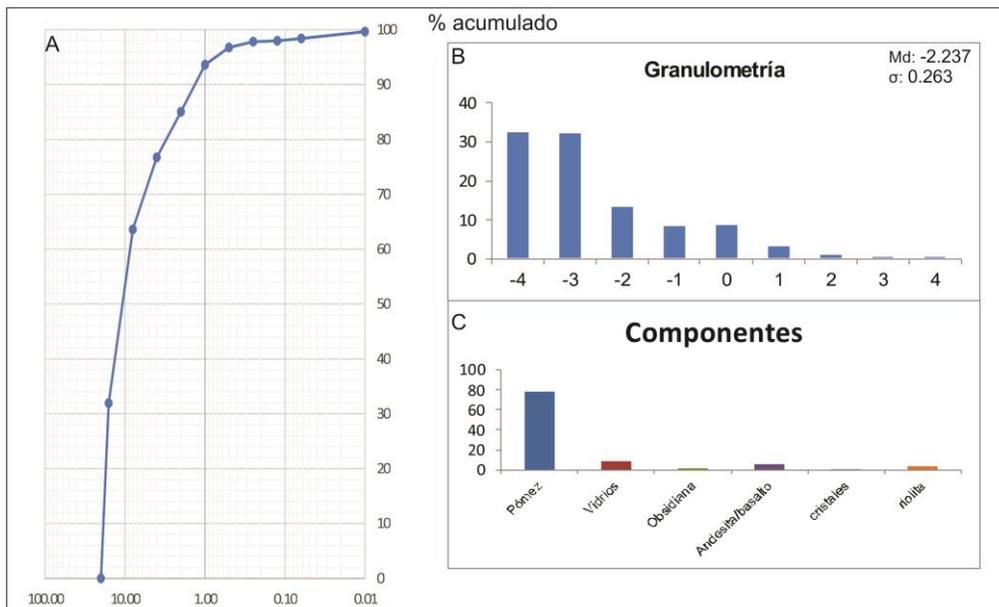


Figura 50. A) curva de frecuencia acumulada para los depósitos de la caída 3 o caída grande, en la fase eruptiva Planillas III. B) Histograma representando la granulometría de la misma caída en la fase Planillas III. C) Histograma de componentes para este depósito, en donde se observa que el contenido de material juvenil (pómez y vidrios claros es el más abundante, así como una notable disminución en el contenido de obsidiana.

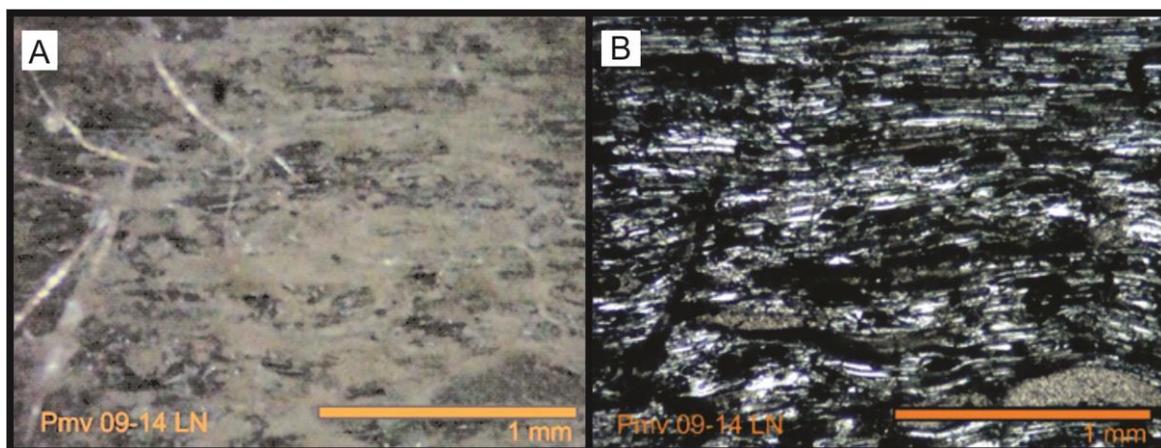


Figura 51. Fotomicrografía de la pómez Planillas III. A) Luz natural B) Luz Polarizada. La pómez carece de fenocristales en su composición y mantiene una textura fluidal.

Planillas IV

Esta unidad consta de al menos 8 flujos de lava, que por su distribución parecen haber sido emitidas de la parte central del área de estudio. Las lavas presentan espesores de 120 m en los frentes con alcances de 3.9 km hacia el surponiente y

3.4 km hacia el suroriente (Figura 52). Esta unidad es la que da la morfología actual al edificio del VP. Estratigráficamente se ubica sobre de los depósitos piroclásticos Planillas III y por debajo de las lavas de los centros volcánicos posteriores ubicados al oriente del VP; así como debajo de los depósitos aluviales. Los flujos de lava se describen de oriente a poniente, de acuerdo a su edad relativa.

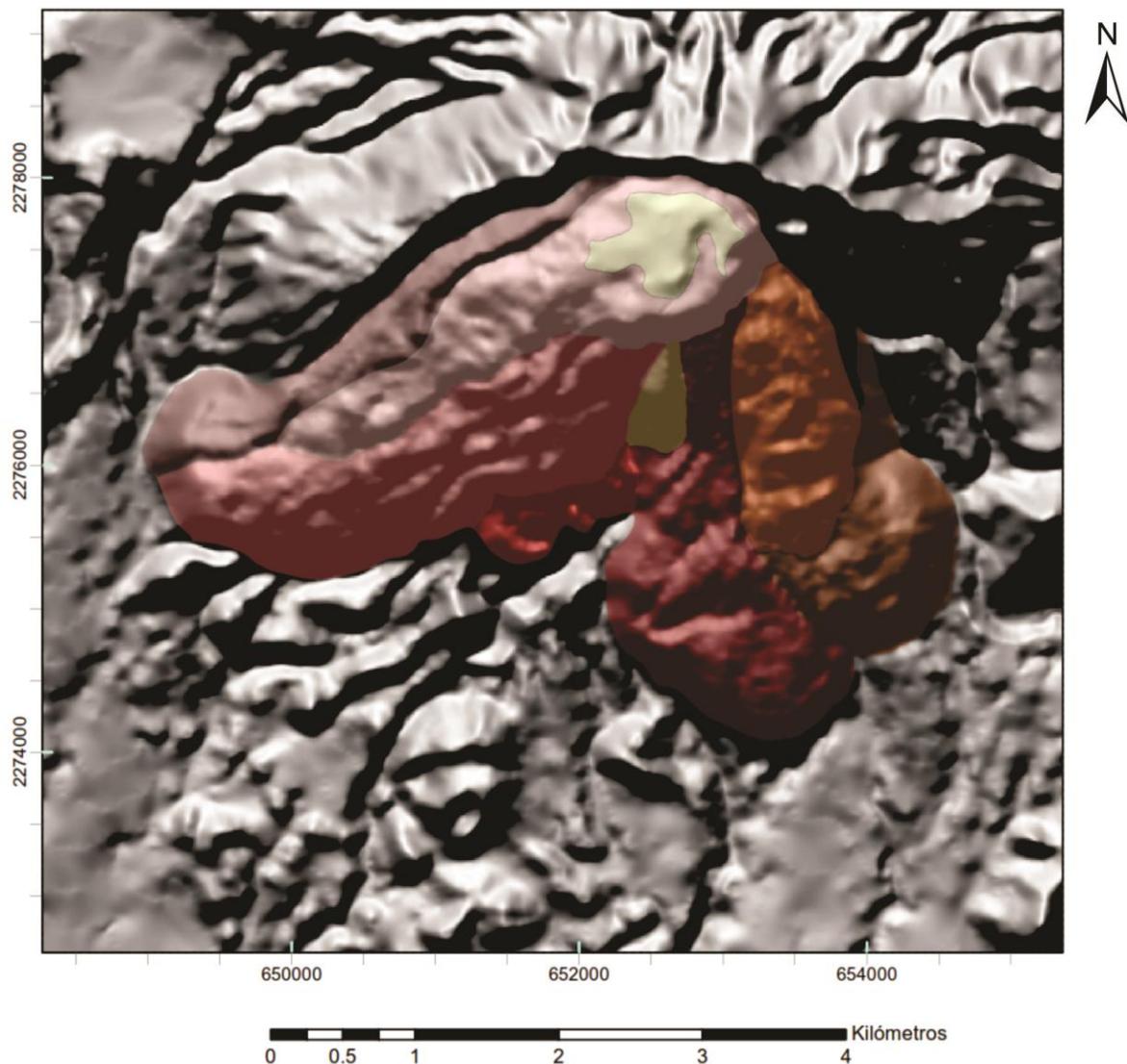


Figura 52. Ubicación de las lavas Planillas IV hacia el centro del área de estudio.

Los flujos de lava más antiguos de esta unidad se ubican hacia el oriente, donde se presentan como rocas color gris claro con tonos café a ocre debido al intemperismo y se caracterizan por la textura esferulítica (Figura 53 A) con especímenes orden de

0.5 mm en tamaño (Figura 54 B), las cuales se conforman por micro-cristales de cuarzo en un patrón radial. Las esferulitas están inmersas en una matriz hialina en la cual se observan vesículas de hasta 3 cm. A nivel de afloramiento estas lavas presentan pliegues de flujo (Figura 53 B), sin embargo, a nivel microscópico se observa masiva.

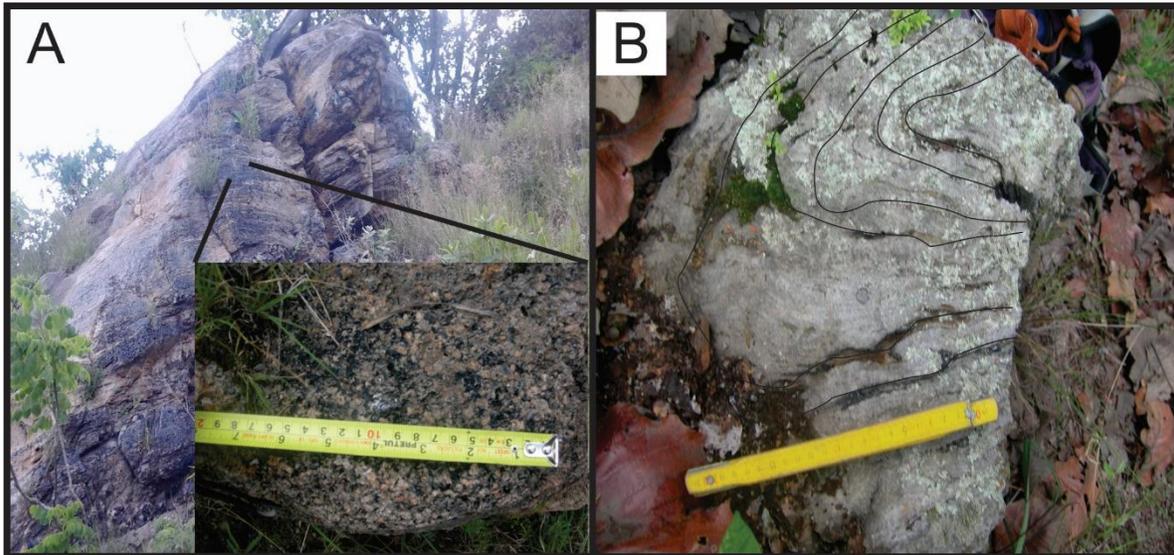


Figura 53. Lavas Planillas IV al suroriente del cráter Planillas. A) Roca con textura esferulítica con esferulitas de tamaños entre 1 y 0.5 cm. B) Presencia de foliación de flujo con pliegues de más de 20 cm.

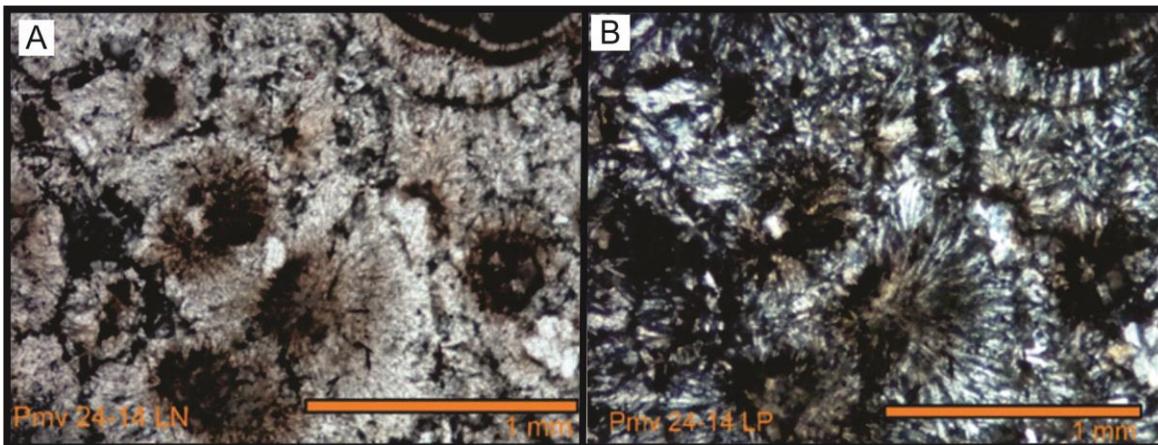


Figura 54. Fotomicrografía de las lavas Planillas IV en el sector oriental A) Luz natural, B) Luz polarizada. En ambas imágenes se puede observar la presencia de esferulitas radiales formando gran parte de la muestra.

