



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**VOLCÁN GUANGOCHÉ, CAMPO VOLCÁNICO LOS AZUFRES, MICHOACÁN,  
MÉXICO: ESTRATIGRAFÍA Y PARÁMETROS FÍSICOS DE ERUPCIONES  
SUBPLINIANAS-PLINIANAS DEL PLEISTOCENO TARDÍO**

TESIS  
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
(VULCANOLOGÍA)

PRESENTA:  
ELIZABETH RANGEL GRANADOS

TUTOR  
Dr. José Luis Arce Saldaña (Instituto de Geología, UNAM)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR  
Dra. Marie Noëlle Guilbaud (Instituto de Geofísica, UNAM)  
Dr. Claus Siebe Grabach (Instituto de Geofísica, UNAM)  
Dr. José Luis Macías Vázquez (Unidad Morelia,  
Instituto de Geofísica, UNAM)  
Dr. Ricardo Saucedo Girón (Instituto de Geología, UASLP)

MÉXICO, D.F., marzo de 2013

*“It rose to a great height on a sort of trunk and then split off into branches, I imagine because it was thrust upwards by the first blast and then left unsupported as the pressure subsided, or else it was borne down by its own weight so that it spread out and gradually dispersed. Sometimes it looked white, sometimes blotched and dirty, according to the amount of soil and ashes it carried with it. My uncle’s scholarly acumen saw at once that it was important enough for closer inspection”*

*Description of the plume from the AD 79 eruption of Vesuvius volcano by Pliny the Younger.*



# INDICE

AGRADECIMIENTOS .....	I
RESUMEN .....	III
ABSTRACT .....	V

## Capítulo I

<b>Introducción .....</b>	<b>1</b>
---------------------------	----------

I.1. Localización del área de estudio .....	2
I.2. Estudios previos .....	4
I.3. Importancia del estudio .....	8
I.4. Objetivos del estudio .....	9
I.5. Metodología .....	9
I.5.1. Trabajo de campo .....	10
I.5.2. Trabajo de laboratorio .....	10
I.5.3. Trabajo de gabinete .....	14

## Capítulo II

<b>Marco Geológico .....</b>	<b>15</b>
------------------------------	-----------

II.1. El Campo Volcánico Los Azufres (CVLA) .....	15
II.1.1. Basamento regional .....	19
II.1.2. Estratigrafía del Campo Volcánico Los Azufres .....	20
II.2. Volcán Guangoche .....	28

## Capítulo III

<b>Estratigrafía del Pleistoceno tardío del volcán Guangoche .....</b>	<b>30</b>
--	-----------

III.1. Distribución, relaciones estratigráficas y edad de los depósitos .....	30
III.1.1. Fechamientos por radiocarbono .....	35
III.1.2. Estratigrafía del Pleistoceno tardío del volcán Guangoche .....	38
III.2. Distribución del tamaño de grano .....	60
III.2.1. Análisis sedimentológicos y de componentes .....	60
III.2.1.1 <i>Histogramas de frecuencias y de componentes</i> .....	61
III.2.1.2 <i>Curvas de frecuencia acumulativa</i> .....	68
III.2.1.3 <i>Diámetro mediano (<math>Md_{\phi}</math>) versus grado de selección (<math>\sigma_{\phi}</math>)</i> .....	72
III.2.1.4 <i>Diámetro mediano (<math>Md_{\phi}</math>) y grado de selección (<math>\sigma_{\phi}</math>) versus distancia de la fuente</i> .....	72
III.3. Petrografía y geoquímica .....	76
III.3.1. Petrografía .....	76

III.3.2. Geoquímica.....	94
III.3.2.1. <i>Elementos mayores</i> .....	94
III.3.2.2. <i>Elementos traza y tierras raras</i> .....	99
<b>Capítulo IV</b>	
<b>Parámetros físicos de las erupciones Pómez Blanca, Pómez Ocre Superior y Pómez Multicapas del volcán Guangoche .....</b>	<b>112</b>
IV.1. Distribución de los depósitos de caída .....	113
IV.2. Volumen de los depósitos de caída .....	118
IV.3. Altura de la columna eruptiva.....	123
IV.4. Índice de explosividad volcánica (VEI) .....	124
IV.5. Tasa de emisión y duración de la erupción .....	125
IV.6. Estilos eruptivos asociados a los depósitos de caída .....	126
<b>Capítulo V</b>	
<b>Discusión .....</b>	<b>131</b>
V.1. Historia eruptiva del Pleistoceno tardío para el volcán Guangoche .....	131
V.2. Génesis de magmas riolíticos en el volcán Guangoche.....	151
V.2.1. Modelo de AFC para el CVLA .....	153
V.2.2. Genesis de riolitas de bajo-Ba .....	154
<b>Capítulo VI</b>	
<b>Conclusiones .....</b>	<b>158</b>
<b>Referencias Bibliográficas .....</b>	<b>161</b>



## AGRADECIMIENTOS

En los siguientes párrafos quiero enunciar mi más sincera gratitud a todas esas personas que aportaron un granito de arena para hacer posible la culminación de este trabajo.

Primero que nada quiero agradecer a la UNAM, que por medio del Posgrado en Ciencias de la Tierra y el Instituto de Geología, me permitió crecer profesional y personalmente durante mi estancia en esta muy estimable institución.

Agradezco al CONACYT por la beca otorgada para realizar mis estudios de maestría.

Muchas gracias a los proyectos CONACYT 98772 y PAPIIT IN107409 a cargo del Dr. José Luis Arce Saldaña, los cuales financiaron el trabajo de campo y los diversos análisis de laboratorio que fueron esenciales para la elaboración de este trabajo.

Agradezco a mi comité de sinodales, integrado por los Dres. Marie Noëlle Guilbaud, Claus Siebe Grabach, José Luis Macías Vázquez y Ricardo Saucedo Girón, por el tiempo que invirtieron en revisar este manuscrito y cuyos comentarios y sugerencias fueron de gran ayuda para mejorar este trabajo. Así mismo, agradezco infinitamente todas sus enseñanzas y por transmitirme esa pasión por el maravilloso mundo de los volcanes.

Al Dr. Gerardo de Jesús Aguirre Díaz le agradezco la disposición, el tiempo e interés que tuvo cuando formó parte de mi comité tutor durante los exámenes interanuales.

Agradezco a la M. en Geografía Fabiola Mendiola por su gran disposición, explicaciones y ayuda que fueron vitales para poder realizar los diversos análisis sedimentológicos. También agradezco mucho su amistad y su confianza.

Agradezco a la Química Patricia Girón por haber realizado los análisis químicos de roca total por medio del método de FRX y por poner a disposición de los alumnos los recursos de su laboratorio. Además muchísimas gracias por esa sonrisa con la que me recibe y por siempre irradiar felicidad.

A la Ingeniera María del Consuelo Macías Romo quiero agradecer su apoyo en el uso del taller de molienda y el laboratorio de separación de minerales; así como por su gran disposición y gentileza.

Agradezco a la M. en C. Elena Lounejeva Baturina por la realización de los análisis de elementos traza mediante el método de ICP-MS. Así como al Técnico en Laminación Joaquín Aparicio, por su apoyo en la elaboración de láminas delgadas.

Agradezco a las secretarías del Posgrado en Ciencias de la Tierra Gloria y Mari, por tener la paciencia y disposición al resolver todas mis dudas en cuanto al papeleo y trámites.

Cariñosamente agradezco a Gaby, Laura, Sac, Karla, Araceli y Cecilia, con quienes he compartido tantas cosas...historias, lágrimas, viajes, escuela, chismes, casa, comida.....pero sobre todo amistad. Así mismo agradezco a los niños de Guerrero: Nohemi, Marco, Marisol y David y a los niños del Poli y la UNAM: Pablito, Isaac, Isela, Karina y Jessica, ya que cada uno de ustedes le puso la cereza al pastel, haciendo del instituto un lugar muy especial. A David le agradezco muchísimo su compañía durante las jornadas de campo, ya que siempre eran muy divertidas y productivas. A mis amigos del alma y hermanos Kenia, Mariana y Poncho agradezco el perdurable apoyo y su gran amistad.

Quiero agradecerle a todos mis compañeros del posgrado y amigos: Amiel, Angie, Anaid, Rafaofelio, Denis, Juan Manuel, Mario, Rafita (cubano), Fernando, Paco Riquelme, Ana, Alekz, Bernardo, Bethania, Miguel, Angel, con quienes compartí clases, gratos momentos de estudio, risas, pachangas, prácticas de campo, charlas, consejos, cafés.... Muchas gracias a la banda moreliana conformada por: Gaby Gómez, Pola, Susana, Diana, Magda y Silvestre, por todos los ratos tan agradables que compartí con ustedes.

Agradezco muchísimo a todos los comisariados ejidales de los pueblos Ojo de Agua de Bucio, Ojo de Agua del Cuervo, Huajúmbaro y El Rosario, por su disposición, gentileza y apoyo que permitieron realizar todo el trabajo de campo. De una forma muy especial agradezco al señor Leodegario y a sus hijos (Ojo de Agua del Cuervo) por toda la amabilidad, apoyo y atenciones. También un inmenso gracias a esa persona tan especial y linda del pueblito de Agua Blanca, que nos alimentó a Beto y a mí, después de no haber comido en todo un día y por ayudarnos a salir del semejante atascón en el que estábamos metidos.

En estas pocas líneas no alcanzaran para expresar el enorme agradecimiento que tengo hacia el Dr. José Luis Arce Saldaña, por ser un gran tutor, maestro y amigo. Gracias por todas las gratas experiencias que he pasado gracias a su apoyo, gracias por todos los conocimientos que me ha transmitido, gracias por todas las charlas, risas y hasta regaños que me han hecho mejorar en todos los ámbitos, gracias por nunca dejarme en el abandono..... lo único que puedo decir es GRACIAS POR TODO.

Finalmente, de una forma muy especial e infinita agradezco a mis padres María Estela Granados y Eduardo Rangel, a mis abuelitas y a mi hermano por siempre confiar en mí, por el apoyo incondicional y por todo su amor. Los amo mucho..... A ti **Alberto Vásquez** quiero decirte lo mucho que te amo y lo mucho que me haces feliz, ya que en ti encontré mi otra mitad. Gracias por el inmenso apoyo incondicional, por amarme, por compartir tu vida conmigo, por estar siempre a mi lado y por ser como eres. También agradezco a mi nueva familia porque se que siempre podré contar con ustedes.

## Resumen

El Campo Volcánico Los Azufres (CVLA) es un centro volcánico localizado en el sector central de la Faja Volcánica Trans-Mexicana al N-NE del estado de Michoacán, que inició su actividad hace 1.5 Ma con la emisión de lavas y productos piroclásticos de composición basáltica hasta riolítica. Al suroeste de dicho campo se localiza el volcán poligenético Guangoche de 2,760 msnm, el cual está conformado por intercalaciones de lavas y depósitos piroclásticos. Contiene un domo central de 1.6 x 1.5 km, dentro de un cráter con forma de herradura abierto hacia el sur (1.6 x 2.5 km de diámetro). La estratigrafía del Pleistoceno tardío (<31,000 años) del volcán Guangoche consiste de: **1)** depósito de avalancha de escombros distribuido hacia el sur-suroeste y compuesto por mega-bloques de lava, depósitos consolidados de flujo hiperconcentrado con estructuras en rompecabezas, depósitos de flujos, oleadas piroclásticas y sedimentos lacustres; **2)** Secuencia Piroclástica Cuchipitio (30,650 ± 160 años A.P.), compuesta de la base a la cima por un depósito de caída de pómez, sobreyacido por un flujo piroclástico de pómez, el cual está distribuido hacia el sureste y este del volcán; **3)** Secuencia Piroclástica Blanca, constituida de la base a la cima por varios horizontes de oleadas piroclásticas húmedas, un depósito de caída de pómez (Pómez Blanca) producto de una erupción pliniana con un VEI de 5, que desarrolló una columna eruptiva de 21.6 km de altura, dispersada hacia el este del Guangoche, con una tasa de emisión de  $7.0 \times 10^7$  kg/s, arrojando un volumen de magma de 0.53 km<sup>3</sup>. Cubre a este depósito un flujo piroclástico de pómez, fechado en 29,030 ± 160 años A.P., distribuido hacia el suroeste, oeste, noroeste y norte; **4)** Secuencia Piroclástica Agua Blanca (26,700 ± 250 años A.P.) compuesta por un flujo de bloques y cenizas en la base, sobreyacido por una intercalación de oleadas piroclásticas, depósitos de caída ricos en líticos juveniles y depósitos de flujos de bloques y cenizas. Esta secuencia está distribuida hacia el suroeste; **5)** Secuencia Piroclástica Ocre (<26,000 años A.P.) conformada hacia la base por una intercalación de depósitos de oleadas piroclásticas húmedas, depósitos de caída de pómez y flujos piroclásticos de pómez, distribuida hacia el norte-noroeste, suroeste y sureste del Guangoche. Cubriendo a esta secuencia piroclástica yace un depósito de caída de pómez (Pómez Ocre Superior), el cual

fue producido por una erupción subpliniana-pliniana (con un VEI de 4), que formó una columna eruptiva de 15.6 km de altura, dispersada por los vientos predominantes hacia el noroeste y nor-noroeste del Guangoche. Esta columna emitió un volumen de magma de 0.38 km<sup>3</sup> con una tasa de emisión de  $1.9 \times 10^7$  kg/s. Este depósito está cubierto por un flujo piroclástico de pómez, que fue distribuido hacia el norte-noroeste y sureste; **6)** Pómez Multicapas (<<26 ka), fue originada por una erupción subpliniana (con un VEI de 4) que desarrolló una columna eruptiva pulsante de 11.2 km de altura, la cual fue dispersada por los vientos predominantes hacia el N del volcán, con una tasa de emisión de  $5.1 \times 10^6$  kg/s, arrojando un volumen de magma de 0.26 km<sup>3</sup>.

Petrográficamente los productos juveniles del volcán Guangoche presentan una textura vitrofídica, porfídica, hipocristalina e inequigranular, con una asociación mineralógica de cuarzo > sanidino > plagioclasa > biotita > anfíbol > óxidos > ortopiroxeno, zircón y raramente epidota. De acuerdo con los datos de química de roca total de muestras del CVLA y del volcán Guangoche se reconocieron tres grupos principales: el grupo 1 consta de andesitas-basálticas, andesitas y dacitas (53.4 a 66.3% en peso de SiO<sub>2</sub>), con afinidad calci-alkalina y calci-alkalina de alto-K y anomalías de Eu ligeramente negativas y positivas. El grupo 2 está conformado por rocas riolíticas caracterizadas por contener valores altos de Ba y el grupo 3, compuesto por los productos piroclásticos riolíticos del volcán Guangoche, los cuales resaltan por su bajo contenido en Ba, Sr y Eu. Las riolitas del grupo 2 fueron originadas por un proceso de asimilación cristalización fraccionada (AFC), entre un magma parental que asimiló rocas graníticas y al mismo tiempo sufrió cristalización fraccionada de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, feldespato-K y plagioclasa. Por su parte las rocas del grupo 3 se generaron por la extracción de líquido intersticial atrapado dentro de un "mush" (concentrado) cristalino de composición cuarzo-feldespática.

## Abstract

Los Azufres Volcanic Field (LAVF) is a volcanic center located in the central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt, to N-NE of the Michoacán state, which started its activity since 1.5 Ma with the emission of basaltic to rhyolitic lavas and pyroclastic products. Situated to the southwest of the LAVF, Guangoche is a polygenetic volcano of 2,760 masl, built of lavas interbedded with pyroclastic deposits. At the summit there is a central dome of  $1.6 \times 1.5 \text{ km}$  ( $0.31 \text{ km}^3$ ) hosted in a horse-shoe shaped crater open to the south ( $1.6 \times 2.5 \text{ km}$  in diameter). The late Pleistocene stratigraphy of Guangoche consists of: **1)** A debris avalanche deposit, composed of megablocks made of lavas, hiperconcentrated flow deposits, pyroclastic flows, surge deposits and lacustrine sediments with jig-saw fit structures, distributed to the south-southwest of the volcano; **2)** Cuchipitio Pyroclastic Sequence ( $30,650 \pm 160$  years B.P.), composed of a pumice fall deposit overlain by a pumice pyroclastic flow, which is spread to the southeast and east of the volcano respectively; **3)** The White Pumice Sequence composed at the base of a wet pyroclastic surge and a pumice fall deposit (White Pumice) that was produced by a plinian-type eruption (with a VEI of 5) that developed a 21.6-km-high eruptive column, dispersed to the east of the volcano, with a mass discharge rate of  $7.0 \times 10^7 \text{ kg/s}$  and a magma volume of  $0.53 \text{ km}^3$ . This pumice fall deposit is overlain by a pumice pyroclastic flow dated at  $29,030 \pm 160$  years B.P., dispersed to the southwest, west, northwest and north of the Guangoche; **4)** The Agua Blanca Pyroclastic Sequence ( $26,700 \pm 250$  years B.P.) composed of a block-and-ash flow deposit at the base, overlain by a pyroclastic surge deposit, a juvenile lithic-rich fallout, and block-and-ash flow deposits; this sequence was distributed to the southwest of the volcano; **5)** the Ochre Pyroclastic Sequence ( $<26,000$  years B.P.) constituted by an insertion of wet pyroclastic surges, pyroclastic flows and pumice fall deposits, distributed to the north-northwest, southwest and southeast of the Guangoche volcano. Then, there is a pyroclastic sequence of pumice fallout (Upper Ochre Pumice Fallout), produced by a subplinian-plinian-type eruption (with a VEI of 4) that formed a 15.6-km-high eruptive column, distributed by the predominant winds to the northeast and north of the Guangoche. This eruption involved a magma volume of 0.38

km<sup>3</sup> with a mass discharge rate of  $1.9 \times 10^7$  kg/s. The Upper Ochre Pumice Fallout is covered by a pumice-rich pyroclastic flow, that was distributed to the north-northeast and southeast of the volcano; **6)** The Multilayered Pumice fallout ( $\ll 26$  ka) constituted by multilayered fall deposits, originated by a subplinian-type eruption (with a VEI of 4) that developed a 11.2-km-high eruptive column, which was dispersed by the predominant winds to the north of the volcano, with a mass discharge rate of  $2.9 \times 10^6$  kg/s and a magma volume of 0.26 km<sup>3</sup>.