Hacia la porción centro-poniente de VP se tienen flujos de lava (secciones 14-16 a la 14-18), los cuales están representados por una roca color gris con tonos rosas con textura afírica con bandas hialinas (Figura 55), la cual se compone por bandas de vidrio (obsidiana) que conforman el 50% de la muestra, Estas bandas cortan segmentos del mismo material el cual muestra signos de desvitrificación como esferulitas radiales de 0.2 mm así como microcristales de sanidino y cuarzo en un arreglo de moño o *bow-tie*. Las bandas de obsidiana representan foliación de flujo que se observa también a nivel de afloramiento.

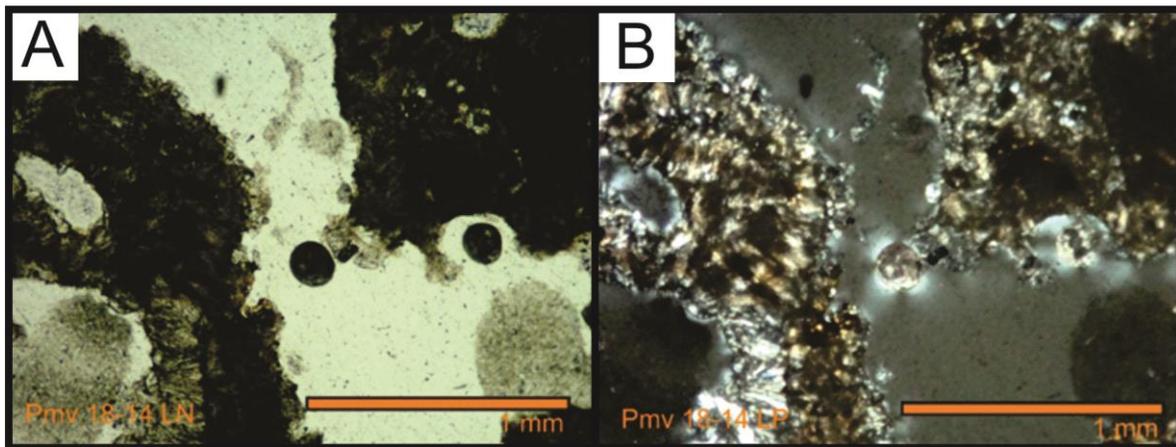


Figura 55. Fotomicrografía de las lavas Planillas IV en el sector sur-occidental. A) Luz natural B) Luz Polarizada. Se observan bandas hialinas cortando secciones desvitrificadas.

El flujo de lava que se ubica en el extremo occidental se representa por una roca gris con tonos rosa de textura afírica, compuesta por esferulitas radiales de 0.5 mm a 0.7 mm, las cuales muestran un crecimiento de microcristales de cuarzo y sanidino, estas estructuras se observan dentro de una mesostasis la cual también se encuentra desvitrificada generando una textura micropoikilítica. Carece de foliación de flujo así como de vesículas. Estas variaciones tienden a ser normales en los flujos de composición riolítica (Francis y Oppenheimer, 2004).

El último flujo de lava reconocido en VP pertenece al domo central de la estructura, el cual se encuentra parcialmente cubierto por aluvión reciente, sin embargo los productos de la generación de esta estructura se caracterizan por ser una roca color rosa con tonos grises de textura afírica, compuesta 1% de fenocristales de cuarzo y sanidino en tamaños de 0.3 mm en una mesostasis parcialmente desvitrificada, la

cual presenta pliegues de flujo, dejando a los fenocristales como inclusiones rotadas.

Lavas Post Planillas

Esta unidad se encuentra representada por el domo El Tajo ubicado hacia el oriente de VP (Figura 56; Ver anexo, mapa geológico), el cual según dataciones publicadas por Mahood (1980) tiene una edad de 25 Ka, perteneciendo al arco sur de lavas; y según Gómez-Álvarez (2015) se compone por dos secuencias: oriental y occidental, en donde la primera se conforma por cinco unidades riolíticas efusivas mientras que la secuencia occidental está compuesta por tres unidades riolíticas efusivas. De estas unidades efusivas, dos de ellas son de carácter vítreo y se ubican al inicio de las secuencias, mientras que el resto tiene textura esferulítica.

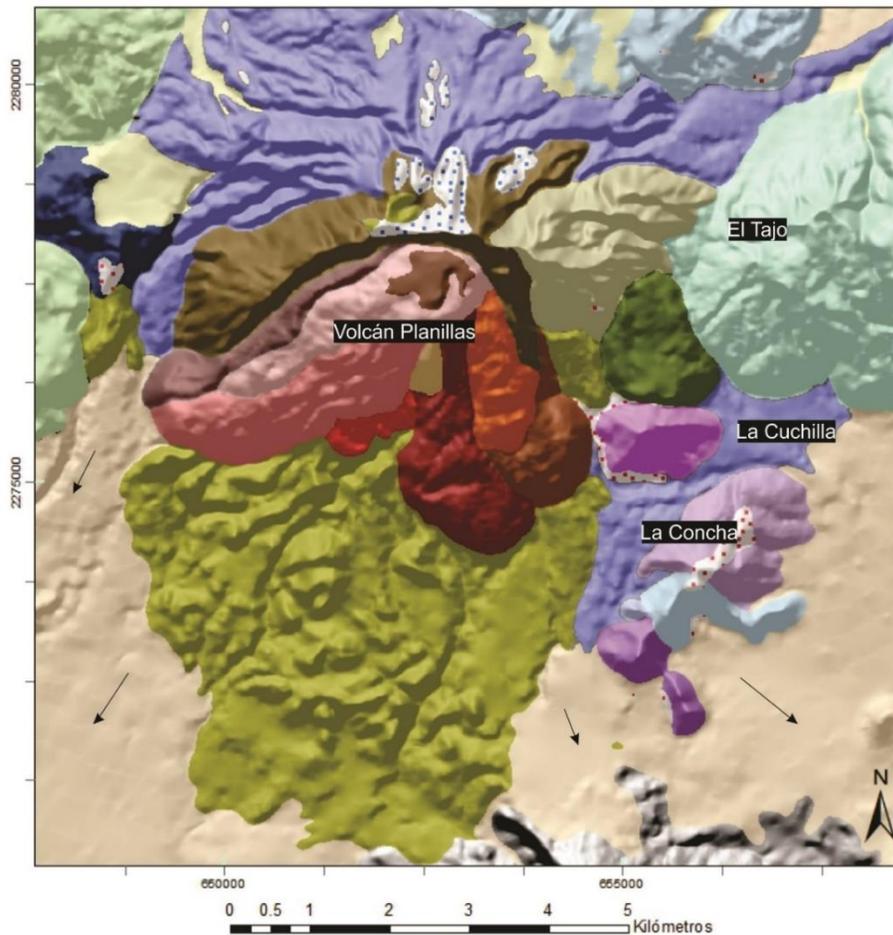


Figura 56. Ubicación de El domo El Tajo hacia el oriente del área de estudio, así como una vista de los abanicos aluviales relacionados a VP.

Abanicos Aluviales

Esta última unidad estratigráfica para la zona circundante a VP, se compone en su mayoría por sedimentos recientes producto de la removilización de la fase explosiva de VP, así como de Toba Tala. Los depósitos de abanicos aluviales consisten en 15% de clastos de pómez blanca sin cristales, en tamaños de hasta 2 cm, subredondeada y subsférica, así como de 5% de clastos de obsidiana y andesita, los cuales en su mayoría presentan tamaños de 0.5 cm y menores; estos clastos están inmersos en una matriz color *beige* con tamaños de arenas medias a limos generando estructuras de laminación paralela. Estratigráficamente el contacto inferior de esta unidad es variado, ya que puede estar suprayaciendo a las rocas pre caldera así como también a Toba Tala en la zona sur oriente del área de estudio, con espesores de hasta 6 m. Los abanicos aluviales también se observan encima de los depósitos de avalancha, enmascarando de esta manera su alcance y espesor total; así como también se observan sobre la secuencia piroclástica de VP, teniendo espesores superiores a los 8 m para este caso (Figura 57). Los alcances de estos abanicos aluviales se estiman en más de 7 km para la porción sur oriente y en 8.3 km hacia el surponiente, abarcando un área aproximada de 53.5 km².

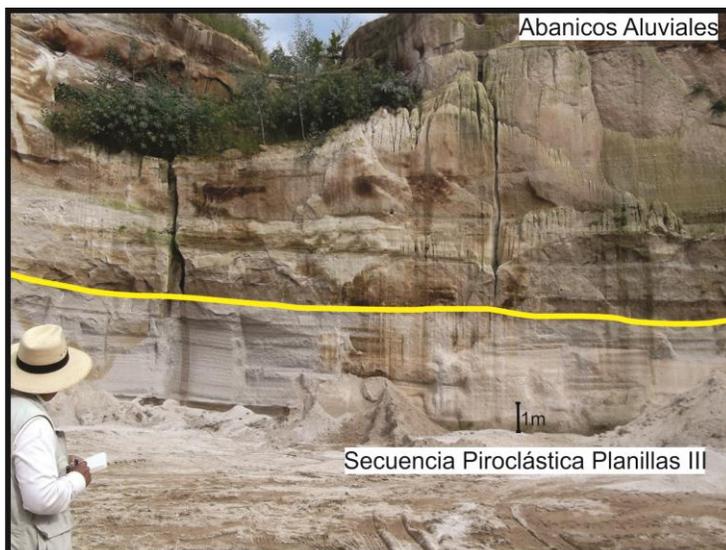


Figura 57- Depósito de abanicos aluviales en contacto erosivo con la secuencia piroclástica Planillas III. Debajo se observa la tercer secuencia de pómez de caída en un espesor de 3.5 metros en promedio, en contacto erosivo con los depósitos aluviales.

3.2 Geoquímica

En este capítulo se presenta la composición química de las once muestras relacionadas al VP, ocho pómez representativas de los distintos depósitos de caída aérea documentados en este trabajo, y tres lavas encontradas al oriente del Volcán Planillas. Aunado a esto se muestran datos publicados por Mahood (1980), en la tabla 6. Para caracterizar químicamente los productos del Volcán Planillas, se analizaron elementos mayores (Tabla 7), elementos traza y tierras raras (Tabla 8).

3.2.1 Elementos mayores

Los elementos mayores son aquellos que se reportan como óxidos en un análisis geoquímico: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5 . El uso principal de los elementos mayores es para clasificar a los magmas, en tanto que los elementos traza se emplean para documentar los ambientes tectónicos y los procesos tectono - magmáticos que ocurren dentro de un sistema.

Según Le Maitre *et al.* (2002) el uso para el diagrama TAS es válido cuando:

1. Es una roca volcánica
2. Las proporciones mineralógicas no pueden ser determinadas ya sea por la presencia de vidrio o por el carácter microcristalino de los minerales
3. Se tienen análisis químicos disponibles.

Este diagrama tiene sus limitantes: está diseñado para rocas volcánicas frescas, y es inapropiado para rocas con contenidos altos de potasio y/o magnesio y no debería ser utilizado en rocas intemperizadas o metamorfoseadas debido a que los álcalis tienden a ser movilizados. Sin embargo, Sabine *et al.* (1985) demuestra que las rocas intemperizadas y/o con grados bajos de metamorfismo pueden ser clasificadas satisfactoriamente. Le Maitre *et al.* (2002) sugiere utilizar esta clasificación de manera descriptiva y apoyada en otras clasificaciones.