Petrographically, the juvenile products of the Guangoche volcano have a vitrophyric and porphyritic texture, hypocrystalline, and inequigranular, with a mineral assemblage of quartz > sanidine > plagioclase > biotite > amphibole > oxides > orthopyroxene, and minor zircon and epidote. Based on whole-rock chemical data, three main groups were recognized: group 1 is represented by basaltic-andesite, andesite, and dacite (53.4 a 66.3 wt% SiO<sub>2</sub>) rocks, with calc-alkaline and high-K calc-alkaline affinities and slightly positive and negative Eu anomalies. Group 2 is composed of rhyolitic rocks, characterized by high-Ba contents, and the group 3 is constituted by the pyroclastic products of the Guangoche volcano, which highlight for their low contents in Ba, Sr, and Eu. The rhyolites of the group 2 were originated by an AFC process between a mafic parental magma that assimilated granitic rocks, while fractional crystallization of olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, K-feldspar, and plagioclase took place at the same time. Meanwhile, the rocks of group 3 were generated by the extraction of interstitial melt trapped within a quartz-feldspathic mush.

## Capítulo I Introducción

---

Las erupciones volcánicas expulsan a la superficie terrestre una gran variedad de productos, ya sea de manera relativamente pasiva, produciendo flujos de lava o de manera violenta, expulsando grandes cantidades de piroclastos hacia la atmósfera (ceniza, pómez, cristales y fragmentos de roca) mezclados con gases a alta temperatura (Rosi *et al.*, 2003). Los depósitos de dichos productos pueden desarrollar estructuras volcánicas diversas, dependiendo de su composición química y también del tipo de erupción que las produce (Gutiérrez-Elorza, 2008). El estudio estratigráfico de una zona volcánica es de suma importancia, ya que con ello es posible construir la historia eruptiva, establecer los tipos de erupciones que presentaron dichas estructuras, así como la recurrencia de los eventos volcánicos. Además es posible determinar la distribución de los distintos materiales emitidos y la magnitud e intensidad de las erupciones. Por estas razones, diversas investigaciones alrededor del mundo, se han dedicado al estudio de la estratigrafía volcánica; en México, por mencionar algunas, tenemos el caso del volcán Popocatepetl (Robin y Boudal, 1987; Siebe *et al.*, 1995; Siebe y Macías, 2006; Espinosa-Pereña y Martín-Del Pozzo, 2006), el volcán Nevado de Toluca (Bloomfield y Valastro, 1974; Macías *et al.*, 1997; Capra y Macías, 2000; Arce *et al.*, 2003), el volcán Chichón (Tilling *et al.*, 1984; Varekamp *et al.*, 1984; Espíndola *et al.*, 2000), el volcán La Malinche (Castro-Govea y Siebe, 2007), entre otros. Además, el conocimiento de la estratigrafía volcánica, así como de la edad de las últimas erupciones, permite conocer el potencial que tiene un volcán de presentar una erupción en el futuro. Esto con el fin de evaluar el nivel de riesgo de las poblaciones cercanas a centros eruptivos.

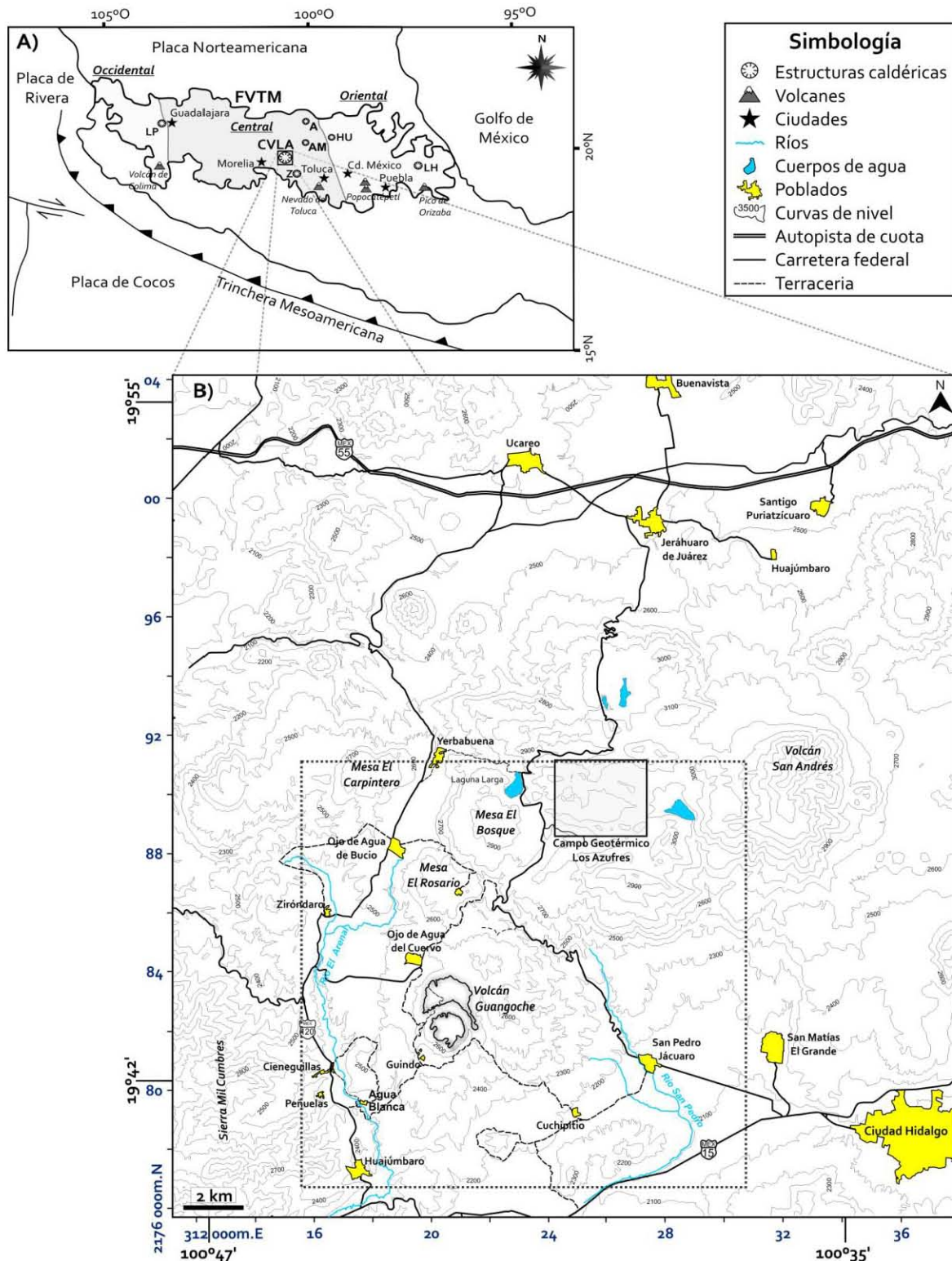
En el presente trabajo se estudian los depósitos piroclásticos que se encuentran en el sector suroeste del Campo Volcánico Los Azufres (CVLA) (Figura I.1A), Michoacán,

particularmente en los alrededores del volcán Guangoche, debido a que durante el Pleistoceno tardío (a partir de ~31,000 años), este volcán generó varias erupciones explosivas de composición riolítica. Empleando la información obtenida en campo y los resultados de los diversos trabajos de laboratorio y gabinete, se ha definido la estratigrafía del Pleistoceno tardío para el volcán Guangoche, su historia eruptiva, así como la distribución de los distintos depósitos y la dinámica eruptiva de las erupciones plinianas y subplinianas.

### **I.1. Localización del área de estudio**

El volcán Guangoche (que en lengua purépecha significa "*Ayate de Ixtle*"; Santamaría, 1978; Chávez, 2006; Lastra, 2006) forma parte del CVLA y está ubicado en su porción suroccidental, en las coordenadas geográficas 19° 43' 30" de latitud norte y 100° 42' 42" de longitud oeste (Figura I.1B). El CVLA, localizado a 55 km al E-NE de Morelia, la capital del estado de Michoacán, alberga al segundo campo geotérmico más importante de México (Figura I.1B), con 41 pozos productores de vapor y una capacidad de 188 MW (González-Partida, 2001; Martínez-Estrella *et al.*, 2010). Así mismo, es un centro volcánico que inició su actividad hace aproximadamente 1.5 Ma (Macías *et al.*, 2008), dentro de una estructura caldérica muy discutida del Mioceno tardío-Plioceno denominada "Los Azufres" (Pradal y Robin, 1985; Pradal, 1990; Ferrari *et al.*, 1991; 1993; Robin y Pradal, 1993), la cual se ubica en el sector central de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) (Figura I.1A). Este último, es un arco volcánico continental del Neógeno-Cuaternario que atraviesa a la República Mexicana de oeste a este, desde las costas del Pacífico hasta las del Golfo de México y es originada por la subducción de las placas de Cocos y de Rivera por debajo de la placa Norteamericana (Gómez-Tuena *et al.*, 2005) (Figura I.1A). El vulcanismo de la FVTM predominantemente es de afinidad calci-alcalina y escasamente alcalina, y está caracterizado por presentar una variedad composicional amplia, desde basaltos hasta riolitas, así como una gran diversidad de estructuras volcánicas tales como: conos monogenéticos, domos, maars, volcanes en escudo, estratovolcanes y calderas (Figura I.1A).





**Figura I.1.- A)** Mapa de la parte central de la República Mexicana en donde se aprecia al Campo Volcánico Los Azufres (CVLA) como parte de la caldera Los Azufres, la cual se encuentra en el sector central de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), así como la localización de algunas estructuras volcánicas importantes (estratovolcanes y calderas) que forman parte de la FVTM. LP= La Primavera, A= Amazcala, AM= Amealco, HU= Huichapan, Z= Zitácuaro, LH= Los Humeros. **B)** Mapa de localización del CVLA en el cual se muestran los principales poblados, ríos y vías de acceso; así como la ubicación del Campo Geotérmico Los Azufres. El área de estudio está enmarcada en línea punteada. Las curvas de nivel se encuentran separadas cada 100 m.

Los poblados más importantes que destacan en el área de estudio son: San Matías El Grande, San Pedro Jácuaro (ubicados a una distancia de 11.3 y 7.4 km respectivamente, al E-SE del volcán Guangoche), Ojo de Agua de Bucio (localizado a 6.4 km al NO del volcán), Huajúmbaro (a 5.6 km al SO del volcán), Cuchipitio (a 5.3 km al SE del Guangoche), Agua Blanca (ubicado a 3.8 km al SO del Guangoche), Ojo de Agua del Cuervo y Guindo, ubicados a 2.6 km al NO y 1.4 km al SO (Figura I.1B). En las cercanías del área de estudio, la ciudad más importante es Ciudad Hidalgo, situada a ~17 km al SE del volcán, ya que cuenta con una población de 117,620 personas (INEGI, 2010) y presenta una actividad comercial y turística importante para la región. El Campo Geotérmico Los Azufres se encuentra aproximadamente a 8.5 km al NE del volcán Guangoche.

Con lo que respecta a la hidrología, los ríos más importantes son el Arenal, que corre en una dirección norte-sur, al oeste-noroeste del volcán Guangoche y el río San Pedro el cual fluye de norte a sur, al este-noreste del volcán (Figura I.1.B).

Las vías de comunicación más importantes son: la autopista México-Guadalajara, que se encuentra al norte del área de estudio, así como la carretera federal No.15 Ciudad Hidalgo-Morelia, al sur del volcán Guangoche (Figura I.1B). Otra vía de comunicación importante es la carretera que comunica a Ciudad Hidalgo con la autopista México-Guadalajara y atraviesa los poblados de San Pedro Jácuaro, al Campo Geotérmico Los Azufres y Jeráhuaro (poblado ubicado a 18.7 km al N-NE del Guangoche). Además se encuentran varios caminos de terracería en los alrededores del volcán Guangoche (Figura I.1B).

## **I.2. Estudios previos**

Desde mediados del siglo XIX y durante el siglo XX, la intensa actividad geotérmica del CVLA, llamó la atención no sólo de la comunidad científica, sino de empresas gubernamentales como la Comisión Federal de Electricidad (CFE), ya que la zona parecía tener un potencial prometedor para generar energía eléctrica; por lo que el CVLA se tornó en un importante objeto de estudio.

Los primeros estudios se remontan al año de 1857, cuando el naturalista francés M.H. Soussurre escribió las primeras notas de las emanaciones de vapores y solfataras (en Razo-Montiel, 1975). Posteriormente, a principios y mediados del siglo XX fue ampliamente reconocido por sus manifestaciones termales (Waitz, 1906; Maldonado, 1956; Alonso *et al.*, 1964; Mooser, 1964). Así mismo, en el año de 1964 se realizó el “Catálogo Preliminar de Focos Termales de la Provincia Geotérmica Central Mexicana” por el entonces Departamento de Planeación y Estudios de la CFE, el cual marcó la pauta para iniciar con los estudios enfocados al aprovechamiento de la energía geotérmica para generar electricidad en la zona (Razo-Montiel, 1975). Desafortunadamente, no se encuentran registros de los estudios anteriores al año 1975, debido a que fueron aislados, interrumpidos, extraviados o no se escribieron reportes. A partir del año de 1975 se inició una nueva campaña de estudios en el área de los Azufres por parte de la CFE e investigadores de la UNAM; donde los primeros estudios de la región fueron dedicados al mapeo geológico regional de las hojas Morelia-Maravatío (Demant *et al.*, 1975; Palacios y Camacho, 1976). Posteriormente se realizaron estudios geológicos a semidetalle de la zona geotérmica con el fin de determinar el grado de viabilidad de que la zona se encontrara en un campo geotérmico de explotación rentable (Garfías y González, 1978; Camacho y Palacios, 1979; Camacho, 1979). Sumado a lo anterior, se realizaron estudios petrológicos (Silva-Mora, 1979; Aumento y Gutiérrez, 1980<sup>a</sup>; Gutiérrez y Aumento, 1982), geofísicos (Campos-Enríquez y Garduño-Monroy, 1995), geocronológicos (Aumento y Gutiérrez, 1980<sup>b</sup>), estructurales y geológico-estructurales detallados de la zona geotérmica (De la Cruz *et al.*, 1982; Garduño-Monroy y Martiñon-García, 1984; Garduño-Monroy, 1985a; Martiñon-García, 1985; López-Hernández, 1991) y de algunas zonas adyacentes (Garduño-Monroy, 1985b; Garduño-Monroy, 1987a; Garduño-Monroy, 1987b). Así mismo, se realizaron varios reportes geológicos de los diversos pozos de exploración perforados (Garfías y Casarrubias, 1979; Rodríguez-Salazar, 1983; 1984; Garfías y Huitron, 1985; Huitron *et al.*, 1986; 1987; 1988; Huitron y Pérez-Esquivias, 1989; Pérez-Esquivias y Gómez-López, 1992; entre otros). Todos estos estudios, revelaron que el CVLA es un campo geotérmico rentable para la explotación de energía geotérmica, por lo que la CFE creó varias plantas que hasta la fecha están en producción y actualmente

ocupa el segundo lugar en generación de energía eléctrica a nivel nacional, sólo después de Cerro Prieto en Mexicali, B.C.