Tabla 5. Elementos reportados por Mahood (1980)																		
	precaldera				toba tala								postcaldera					
	76	74	75	74	-	74	-	-	-	74	74	76	-	77	-	-	77	77
SiO ₂	76	74	75	74	-	74	-	-	-	74	74	76	-	77	-	-	77	77
TiO ₂	0.1	0	0.2	0.1	0	0	0	0	0	0	0.1	0.1	0	0	0	0.1	0.1	0.1
Al ₂ O ₃	11	11	12	12	11	11	#	12	11	12	11	12	0	12	12	12	12	12
Fe ₂ O ₃	0.7	1	0.7	1.3	1	1	1	1	2	1	1.6	0.7	1	1	1	0.7	0.7	0.6
FeO	1	1	1.3	0.4	1	1	1	1	0	1	0	0.8	1	1	1	0.8	0.8	0.7
MnO	0	0	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0.1	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0.1	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0.2	0	0.3	0.3	0	0	0	0	0	0	0.3	0.2	0	0	0	0.2	0.2	0.3
Na ₂ O	4.6	4	4.8	3.8	5	5	4	4	4	4	3.7	4.6	5	5	5	4.6	4.7	4.5
K ₂ O	4.5	5	4.7	5	4	5	5	5	5	5	4.6	4.4	4	5	4	4.4	4.4	4.4
H ₂ Ototal	1.1	3	0.8	3.3	3	3	4	4	4	3	3.9	1.2	1	1	1	0.9	1	0.7
F	0.1	0	0.1	0.1	0	0	0	0	0	0	0.1	0.1	0	0	0	0.1	0.1	0.1
Cl	0.1	0	0.1	0.1	0	0	0	0	0	0	0.1	0.1	0	0	0	0.1	0.1	0.1
La	55	46	76	50	38	40	0	52	47	66	64	38	0	40	40	39	38	35
Ce	122	0	162	112	97	89	0	0	0	0	136	88	0	91	90	93	87	78
Nd	50	45	64	47	46	54	0	58	43	54	54	35	0	40	39	39	38	35
Sm	11	9	12	9.3	12	13	0	14	11	12	12	8.4	9	8	9	8.3	8.4	7.9
Eu	0.1	0	0.1	0.1	0	0	0	0	0	0	0.1	0.1	0	0	0	0.1	0.1	0
Gd	9.7	9	9.5	0	0	0	0	14	10	9	9.3	8	8	0	8	7.8	7.5	6.8
Tb	1.6	1	1.5	1.5	3	3	2	3	2	2	1.6	1.4	1	1	1	1.3	1.4	1.2
Tm	1	1	0.9	0	0	0	1	1	1	1	0.8	0	1	0	1	0.8	0.8	0.7
Yb	5.9	6	6	6	10	11	0	11	7	6	6	5.5	6	6	6	5.6	5.5	5.4
Lu	0.9	1	0.9	0.7	1	1	2	1	1	1	0.9	0.8	1	1	1	0.8	0.8	0.8
Cs	3.2	4	3	3.5	6	6	7	6	7	4	4.1	3.4	4	4	4	3.6	3.5	4.4
Th	18	18	17	18	27	26	0	28	21	19	18	17	0	17	17	17	16	19
U	7.6	7	5.4	5.3	9	9	0	11	8	6	6	5.6	6	5	6	5.9	11	6.4
Hf	15	13	15	14	21	19	0	20	15	13	13	11	0	11	11	11	3.4	8.8
Ta	4.3	4	3.7	3.7	6	6	7	7	5	4	3.7	0	4	4	4	3.7	3.4	3.4
Sc	0.6	1	1.8	1	0	0	0	1	1	1	0.9	0.7	1	1	1	0.7	1.1	1.1
Co	0	0	0	0.7	0	0	0	1	1	0	0.7	0	0	1	1	0.2	0.9	0.2
Sb	0.4	0	0.9	0.4	1	1	1	1	0	1	0.4	0.7	1	0	1	0.6	0	0.6
Mo	0	0	0	8	6	8	0	0	0	0	0	0	0	6	0	0	0	4
W	0	0	0	2	5	5	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	2.6
Rb	160	0	162	155	0	0	0	0	0	0	165	170	0	0	0	165	166	193
Y	51	63	52	54	0	0	0	0	61	50	52	49	0	50	49	52	50	47
Zr	500	0	616	455	0	0	0	0	0	0	482	373	0	0	0	367	377	226
Nb	65	64	64	60	0	0	0	0	80	66	67	85	0	51	69	65	64	67
Pb	21	26	18	20	25	27	0	42	22	18	19	25	0	16	31	25	24	15
Zn	116	0	104	98	0	0	0	0	85	0	110	108	0	96	95	104	98	83

Utilizando El Diagrama TAS (Total Alkali-Silica, Le Maitre, *et al.*, 2002, Figura 56) con las muestras de VP, así como con los datos publicados por Mahood (1980) se observa que en ambos casos el total de las muestras se clasifican como riolita, en el campo subalcalino/toleítico.

Los gráficos bivariantes de elementos mayores probablemente son la manera más sencilla para clasificar a las rocas ígneas (Rollinson, 1993). La relación K_2O vs SiO_2 (Figura 59 A) sugiere que las muestras de VP pertenecen a la serie subalcalina (Irvine y Baragar, 1971). La Relación Na_2O vs K_2O (Figura 59 B) Ubican a los productos piroclásticos de VP en el centro del diagrama, dentro del campo de la series K, con una relación en el % en peso entre el Na y K muy similar entre sí (Middlemost, 1975).

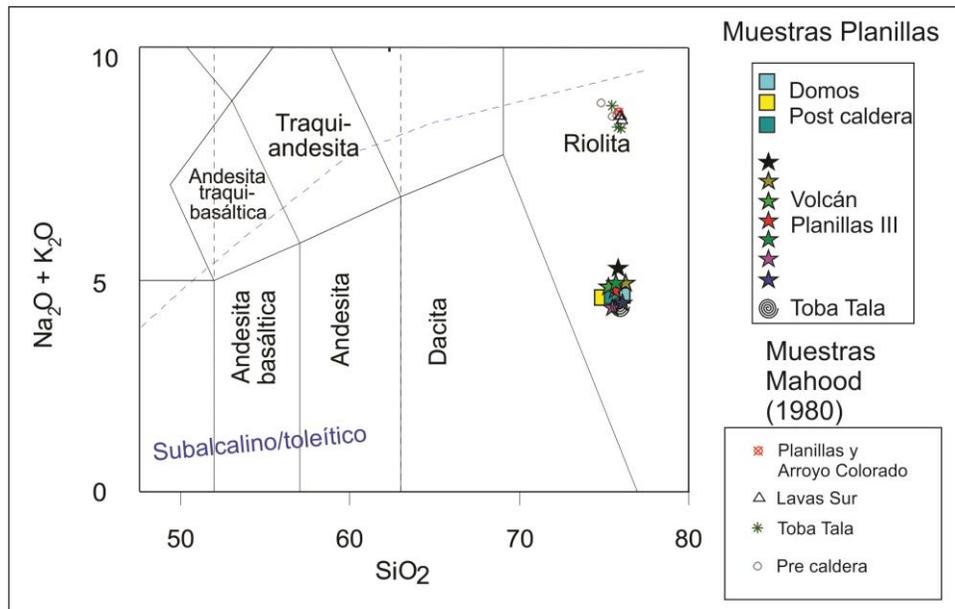


Figura 58. Diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986) en donde se grafican las muestras de Volcán Planillas y los datos publicados por Mahood (1980). Las muestras se clasifican como riolitas.

La relación Nb/Y y Zr/TiO_2 (Figura 60) es utilizada para series volcánicas antiguas, ya que estos elementos se consideran inmóviles Winchester y Floyd (1977), sin embargo también se ha probado su uso en secuencias volcánicas recientes y/o alteradas (Wilson, 2007). Por esta razón, fue considerado su uso en este estudio, permitiendo clasificar a las muestras como comenditas, las cuales son consideradas como una variedad de riolita en donde su asociación mineral es feldespato sódico

(sanidino) > cuarzo bipiramidal, lo cual es congruente a lo observado petrográficamente.

Diagramas Harker

Los diagramas tipo Harker permiten observar variaciones y tendencias entre un grupo de elementos, anteponiéndolos a otro elemento en específico. En las rocas ácidas es común comparar los contenidos de óxidos de elementos mayores y algunos elementos traza contra el contenido de SiO_2 (Figura 61).

El comportamiento de los óxidos mayores se divide en dos grupos, el primero en donde el TiO_2 , Na_2O , P_2O_5 , Na_2O , K_2O , CaO y MgO no presentan una relación lineal directa respecto al SiO_2 , mostrando índices de correlación (r) que van del 0.03 al -0.12; y el segundo grupo (Fe_2O_3 , Al_2O_3 así como LOI para SiO_2 y Al_2O_3) muestran una correlación lineal negativa, es decir, sus valores disminuyen al aumentar el sílice mostrando índices de correlación entre -0.7 y -0.3. En Los diagramas tipo Harker para elementos traza se puede observar la misma tendencia general (no existe una correlación clara o es negativa respecto al SiO_2) con excepción del Ba, el cual presenta una ligera tendencia a aumentar a la par del sílice.

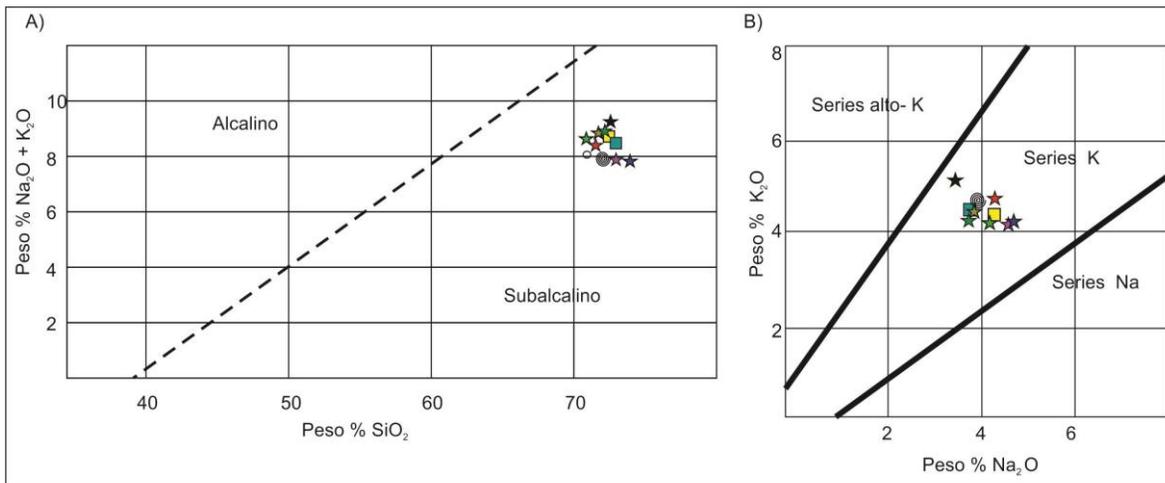


Figura 59. A) Diagrama de Irvine y Baragar (1971) en donde se ubican los resultados dentro del campo del campo subalcalino, B) Diagrama de Middlemost (1975) donde los resultados se ubican en la serie K.

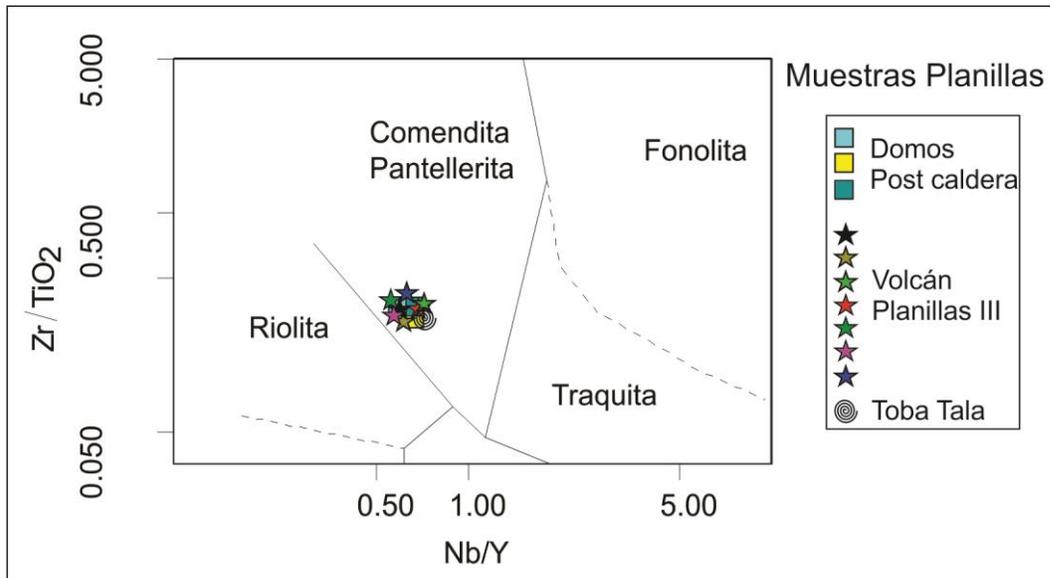


Figura 60. Diagrama Nb/Y – Zr/TiO₂ de Winchester y Floyd (1977) en donde se ubica al total de las muestras dentro del campo de las comenditas.

3.3.2 Elementos traza

Elementos litófilos de radio iónico grande (LILE)

Este grupo tiende a ser afín a la fase fundida de los magmas, móvil por intemperismo y/o metamorfismo y se concentran en la Corteza Continental Superior (CCS, Taylor y McLennan, 1985).

El contenido en Rb va de 144 a 149 ppm, marcando un enriquecimiento por la mayor presencia de feldespato K, ortoclasa-sanidino, presentando una ligera correlación negativa respecto al contenido en SiO₂ (Figura 62).

El contenido de Cs (3.2 ppm) es menor al promedio en la CCS (7 ppm). No muestra una relación aparente al contenido de SiO₂. Este elemento es muy similar al calcio, por lo que su empobrecimiento se puede relacionar a la ausencia de plagioclasa en los magmas.

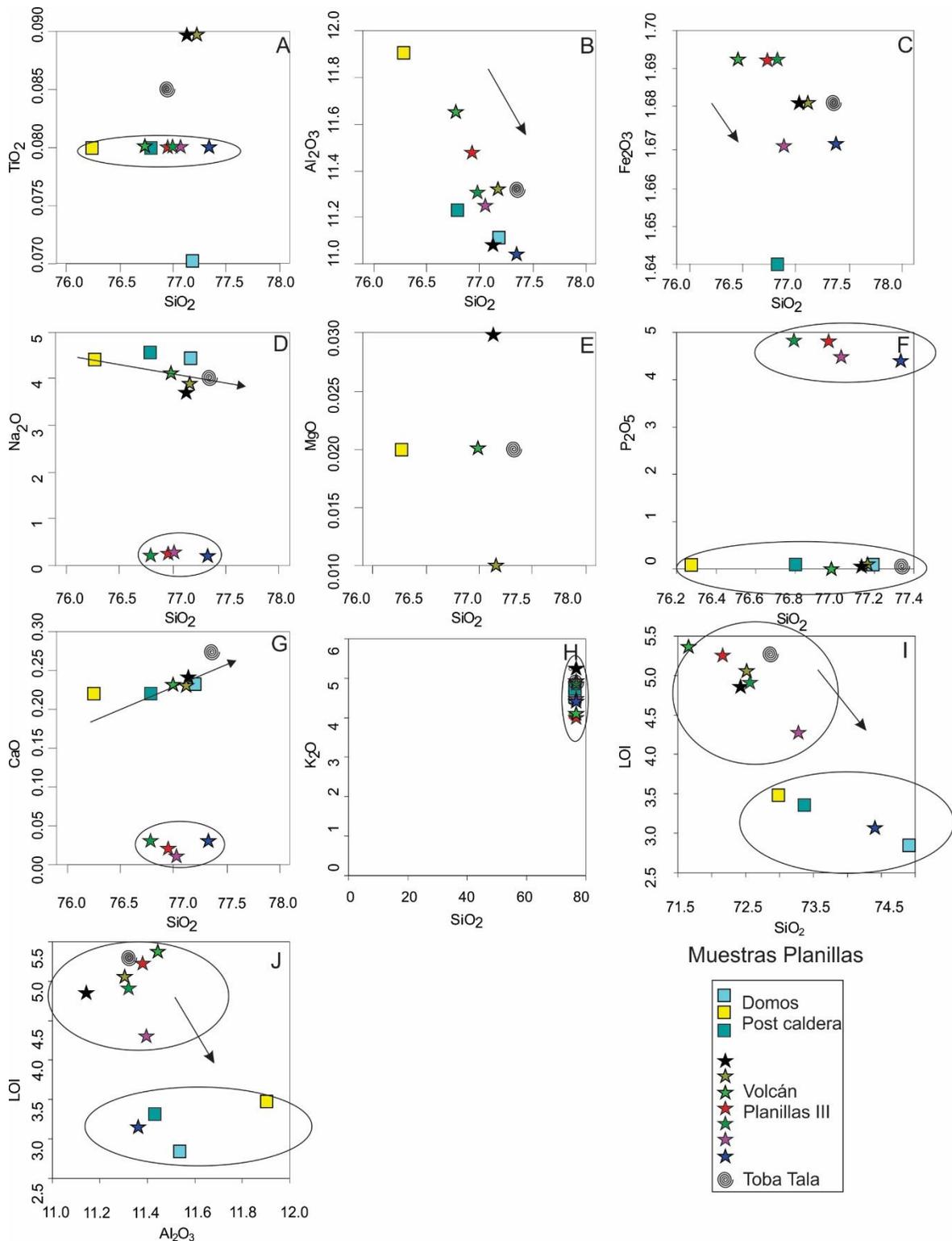


Figura 61. Diagramas bivariados de tipo Harker que muestran la relación del SiO₂ vs: A) TiO₂ vs SiO₂, B) Al₂O₃ vs SiO₂, C) Fe₂O₃ vs SiO₂, D) Na₂O vs SiO₂, E) MgO vs SiO₂, F) P₂O₅ vs SiO₂, G) CaO vs SiO₂, H) K₂O vs SiO₂ I) LOI vs SiO₂ y J) LOI vs Al₂O₃, n=10

Tabla 6. Análisis químicos de elementos mayor analizados mediante FUS- ICP											
Muestra Tipo de muestra	PMV 14- 43 Lava	PMV 14- 42 Lava	PMV 14- 41 Lava	PMV 14- 25C Pómez	PMV 14- 38G Pómez	PMV 14- 27M Pómez	PMV 14- 27F Pómez	PMV 14- 27D Pómez	PMV 14- 03C Pómez	PMV 14- 03A Pómez	PMV 14- 28C Pómez
Elementos mayores											
SiO ₂	74.93	72.97	73.36	72.56	72.51	72.42	72.09	71.65	73.26	74.39	72.86
TiO ₂	0.076	0.079	0.072	0.078	0.075	0.08	0.075	0.077	0.079	0.078	0.078
Al ₂ O ₃	11.53	11.9	11.41	11.32	11.3	11.14	11.38	11.44	11.39	11.36	11.33
Fe ₂ O ₃	1.58	1.63	1.56	1.59	1.58	1.58	1.58	1.58	1.57	1.59	1.58
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0.02	0	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03	0.02
CaO	0.22	0.21	0.21	0.22	0.22	0.23	0.23	0.23	0.24	0.23	0.25
Na ₂ O	4.26	4.21	4.35	3.86	3.67	3.46	3.8	3.75	4.27	4.24	3.79
K ₂ O	4.44	4.6	4.5	4.6	4.61	4.94	4.51	4.52	4.24	4.24	4.29
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0.01	0.01
LOI	2.85	3.5	3.36	4.91	5.06	4.86	5.23	5.37	4.29	3.14	5.31
Total	99.88	99.12	98.83	99.14	99.03	98.73	98.9	98.63	99.32	99.29	99.48
Elementos mayores anhídros recalculados al 100%											
Elementos mayores											
SiO ₂	77.19	76.27	76.8	76.99	77.16	77.14	76.96	76.79	77.03	77.33	77.34
TiO ₂	0.07	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08
Al ₂ O ₃	11.88	12.44	11.96	12.01	12.02	11.86	12.14	12.26	11.98	11.83	12.03
Fe ₂ O ₃	1.65	1.7	1.64	1.69	1.68	1.68	1.69	1.69	1.67	1.67	1.68
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0.02	0	0.02	0.01	0.03	0	0	0	0	0.02
CaO	0.23	0.22	0.22	0.23	0.23	0.24	0.02	0.03	0.01	0.03	0.27
Na ₂ O	4.39	4.4	4.55	4.09	3.9	3.69	0.25	0.25	0.27	0.24	4.02
K ₂ O	4.57	4.85	4.73	4.88	4.9	5.26	4.05	4.06	4.49	4.41	4.55
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	4.81	4.84	4.47	4.41	0.01
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

El Ba (5 ppm) se presenta en cantidades menores respecto a su contenido típico en la CCS (700 ppm), sin embargo, este fenómeno se atribuye al fraccionamiento de las plagioclasas en los magmas.

El Ti se presenta empobrecido en relación al contenido promedio en la CCS, ya que se presenta con alrededor de 750 ppm mientras que el contenido promedio para este elemento es de 3600 ppm según Taylor y McLennan (1985).

El Sr se observa empobrecido, ya que el contenido promedio de este elemento es de alrededor de las 333 ppm en la corteza continental superior (Wedepohl, 1995) y solo existen 4 ppm, estando ausente en algunas muestras. Su empobrecimiento se

atribuye al fraccionamiento de las plagioclasas, sin tener una correlación lineal contra el SiO₂.

El Eu presenta valores muy bajos (0.07 ppm) en comparación a su contenido promedio en la corteza (1.3 ppm, Wedepohl, 1995) a lo cual también se le atribuye un proceso de fraccionamiento en las plagioclasas principalmente.

Elementos de alto potencial iónico o *High Field Strength Elements (HFSE; Nb, Ti, Ta, Zr, Hf)*

Son elementos con altas cargas (+4 y +5) y radios iónicos pequeños, lo que los vuelve altamente incompatibles. Son insolubles en medios acuosos y se consideran inmóviles durante los procesos de intemperismo y/o metamorfismo.

El Nb presenta una concentración promedio de 26 ppm en la corteza terrestre. En las muestras de VP se encuentra con valores entre los 30 y los 40 ppm, lo que indica un ligero enriquecimiento en este elemento así como del Ta, el cual se presenta con valores alrededor de 3.3 ppm mientras que su valor promedio en corteza es de 1.1 ppm (Figura 61).

El Th y U, están ligeramente enriquecidos respecto a su contenido promedio en la CCS, 10.3 y 2.5 ppm, respectivamente, mientras que el Pb parece mantenerse constante respecto al contenido promedio en la corteza.

El Zr y Hf, se encuentran enriquecidos en las muestras de VP, mostrando una afinidad hacia la CCS (Taylor y McLennan, 1985).

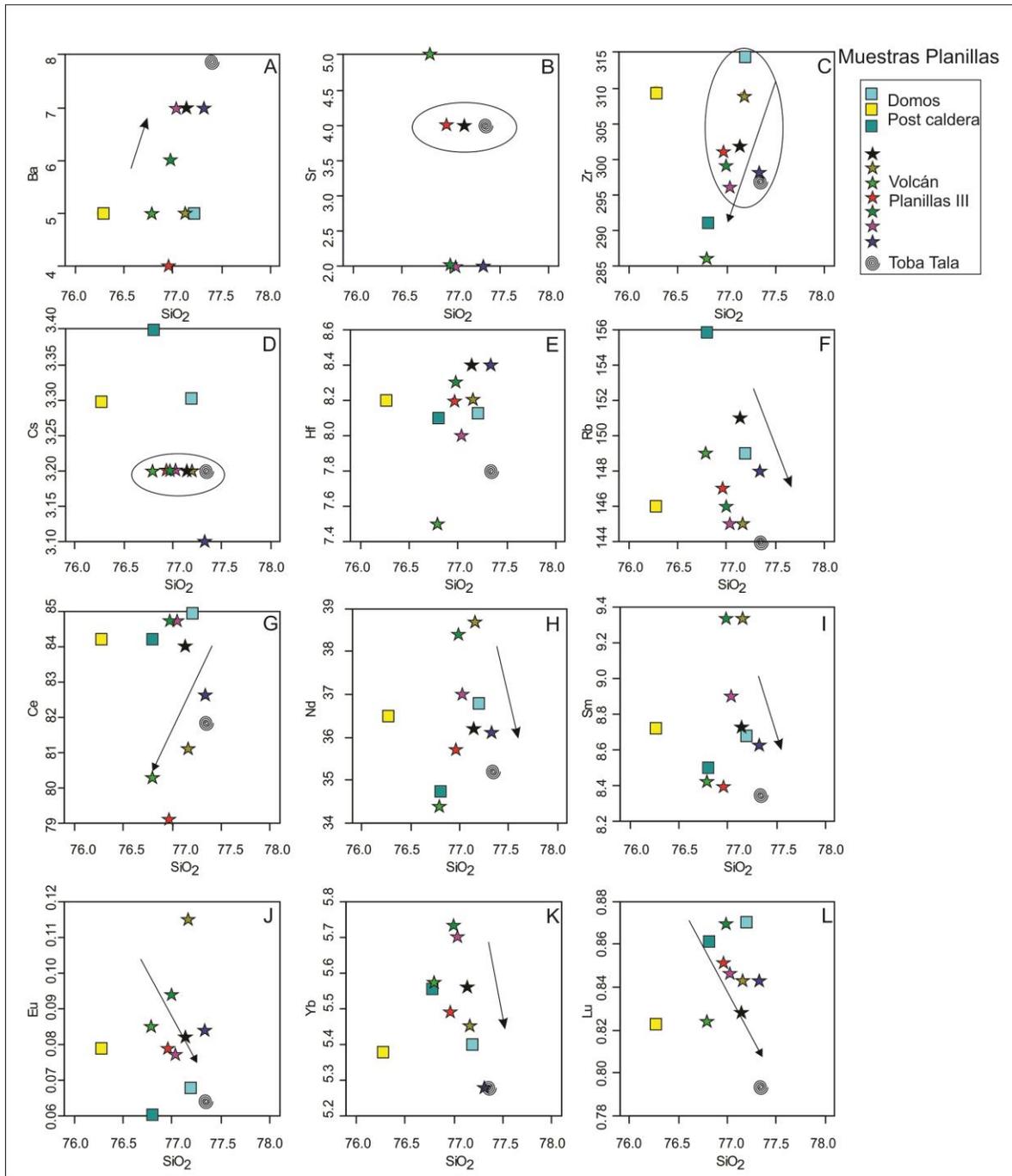


Figura 62. Diagramas tipo Harker para algunos elementos traza mostrando sus variaciones con respecto al contenido de SiO_2 , en general presentan una débil correlación negativa con el sílice o no la tienen. A) Ba vs SiO_2 , B) Sr vs SiO_2 , C) Zr vs SiO_2 , D) Cs vs SiO_2 , E) Hf vs SiO_2 , F) Rb vs SiO_2 , G) Ce vs SiO_2 , H) Nd vs SiO_2 , I) Sm vs SiO_2 , J) Eu vs SiO_2 , K) Yb vs SiO_2 , L) Lu vs SiO_2 .