Simultáneamente a estos trabajos, diversos investigadores realizaron varios estudios que tuvieron la finalidad de descifrar el origen del campo geotérmico en un marco volcano-tectónico, reconstruir la historia eruptiva del CVLA y determinar si la actividad silícica en el área está asociada a una estructura caldérica. Entre estos autores destacan Dobson y Mahood (1985), quienes realizaron el primer estudio general de la estratigrafía volcánica de la región; denominando al área como el "Centro Volcánico Los Azufres". Ellos proponen que el campo inició su actividad hace aproximadamente 1 Ma desarrollándose en tres secuencias eruptivas que llamaron: Las riocitas Agua Fría (1.03-0.84 Ma), las dacitas San Andrés (0.33 Ma) y las riolitas Yerbabuena (0.30-0.15 Ma). También en su estudio, descartan la presencia de una estructura caldérica y describen depósitos de caída de al menos 15 m de espesor asociados a los domos El Bosque y Carpintero pertenecientes a la secuencia eruptiva Yerbabuena. Por otra parte, Pradal y Robin (1985) y Pradal (1990) identificaron una estructura caldérica y propusieron que los Azufres en realidad es una caldera resurgente del Pleistoceno medio con un diámetro de 18 x 20 km. Esta deducción se derivó del hecho de que en el área de Acámbaro y Cieneguillas aflora un depósito piroclástico, el cual fue fechado en 28,000 años. Garduño-Monroy (1987a) también realizó un estudio geológico-estructural del área de Santa Inés, al norte del CVLA, en este estudio plantea que la Sierra Santa Inés conforma el límite norte de la estructura de caldera y que el colapso se originó durante el Plioceno, después de la evacuación de un paquete ignimbrítico. Posteriormente se originó un vulcanismo post-caldérico con la formación de domos riolíticos recientes (0.30 a 0.15 Ma) entre los cuales se incluye al volcán Guangoche con un depósito de flujo piroclástico de 28,000 años de edad (obtenida por Pradal y Robin, 1985). De la Cruz *et al.* (1982) describen al Guangoche como un domo de composición riolítica, constituido por una pequeña caldera, cuyos bordes están conformados por riolita vítrea y un domo de igual composición en la parte central de la caldera. Así mismo, proponen que el domo tuvo una reactivación posterior, ya que describieron "tobas pumicíticas" de composición riolítica provenientes del cerro Guangoche.

Posteriormente Ferrari *et al.* (1991) realizaron un estudio geológico-estructural de la región en donde describieron cuatro depósitos ignimbríticos relacionados con la caldera de los Azufres (denominadas ignimbritas Pucato, Terrero, Santa Inés y Cuitzeo), proponiendo una caldera anidada de 20 x 15 km, originada durante el Mioceno tardío y reactivada durante el Plioceno. Las interpretaciones sobre la edad y el origen de la caldera propuestas por Pradal y Robin (1985), Pradal (1990) y Ferrari *et al.* (1991) fueron tema de controversia entre estos autores (Robin y Pradal, 1993; Ferrari *et al.*, 1993). Posteriormente Pradal y Robin (1994) estudiaron de manera más detallada las secuencias volcánicas emitidas en el CVLA, y propusieron que la actividad volcánica del campo ha tenido una historia eruptiva desarrollada en dos periodos principales: el primer periodo (~1.5 a 0.8 Ma) caracterizado por vulcanismo ácido seguido de vulcanismo básico, y un segundo periodo (~0.6 Ma al presente), representado por una gradación de vulcanismo basáltico a riolítico, en donde se emitieron las últimas ignimbritas ( $26,700 \pm 450$  a  $28,000 \pm 650$  años A.P. (Antes del Presente)) provenientes de los domos El Bosque, El Carpintero y del Cerro Guangoche, denominadas como Unidad Cieneguillas.

El trabajo más reciente fue realizado por Macías *et al.* (2008) quienes con base en mapeo y descripción de distintas unidades, reinterpretaron la geología del área, identificando cinco secuencias volcánicas principales, constituidas por 96 estructuras volcánicas en las que se incluyen domos, flujos de lava, conos de ceniza, estratovolcanes y productos piroclásticos. También proponen que los remanentes de una caldera se encuentran al norte, conformados por la Sierra de Santa Inés, aunque no relacionan al vulcanismo del CVLA con la estructura caldérica. De igual forma, plantean que el volcán Guangoche forma parte de un complejo volcánico constituido por una serie de domos de composición dacítica con una orientación aproximada N-S, los cuales tienen productos volcánicos asociados como avalanchas de escombros y flujos piroclásticos; los últimos con edades de  $26,700 \pm 450$  y  $36,000$  años (obtenidas por Pradal y Robin, 1994), por lo que consideran que este complejo volcánico representa una de las últimas fases eruptivas en el CVLA. Así mismo, asocian al denominado informalmente como "Depósito de Flujo Piroclástico Blanco" de 28,000 años A.P. con la Mesa El Bosque (un domo de lava riolítica, con forma de mesa y una edad de  $0.08 \pm 0.02$  Ma).

### **I.3. Importancia del estudio**

Los estudios geológicos, geofísicos, estructurales, geocronológicos y petrográficos realizados por la CFE y por diversos investigadores han sido numerosos, no obstante, sólo se han dedicado a resolver cuestiones regionales (origen, edad y dimensiones de la estructura caldérica) y han tenido principalmente como objetivo la exploración y explotación del campo geotérmico. Por lo mismo, la mayoría de los estudios se enfocaron en los sectores este, noreste y principalmente en el centro del CVLA, ya que esta zona favorecida por fallamiento profundo con orientación E-O (López-Hernández, 1991; Macías *et al.*, 2008), ha permitido el ascenso y manifestación de fluidos hidrotermales (fumarolas, géisers) en la superficie terrestre. En comparación con los sectores antes mencionados, la parte suroccidental no ha sido estudiada en detalle por no presentar las características necesarias para la exploración geotérmica, los escasos estudios en esta zona fueron realizados por Pradal y Robin (1994) y Macías *et al.* (2008). Por consiguiente este trabajo contribuye al conocimiento detallado de la estratigrafía volcánica del sector suroeste del CVLA. Observaciones hechas durante este trabajo sugieren que la mayoría de los productos encontrados en esta zona, provienen de erupciones explosivas de magnitud considerable (erupciones subplinianas y plinianas) que fueron emitidas por el volcán poligenético denominado "Guangoche". Se pretende reconstruir la historia eruptiva de este volcán y establecer la distribución y dinámica eruptiva de los depósitos de caída que afloran en la zona. Un aspecto importante es la presencia de depósitos asociados al volcán Guangoche más jóvenes que los reportados por Pradal y Robin (1994) (Unidad Cieneguillas; 28,000 a 26,700 años), por lo que podría considerarse como un volcán potencialmente activo que representa un peligro latente para los poblados que se encuentran en sus alrededores.

## **I.4. Objetivos del estudio**

### **Generales:**

1. Establecer la estratigrafía del Pleistoceno tardío en el área del volcán Guangoche, localizado en el sector suroeste del Campo Volcánico Los Azufres, Michoacán, México.
2. Definir la distribución y parámetros eruptivos (área, volumen del material emitido, altura de la columna, tasa de emisión y duración de la erupción) para los depósitos de caída producidos por el Guangoche, a partir de erupciones explosivas de tipo subpliniano-pliniano.

### **Específicos:**

1. Caracterizar (con apoyo de descripciones detalladas de campo y análisis sedimentológicos y de componentes) cada uno de los depósitos volcánicos asociados al volcán Guangoche.
2. Construir una columna estratigráfica compuesta, con ayuda de las relaciones estratigráficas observadas en campo y con fechamientos de radiocarbono.
3. Determinar el área de influencia y la distribución de los depósitos emitidos por el Guangoche.
4. Establecer las características petrográficas y geoquímicas de los productos juveniles.
5. Determinar la historia eruptiva del volcán Guangoche.

## **I.5. Metodología**

Para lograr los objetivos listados anteriormente se siguió una metodología que consistió de tres partes fundamentales: trabajo de campo, de laboratorio y de gabinete.

Precediendo al trabajo de campo, con base en fotointerpretación y estudios previos, se realizó un mapa geológico que sirvió como apoyo para las diversas campañas de campo.

### **I.5.1. Trabajo de campo**

En campo se describieron 105 afloramientos, distribuidos alrededor del volcán Guangoche, en un área aproximada de 185 km<sup>2</sup> (Figura III.1); se caracterizó cada uno de los depósitos piroclásticos, tomando en cuenta el color del depósito, tipo de estructuras, gradación, grado de selección, componentes, mineralogía y contactos; así mismo, se determinó el espesor de cada uno de los depósitos y se midió la dimensión de los cinco fragmentos líticos más grandes encontrados dentro de cada horizonte de caída. Estos dos últimos parámetros fueron de gran importancia para realizar los mapas de isopacas e isopleas, los cuales se emplearon para calcular los parámetros eruptivos (volumen, altura de la columna, tasa de emisión, duración de la erupción y tipo de erupción) de los distintos depósitos de caída observados en la zona de estudio. La caracterización de cada depósito permitió llevar a cabo el reconocimiento y correlación de las distintas unidades estratigráficas en toda el área de estudio.

De igual forma, como parte del trabajo de campo se realizó un muestreo de los distintos depósitos piroclásticos descritos, tanto de muestra total (para depósitos piroclásticos) como de sus constituyentes juveniles, así como de paleosuelos, fragmentos de carbón y de lava. Estos materiales fueron empleados para realizar diversos análisis de laboratorio (sedimentología, química de roca total, petrografía, fechamientos por radiocarbono).

Cabe mencionar que como parte del material muestreado se incluyeron fragmentos arcillosos que se encontraron dentro de un flujo piroclástico de pómez; estos fragmentos fueron recolectados y empleados para análisis por difracción de rayos X.

### **I.5.2. Trabajo de laboratorio**

En el laboratorio se realizaron análisis sedimentológicos, de componentes, petrográficos, geoquímicos y fechamientos por radiocarbono.

Para efectuar los análisis sedimentológicos, primero se tamizaron por el método de vía seca, alrededor de 44 muestras, en el Laboratorio de Sedimentología del Departamento



de Vulcanología del Instituto de Geofísica, UNAM. Para lo cual se empleó un set de tamices con un tamaño de mallas espaciado a uno phi ( $\Phi$ ; donde:  $\Phi = -\log_2$  del diámetro de grano en milímetros), desde  $-5\Phi$  (31.5 mm) hasta  $4\Phi$  (0.063 mm). Anterior al tamizado, las muestras fueron secadas en un horno, a una temperatura de 60°C por un tiempo de 24 horas, una vez secas, fueron pesadas y se hicieron pasar por los tamices antes mencionados. El material retenido en cada tamiz fue pesado con una balanza analítica y el peso de las fracciones fue normalizado al 100% para obtener el porcentaje en peso. Los datos obtenidos del tamizado fueron procesados en una hoja de cálculo e ilustrados en histogramas de frecuencia y en gráficas de frecuencia acumulativa (ver apartado III.2); a partir de estas últimas y con ayuda del software SFT desarrollado por Wohletz *et al.* (1989), se obtuvieron los parámetros estadísticos propuestos por Inman (1952) de tendencia central (diámetro mediano ( $Md_\Phi$ ) y moda), de dispersión (desviación estándar ( $\sigma_\Phi$ )) y los que describen la forma de la curva (sesgo ( $\alpha_\Phi$ )).

Para los análisis de componentes se emplearon 8 muestras de diferentes depósitos piroclásticos (depósitos de caída y flujos piroclásticos) tamizadas previamente, en las cuales se contabilizaron entre 800 y 1000 partículas dentro de las fracciones de  $-5\Phi$  a  $1\Phi$ . Cabe mencionar que la separación de las fracciones gruesas ( $-5$  a  $-1$  phi) se realizó a simple vista, mientras que para las fracciones finas (0 a 1 phi) se empleó un microscopio estereoscópico marca Nikon SMZ1000. En este análisis, se tomaron en cuenta dos tipos de componentes: fragmentos juveniles y accidentales, los juveniles se refieren a fragmentos que representan el magma involucrado en la erupción y pueden ser de varios tipos: pómez, cristales, vidrio, líticos juveniles tanto vesiculares como no-vesiculares (representan varias partes del magma durante su solidificación); mientras que los fragmentos accidentales, se caracterizan por presentar alteración (hidrotermal, coloraciones rojizas, oxidación, entre otros) y provienen de las paredes del conducto, de rocas pre-existentes del edificio volcánico y/o son incorporadas por los flujos piroclásticos. En este trabajo, el término lítico se refiere a los componentes densos en un depósito piroclástico, los cuales pueden ser divididos en líticos juveniles no-vesiculares ("cognate lithics"; que representan fragmentos de magma solidificado (domo

incandescente) durante la erupción) y en líticos accidentales (Cas y Wright, 1988; Sparks *et al.*, 1997).

Los datos obtenidos fueron convertidos a porcentajes y presentados en histogramas para su análisis e interpretación (ver apartado III.2).

Para los análisis petrográficos, se elaboraron 23 secciones pulidas en el taller de laminación del Instituto de Geología, UNAM. La caracterización petrográfica se efectuó con apoyo de un microscopio petrográfico Olympus Bx51, y consistió en la descripción de las fases minerales y en la determinación de la textura, grado de cristalinidad y porcentaje de matriz. Así mismo, de estas 23 secciones pulidas, se seleccionaron de 1 a 2 secciones por cada secuencia piroclástica asociada al Guangoche, con las cuales se determinaron los porcentajes modales. Para estos porcentajes se efectuó un conteo mínimo de 1000 y máximo de 1500 puntos, utilizando un contador de puntos manual PELCON (Pelcon Point Counter Versión 1.8).

Por otro lado, se realizaron análisis geoquímicos de elementos mayores y elementos traza de 26 muestras de los fragmentos juveniles seleccionados en campo, las cuales fueron primero limpiadas y secadas en un horno a 60°C por aproximadamente 48 horas. Posteriormente, este material se pulverizó en el taller de molienda del Instituto de Geología, UNAM. Una fracción de este polvo fue enviado al Laboratorio de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología, UNAM, donde se analizaron elementos mayores (Si, Ti, Al, Mn, Mg, Na, K, Ca, Fe y P) y algunos elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb) mediante el método de Fluorescencia de Rayos X (FRX), empleando un espectrómetro secuencial modelo Siemens SRS 3000. Otra fracción del material pulverizado fue destinada para los análisis de elementos traza y tierras raras, los cuales se realizaron por el método de Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS) en el laboratorio de espectrometría de masas en el Instituto de Geología, UNAM y en el Laboratorio de Química Ultrapura, en el Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro. En el laboratorio del Instituto de Geología, UNAM, se utilizó un espectrómetro modelo Agilent 7500ce y las muestras fueron analizadas según los procedimientos analíticos descritos por Eggins *et al.* (1997), a la par de cuatro materiales de referencia (BHVO-1, RGM-1, GSR-2, SDO-1) utilizando los

valores reportados por Govindaraju (1994), así como la sienita IGLa-1 (Lozano y Bernal, 2005); dichos materiales fueron empleados para evaluar la exactitud, precisión y repetitividad de los análisis.

Para los fechamientos se empleó el método de radiocarbono, el cual es un método isotópico basado en el decaimiento radioactivo del  $^{14}\text{C}$  (con una vida media de 5,730 años) a  $^{14}\text{N}$ . En laboratorio, el procesamiento de las muestras de paleosuelos y fragmentos de carbón consistió en secarlas en un horno a  $60^{\circ}\text{C}$  x 48 horas para posteriormente ser enviadas al laboratorio BETA ANALYTIC INC., en Miami, Florida, EUA. Para obtener las edades se empleó la técnica de AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*). Así mismo, las muestras fueron pre-tratadas con el objetivo de asegurarse de que el material que se analizó quedara libre de carbono contaminante y carbonatos. De esta manera, las muestras de carbón fueron lavadas con ácido-base-ácido, mientras que en los paleosuelos se aplicaron repetidos lavados con ácido (HCl).

Los análisis por Difracción de Rayos X se utilizaron para determinar los tipos de arcillas presentes en algunos fragmentos con apariencia de suelo y estructuras de desecación que se recolectaron del flujo piroclástico denominado en este trabajo como Cuchipitio. Dichos análisis se realizaron en el laboratorio de Difracción de Rayos X del Instituto de Geología, UNAM, para lo cual se utilizaron dos gramos de muestra previamente molturada en un mortero de ágata. Posteriormente, este polvo fue introducido en la cavidad de un porta-muestras de plástico, el cual fue montado en un difractómetro de rayos X para su análisis. El principio de este método se basa en la producción de rayos X a partir de electrones, los cuales son generados por una corriente que calienta un filamento que se encuentra dentro de un tubo sellado al vacío. Los electrones generados golpean una tarjeta, que es la que produce los rayos X. Posteriormente, estos rayos son colimados y dirigidos a la muestra y un detector capta la señal de rayos X, la cual es procesada ya sea por un microprocesador o convirtiendo electrónicamente la señal a una tasa de conteo (Flohr, 1997).

### **I.5.3. Trabajo de gabinete**

La primera parte de este trabajo consistió en el análisis de la información bibliográfica existente de la zona de estudio y en la adquisición de cartas topográficas (en formato impreso y digital; se utilizaron cuatro cartas topográficas del INEGI escala 1:50,000, con claves Zinapécuaro-E14A14, Maravatío-E14A15, Ciudad Hidalgo-E14A24 y Tzitzio-E14A25) y fotografías aéreas del área de estudio. Con esta información se realizó un mapa fotogeológico que sirvió como base para las campañas de campo. También se elaboró un modelo sombreado de elevación, con ayuda del software ArcMap 10, empleando información digital de las cartas topográficas. Sobre este modelo, se trazó la distribución de los distintos depósitos piroclásticos observados y la ubicación de cada afloramiento, así como los datos de espesor y el diámetro promedio de los cinco fragmentos líticos más grandes de cada horizonte de caída, esto con el fin de configurar los mapas de isopacas (igual espesor) e isopletas (igual tamaño). Así mismo, se elaboraron tablas, histogramas, gráficas, diagramas y figuras que ayudaron a analizar los datos de campo y laboratorio (granulometría, componentes, geoquímica, petrografía), para interpretar y discutir los resultados obtenidos.