Tabla 7. Análisis químicos de elementos traza y tierras raras mediante FUS- ICP											
Muestra	PMV 14- 43	PMV 14- 42	PMV 14- 41	PMV 14- 25C	PMV 14- 38G	PMV 14- 27M	PMV 14- 27F	PMV 14- 27D	PMV 14- 03C	PMV 14- 03A	PMV 14- 28C
Tipo de muestra	Lava	Lava	Lava	Pómez							
Elementos traza											
Be	6	6	6	6	6	5	6	5	5	6	6
V	0	0	0	6	0	0	0	0	0	0	0
Cr	20	0	20	20	20	20	0	0	20	20	0
Co	18	17	25	34	28	41	69	49	73	49	41
Ni	0	1	0	0	2	0	2	1	0	0	2
Cu	2	5	4	4	4	3	2	2	1	2	2
Zn	102	97	102	94	95	99	97	97	92	95	95
Cd	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
S	0.006	0.004	0.006	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002
Ga	25	25	25	25	25	24	24	24	24	25	24
Ge	2	2	2	2	1.9	1.9	1.8	2	2	1.9	1.8
Rb	149	146	156	146	145	151	147	149	145	148	144
Sr	0	0	0	2	0	4	4	5	2	2	4
Y	54.4	52.9	56.4	55	56.2	52.5	53.4	53.9	53.4	52.9	52.1
Zr	314	310	291	299	309	302	301	286	296	298	297
Nb	38.3	33.6	35.9	35.7	33.9	37.2	33.8	30.3	33.2	35.9	32.3
Mo	4	4	6	4	4	4	4	4	4	4	4
Ag	0.6	0.8	0.7	0.8	0.8	0.7	0.7	0.8	0.6	0.7	0.8
In	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Sn	5	4	5	4	5	4	4	4	4	4	4
Sb	0.9	0.8	0.8	0.9	0.8	0.9	0.8	0.8	0.8	0.8	0.7
Cs	3.3	3.3	3.4	3.2	3.2	3.2	3.2	3.2	3.2	3.1	3.2
Ba	5	5	0	6	5	7	4	5	7	7	8
La	39.1	38.8	41.9	40.2	40.6	38.7	36.8	37.1	39.6	38.3	38.1
Ce	85	84.2	84.2	84.7	81.1	84	79.1	80.3	84.7	82.6	81.8
Pr	9.86	9.93	9.43	10.4	10.8	9.94	9.5	9.54	9.95	9.86	9.66
Nd	36.8	36.5	34.7	38.4	38.7	36.2	35.7	34.4	37	36.1	35.2
Sm	8.68	8.72	8.5	9.33	9.33	8.73	8.39	8.42	8.9	8.62	8.34
Eu	0.068	0.079	0.06	0.094	0.115	0.082	0.079	0.085	0.077	0.084	0.064
Gd	8.1	8.17	8.39	8.88	8.66	8.4	8.16	8.36	8.53	8.02	8.15
Tb	1.5	1.43	1.47	1.52	1.5	1.43	1.49	1.42	1.48	1.43	1.44
Dy	9.05	8.85	9.3	9.25	9.39	8.88	8.94	8.72	8.95	8.82	8.85
Ho	1.79	1.79	1.82	1.91	1.91	1.79	1.75	1.82	1.84	1.77	1.78
Er	5.41	5.21	5.57	5.46	5.48	5.27	5.4	5.28	5.33	5.39	5.23
Tm	0.841	0.806	0.845	0.819	0.857	0.813	0.826	0.824	0.801	0.797	0.807
Yb	5.4	5.38	5.56	5.73	5.45	5.56	5.49	5.57	5.7	5.28	5.28
Lu	0.87	0.823	0.861	0.869	0.843	0.828	0.851	0.824	0.846	0.843	0.794
Hf	8.6	8.2	8.1	8.3	8.2	8.4	8.2	7.5	8	8.4	7.8
Ta	3.79	3.86	3.91	3.74	3.79	3.7	3.93	3.7	4.08	4.12	3.67
W	237	201	274	286	217	155	263	215	526	532	188
Tl	0.55	0.56	0.56	0.5	0.54	0.54	0.57	0.52	0.53	0.36	0.58
Pb	18	15	1510	15	15	15	16	16	14	14	14
Bi	0	0.1	0.1	0.1	0	0.1	0.1	0	0.1	0	0.1
Th	15.9	16.1	15.7	15.8	16.9	15.5	15.9	15.6	15.7	15.8	15.5
U	5.76	5.75	5.91	5.82	5.72	5.64	5.77	5.64	5.81	5.7	5.62
Au	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
As	0	3.7	0	0	0	0	0	5.6	7.5	0	0
Br	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ir	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sc	0.6	0.8	0	0.8	1.5	0.8	0.7	1.1	0.6	0.6	0.8
Se	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sb	0.9	0.6	0	0.8	1.1	0.3	0.7	0	1	0	0.3

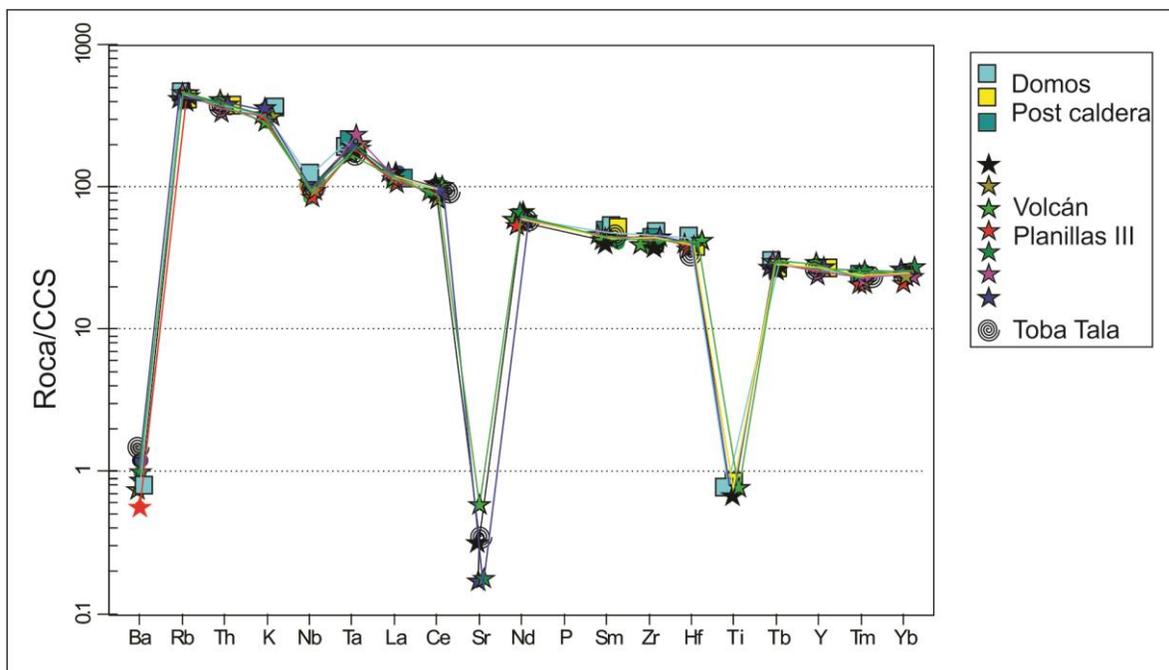


Figura 63. Diagrama multi-elementos para elementos traza normalizada a la Corteza Continental Superior de Taylor y McLennan (1985), nótese las marcadas anomalías negativas en Ba, Sr, Ti así como discretas anomalías positivas en Rb, Ta y Zr.

Elementos de tierras raras. Estas se dividen en tres grupos dependiendo de su número atómico: ligeras y pesadas (Rollingson, 1993; Figura 64). Para este trabajo los valores fueron comparados contra condrita de Boyton (1984) En general presentan una correlación lineal negativa respecto al contenido en sílice (Figura 62).

Elementos tierras raras ligeras (LREE: La, Pr, Ce, Nd, Sm)

Este grupo presenta un ligero enriquecimiento en sus valores con respecto a condrita, acentuando su carácter afín con dicha corteza. Se observa una anomalía LREE del orden de $(La/Sm)/Sm = 0.51307465$.

Tierras raras pesadas (HREE: Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Gd)

Este grupo se observa un ligero empobrecimiento en relación a la condrita en las muestras de VP, manteniendo una correlación negativa respecto a los valores de la condrita de Boyton (1984) siguiendo el patrón clásico de rocas más evolucionadas. El valor de fraccionamiento de tierras raras pesadas $(Gd/Yb)/Yb = 0.276924$ (Figura 64).

Tierras raras intermedias (MREE: Eu, Sm, Gd)

Los Valores de Sm y Gd (~8ppm) se observan dentro de los parámetros con afinidad a la corteza continental superior documentados por Wedepohl (1995).

En este grupo se puede observar como el Eu se encuentra empobrecido respecto a los valores promedio de condrita en las muestras del VP (Figura 64)

Anomalía de Europio: Utilizando el método descrito por Taylor y McLennan (1985), arroja un índice $Eu/Eu^* = 0.009314$, lo cual indica una anomalía negativa en Eu debida a la ausencia de plagioclasas dentro del fundido que da origen a los magmas postcaldera.

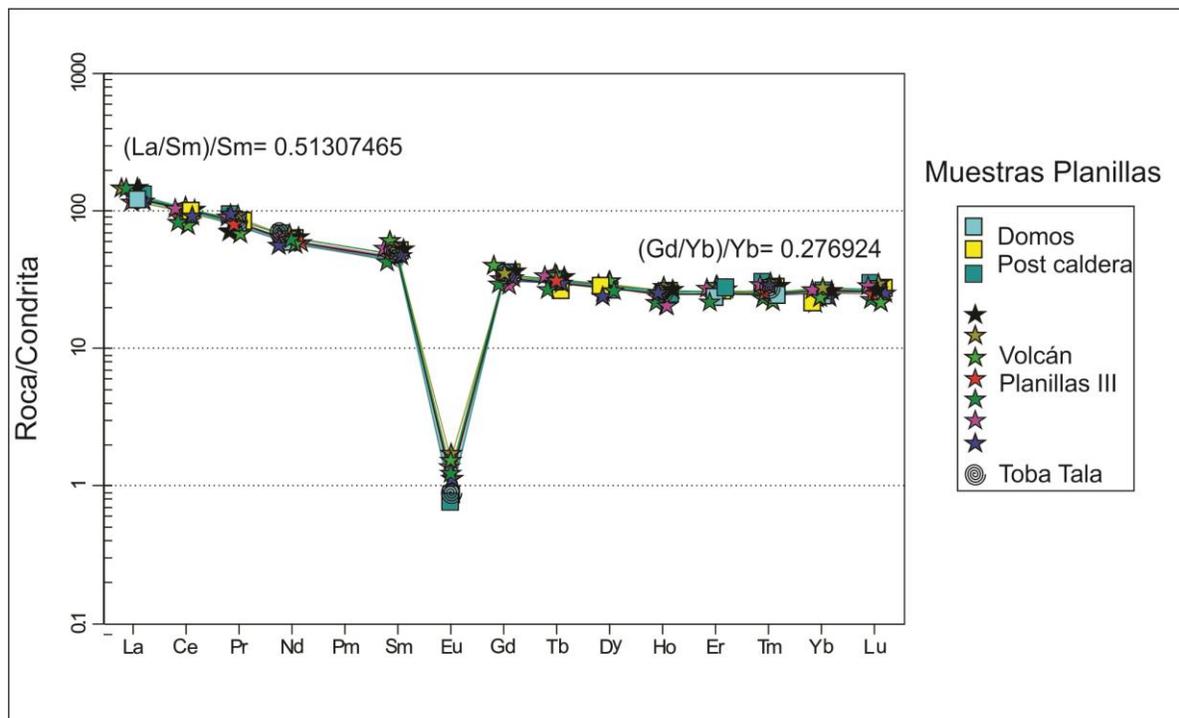


Figura 64. Diagrama multielemento para tierras raras normalizado contra condrita de Boyton (1984), nótese una marcada anomalía negativa en Eu/Eu^* así como un discreto enriquecimiento en LREE.

Determinación de ambiente tectónico

El diagrama ternario de Harris *et al.* (1982) utiliza la relación Hf – Rb – Ta para discriminar entre distintos ambientes tectónicos, utilizando el principio de la incompatibilidad del Rb y Ta en el manto primitivo contra el Hf, el cual es un

elemento con afinidad intermedia, ya sea para la corteza o para el manto. Aunado a esto, permite documentar la distribución de estos elementos, por ejemplo, los granitos colisionales están empobrecidos en Hf, mientras que los granitos intraplaca son pobres en Rb, los granitos de arco están empobrecidos en Ta. Estas relaciones ternarias indican que el total de las muestras de VP están vinculadas al del vulcanismo intraplaca (Harris *et al.*, 1982; Figura 65).

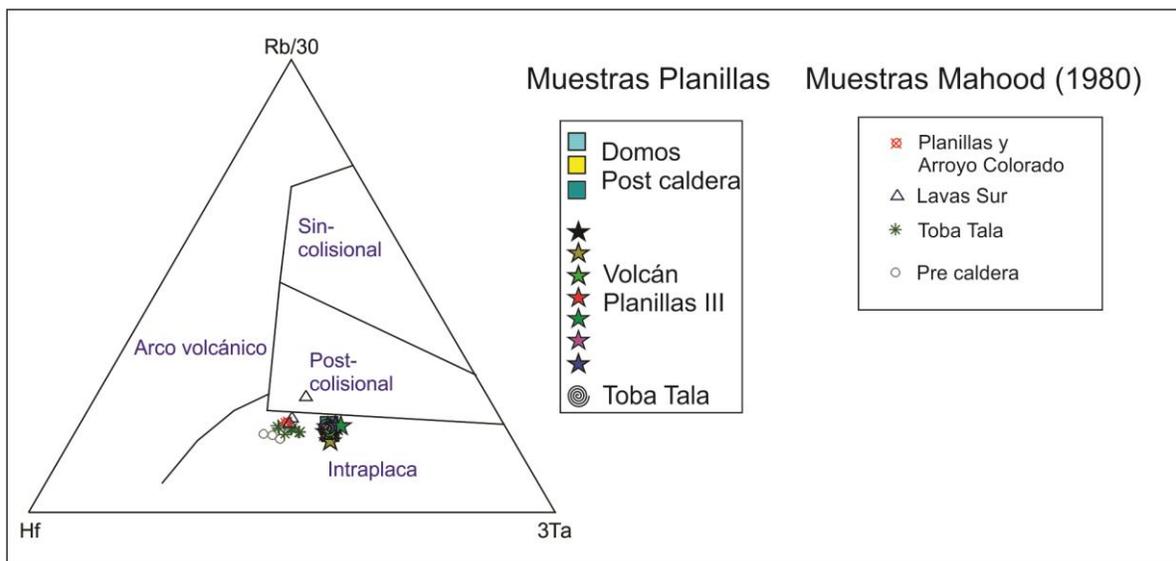


Figura 65. Diagrama ternario Hf-Rb/30-3Ta de Harris *et al.* (1982), ubicando a las muestras dentro del campo intraplaca.

4. Síntesis de resultados y discusión

Con base en las observaciones y a las evidencias presentadas, se ha generado un modelo que represente de manera gráfica la historia eruptiva del VP y la zona circundante a él (Figura 66).

Como se menciona con anterioridad el área de estudio se ubica dentro de la Caldera La Primavera, la cual es una caldera volcánica de colapso, con forma más o menos circular con 11 km de diámetro, dentro de la cual Mahood (1977, 1980) Maciel-Flores y Rosas-Elguera (1992); Prol-Ledesma *et al.* (1995) señalan la existencia de dos arcos de domos resurgentes en la frontera sur de la caldera. Los domos resurgentes son producto de la intrusión de magma dentro de la cámara que ha creado inicialmente la caldera (Francis y Oppenheimer, 2004). Hacia el arco de domos más joven se ubica el Volcán Planillas, el cual es descrito como un domo con varios derrames de lava afírica. Sin embargo Demant y Vincent (1978) hacen la aclaración que existen depósitos de pómez de caída relacionados a la evolución de los domos riolíticos hacia el sur de la estructura caldérica, teoría que Walker *et al.* (1983) retoma y comprueba. Dadas estas evidencias en su evolución el Volcán Planillas presenta una historia eruptiva compleja y diferente al resto de los domos que conforman el arco sur de domos mencionado anteriormente.

Depósitos pre caldera.

Estas rocas forman parte del basamento de CLP y en el área de estudio se observan hacia el SE del Volcán Planillas, incluyendo andesitas, dacitas, ignimbritas y domos riolíticos. Luhr y Lazaar (1985) describen domos de composición andesítica hacia el sur de CLP, mientras que Maciel-Flores y Rosas-Elguera (1992) señalan un paquete de andesita debajo de toda CLP con un espesor máximo de 1500 m. Mahood *et al.* (1985) describió a la Ignimbrita Guadalajara, la cual coincide con la ignimbrita encontrada en Los Tabacos, por lo cual pudiera ser correlacionada, asignándole una edad de 3.3 Ma (Figura 68)

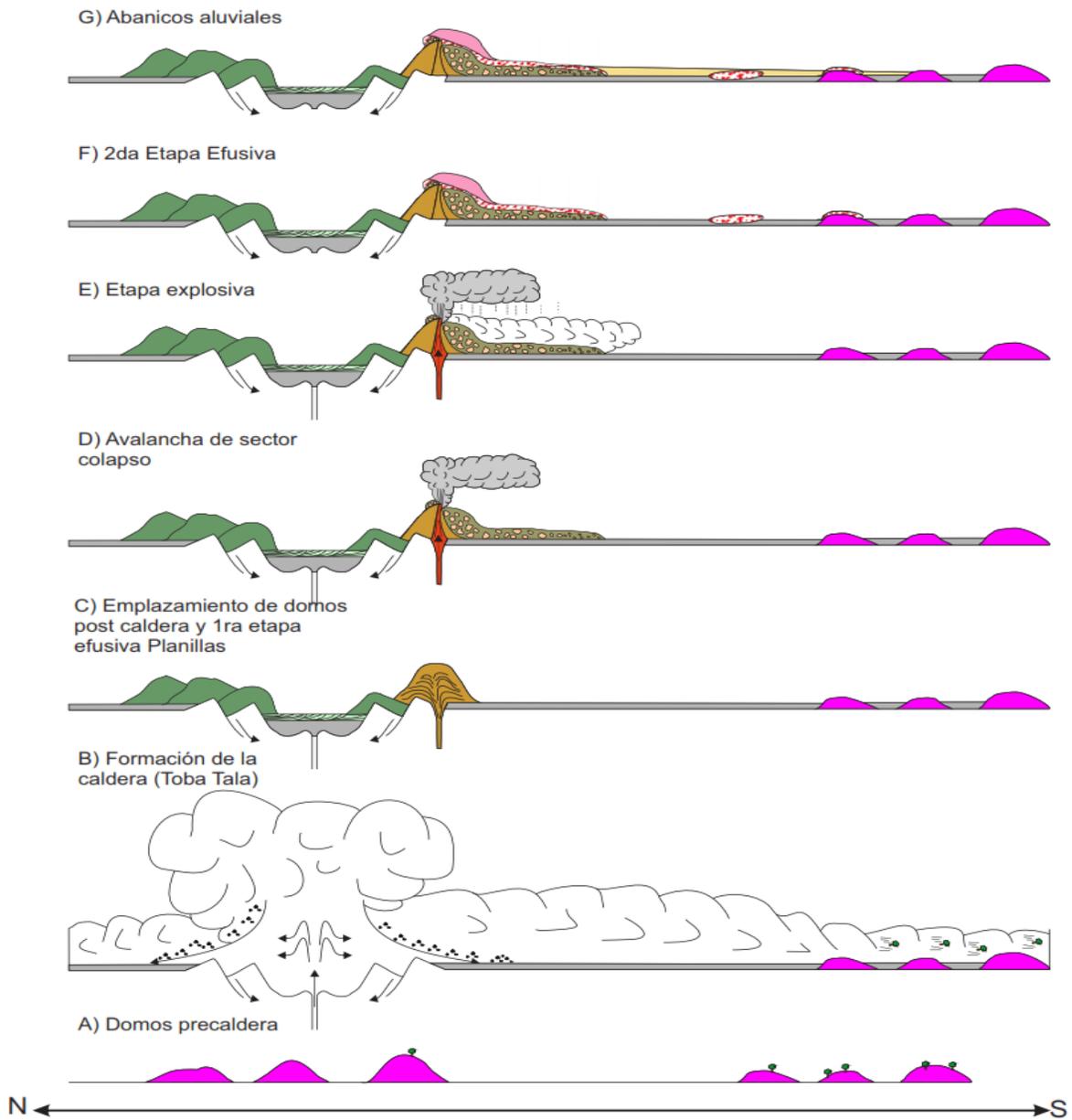


Figura 66. Modelo de evolución para la zona de VP. A) estado anterior a la generación de la caldera La Primavera. B) extrusión de Toba Tala y formación de la estructura de caldera. C) Emplazamiento de domos al norte de VP y su posterior primera etapa efusiva. D) episodio de avalancha sector colapso. E) etapa explosiva de VP generando los productos piroclásticos VP. F) segunda etapa efusiva de VP generando la morfología actual del edificio volcánico. G) generación de los abanicos aluviales producto de la re movilización de los productos piroclásticos.

Depósitos sincaldera

Representado por Toba Tala, a la cual Mahood (1980) asigna una edad de 95 Ka y la describe principalmente hacia la parte central de la estructura caldérica así como al norte y occidente de la misma. En el área de estudio la Toba Tala se observa directamente hacia el norte del VP, cubriendo un área de 14.7 km², anteriormente esta área se reportaba como lavas postcaldera relacionados al VP. Al SE del domo La Cuchilla también se encuentra la Toba Tala con un área aproximada de 3.1km², la cual no se había reportado en trabajos anteriores. En campo es posible diferenciar a la Toba Tala de los depósitos piroclásticos Planillas III ya que la Toba Tala carece de líticos de riolita, y contiene pómez con un pobre contenido de cristales, mientras que los productos piroclásticos posteriores a la Toba Tala, tendrán clastos de riolita pero sus pómez están ausentes de cristales. En los análisis químicos se observa que la Toba Tala procede de un magma riolítico, sin embargo su contenido de álcalis es menor a los documentados para VP.

Unidades Postcaldera

El Volcán Planillas pertenece al conjunto de domos del arco sur descritos por Mahood (1980), en donde también se encuentran el Cerro San Miguel, ubicado hacia el occidente y más antiguo que VP; y el domo El Tajo, al oriente y más joven que VP.

Las lavas Planillas I muestran gran similitud con las descripciones realizadas de los domos del arco sur que propone Mahood (1980), y con las documentadas por Gómez-Álvarez (2015) en el domo El Tajo, donde ambos autores describen lavas de composición riolítica con texturas afíricas y estructuras de flujo. Por otra parte Walker *et al.*, (1983) comentan que existen dos dominios en la composición de las lavas Planillas, una con textura porfirítica y una afírica, lo cual queda descartado mediante el análisis petrográfico en donde se encuentran lavas afíricas en ambos episodios efusivos de VP.

El episodio que genera el depósito de avalancha sector colapso (ASC) no estaba documentado hasta este trabajo, delimitando un área de ~22 km².

En la zona donde se ubica la facies de bloques de la ASC se puede observar el contacto entre el depósito de avalancha y una CDP (Figura 40, Capítulo 3), el cual comparte el mismo material juvenil con la matriz de la ASC, lo cual se interpreta como evento del tipo *Bezymianny* (Siebert *et al.*, 1987), el cual consiste en un colapso de un sector del edificio volcánico disparado por la intrusión de magma, desestabilizando así el cono volcánico. Sin embargo el volumen que presenta la avalancha de VP es menor al reportado para el evento *Bezymianny*. Es posible que la facies de matriz aumente el alcance de los depósitos de avalancha, debido a que no fue reconocida debido a que sus depósitos se encuentran removilizados y/o cubiertos por la capa de abanicos aluviales recientes.

La secuencia de depósitos piroclásticos comienza con una serie de CDP, los cuales fueron observados en distintas zonas con una dirección preferencial hacia el SE de VP. El carácter masivo de estos *PDC* concuerda con las descripciones de Sparks (1973) así como de Cas y Wrigth (1987) para un flujo de ceniza y pómez o ignimbrita, sin embargo, no se observan pipas de desgasificación ni zonas con soldamiento, características clásicas para una ignimbrita.

Los parámetros estadísticos analizados de las curvas granulométricas indican que los depósitos de CDP disminuyen en tamaño de partícula hacia el suroriente del área de estudio, lo que indica una posible fuente en las inmediaciones al cráter de VP. Los componentes de los depósitos CDP se mantienen más o menos similares para el total de depósitos analizados, siendo en su mayoría material juvenil compuesto por pómez blanca sin cristales, así como fragmentos de vidrios claros, le siguen en cantidad clastos de obsidiana, riolita y andesita.

Los depósitos de caída comienzan con una secuencia de caídas y oleadas intercaladas y como indica su descripción está formada por capas delgadas y con tamaños de grano menores en su mayoría a los -4ϕ , lo que puede indicar eventos en donde la columna eruptiva era fluctuante y no muy potente, ya que no era capaz de levantar fragmentos de mayores tamaños ni generar depósitos con espesores mayores a los 40 cm. Estos depósitos fueron datados por el método U-Th-Pb,

reportando una edad de 58.5 Ka, siendo más joven que la edad reportada por Mahood (1980) de 60.5 Ka para todo VP.

Para el segundo depósito de caída se tiene un suelo como límite entre la primera unidad y esta, por lo que se infiere que hubo un tiempo de quietud entre ambos episodios eruptivos. En general la secuencia de caídas y oleadas tiene estructuras de gradación inversa, lo que indica columnas eruptivas fluctuantes. El conteo de componentes para la unidad de pómez de caída indica que hacia el inicio de la secuencia piroclástica el contenido de líticos de riolita, andesita y obsidiana es mayor y hacia la cima de estos depósitos se va perdiendo la cantidad de fragmentos no juveniles, indicando que hacia el final de la erupción ya no existe erosión del conducto alimentador. Sin poder generar mapas de isopleas, es posible observar una orientación preferencial de los depósitos de pómez de caída, ya que los valores de mediana para los líticos disminuyen en dirección SE (Figura 63) en los últimos dos episodios de caída. Walker *et al.* (1983) ubica uno de las fuentes de sus depósitos de caída aérea en la cima de VP, mientras que para otro de sus depósitos, más joven que el anterior, ubica su posible fuente al norte del domo Arroyo Colorado. Sin embargo, por posición estratigráfica se piensa que ambos depósitos de caída pueden venir de la misma fuente, es decir VP, ya que al norte del Arroyo Colorado se presentan unidades más antiguas que Planillas, según las dataciones publicadas por Mahood (1980). Los datos arrojados por este trabajo indican que es posible que la fuente para estos episodios explosivos sea el Volcán Planillas (Figura 67).

Esta secuencia de caídas con oleadas intercaladas puede interpretarse como producto de una erupción Subpliniana a Pliniana (Francis y Oppenheimer, 2004) debido a sus características texturales observadas en campo, en donde hacia el inicio de la secuencia se tiene una columna eruptiva fluctuante, generando CDP los cuales quedan intercalados, una posterior apertura del conducto alimentador, caracterizada por una mayor presencia de líticos, y por último la generación de depósitos de mayores espesores con fragmentos de mayor tamaño, compuestos casi exclusivamente por material juvenil (tercera unidad de caída aérea).