## Capítulo II Marco Geológico

---

### II.1. El Campo Volcánico Los Azufres (CVLA)

El CVLA se ubica en el sector central de la FVTM, al nororiente del estado de Michoacán, dentro de los remanentes de la caldera "Los Azufres" de edad Mioceno tardío-Plioceno (Pradal y Robin, 1985; 1994; Pradal, 1990; Robin y Pradal, 1993; Ferrari *et al.*, 1991; 1993). Este campo, cubre un área de aproximadamente 676 km<sup>2</sup>, con una elevación máxima de 3600 msnm (representada por el volcán San Andrés) y una mínima de 2040 msnm (en Ciudad Hidalgo) y se encuentra delimitado al norte por la Sierra de Santa Inés (Figura II.1), al oriente por el Campo Volcánico Michoacán Guanajuato, al occidente por las riolitas Pueblo Viejo, la ignimbrita Ucareo y por los sedimentos lacustres de la depresión de Cuitzeo, al sur por la ignimbrita Pucuat y Sierra El Fraile y al suroccidente por la Sierra Mil Cumbres (Figuras II.1 y III.1) (Pasquaré *et al.*, 1991; Ferrari *et al.*, 1991; Pradal y Robin, 1994; Macías *et al.*, 2008). Así mismo está constituido por diversas estructuras volcánicas tales como: flujos de lava en forma de mesa (ej. El Carpintero, Rosario, El Bosque), domos (ej. Chinapo, El Chino, Los Azufres), conos de ceniza (ej. Carrasco, La Calabaza), depósitos piroclásticos (ej. Flujo Piroclástico San Pedro Jácuar; Figura II.3) y estratovolcanes (ej. San Andrés y Guangoche). Dichas estructuras son el resultado de la actividad volcánica de composición química variada (basaltos hasta riolitas) que comenzó hace ~1.5 Ma y culminó hace <26,000 años A.P., con la emisión de productos piroclásticos.

A continuación se describen cada una de las unidades litológicas que conforman la estratigrafía general del CVLA, en donde se incluye al basamento de la región:

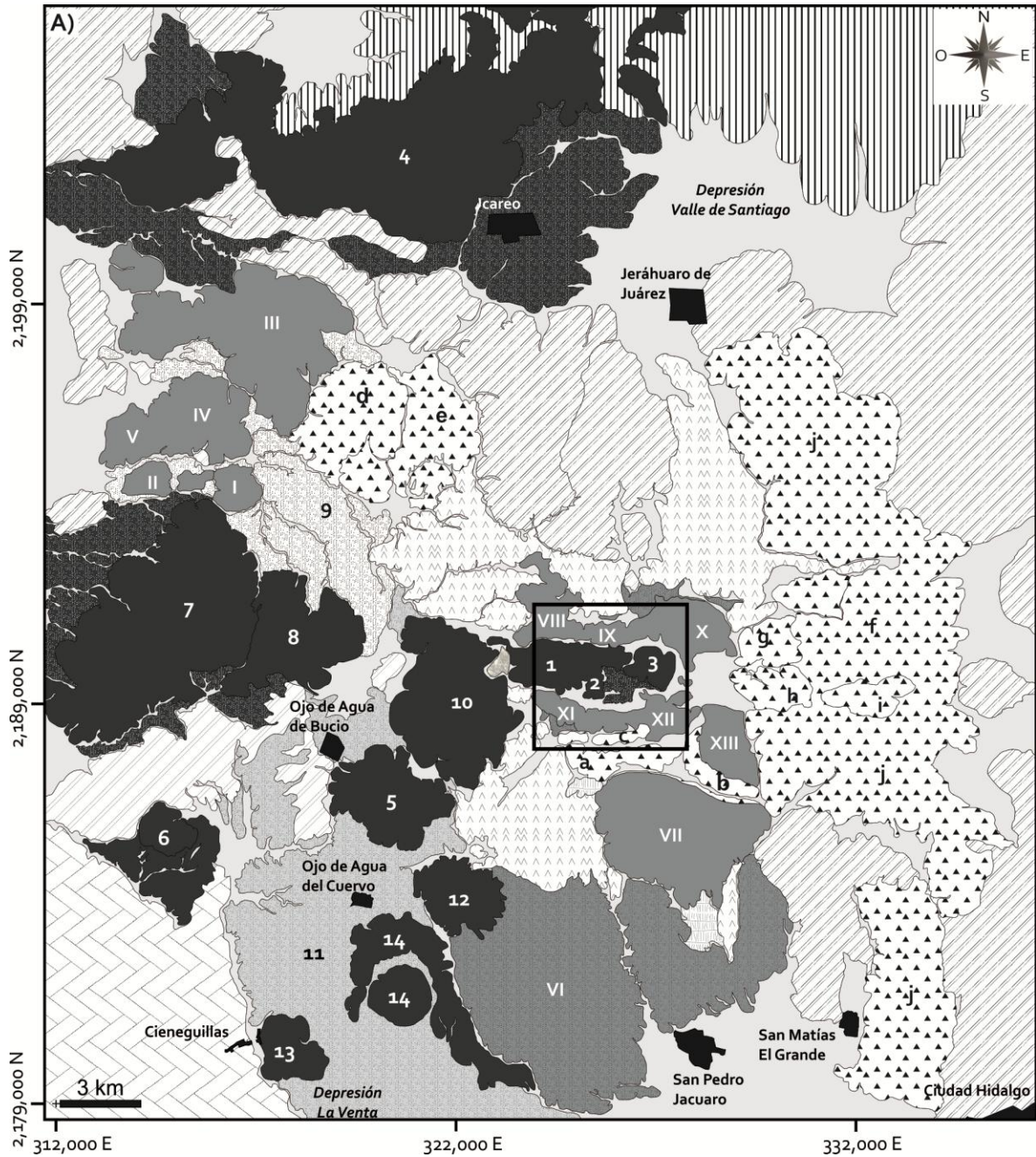


Figura II.1.- (continua en la siguiente página). A) Mapa Geológico del Campo Volcánico Los Azufres (modificado de Macías *et al.*, 2008). El recuadro delimita el Campo Geotérmico. B) Leyenda de las distintas unidades estratigráficas del Campo Volcánico Los Azufres.



Figura II.1.- Continuación



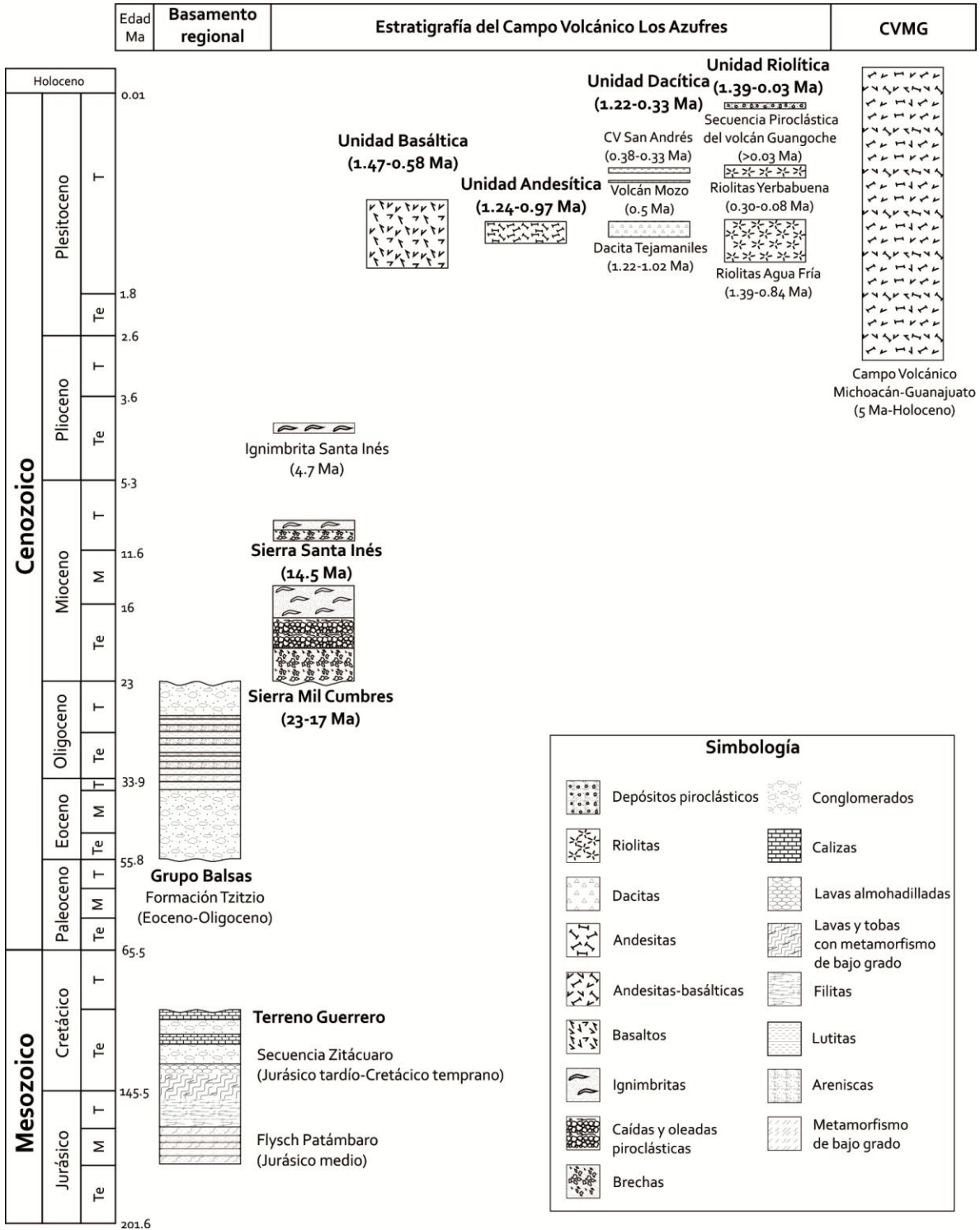


Figura II.2.- Panel en donde se muestran las unidades estratigráficas que afloran en el Campo Volcánico de Los Azufres, así como el basamento de la región. Te= temprano; M= medio; T= tardío, CVMG= Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, CV San Andrés= Complejo Volcánico San Andrés (modificado de Macías *et al.*, 2008).



### II.1.1. Basamento regional

#### ***Terreno Guerrero***

A nivel regional, las rocas más antiguas del área están representadas por una asociación de rocas volcánicas y sedimentarias de arcos de islas oceánicas, con una edad del Jurásico medio al Cretácico temprano (Figura II.2), las cuales fueron metamorfizadas y plegadas (Pasquaré *et al.*, 1991). Dentro de este terreno, se agrupan dos secuencias; una sedimentaria perteneciente al flysch Patámbaro y otra volcánica denominada como Secuencia Zitácuaro (Pasquaré *et al.*, 1991). La secuencia flysch Patámbaro consta de una sucesión turbidítica del Jurásico medio (Figura II.2), compuesta por una secuencia rítmica de areniscas y lutitas afectadas por metamorfismo de bajo grado (Pasquaré *et al.*, 1991), aflora aproximadamente a 27 km al SO del área de estudio, en el núcleo de la estructura anticlinal Tzitzio, de 100 km de longitud, con orientación N-NO-S-SE y ligera inclinación hacia el norte (Palacios y Camacho, 1976; Camacho y Palacios, 1979). La secuencia Zitácuaro de edad Jurásico tardío-Cretácico temprano (Figura II.2) aflora de manera dispersa al norte y oeste de la ciudad de Zitácuaro (49 km al SE del área de estudio). Esta secuencia está constituida por rocas metamórficas de bajo grado (micaesquistos, filitas calcáreas, lavas andesíticas almohadilladas y tobas) que gradan hacia las partes más superficiales a una secuencia no metamorfizada de rocas volcanoclásticas y sedimentarias con intercalaciones de caliza bioclástica de afinidad Tetisiana (Pasquaré *et al.*, 1991).

#### ***Grupo Balsas***

Sobreyaciendo discordantemente a las rocas del Mesozoico, se encuentran depósitos de tipo molasa (usualmente referidos como capas rojas en la literatura mexicana), los cuales se encuentran expuestos aproximadamente a 25 km al SO del área de estudio, a lo largo del anticlinal de Tzitzio. Estos depósitos varían en edad del Eoceno al Oligoceno (Figura II.2) y están constituidos por conglomerados, areniscas y lutitas ligeramente plegadas con un espesor mayor a los 1500 m (Mauvois *et al.*, 1976; Pasquaré *et al.*, 1991).

Pasquaré *et al.* (1991) dividieron a esta secuencia en tres miembros principales (Figura II.2): El miembro inferior consiste de un conglomerado pobremente seleccionado,

compuesto por clastos de cuarzo, andesita y rocas metamórficas, inmersos en una matriz de arenisca de los mismos constituyentes. El segundo miembro consiste de una secuencia rítmica de areniscas y lutitas con capas mayores a 20 cm de espesor. La parte superior de la secuencia consiste de un microconglomerado de cuarzo, andesita y caliza que contiene fauna de edad Cretácico medio al tardío. Así mismo, estos autores denominaron informalmente a esta secuencia como Formación Tzitzio, aunque también es ampliamente conocida en la literatura con el nombre de "Grupo Balsas" (Demant, 1978; Palacios y Camacho, 1976; Camacho y Palacios, 1979; De la Cruz *et al.*, 1982).

### **II.1.2. Estratigrafía del Campo Volcánico Los Azufres**

#### ***Secuencia Sierra Mil Cumbres (23 a 17 Ma)***

Las rocas volcánicas más antiguas descritas en el área de estudio están representadas por la secuencia Sierra Mil Cumbres, que aflora aproximadamente a 6 km al SO del volcán Guangoche (Figuras II.1 y III.1), con afloramientos a lo largo de la carretera federal Ciudad Hidalgo-Morelia. Macías *et al.* (2008) la describen como una secuencia conformada por una brecha basal, cuya parte superior cambia a un depósito de caída y oleadas piroclásticas muy alteradas, sobreyacidas por una ignimbrita masiva, soldada, de color rosado a rojizo. Así mismo, le asignan una edad radiométrica de 23 a 17 Ma (Mioceno temprano) (Figura II.2). Esta secuencia se ha correlacionado con el Supergrupo Volcánico Superior perteneciente a la Sierra Madre Occidental (Pasquaré *et al.*, 1991). Otros autores (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Macías *et al.*, 2008) en cambio, opinan que representa el inicio del vulcanismo de la FVTM. Aunado a esto, en la parte sur de la Cuenca de México se ha descrito a la Formación Tepoztlán, cuya base representa el inicio de la actividad volcánica relacionada con la FVTM, con edades de 22.8 a 22.2 Ma (Lenhardt *et al.*, 2010), lo que coincide con las edades de la Sierra de Mil Cumbres.

#### ***Secuencia Sierra Santa Inés (14.5-4.7 Ma)***

Esta secuencia se ubica a 26 km al N-NE del volcán Guangoche, entre los poblados de Maravatío y Ucareo (Figura II.1). Está constituida por brechas e ignimbritas de unos 25 m

de espesor, compuestas de bloques angulares, fragmentos de escoria y pómez. Cubriendo a estas rocas se encuentran lavas masivas de composición andesítica y dacítica con un espesor mayor a 30 m, las cuales fueron fechadas en  $14.5 \pm 0.2$  Ma con el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Macías *et al.*, 2008) (Figura II.2). Esta sierra tiene una forma semicircular con fallas concéntricas de tipo normal (Garduño-Monroy, 1987a), las cuales se han considerado como remanentes de un colapso que produjo una caldera durante el Plioceno (Pradal y Robin, 1985; Garduño-Monroy, 1987a). Cabe mencionar que ambas sierras (Mil Cumbres y Santa Inés), están afectadas por un sistema de fallas con dirección NNO-SSE (con componente lateral y relacionada con estructuras mayores como el sistema de fallas Taxco-Querétaro) y por un sistema de fallas con dirección NE-SO (con componente normal) (Macías *et al.*, 2008).

En las partes altas de la Sierra de Santa Inés existen depresiones, las cuales fueron rellenadas por una ignimbrita que fue denominada Tarandacua por Pradal (1990) y Pradal y Robin (1994) y Santa Inés por Ferrari *et al.* (1991). Dicha ignimbrita consiste de la base a la cima de: **a)** intercalaciones de depósitos de oleada piroclástica y caída de pómez, **b)** varias capas de depósitos de caída con un espesor total de 40 cm, **c)** un flujo piroclástico rico en escoria y líticos (3-4 m de espesor), **d)** una ignimbrita soldada de unos 20 m de espesor rica en cuarzo y sanidino. Esta ignimbrita fue fechada por el método de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en 4.7 Ma (Macías *et al.*, 2008) (Figura II.2).