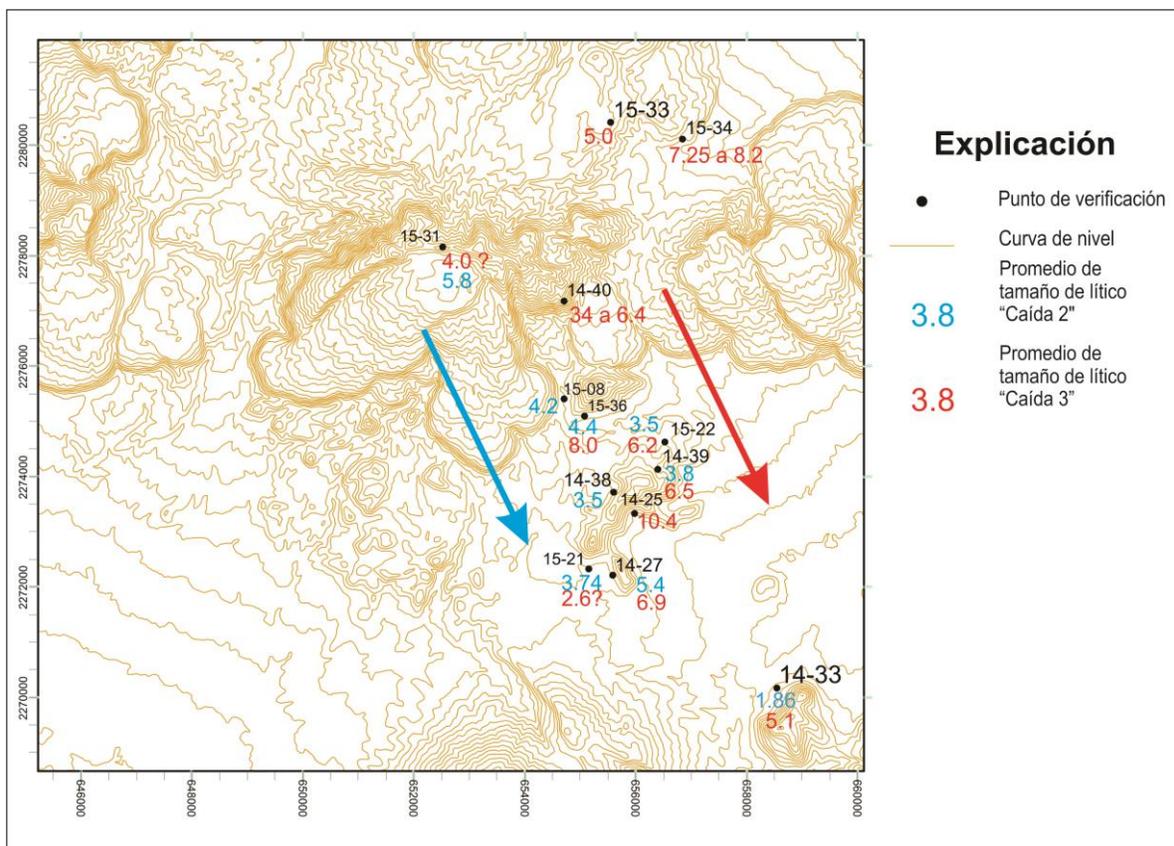


Figura 67 Ubicación de las medianas de tamaño de lítico en los dos últimos episodios de pómez de caída aérea relacionados a VP.

Si bien en general la química de los productos Planillas contiene ligeramente una mayor cantidad de álcalis que los observados en Toba Tala (Figura 56, diagrama TAS) se observa una ligera disminución en Na_2O y K_2O hacia las cima de la secuencia piroclástica, así como un aumento en el contenido de agua, observado en la pérdida por calcinación reportada en los análisis químicos. Esto puede ser la causa en el cambio de dinámica eruptiva de VP, que origina depósitos piroclásticos de mayor espesor.

Las lavas correspondientes a la segunda fase efusiva de VP o al episodio Planillas IV presentan una evolución en sentido oriente-poniente, observando un mayor nivel de vesicularidad en un principio, lo que indica una mayor cantidad de gases disueltos al inicio de su extrusión, así como una textura esferulítica más pronunciada, la cual según McPhee *et al.* (1997) puede ser resultado de una desvitrificación a temperaturas dentro del rango de los 400°C , debido a su

morfología radial con fibras delgadas formadas por microcristales de cuarzo y sanidino. Hacia el poniente de los flujos de lava VP, se encuentran texturas vítreas en las lavas, llegando a considerarse flujos de obsidiana con desvitrificación incipiente hacia el límite con el escarpe de herradura.

Los resultados geoquímicos indican procesos de diferenciación magmática teniendo distintas evidencias de esto: la correlación lineal negativa de elementos como el Al_2O_3 y el $\text{FeO}_{\text{total}}$ cuando son comparados con la cantidad de SiO_2 ; el empobrecimiento en Ba, Ti, Sr, Eu respecto a su contenido en la Corteza Continental Superior, así como el ligero enriquecimiento en elementos como Nb, Ta, Th, U, Zr, y Hf. Lo anterior supone que los magmas que generaron el vulcanismo postcaldera del Volcán Planillas han sufrido procesos de cristalización fraccionada. Los elementos mayores ubican a los productos de VP dentro del campo subalcalino pero con un contenido en álcalis alto. Esto puede deberse a la misma naturaleza de un magma altamente diferenciado en donde debido a lo avanzado del proceso de cristalización fraccionada solo queda en el fundido sílice y álcalis (Gill, 2010). El hecho de pertenecer a una serie magmática subalcalina indica que las riolitas de VP parten de un magma básico con afinidad a los basaltos de dorsal oceánica (*MORB*), lo cual es coherente con lo reportado en el diagrama para determinación de ambiente tectónico, el cual indica un ambiente intraplaca (*rift*).

Unidades Post Planillas

La Caldera La Primavera continúa su evolución aun cesando la actividad del Volcán Planillas. El Tajo es un domo resurgente que está ubicado al oriente del área de estudio y fue descrito por Gómez-Álvarez (2015), presentando grandes similitudes en sus características petrográficas-geoquímicas, lo que hace pensar que a partir de la extrusión de la segunda etapa efusiva de VP, los magmas postcaldera en La Primavera no sufrieron grandes variaciones.

Para culminar la columna estratigráfica compuesta que se propone en este trabajo, se tienen dos importantes áreas cubiertas con material removilizado a manera de abanicos aluviales, hacia el sur poniente cubren un área aproximada de 22.3 km² con una dirección de los flujos 200° W, hacia esta zona se tienen espesores de

hasta 12 m ubicados sobre los depósitos de avalancha así como de la secuencia piroclástica misma. Hacia la porción suroriental se tiene un área de 31.18 km² con una dirección de los flujos S160°E con espesores medidos de hasta 8 m, los cuales descansan sobre los depósitos de la ignimbrita Toba Tala así como del basamento local. Como se plasmó anteriormente estos depósitos se conforman por material re trabajado, el cual en su mayoría es producto de la actividad explosiva de VP así como de la removilización de los depósitos de Toba Tala. Actualmente son explotados en forma de bancos de material.

La columna compuesta propuesta es el resultado de un análisis estratigráfico en los depósitos del VP en donde el uso de herramientas como el análisis granulométrico y de componentes demostró ser importante para caracterizar los depósitos piroclásticos y con ello, su posición estratigráfica (Pittari *et al.*, 2008), mientras que las descripciones de roca en lámina delgada complementan lo observado en campo aportando información precisa sobre la mineralogía, estructuras y texturas de las rocas. Esta información resulta de gran ayuda al conjuntarlos con datos geoquímicos.

En la siguiente columna, se resume la historia eruptiva del Volcán Planillas, y su papel dentro del desarrollo de la Caldera La Primavera, en su etapa pre y post caldera, ya que es imposible comprender la historia eruptiva del Volcán Planillas sin tener en cuenta el papel que juega dentro de la Caldera.

<ul style="list-style-type: none"> Aluvión Abanicos Aluviales Domo Tajo 	Domo riolítico ubicado al oriente de VP	<p style="text-align: center;"><u>10 Ka</u></p> <p style="text-align: center;"><u>25.5 Ka</u></p>	RECIENTE (Holoceno)
<ul style="list-style-type: none"> 	<p>Ocho derrames de lavas parcialmente vítreas, carentes de cristales hacia el centro de VP, las cuales presentan texturas fluidales.</p> <p>Al menos tres depósitos de pómez de caída separadas por suelos</p> <p>Secuencia de PDC de bloques y ceniza, ceniza y pómez con PDC diluidos intercalados.</p> <p>Avalancha sector colapso hacia el flanco sur de VP, cubre un área de 11 km²</p> <p>Lavas desvitrificadas</p>	<p style="text-align: center;"><u>60.5 Ka</u></p> <p style="text-align: center;"><u>58 Ka **</u></p>	POST-CALDERA (Pleistoceno)
<ul style="list-style-type: none"> Domo La Culebra Mesa Llano grande Domo Arroyo Colorado Domo El Pedernal Domo La Cuesta Domo El Culebreado Domo Ixtacahuite Domo El Tule Domo La Puerta 	<p>Conjunto de domos al norte de VP, los cuales son de composición riolítica con texturas afírica y porfirítica, sobreyacen a la secuencia lacustre y a la Toba Tala</p>	<p style="text-align: center;"><u>60.5 Ka</u></p> <p style="text-align: center;"><u>60.5 Ka</u></p> <p style="text-align: center;"><u>> 60 Ka</u></p> <p style="text-align: center;"><u>68.9 Ka</u></p> <p style="text-align: center;"><u>71. Ka</u></p> <p style="text-align: center;"><u>77.2 Ka</u></p> <p style="text-align: center;"><u>83.6 Ka</u></p> <p style="text-align: center;"><u>86.9 Ka</u></p> <p style="text-align: center;"><u>89.9 Ka</u></p>	
Toba Tala 95 Ka	Secuencia de PDC de pómez y ceniza color gris con espesores variables, con un promedio de 10 m, sin embargo hacia el NW se han reportado afloramientos de hasta 100 m.	<u>95 Ka</u>	SIN-CALDERA (Pleistoceno)
<ul style="list-style-type: none"> Cráter El Poleo Domo La Campana Ignimbrita La Campana Domo la Cuchilla Lavas Pre Caldera 	<p>Cráter parcialmente cubierto por aluvión, así como por depósitos de pómez de caída.</p> <p>Domo de composición riolítica compuesto por San>Qz>Hrb</p> <p>Ignimbrita gris claro Hrb>Feld>Qz</p> <p>Domo de composición dacítica y textura porfirítica</p> <p>Conos distribuidos hacia la zona sur de VP de composición andesítica</p>	<u>4.8 Ma</u>	PRE-CALDERA (Plioceno)

Figura 68. Columna compuesta que representa la evolución de VP y su relación con otras unidades de la zona de estudio.

Conclusiones

Con base al análisis estratigráfico de campo y apoyado en herramientas como la granulometría y componentes; así como en la petrografía y geoquímica, se concluye que el proceso eruptivo que formó al Volcán Planillas fue complejo e involucró más de un cambio en la dinámica eruptiva. Lo anterior genera un modelo de cuatro fases evolutivas principales para la formación de VP:

La primera fase se compone por una secuencia lavas afíricas, parcialmente desvitrificadas que forman el edificio volcánico Planillas I. Posteriormente se da lugar a un episodio de avalancha sector colapso, producto de la intrusión de nuevo magma dando lugar a un colapso tipo *Bezymianny*, el cual destruye gran parte del edificio formado durante la primer etapa, dando paso a la fase piroclástica donde se generaron *PDC* densas así como diluidas y al menos tres depósitos de pómez de caída aérea, los cuales están separados por suelos; de esta secuencia se obtiene una edad de 58.5 k años \pm 0.5 Ka obtenida por el método Th 230 hacia la base de la misma. La última fase eruptiva reconocida consta de menos 7 unidades de lava afírica parcialmente desvitrificada, que le otorga la morfología actual a VP. Por último se tiene una secuencia potente de flujos de escombros derivados de la removilización de depósitos piroclásticos. Químicamente todos los productos de VP se describen como riolitas subalcalinas, con una ligera fluctuación en su contenido de álcalis y volátiles dentro de la fase piroclástica. La actividad fumarólica presente en VP, así como la presencia de fuentes termales en las inmediaciones del volcán, denota que la actividad magmática continúa en la caldera por lo que debe considerarse un análisis de riesgo volcánico.