#### **Unidad Basáltica (1.47-0.58 Ma)**

Bajo este nombre se describe a un grupo de rocas de composición basáltica que afloran al noroeste y sur del domo El Chinapo (Figuras II.1 y III.1) (Macías *et al.*, 2008). En general las lavas están muy intemperizadas, fracturadas y tienen una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y olivino (Macías *et al.*, 2008). A esta unidad se le asignó una edad mínima de  $0.58 \pm 0.17$  Ma y una máxima de  $1.47 \pm 0.06$  Ma, ya que se correlaciona con unas rocas basálticas que fueron cortadas en un pozo localizado en el campo geotérmico de Los Azufres a 505 m de profundidad y que tienen dicha edad (Macías *et al.*, 2008).

### **Unidad Andesítica (1.24-0.97 Ma)**

Esta unidad está localizada en la parte central del CVLA al norte, noreste, noroeste y suroeste del Campo Geotérmico Los Azufres (Figuras II.1 y III.1) y consiste de varios flujos de lava que forman las pendientes norte y sur de una estructura volcánica de edad pleistocénica (Ferrari *et al.*, 1991), cuya cima se encuentra cubierta por domos de lava más jóvenes (Ferrari *et al.*, 1991). Las rocas de esta unidad consisten de lavas andesíticas y andesítico-basálticas, con un color que varía de gris claro a gris oscuro y café claro (en roca fresca), tienen una estructura masiva y característicamente exhiben diaclasas de enfriamiento. Presentan texturas tanto afaníticas como porfídicas, con una asociación mineralógica de plagioclasa y piroxeno (para las andesitas); mientras que las andesitas-basálticas contienen fenocristales de plagioclasa, piroxeno y olivino (ocasionalmente alterado a idingsita) (Macías *et al.*, 2008). Fechamientos radiométricos atribuyen a esta unidad edades de 1.24 a 0.97 Ma (Macías *et al.*, 2008) (Figura II.2).

### **Unidad Dacítica (1.22-0.33 Ma)**

Esta unidad consiste de varias estructuras (domos y volcanes) de composición dacítica que se encuentran aflorando alrededor del Campo Geotérmico Los Azufres (Figuras II.1 y III.1). Dentro de esta unidad se agrupan varias subunidades las cuales en orden cronológico son: La Dacita Tejamaniles conformada por los domos Los Azufres (3040 msnm), Las Humaredas (3000 msnm) y El Capulín (3080 msnm) (letras a, b y c en Figura II.1). Estos presentan estructura fluidal y textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol y biotita; así mismo, muestran intensa alteración hidrotermal en las zonas de fallas y en las solfataras, con desarrollo de arcillas, caolín y azufre nativo (Macías *et al.*, 2008). Estas rocas arrojaron edades radiométricas de 1.22 y 1.02 Ma (Pradal y Robin, 1994; Macías *et al.*, 2008) (Figura II.2). Posteriormente se tiene a los volcanes El Mozo y El Rosario, ubicados a 6 km al suroeste del poblado de Ucareo (letras d y e en Figura II.1). El Mozo (2820 msnm) tiene una forma cónica y un derrame de lava de composición riolítica hacia el sur, así como un depósito de flujo de detritos hacia el suroeste; por su parte, El Rosario (2740 msnm) tiene un cráter abierto hacia el sur y en esa misma dirección un derrame de lava de composición dacítica. Ambas estructuras están

conformadas por lavas de color gris claro-blanco, con una textura porfídica y fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol (Macías *et al.*, 2008). Una roca del volcán Mozo fue fechada en 0.5 M.a. por Pradal y Robin (1985) (Figura II.2). Finalmente se tiene al Complejo Volcánico San Andrés; conformado por el volcán San Andrés (3600 msnm; una de las estructuras más altas de la región), por los domos Mesa Los Bueyes (3140 msnm), Pedregoso (3260 msnm) y Laguna Seca (3440 msnm), así como por lavas fisurales que se extienden al norte y sur del volcán San Andrés (letras f, g, h, i y j en Figura II.1). En general las rocas que constituyen a estas estructuras tienen un color que varía de gris claro a café claro y presentan una textura porfídica de grano grueso con fenocristales de plagioclasa, piroxeno, cuarzo, hornblenda y óxidos de Fe-Ti. Asociados a la estructura San Andrés se encuentran flujos de bloques y cenizas (Figura II.1), y depósitos de caída de pómez con espesores mayores a 1 m (Macías *et al.*, 2008). Dobson y Mahood (1985) y Macías *et al.* (2008) fecharon una roca del domo Laguna Seca en 0.33 y 0.38 Ma respectivamente (Figura II.2).

#### ***Unidad Riolítica (1.39-0.03 Ma)***

Esta unidad incluye a un grupo de domos de lava y depósitos piroclásticos de composición riolítica que afloran en la parte occidental y central del CVLA (Figuras II.1 y III.1). Tomando en cuenta las edades de estas rocas, la unidad se dividió en dos grupos denominados como Riolitas Agua Fría y Riolitas Yerbabuena (Macías *et al.*, 2008) (Figura II.2).

#### ***Riolitas Agua Fría (1.39-0.84 Ma)***

Constituida por un conjunto de domos de lava y flujos piroclásticos que se ubican al este, noreste, sureste de la Mesa El Bosque, al suroeste del poblado de Ucareo y al nortenoeste del poblado de San Pedro Jácuaro (Figura II.1). Dentro de este grupo se encuentran los domos Cuate (2360 msnm) y Colorado (2320 msnm) (números I, II en Figura II.1) y las Mesas Grande (2540 msnm), Picada (2340 msnm) y de Lucas (2160 msnm) (números III, IV, V en Figura II.1). De manera general las lavas presentan texturas porfídicas con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol, con rasgos de

desvitrificación (Macías *et al.*, 2008). Lavas del domo Cuate y de Mesa Grande fueron fechadas en 1.39 Ma por Pradal y Robin (1985) y en 1.2 Ma por Aumento y Gutiérrez (1980b). Como parte de esta secuencia también se tiene al Flujo Piroclástico San Pedro Jácuaro, que aflora al oeste-noroeste del poblado San Pedro Jácuaro (Figura II.3 y número VI en Figura II.1); éste consta de una secuencia piroclástica constituida de la base a la cima por: **a)** un flujo piroclástico compuesto de pómez blanca, obsidiana y líticos grises del tamaño del lapilli, inmersos en una matriz de ceniza, **b)** un depósito de caída de pómez del tamaño de lapilli, con obsidiana y gradación asimétrica, **c)** oleadas piroclásticas compuestas de ceniza fina de color café claro, con algunos fragmentos líticos y pómez del tamaño de lapilli, **d)** un depósito de flujo piroclástico masivo, constituido por fragmentos de pómez (lapilli y bloques) de color gris claro, obsidiana y líticos de riolita inmersos en una matriz de ceniza, **e)** oleadas piroclásticas húmedas de color café claro, compuestas de ceniza fina y lapilli acrecional y **f)** un depósito de flujo piroclástico masivo, constituido por pómez blanca y fragmentos de obsidiana (Macías *et al.*, 2008). Esta secuencia tiene hasta 30 m de espesor, forma lomas alargadas con barrancas profundas y fue fechada por Pradal y Robin (1994) en 1.04 Ma (Figuras II.2, II.3 y III.1).

Posteriormente se tiene al grupo de domos El Chinapo (3120 msnm), El Chino, Los Gallos (ambos con 3600 msnm), El Pízcuaru (3240 msnm), Los Ajolotes (2980 msnm), El Hoyoero (3000 msnm) y El Jilguero (3140 msnm), ubicados al este, noreste y sureste de la Mesa El Bosque, en la parte central del CVLA (números VII, VIII, IX, X, XI, XII, XIII en Figura II.1). En general, estos domos están alineados en dirección E-O, constituidos por lavas masivas alternadas con bandas de obsidiana y pómez, con textura porfídica (domo El Chinapo) y fanerítica (domos El Chino, Los Gallos, Pízcuaru, Los Ajolotes, El Hoyoero y El Jilguero) con fenocristales de plagioclasa, feldespatu potásico, cuarzo, biotita y anfíbol; así mismo, muestran rasgos de desvitrificación y silicificación (Macías *et al.*, 2008). Los domos El Chinapo y Los Gallos fueron fechados en 1.03 y 0.84 Ma por Dobson y Mahood (1985) y descansan sobre la Dacita Tejamaniles. Asociados a los domos El Pízcuaru y Los Ajolotes se encuentran depósitos piroclásticos de flujos de bloques y cenizas ricos en obsidiana. Además, se encuentra una avalancha de escombros que contiene mega-bloques de

obsidiana y mega-bloques de depósitos piroclásticos antiguos, que ha sido asociada al domo El Chinapo (Macías *et al.*, 2008).



**Figura II.3.-** Fotografía de un afloramiento representativo del depósito de flujo piroclástico San Pedro Jácuaro. Tomada en el afloramiento #61 con vista hacia el noroeste. Como escala, la persona mide 1.70 m.

#### *Riolitas Yerbabuena (0.30-0.08 Ma)*

Este grupo está conformado por domos, mesas, depósitos piroclásticos de composición riolítica y estratovolcanes, los cuales se ubican al noroeste, oeste y suroeste del CVLA y en la parte central del Campo Geotérmico Los Azufres (Figuras II.1 y III.1). En orden cronológico, se tiene al grupo de domos La Providencia (3060 msnm), Mina Vieja (2980 msnm) y La Hierba (3020 msnm) que afloran en la parte central del Campo Geotérmico Los Azufres (números 1, 2 y 3 en Figura II.1). En general presentan una orientación E-O y consisten de lavas con textura fanerítica, con una asociación mineralógica de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, anfíbol y biotita; así mismo están desvitrificadas, silicificadas y caolinizadas. Estas lavas fueron fechadas en 0.32 Ma y descansan sobre la unidad andesítica (Macías *et al.*, 2008). Posteriormente se formaron las mesas Las Papas-

Capulines-Cantor, localizadas a 3 km al N-NE de Ucareo, al noroeste del CVLA (número 4 en Figura II.1). Estas lavas tienen textura porfídica, con fenocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita inmersos en una matriz de grano fino. Asociados a estas mesas, se encuentran depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas (Figura II.1) (Macías *et al.*, 2008). Posteriormente se tiene a otra serie de mesas y domos de lava, denominados como: Mesa El Rosario (2800 msnm; con 0.30-0.23 Ma de edad; Dobson y Mahood, 1985 y Macías *et al.*, 2008 respectivamente), Mesa La Cebolla (2600 msnm; >>0.15 Ma), domo Monterrey (2680 msnm; >>0.15 M.a), Mesa Carpintero (2760 msnm; 0.14 Ma; Dobson y Mahood, 1985) y Mesa El Bosque (2920 msnm; 0.08 Ma). Estas estructuras están localizadas al suroeste del CVLA (números 5, 6, 7, 8 y 10 en Figura II.1) y tienen la particularidad de formar mesas con bordes escarpados y cimas planas, así como domos con forma de cúpula y pendiente abrupta. En general las lavas que conforman a estas estructuras son de composición riolítica con bandas de obsidiana y texturas porfídicas con fenocristales de cuarzo, feldespato potásico, biotita y anfíbol (Macías *et al.*, 2008). Sobreyaciendo a las lavas de la Mesa Carpintero, se encuentra una secuencia piroclástica denominada "El Carpintero" (número 9 en Figura II.1), constituida por varias unidades de flujos piroclásticos de pómez, depósitos de caída y flujos piroclásticos de bloques y cenizas (con un espesor de aproximadamente 70 m), la fuente de dicha secuencia no es conocida, sin embargo, es probable que esté cubierta por las lavas de la Mesa Carpintero (Macías *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2012). Así mismo, Macías *et al.* (2008) propusieron a la Mesa El Bosque como fuente de una secuencia piroclástica denominada como "Flujo Piroclástico Blanco", la cual fue emplazada hacia el suroeste de la misma, (número 11 en Figura II.1) y fue fechada por Pradal y Robin (1985; 1994) en ~28,000 años. Además, dentro del grupo de las Riolitas Yerbabuena, también se tiene a un grupo de domos denominados como Yarín y Bosquesillos (número 12 en Figura II.1), constituidos por lavas de composición dacítica con biotita. Así mismo, ubicada a 3.5 km al suroeste del volcán Guangoche se tiene a una estructura dómica denominada domo Mirto, la cual está constituida por lavas dacíticas con fenocristales de anfíbol y biotita (número 13 en Figura II.1) (Macías *et al.*, 2008). Finalmente se tiene al domo El Cedro (2340 msnm), localizado a 4 km al sureste del volcán Guangoche (Figura III.1). Las lavas de esta estructura son de



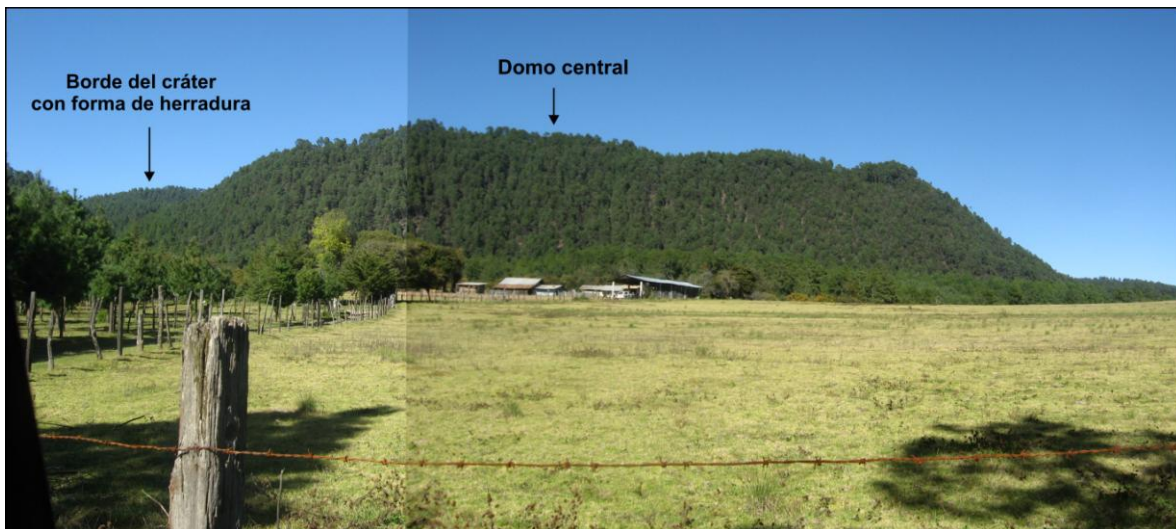
composición riolítica y presentan una textura porfídica con fenocristales de cuarzo, feldespatos potásico, biotita y anfíbol.

### ***Secuencia Basáltico-Andesítica del CVMG (5 Ma-reciente)***

Dentro de esta secuencia se agrupan todas las estructuras asociadas con el vulcanismo monogenético del Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato (CVMG) que ocurren en la periferia y parte central del CVLA (Figura II.1). Morfológicamente se incluyen flujos de lava alternados con depósitos de caída de ceniza y escoria, que llegan a formar conos cineríticos. En general las lavas tienen una composición andesítica, andesítico-basáltica y en menor proporción basáltica, con textura afanítica, vesicular y con diaclasas de enfriamiento. Las andesitas están constituidas por fenocristales de plagioclasa y piroxeno, mientras que las andesitas-basálticas y los basaltos contienen cristales de plagioclasa, piroxeno y olivino (Macías *et al.*, 2008). Lavas pertenecientes a esta secuencia arrojaron edades de 0.87 y 0.60 Ma (Ferrari *et al.*, 1991; Pradal y Robin, 1994); sin embargo se han fechado rocas más antiguas (5 Ma; Guilbaud *et al.*, 2012) en otras zonas del CVMG; así mismo, la actividad más reciente del campo se manifestó entre 1943 y 1952 con el nacimiento del volcán Parícutin.

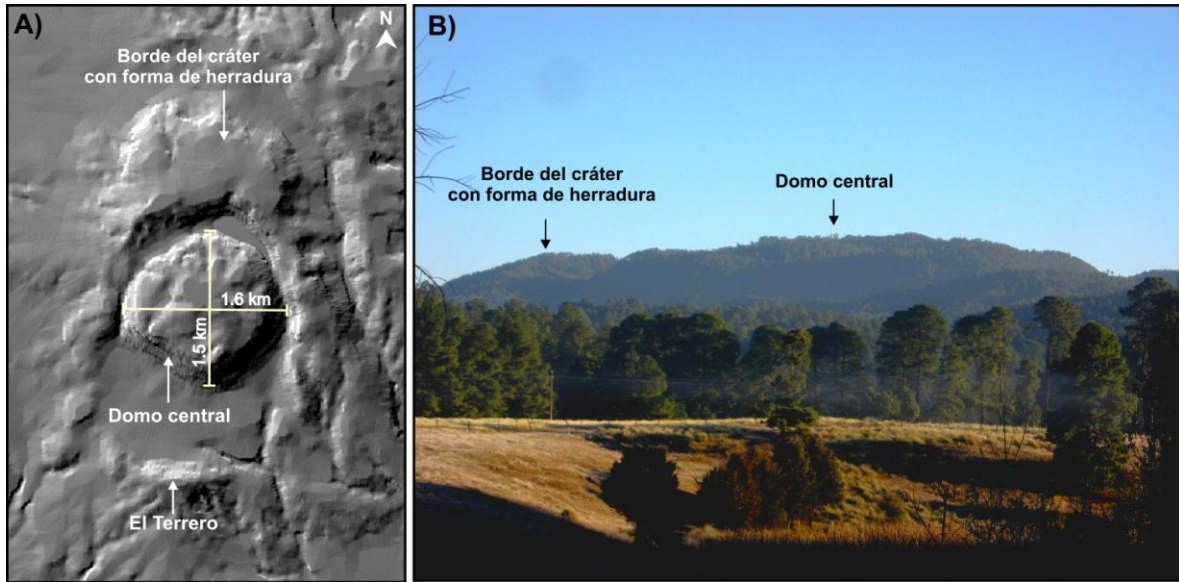
## II.2. Volcán Guangoche

El Guangoche es un volcán poligenético que forma parte del grupo de las Riolitas Yerbabuena y está ubicado a 17 km al noroeste de Ciudad Hidalgo (número 14 en Figura II.1). Morfológicamente, este volcán consiste de un edificio conformado por intercalaciones de lavas y depósitos piroclásticos, el cual está afectado por un cráter con forma de herradura abierto hacia el sur, con unas dimensiones de 1.6 x 2.5 km de diámetro y cuyos bordes tienen una altura de 120 m. Dentro del cráter con forma de herradura se encuentra un domo central de 1.6 x 1.5 km de diámetro y un volumen de 0.31 km<sup>3</sup> (Figuras II.4 y II.5). Tanto el domo central como el borde del cráter con forma de herradura tienen una altura de 2760 msnm.



**Figura II.4.-** Fotografía tomada desde el poblado de Guindo (localizado a 1.4 km al suroeste del domo central del Guangoche) con vista hacia el noreste, en donde se aprecia al domo central y una parte del borde del cráter con forma de herradura.

Las lavas que constituyen al domo central, en muestra de mano tienen un color gris claro-blanco, presentan una textura porfídica, vítrea y fluidal, con una asociación mineralógica de fenocristales de feldespatos potásico, cuarzo, biotita y anfíbol, inmersos en una matriz vítrea. Mientras que las lavas que constituyen el borde del cráter con forma de herradura son de color gris claro, con una textura porfídica con fenocristales de feldespatos potásico, plagioclasa, anfíbol, biotita y cuarzo, inmersos en una matriz esferulítica y perlítica.



**Figura II.5.- A)** Modelo sombreado de elevación en donde se muestran las estructuras que conforman al volcán Guangoche, así como las dimensiones del domo central. **B)** Fotografía tomada cerca del poblado de Huajúbaro con vista hacia el norte en la cual se observa el borde del cráter con forma de herradura y el domo central del volcán Guangoche.

## Capítulo III

# Estratigrafía del Pleistoceno tardío del volcán Guangoche

---

### III.1. Distribución, relaciones estratigráficas y edad de los depósitos

Las descripciones detalladas de 105 columnas estratigráficas levantadas en campo, incluyendo depósitos de flujos piroclásticos, oleadas piroclásticas, depósitos de caída y avalanchas de escombros y sus relaciones estratigráficas, así como los distintos análisis de laboratorio y fechamientos por radiocarbono, indican que actividad volcánica silícica reciente (<31,000 años A.P.) de tipo explosivo, ha tenido lugar en el volcán Guangoche, ya que se definieron siete secuencias piroclásticas distribuidas en los alrededores de dicho volcán, las cuales fueron nombradas en orden cronológico como: Avalancha de Escombros Guangoche (AEG), Secuencia Piroclástica Guindo (SPG), Secuencia Piroclástica Cuchipitio (SPC), Secuencia Piroclástica Blanca (SPB), Secuencia Piroclástica Agua Blanca (SPAB), Secuencia Piroclástica Ocre (SPO) y Pómez Multicapas (PM). En muchos sitios fue posible observar relaciones estratigráficas entre los diferentes depósitos, comúnmente separados por paleosuelos, material retrabajado o depósitos de lahar, que evidencian periodos de inactividad volcánica, por lo que cada una de las secuencias definidas representa diferentes eventos producidos por el volcán Guangoche.



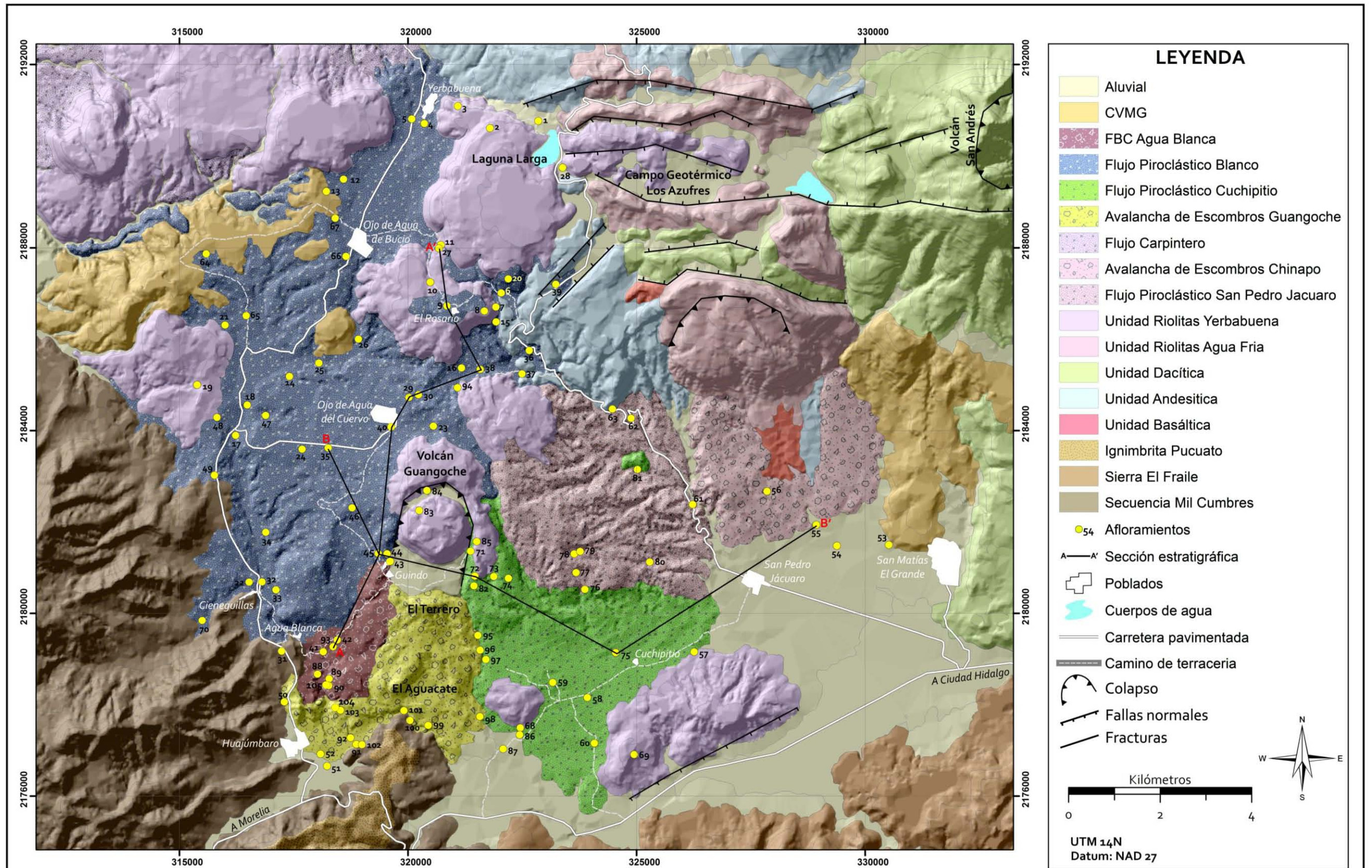
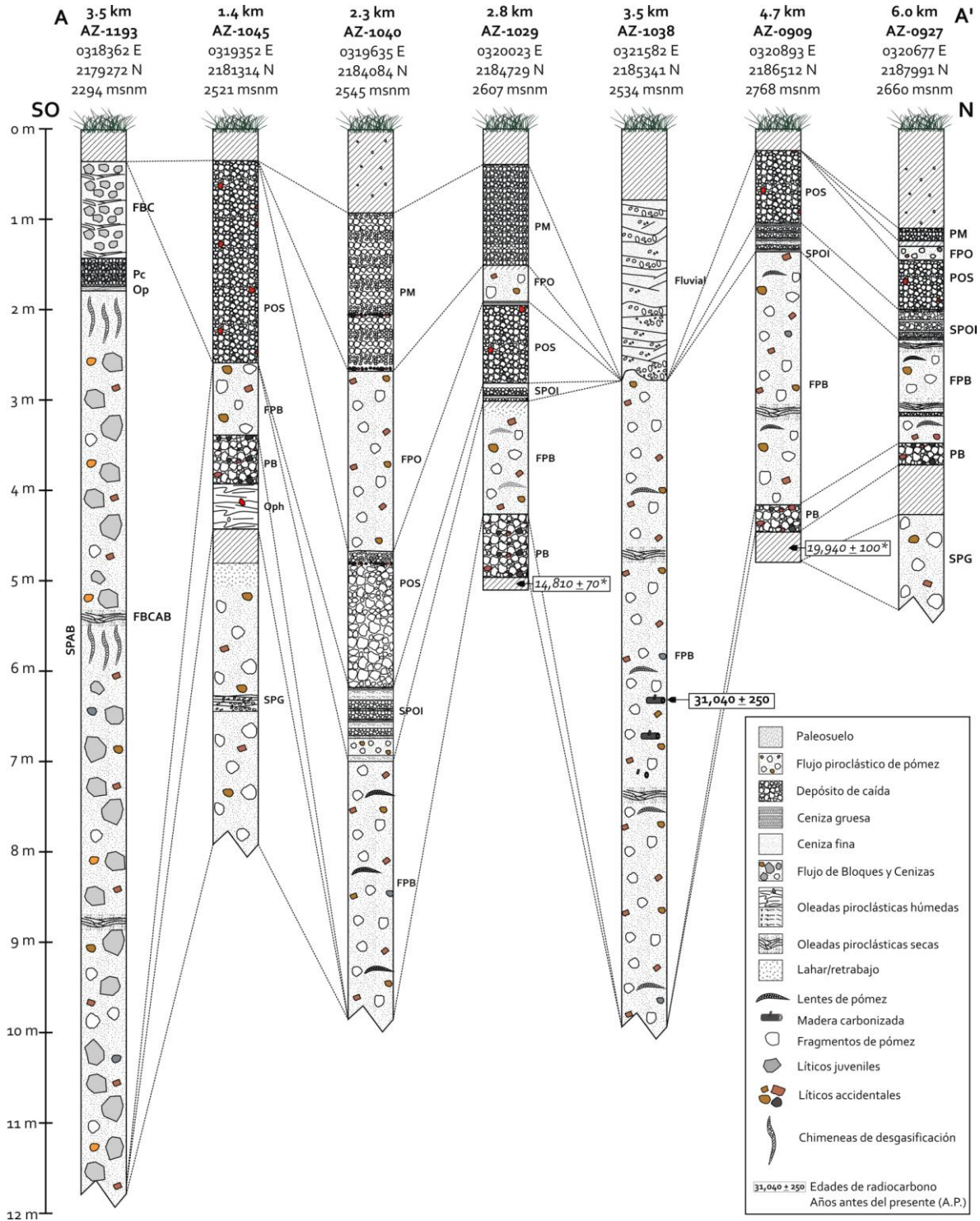


Figura III.1.- Mapa geológico del sector sur del Campo Volcánico Los Azufres, Michoacán. CVMG= Campo Volcánico Michoacán Guanajuato, FBC= Flujo de Bloques y Cenizas.