Referencias

- Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Nieto-Obregón, J., Gutiérrez-Palomares, I., 2007.** Graben-calderas. Volcano-tectonic explosive collapse structures of the Sierra Madre Occidental, Mexico. European Geosciences Union Annual Meeting at Viena, Geophysical Research Abstracts, vol. 9, 04704.
- Aguirre-Díaz, G. J., 2008,** Types of collapse calderas, IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science vol. 3, doi 10.1088/1755-1307/3/1/002021.
- Araña, V., Martí, J., 1993,** La volcanología actual, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 580 p.
- Baker, P., Harris, P. Reay, A., 1971,** The geology of Tofua Island, Tonga, Royal Society of New Zealand Bulletin, vol. 8 p. 67-79.
- Bellido, F., Díez-Montes, A., Ortiz, G., 2006,** Estudio petrológico y geoquímico de las vulcanitas de los afloramientos de El Pimpollar, extremo nororiental de la Zona Surportuguesa, Geogaceta, vol. 40, p.127-130.
- Belousov, A., 1996,** Deposits of the 30 March 1956 directed blast at bezymianny volcano, Kamchatka, Russia, Bulletin of Volcanology, vol. 57 p. 649-662.
- Bibby, H. M., Caldwell, T.G., Davey, F. J., Webb, T.H., 1995,** Geophysical evidence on the structure of the Taupo Volcanic Zone and its hydrothermal circulation, Journal of Volcanology and Geothermal. Research. vol. 68, p. 29-58.
- Blott, S. J., Pye, K., 2001,** Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments, Earth Surface Processes and Landforms vol. 26, p. 1237-1248.
- Boynton, W.V., 1984,** Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry. Henderson, P. (Editors), Elsevier Scientific. Publications. Co., p. 63-114.
- Branney, M. J., Kokelaar, P., 1994,** Volcanotectonic faulting, soft-state deformation, and rheomorphism of tuffs during development of a piecemeal caldera, English Lake District, Geological Society of America Bulletin, vol. 106, n.4, p. 507-530.

- Browne, B.L., J.E. Gardner**, 2005, Transport and deposition of pyroclastic material from the ~1000 A.D. caldera-forming eruption of Volcán Ceboruco, Nayarit, Mexico, *Bulletin of Volcanology.*, vol. 67, p. 469-489.
- Cas, R., Wright., J.V.**, 1988 *Volcanic sucessions Modern and Ancient*, 2nd edition, Springer, 528 p.
- Cole, J.W., Milner, D.M., Spinks, K.D.**, 2005, Calderas and caldera structures: a review. *Earth Science Reviews*, vol. 69, p. 1-96.
- Demant, Alain, y Vincent, P. M.**, 1978, A preliminary report on the comenditic dome and flow complex of Sierra La Primavera, Jalisco; comentarios: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, vol. 2, p. 218-222.
- Druitt, T.H., Edwards, L., Mellors, R.M., Pyle, D.M., Sparks, R.S.J., Lanphere, M., Davies, M., Barriero, B.**, 1999. Santorini volcano. *Memories of the Geological Society of London.* vol, 19., 166 p.
- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C.M., Manetti, P., 2000**, Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Tectonophysics*, p.161-185.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M.**, 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, p.122-149.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.-U.**, 1984, *Pyroclastic Rocks*, Springer-Verlag, 472 p.
- Francis, P., Oppenheimer, C.**, 2004, *Volcanoes*, 2nd edition, Oxford University Press, 521 p.
- Garduño-Monroy, V. H., Saucedo-Girón, R., Jimenez, Z., Gavilanes-Ruiz, J. C., Cortés-Cortés, A., Uribe-Cifuentes, R. M.**, 1998, La Falla Tamazula, limite suroriental del bloque Jalisco, y sus relaciones con el complejo volcánico de Colima, Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 15, n.2, p. 132-144.
- Geyer, A., Martí, J.**, 2014, The development of ring faults during collapse caldera formation. *Frontiers in Earth Sciences*, vol.2, p. 2-22
- Gill, R.**, 2010, *Igneous Rocks and processes: A Practical Guide*, Wiley-Blackwell, 428 p.

Gómez-Tuena A., Orozco-Esquivel M. T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen conmemorativo del centenario, Temas Selectos de Geología Mexicana, Tomo LVII, vol. 3, p. 227-283.

Gómez-Álvarez, F., 2015, Análisis Petrológico de los Domos Tajo y Colli e Implicaciones en el Potencial Geotérmico del Complejo Volcánico La Primavera (CVLP) Jalisco, Instituto Tecnológico Superior de Tacámbaro, Tesis de licenciatura, 83 p.

Goff, F., Gardner, J. N., 1994, Evolution of a mineralized geothermal system, Valles Caldera, New Mexico. Economic Geology vol. 89, p. 1803-1832.

Gottsmann J. y Martí J. editores, 2008, Caldera Volcanism analysis, modelling and response, Elsevier, 517 p.

Harris, N. B. W., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986, Geochemical characteristics of collision-zone magmatism, in Collision Tectonics: Geological Society of London, Special Publication, vol. 19, p. 67-81.

Ingram, R.L., 1954, Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. Geological Society of America Bulletin, 65: 937-938.

Irvine, T., N., y Baragar, W., R., A., 1971, A Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Canadian Journal of earth sciences, vol 8, p. 523-548.

Le Maitre, R.W. editor, 2002, Igneous Rocks A Classification and Glossary of Terms, Cambridge University Press, 236 p.

Lipman, P.W., Bogatikov, O.A., Tsvetkov, A., Gazis. C., Gurbanov. A., Hon, K., Koronovsky, N., Kovalenko, V.I., Marchev, P., 1993, 2.8-Ma ash-flow caldera at Chegem River in the northern Caucasus Mountains (Russia), contemporaneous granites, and associated ore deposits, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 57, p. 85-124.

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

Le Maitre R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lamere, J., Sabine, P. A.,

Schmid, R., Sorensen, H., Woolley, A. R., 2002, Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press. 236 p.

Lipman, P., 1997, Subsidence of ash-flow: Relation to caldera size and magma chamber geometry: Bulletin Volcanologique, vol.59, p. 198-218.

Lipman, P., 2000, Calderas. En: Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, San Francisco, p. 643-662.

Luhr., J.F., Lazaar, P., 1985, The Southern Guadalajara Volcanic Chain, Jalisco, Mexico, Geofísica Internacional, vol. 24, p.691-700.

Macías, J.L., (2007) Geology and eruptive history of some active volcanoes of México, Geological Society of America, Special Paper 422, 50 p.

Maciel-Flores, R., Rosas-Elguera, J., 1992, Modelo geológico y evaluación del campo geotérmico La Primavera, Jal., México, Geofísica Internacional, vol. 31 N. 4, p. 359-370.

Mackenzie, W.S., Donaldson, C.H., Guilford. C., 1982, Atlas of igneous rocks and their textures, English Language Book, 88 p.

Mahood, G., 1980, Geological evolution of a Pleistocene rhyolitic center- Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico, Journal of Vulcanology and Geothermal Research, vol. 8 p. 199-230.

Mahood, G., 1981, A Summary of the Geology and Petrology of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico, Journal of Geophysical Research, vol. 86, n. B11, p. 10137-10152.

Mahood, G., 1981, Chemical Evolution of a Pleistocene Rhyolitic Center: Sierra La Primavera, Jalisco, México., Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 77, p. 129-149.

Mahood, G., Drake, R. E., 1982, K-Ar dating young rhyolitic rocks: A case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico, Geological Society of America Bulletin, vol. 93, n. 12, p. 1232-1241.

- Mahood, G., Truesdell, A. H., Templos-M., L. A.,** 1983, A Reconnaissance Geochemical Study of La Primavera Geothermal Area, Jalisco, Mexico., *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 16, p. 247-261.
- Mahood, G., Gilbert, C.M., Carmichael, I.S.E.,** 1985, Peralkaline and Metaluminous Mixed-Liquid Ignimbrites of the Guadalajara Region, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 25, p. 259-271.
- Mahood, G., Halliday, A. N.,** 1988, Generation of high-silica rhyolite: A Nd, Sr, and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic Belt, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 100, p. 183-191.
- Marti, J., Ablay, G.J., Redshaw, L.T., Sparks, R.S.J.,** 1994. Experimental studies of caldera collapse. *J. Geol. Soc. London*, vol. 151, p. 919 – 929.
- Martí, J., Geyer, A., Aguirre-Díaz, G.,** 2013, Origin and evolution of the Deception Island caldera (South Shetland Islands, Antarctica), *Bulletin of Volcanology.*, vol 75, p.732-755.
- McBirney, AR.,** 1990 An historical note on the origin of calderas, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol.42, p. 303-306.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R.,** 1993, *Volcanic Textures A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*, Centre of Ore Deposit and Exploration Studies University of Tasmania, 196 p.
- Middlemost, E., A., K.,** 1975, The basalt clan, *Earth Science Reviews*, vol. 11, p. 337- 364.
- Moreno-Murillo, J.m., Concha-Perdomo, A.E., Lozano, E.L.,** 2007, Petrogénesis y Geoquímica del cuerpo ígneo de Pajarito, Boyacá-Colombia, *Geología Colombiana*, vol. 32, p 111-126.
- Mori, J., McKee, C, Itikarai, I., Lowenstern, P., Saint Ours, P. Talai, B.,** 1989 Earthquakes of the Rabaul seismo-deformational crisis, September 1983 to July 1985: seismicity on a caldera ring fault. En: *Latter JH (edöcchs256) Volcanic hazards. IAVCEI Proc. Volcanol*, vol. 1 p. 429-462.
- Peccerillo A, Taylor S.R.,** 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks of the Kastamonu area, northern Turkey, *Contributions of Mineral Petrology* vol. 58, p. 63- 81.

Prol-Ledesma, R.M., Hernandez-Lombardini, S.I., Lozano-Santa Cruz, R., 1995, Chemical Variations in the Rocks of La Primavera Geothermal Field (Mexico) Related with Hydrothermal Alteration, Proceedings of the New Zealand Geothermal Workshop, vol. 17, p.47-53.

Rollinson, H., 1993, Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation, Longman Scientific & Technical, 352 p.

Sabine, P.A., Harrison, R.K. y Lawson, R.I., 1985. Classification of volcanic rocks of the British Isles on the total alkali oxide–silica diagram, and the significance of alteration. *British Geological Survey Report*. vol.17, p.1–9.

Scott, K.M., Macías, J.L., Naranjo, J. A., Rodriguez, S. and McGeehin, J.P., 2001 Catastrophic Debris Flows Transformed from Landslides in Volcanic Terrains: 13 Mobility, Hazard Assessment, and Mitigation Strategies. USGS Professional Paper 1630, 67 p.

Seager, W.R., McCurry, M., 1988, The cogenetic organ cauldron and batholic, south central New Mexico: Evolution of a large-volume ash flow cauldron and its source magma chamber, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 93. B5, p. 4421-4433.

Sheridan, M.F., Wohletz, K.H., Dehn, J., 1987, Discrimination of grain-size subpopulations in pyroclastic deposits, *Geology*, vol. 15, p. 367-370.

Siebert, L., Glicken, H., Ui, T. 1987. Volcanic hazards from Bezymianny and Bandai type eruptions. *Bulletin of Volcanology*. vol. 49, p. 435–459

Sigurdsson H., Houghton, B.F., editores, 2000, *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 1417 p.

Simkin, T., Fiske, R.S., 1983. Krakatau 1883: The Volcanic Eruption and its Effects. Smithsonian Inst. Press, Washington, DC, 464 pp.

Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985, *The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*, Blackwell, Oxford, 312 p.

Vazquez, J.A., Velasco, N.O., Schmitt, A.K., Bleick H.A., Stelten M.A., 2014, U-Th dating of chevkinite in high silica rhyolites from La Primavera and Yellowstone calderas, *Chemical Geology*, vol. 390, p. 109-118.

- Vojtěch, J., Farrow, C.M., Vojtěch, E.**, 2006, Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (*GCDkit*), *Journal of Petrology*, vol. 47, N.6, p. 1255-1259.
- Walker, G.P.L., Wright, J.V., Clough, B.J.**, 1983, Pyroclastic geology of the rhyolitic volcano of La Primavera, México, *Geology. Rundschau*, vol. 70, p.1100-1118.
- Walker, GPL**, 1984, Downsag calderas, ring faults, caldera sizes and incremental caldera grow. *Journal of Geophysical Research*. vol. 89, p. 8407-8416.
- Walker, GPL**, 1988 Three Hawaiian calderas: an origin through loading by shallow intrusions. *Journal of Geophysical Research*. N.93B, p. 14773-14784.
- Wedepohl, K.H.**, 1995, The composition of the continental crust, *Geochimica et Cosmochimica Acta* vol. 59, p 1,217-1,239.
- Wentworth, C. K.**, 1922. A scale of grade and terms for clastic sediments, *Journal of Geology*, vol. 30, n. 5, p 377-392.
- Williams, H.**, 1941, *Calderas and their origin*. University of California Publications Department of Geological Sciences, vol. 25 p. 239-346.
- Williams, H., McBirney, A.R.**, 1979, *Volcanology*, San Francisco: Freeman, Cooper and Company, 397 p.
- Wilson, C., Rogan, A. Smith, I., Northey, D., Nairn, I., Houghton, B.**, 1984, Caldera volcanoes of the Taupo volcanic zone, New Zeland, *Journal of Geophysical Research*, vol. 89, p. 8436-8484.
- Wilson, M.**, 2007, *Igneous Petrogenesis*, 9th edition, Springer, 466 p.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A.**, 1977, Geochemical Discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, vol. 20, p.325-343.
- Winter, J.D.**, 2010, *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*, 2nd edition, Pearson, 704 p.
- Wright, J. V., Walker, G. P. L.**, 1977, The ignimbrite source problem: a co-ignimbrite lag fall deposit from Mexico. *Geology*, vol. 5, p. 729-782.

Wright, J.V., 1981, The Rio Caliente ignimbrite. Analysis of a compound intraplinian ignimbrite from a major late-Quaternary Mexican eruption. *Bulletin of Volcanology*, vol. 44, p. 189-212.