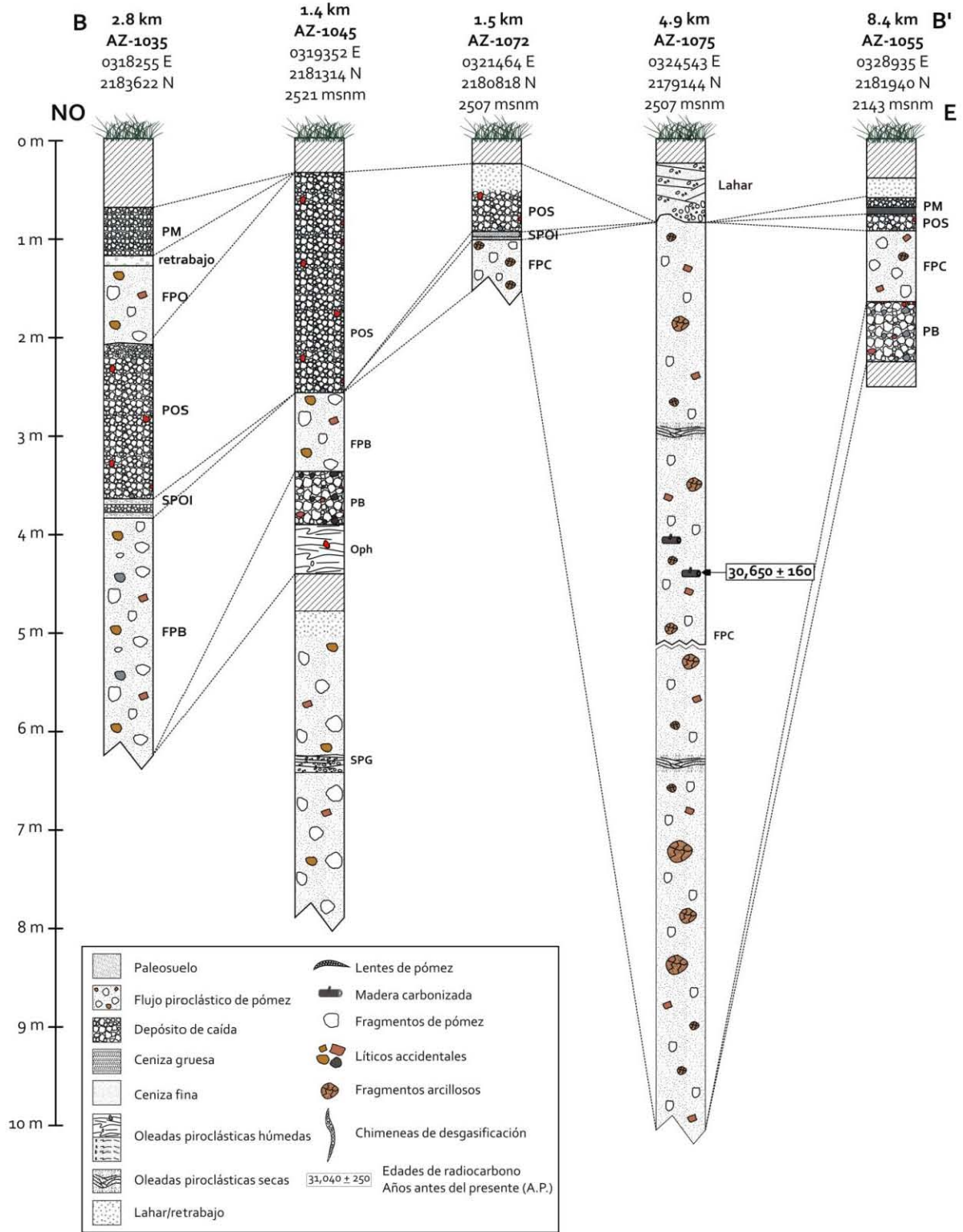
Litología	Características principales	Distribución	Edad Años (A.P.)
PM	<ul style="list-style-type: none"> <li>Depósito de caída de color grisáceo-amarillento, constituido por varias capas centimétricas de fragmentos de pómez, líticos accidentales y cristales del tamaño de lapilli fino-ceniza fina.</li> <li>Se observa un horizonte delgado rico en líticos alterados hidrotermalmente de color negro, tanto en la base como en un cuarto del depósito.</li> <li>Espesor máximo de 1.75 m.</li> </ul>	Norte cubriendo un área de 39 km <sup>2</sup> con la isopaca de 50 cm	<< 26,000
FPO	<ul style="list-style-type: none"> <li>Secuencia constituida de la base a la cima por: 1) depósito compuesto por intercalaciones de siete depósitos de oleadas piroclásticas húmedas, seis depósitos de caída y un flujo piroclástico de pómez (Secuencia Piroclástica Ocre Inferior; SPOI). En su conjunto alcanza un espesor total de 84.3 cm, 2) depósito de caída de pómez, de color ocre, clasto-soportado, con gradación normal; hacia su cima presenta un horizonte de ceniza fina de 4 cm de espesor. Tiene un espesor máximo de 2.24 m y esta constituido por fragmentos de pómez de color ocre y gris, líticos alterados hidrotermalmente y cristales. Los líticos se encuentran abundantes en la parte superior del depósito, justo debajo del horizonte de ceniza fina y 3) depósito de flujo piroclástico de pómez, de color ocre, masivo, con algunos lentes de pómez, constituido por pómez, líticos accidentales, fragmentos de clastos vítreos y cristales de cuarzo, biotita y hornblenda. Tiene un espesor máximo de 2 m.</li> </ul>	FPO: Norte-noroeste y sureste hasta distancias de 6 y 2 km respectivamente POS: Noroeste y norte cubriendo un área de 80.3 km <sup>2</sup> con la isopaca de 40 cm SPOI: Norte-noroeste, suroeste y sureste hasta distancias de 7, 4.4 y 2.05 km	< 26,000
SPO			
POS			
SPOI			
4			
SPAB	<ul style="list-style-type: none"> <li>Secuencia piroclástica constituida de la base a la cima por: 1) un depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas (Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca; FBCAB), compuesto de tres unidades de flujo de color gris claro, masivas, con abundantes chimeneas de desgasificación y 11 m de espesor, separadas por oleadas piroclásticas con estratificación cruzada. Los bloques que constituyen al depósito están compuestos por líticos juveniles vesiculares y densos de composición riolítica, fragmentos de clastos vítreos y líticos accidentales alterados hidrotermalmente, 2) un depósito de oleada piroclástica de 5 cm de espesor, 3) depósito de caída de líticos juveniles y vítreos de 31 cm de espesor y 4) depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas constituido por al menos cuatro unidades de flujo separadas por depósitos de oleada piroclástica con estratificación cruzada.</li> <li>El FBCAB fue fechado por Pradal y Robin (1994) en 26,700 ± 250 años A.P.</li> </ul>	Suroeste hasta distancias de 4.3 km del Guangoche	26,700 ± 250 <sup>2</sup>
FBCAB (1)			
SPB	<ul style="list-style-type: none"> <li>Secuencia constituida de la base a la cima por: a) un horizonte compuesto por seis depósitos de oleadas piroclásticas húmedas, con estratificación cruzada, lentes de pómez y estructuras de impacto con deformación plástica; b) depósito de caída de pómez (Pómez Blanca; PB); c) depósito de flujo piroclástico de pómez (Flujo Piroclástico Blanco; FPB).</li> <li>La PB es de color blanco, clasto-soportado, masivo y pseudoestratificado, del tamaño de lapilli grueso a fino. Tiene un espesor máximo de 1.52 m. Contiene abundantes cristales de cuarzo y su cima es rica en líticos alterados hidrotermalmente.</li> <li>El FPB esta compuesto por tres unidades de flujo separadas por depósitos de oleada piroclástica con estratificación cruzada y dunas. De forma general es de color blanco, matriz-soportado, con lentes de pómez, chimeneas de desgasificación y tiene un espesor máximo de 20 m. Contiene fragmentos de carbón uno de los cuales fue fechado en 29,030 ± 160 años A.P.</li> </ul>	FPB: Suroeste, oeste, noroeste y norte del volcán hasta 7 km de distancia del volcán PB: Este del Guangoche, cubriendo un área de 178 km <sup>2</sup> con la isopaca de 15 cm	29,030 ± 160 <sup>1</sup>
FPB			
PB			
Oph	<ul style="list-style-type: none"> <li>Paleosuelo fechado por radiocarbono en 19,940 ± 100; 14, 810 ± 70 y 1,010 ± 40 años A.P.<sup>1</sup></li> </ul>		
FPR	<ul style="list-style-type: none"> <li>Secuencia piroclástica conformada de la base a la cima por: un depósito de caída masivo del tamaño de ceniza gruesa a lapilli fino con un espesor de 19 cm, sobreyacido por un flujo piroclástico de pómez (Flujo Piroclástico Cuchipitio; FPC), constituido por tres unidades de flujo delimitadas en su base por depósitos de oleada piroclástica con estratificación cruzada. Cubriendo y erosionando a dicho flujo se encuentra un depósito de flujo hiperconcentrado de 1.5 m de espesor; este a su vez esta sobreyacido por un flujo piroclástico de pómez de color rosada, masivo (Flujo Piroclástico Rosado; FPR).</li> <li>El FPC es de color beige, masivo, matriz-soportado, rico en pómez y con pocos líticos accidentales con un tamaño de hasta 13 cm, inmersos en una matriz con cristales de cuarzo, biotita y hornblenda. Presenta un espesor máximo de 35 m y esta caracterizado por contener abundantes fragmentos arcillosos de montmorillonita provenientes del sistema hidrotermal del volcán, así mismo, maderas carbonizadas encontradas dentro del depósito fueron fechadas por radiocarbono en 30,650 ± 160 años A.P.</li> </ul>	Sureste y este del volcán hasta distancias de 6 y 4.6 km respectivamente	30,650 ± 160 <sup>1</sup>
SPC			
FPC			
Pc			
SPG	<ul style="list-style-type: none"> <li>Depósito de flujo piroclástico de pómez, constituido por dos unidades de flujo, separadas por un horizonte de material re TRABAJADO de color café, semi-endurecido, de 22 cm de espesor y rico en líticos accidentales.</li> <li>Espesor total de 3 m.</li> <li>Cada unidad de flujo es masiva, matriz-soportada y constituida por fragmentos de pómez y líticos accidentales del tamaño de lapilli y algunos bloques (8 cm), inmersos en una matriz de ceniza con abundantes cristales de biotita.</li> <li>Caracterizado por contener abundante pómez bandeada y cristales de biotita.</li> </ul>	Oeste, noroeste y norte del Guangoche hasta distancias de 6 km	>31,000
AEG	<ul style="list-style-type: none"> <li>Depósito de avalancha de escombros constituido por mega-bloques de distintos depósitos, tales como lavas, flujos hiperconcentrados consolidados, depósitos piroclásticos (flujos y oleadas piroclásticas, depósitos de caída) y depósitos lacustres.</li> <li>Se encuentra en facies de bloques y matriz.</li> <li>Los mega-bloques de lava y los flujos hiperconcentrados presentan estructuras en rompecabezas, mientras que los depósitos de flujos y oleadas piroclásticas y lacustres, están acomodados caóticamente, mostrándose horizontales y con buzamiento.</li> <li>Cubre un área de 10.4 km<sup>2</sup>, tiene un volumen de 0.57 km<sup>3</sup> y una relación H/L = 0.08.</li> </ul>	Sur y sur-suroeste, hasta distancias de 5.8 km	>>31,000

Figura III.2.- Columna estratigráfica compuesta de las secuencias piroclásticas asociadas al volcán Guangoche. AEG= Avalancha de Escombros Guangoche, SPG= Secuencia Piroclástica Guindo, SPC= Secuencia Piroclástica Cuchipitio, Pc= Pómez de caída, FPC= Flujo Piroclástico Cuchipitio, FPR= Flujo Piroclástico Rosado, SPB= Secuencia Piroclástica Blanca, Oph= Oleadas piroclásticas húmedas, PB= Pómez Blanca, FPB= Flujo Piroclástico Blanco, SPAB= Secuencia Piroclástica Agua Blanca, FBCAB= Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca, SPO= Secuencia Piroclástica Ocre, SPOI= Secuencia Piroclástica Ocre Inferior, POS= Pómez Ocre Superior, FPO= Flujo Piroclástico Ocre, PM= Pómez Multicapas, A.P.= Años Antes del Presente. <sup>1</sup> fechamientos de radiocarbono realizados en este trabajo y <sup>2</sup> fechamientos de radiocarbono obtenidos por Pradal y Robin (1994).



**Figura III.3.-** Correlación estratigráfica de columnas representativas de los depósitos asociados al volcán Guangoche, correspondiente a la sección A-A' en la Figura III.1, la cual tiene una orientación suroeste (SO) – norte (N). SPAB= Secuencia Piroclástica Agua Blanca, FBCAB= Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca, POS= Pómez Ocre Superior, FPB= Flujo Piroclástico Blanco, PB= Pómez Blanca, SPG= Secuencia Piroclástica Guindo, PM= Pómez Multicapas, SPOI= Secuencia Piroclástica Ocre Inferior, Op= Oleada piroclástica, Pc= Pómez de caída, FBC= Flujo de Bloques y Cenizas, Oph= Oleadas piroclásticas húmedas. Las edades de radiocarbono que presentan un asterisco son las edades realizadas en paleosuelos que no se tomaron en cuenta para la reconstrucción de la estratigrafía del volcán Guangoche (para explicación ver apéndice III.1.1).





**Figura III.4.-** Correlación estratigráfica de columnas representativas de los depósitos correspondientes al volcán Guangoche, sección B-B' en la Figura III.1, la cual tiene una orientación noroeste (NO)-este (E). PM= Pómez Multicapas, POS= Pómez Ocre Superior, FPB= Flujo Piroclástico Blanco, PB= Pómez Blanca, SPG= Secuencia Piroclástica Guindo, SPOI= Secuencia Piroclástica Ocre Inferior, FPC= Flujo Piroclástico Cuchipitio, FPO= Flujo Piroclástico Ocre, Oph= Oleadas Piroclásticas húmedas.



### III.1.1. Fechamientos por radiocarbono

Para la reconstrucción de la estratigrafía del volcán Guangoche, en el presente trabajo se llevaron a cabo seis fechamientos de radiocarbono, que se complementaron con los reportados en trabajos previos (Pradal y Robin, 1994; Macías *et al.*, 2008). De los seis fechamientos, tres corresponden a muestras de paleosuelos que fueron tomadas en la base de la SPB y tres más pertenecen a fragmentos de carbón contenidos en las secuencias SPB y SPC (Tabla 1; Figura III.5). Cabe mencionar, que los resultados de los fechamientos en los paleosuelos, arrojaron edades anómalas para la SPB (siendo estas más jóvenes respecto a las edades reportadas en trabajos previos y las obtenidas con los fragmentos de carbón; Tabla 1; Figuras III.2 y III.3). Estos resultados anómalos probablemente se deben a que la materia orgánica del paleosuelo sufrió contaminación de materiales más jóvenes, ya que cuando se analiza una muestra de paleosuelo se fecha la materia orgánica total que se encuentra en la muestra, por lo que se estaría fechando una mezcla de materiales de diferentes edades (Stout *et al.*, 1981 y Trumbore, 1993). Otra posibilidad es que las edades de 14,810 y 19,940 años de los paleosuelos (Figura III.3 y Tabla 1) correspondan a depósitos producidos por otras erupciones (más jóvenes) distintas a la SPB. Sin embargo las relaciones estratigráficas observadas en campo, así como las características de la SPB (depósito de caída en la base, sobreyacido por flujos piroclásticos ricos en pómez; afloramientos #29 y #9, Figura III.3), apuntan a que se trata de la misma secuencia. Por consiguiente, hasta este punto no es posible asegurar cualquiera de las dos ideas, sin antes llevar a cabo más fechamientos. También, la edad de  $31,040 \pm 250$  años A.P. obtenida a partir de un fragmento de carbón encontrado dentro de un flujo piroclástico perteneciente a la SPB, resulta ser más antigua que la de los estudios previos ( $28,000 \pm 650$  y  $28,290 +495/-465$  años A.P.) y la obtenida por otro fragmento de carbón extraído del mismo depósito ( $29,030 \pm 160$  años A.P.), indicando que probablemente, la edad antigua pertenece a un carbón heredado de un depósito anterior o proviene de un árbol muy viejo. Por estas razones, los resultados de los fechamientos de las muestras de los paleosuelos y la edad más antigua del fragmento de

carbón de la SPB no fueron tomados en cuenta para la reconstrucción de la estratigrafía del volcán Guangoche.

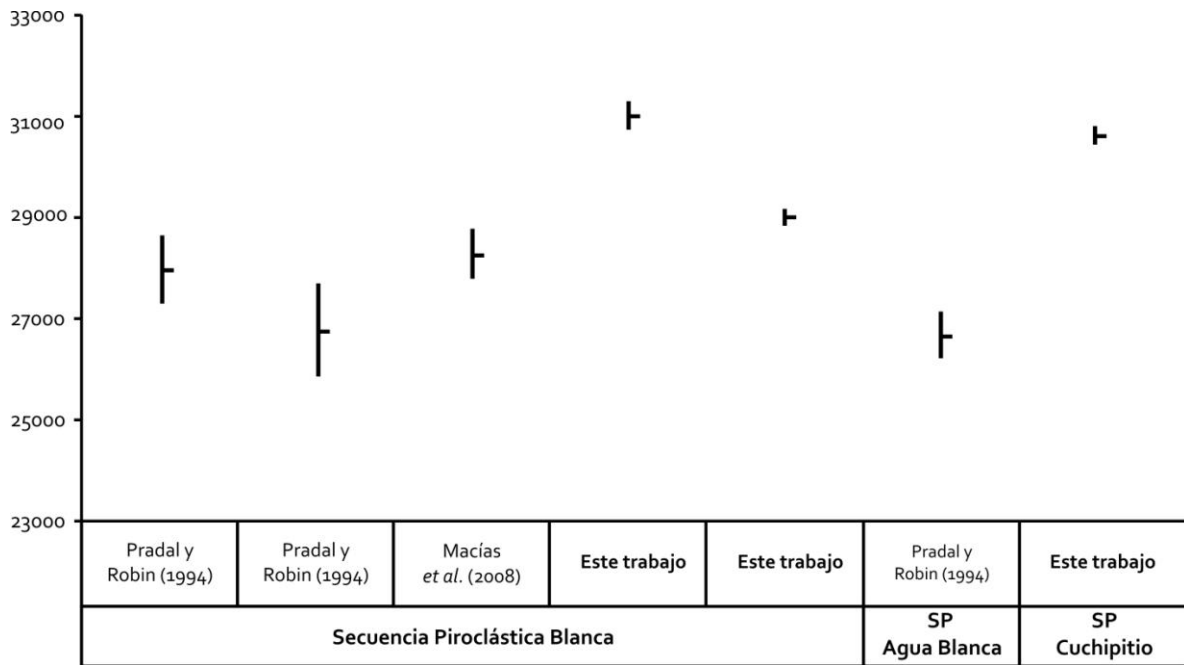


Figura III.5.-Panel que muestra las edades por radiocarbono, tanto de trabajos previos como los del presente trabajo. SP= Secuencia Piroclástica

**Tabla 1.** - Resultados de los fechamientos por radiocarbono obtenidos en este trabajo y de trabajos previos.

Muestra	Secuencia	Coordenadas		Código de Laboratorio	Material	Edad Convencional (A.P.)	Referencia
		latitud N	longitud E				
AZ-1075B	Secuencia Piroclástica Cuchipitio	2179144	324543	Beta-295080	Carbón dentro del Flujo Piroclástico Cuchipitio	<b>30,650 +/- 160</b>	1
AZ-0909A	Secuencia Piroclástica Blanca	2186728	320854	Beta-278539	Paleosuelo debajo de la Pómez Blanca	19,940 +/- 100 *	1
AZ-0923E	Secuencia Piroclástica Blanca	2184100	320556	Beta-278540	Paleosuelo debajo de la Pómez Blanca	1,010 +/- 40 *	1
AZ-1030A	Secuencia Piroclástica Blanca	2184729	320023	Beta-278541	Paleosuelo debajo de la Pómez Blanca	14,810 +/- 70 *	1
AZ-1038C	Secuencia Piroclástica Blanca	2185341	321582	Beta-278542	Carbón dentro del Flujo Piroclástico Blanco	31,040 +/- 250 *	1
AZ-0914C	Secuencia Piroclástica Blanca	2185188	317408	Beta-306984	Carbón dentro del Flujo Piroclástico Blanco	<b>29,030 +/- 160</b>	1
AZ 88	Secuencia Piroclástica Blanca	2186337	316061	.....	Desconocido	28,000 +/- 650	2
AZ 120	Secuencia Piroclástica Blanca	2180548	316483	.....	Desconocido	26,800 +/- 900	2
AcG 0806B	Secuencia Piroclástica Blanca	2185186	321089	A-14958	Carbón dentro del Flujo Piroclástico Blanco	28,290 + 495/- 465	3
AZ 136	Secuencia Piroclástica Agua Blanca	2179070	318752	.....	Desconocido	<b>26,700 +/- 450</b>	2

*Nota:* las edades que tienen un asterisco (\*) fueron determinadas en muestras de paleosuelos y fragmentos de carbón. Dichas edades resultaron ser significativamente más jóvenes o más antiguas de lo que se esperaba, por lo que no fueron tomadas en cuenta para la reconstrucción de la estratigrafía. Al contrario, las edades que están en negritas fueron consideradas para la reconstrucción de la estratigrafía. Referencias: 1= Este trabajo, 2= Pradal y Robin (1994), 3= Macías *et al.* (2008). A.P.= Años Antes del Presente.

### III.1.2. Estratigrafía del Pleistoceno tardío del volcán Guangoche

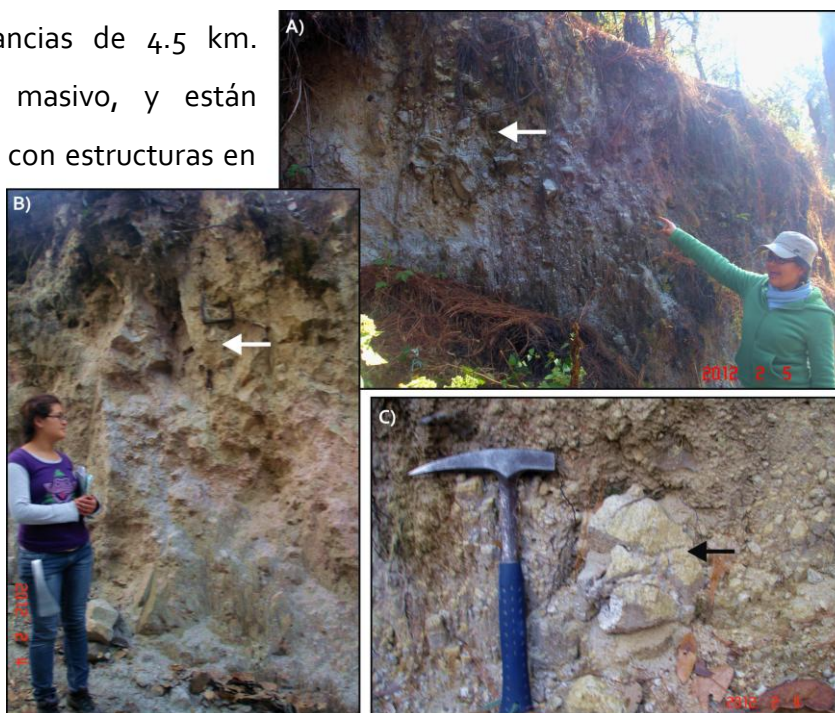
A continuación, se describe en orden cronológico cada una de las secuencias piroclásticas que afloran en el sector suroeste del CVLA y que provienen del volcán Guangoche. Las distancias que se mencionan en el texto de los afloramientos o poblados citados son respecto a la cima del domo central del Guangoche.

#### Avalancha de Escombros Guangoche (AEG)

Esta secuencia representa a la unidad más antigua asociada al volcán Guangoche y se encuentra distribuida al sur y sur-suroeste del volcán, hasta distancias de 5.8 km (Figura III.1). Está conformada por mega-bloques de distintos depósitos, tales como lavas, flujos hiperconcentrados consolidados, flujos y oleadas piroclásticas, depósitos de caída y depósitos lacustres (Figuras III.6, III.7 y III.8).

Los mega-bloques de lava se localizan al sur del Guangoche (afloramientos #98, 99 y 101; Figura III.1) hasta distancias de 4.5 km. Presentan un aspecto masivo, y están constituidos por bloques con estructuras en rompecabezas,

los cuales están inmersos en una escasa matriz de ceniza gruesa, compuesta por fragmentos triturados de los mismos mega-bloques (Figura III.6); así mismo se observan partes con alteración hidrotermal de color rosa-anaranjado (Figura III.6B).



**Figura III.6.** - Fotografías de los afloramientos #98 (B y C) y #101 (A) ubicados a 4.4 y 4.2 km al sur del volcán Guangoche, en las cuales se aprecian los bloques de lava con estructuras en rompecabezas (señaladas con flechas). Cabe mencionar que en la fotografía (B), se aprecia en el afloramiento un tono rosáceo-amarillento, el cual es producto de alteración hidrotermal. Como escalas, la persona mide 1.55 m, mientras que el martillo tiene 40 cm de longitud.



Los mega-bloques de lava son de color gris-claro, tienen una composición riolítica y presentan una textura porfídica con cristales de hornblenda, biotita, cuarzo y plagioclasa. Por su parte, los mega-bloques de flujo hiperconcentrado, se encuentran distribuidos hacia el sur del volcán (afloramiento #100; Figura III.1). Estos están constituidos por fragmentos sub-redondeados de líticos de color gris claro y rojizo, y por fragmentos de pómez y escoria, del tamaño de ceniza fina-media, se observan consolidados y en ocasiones silicificados, pero con las típicas estructuras en rompecabezas (Figura III.7).



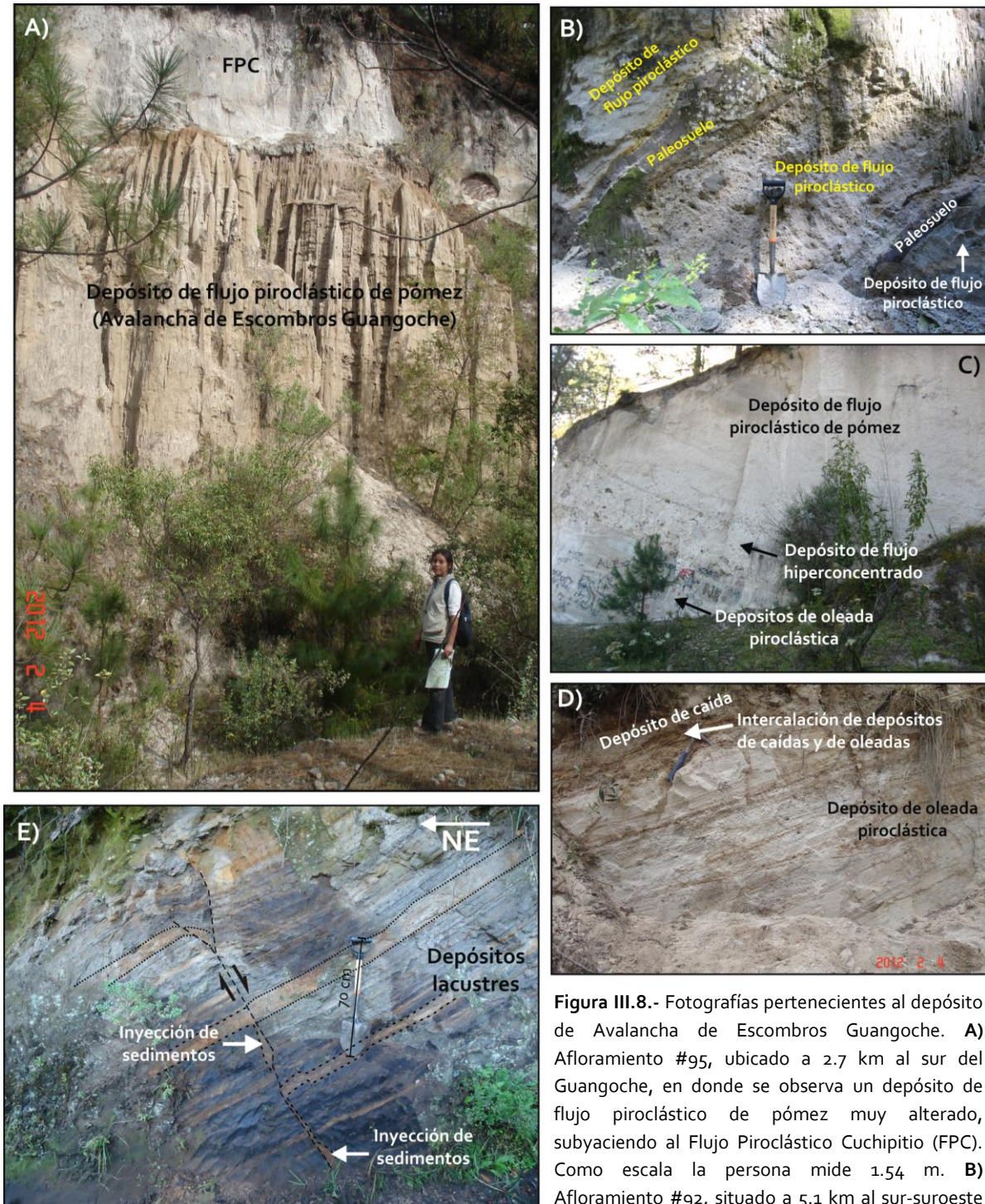
**Figura III.7.-** Fotografías del afloramiento #100 (localizado a 4.4 km al sur del domo central del Guangoche) en donde se observa un mega-bloque del depósito de flujo hiperconcentrado consolidado, con estructuras en rompecabezas (flechas).

Así mismo, al sur-suroeste (afloramientos #88, 89, 90, 91, 92, 102, 103, 104 y 105; hasta distancias de 5 km; Figura III.1) y al sur del volcán (afloramientos #95, 96 y 97; hasta una distancia de 3.5 km; Figura III.1), se observaron mega-bloques constituidos por varios depósitos, tanto de flujo piroclástico, oleadas piroclásticas, depósitos de caída y depósitos lacustres, aún conservando su posición estratigráfica (Figura III.8). Los depósitos de flujo piroclástico son masivos, constituidos por fragmentos de pómez y líticos accidentales de color rojizo y verdoso, fragmentos de clastos vítreos del tamaño de lapilli fino a medio y algunos bloques, inmersos en una matriz de ceniza media-gruesa, rica en cristales sueltos de cuarzo, hornblenda y biotita. La mayoría de los depósitos de flujo presentan chimeneas de desgasificación y manchas con alteración hidrotermal de color rojizo y amarillento (Figura III.8G) y otros se encuentran muy alterados (Figura III.8A) y un poco endurecidos (Figura III.8C); así mismo, se observaron intercalados con paleosuelos (Figura III.8B), depósitos de flujo hiperconcentrado, depósitos de oleadas piroclásticas (Figura III.8C) y algunos contienen fragmentos de suelos con un tamaño de hasta 1.60 m de longitud (Figura III.8F y G).

Los depósitos lacustres, están compuestos por una intercalación de varios horizontes de color anaranjado y negro de algunos centímetros de espesor (Figura III.8E), los cuales están constituidos por clastos líticos y cristales de cuarzo, sub-redondeados del tamaño de las arenas (capas anaranjadas) y por materia orgánica del tamaño de las arcillas (capas negras). Dicho depósito se encuentra deformado frágilmente ya que está afectado por fallas ( $S_{45^{\circ}E}$ ,  $60^{\circ}SW$ ) y fracturas; aunque también se observaron estructuras de flujo, lo cual refleja que el depósito no se encontraba completamente litificado (Figura III.8E).

Cabe mencionar que todos estos depósitos están acomodados caóticamente (Figura III.8A, B, C, D y F) y no es posible correlacionarlos, debido a que no muestran continuidad, incluso en barrancas aledañas.





**Figura III.8.-** Fotografías pertenecientes al depósito de Avalancha de Escombros Guangoche. **A)** Afloramiento #95, ubicado a 2.7 km al sur del Guangoche, en donde se observa un depósito de flujo piroclástico de pómez muy alterado, subyaciendo al Flujo Piroclástico Cuchipitio (FPC). Como escala la persona mide 1.54 m. **B)** Afloramiento #92, situado a 5.1 km al sur-suroeste del volcán Guangoche, en la cual se aprecian varios depósitos de flujo piroclástico intercalados con paleosuelos. Todos estos depósitos se encuentran basculados. **C)** Afloramiento #91, localizado a 5.2 km al sur-suroeste del Guangoche, en la cual se observan depósitos de oleada piroclástica en la base, sobreyacidos por un flujo piroclástico de pómez, con un depósito de flujo hiperconcentrado en la base. **D)** Afloramiento #96, ubicado a 3 km al sur en la cual se aprecian depósitos de oleadas piroclásticas con estratificación cruzada, intercaladas con depósitos de caída de pómez. Como escala el martillo mide 40 cm. **E)** Depósitos lacustres inclinados hacia el NE (N30°W, 39°NE), afectados por deformación frágil (principalmente) y dúctil. Se nota la intercalación de horizontes anaranjados y negros con abundante materia orgánica. Las fallas son de tipo normal y están inclinadas hacia el SO (S45°E, 60°SW) (afloramiento #104).

del volcán Guangoche, en la cual se aprecian varios depósitos de flujo piroclástico intercalados con paleosuelos. Todos estos depósitos se encuentran basculados. **C)** Afloramiento #91, localizado a 5.2 km al sur-suroeste del Guangoche, en la cual se observan depósitos de oleada piroclástica en la base, sobreyacidos por un flujo piroclástico de pómez, con un depósito de flujo hiperconcentrado en la base. **D)** Afloramiento #96, ubicado a 3 km al sur en la cual se aprecian depósitos de oleadas piroclásticas con estratificación cruzada, intercaladas con depósitos de caída de pómez. Como escala el martillo mide 40 cm. **E)** Depósitos lacustres inclinados hacia el NE (N30°W, 39°NE), afectados por deformación frágil (principalmente) y dúctil. Se nota la intercalación de horizontes anaranjados y negros con abundante materia orgánica. Las fallas son de tipo normal y están inclinadas hacia el SO (S45°E, 60°SW) (afloramiento #104).



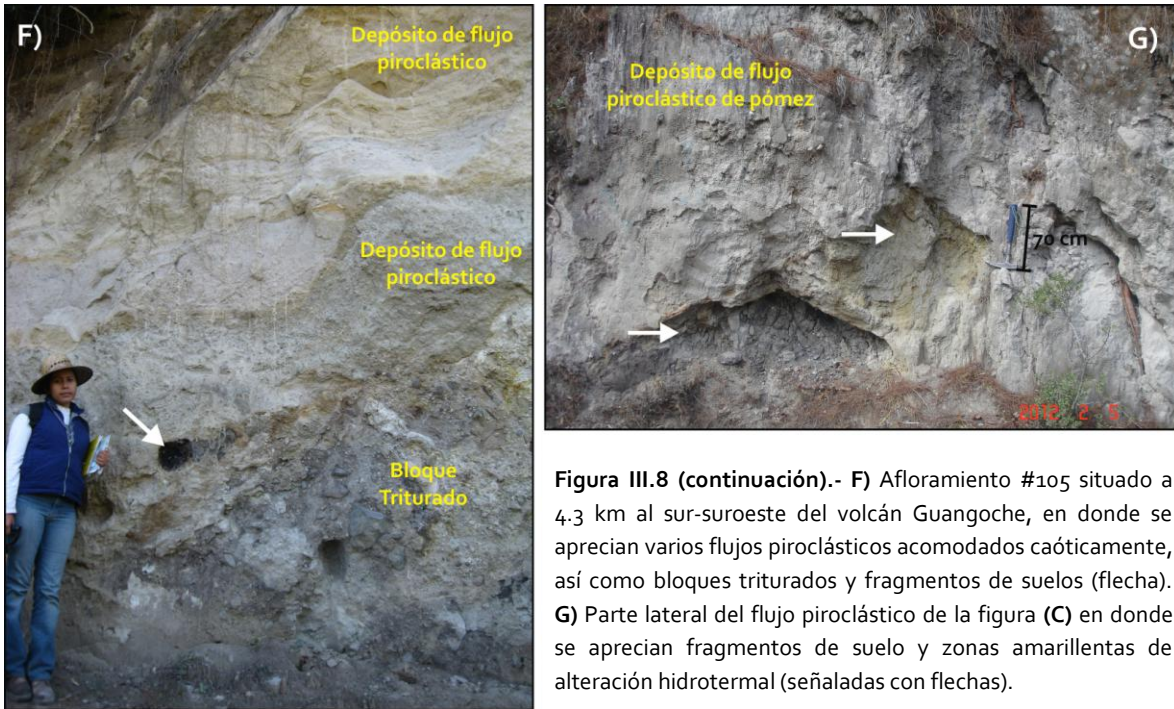


Figura III.8 (continuación).- F) Afloramiento #105 situado a 4.3 km al sur-suroeste del volcán Guangoche, en donde se aprecian varios flujos piroclásticos acomodados caóticamente, así como bloques triturados y fragmentos de suelos (flecha). G) Parte lateral del flujo piroclástico de la figura (C) en donde se aprecian fragmentos de suelo y zonas amarillentas de alteración hidrotermal (señaladas con flechas).

A distancias de 1.8 y 3.7 km al sur del domo central del volcán Guangoche, se encuentran dos estructuras de 2580 y 2460 msnm denominadas como “El Terrero” y “El Aguacate” respectivamente (Figuras II.5 y III.1), las cuales probablemente representan montículos (hummocks) alargados, depositados transversal y oblicuamente a la dirección de emplazamiento de la avalancha de escombros. Este mismo fenómeno se ha observado en otros depósitos de este tipo (ej. volcán Jocotitlan; Siebe *et al.*, 1992). Lamentablemente no fue posible observar el material que conforman a estas estructuras debido a la densa vegetación que las cubre.

### **Secuencia Piroclástica Guindo (SPG)**

Esta secuencia está distribuida al oeste, noroeste y norte del volcán hasta una distancia de 6 km (afloramiento #27; Figuras III.1, III.3 y III.18E) con un afloramiento representativo en el sitio #45, localizado a 1.4 km al oeste del Guangoche, en las cercanías del poblado de Guindo (Figuras III.1, III.3, III.4 y III.9). Dicha secuencia consta de dos depósitos de flujo piroclástico, los cuales se encuentran separados por un depósito de flujo hiperconcentrado de color café claro, semi-endurecido, de 22 cm de espesor, rico en



líticos accidentales del tamaño de lapilli y algunos bloques (hasta de 9 cm de longitud) (Figura III.9). Ambos depósitos de flujo piroclástico presentan una estructura masiva, son matriz-soportados, están constituidos por fragmentos de pómez y líticos accidentales del tamaño de lapilli y algunos bloques con un tamaño de hasta 8 cm de longitud, inmersos en una matriz del tamaño de la ceniza, compuesta por fragmentos de pómez, líticos accidentales y abundantes cristales de biotita y suman un espesor total de 3 m.

Estratigráficamente esta secuencia subyace a un paleosuelo de color café-rojizo de 38 cm de espesor, el cual a su vez subyace a la Secuencia Piroclástica Blanca (SPB; descrita más adelante) (Figuras III.3; III.4; III.9 y III.13C). Aunque el fechamiento de este depósito no fue posible, se sabe que es más antiguo que 31,000 años A.P. de acuerdo con su posición estratigráfica.

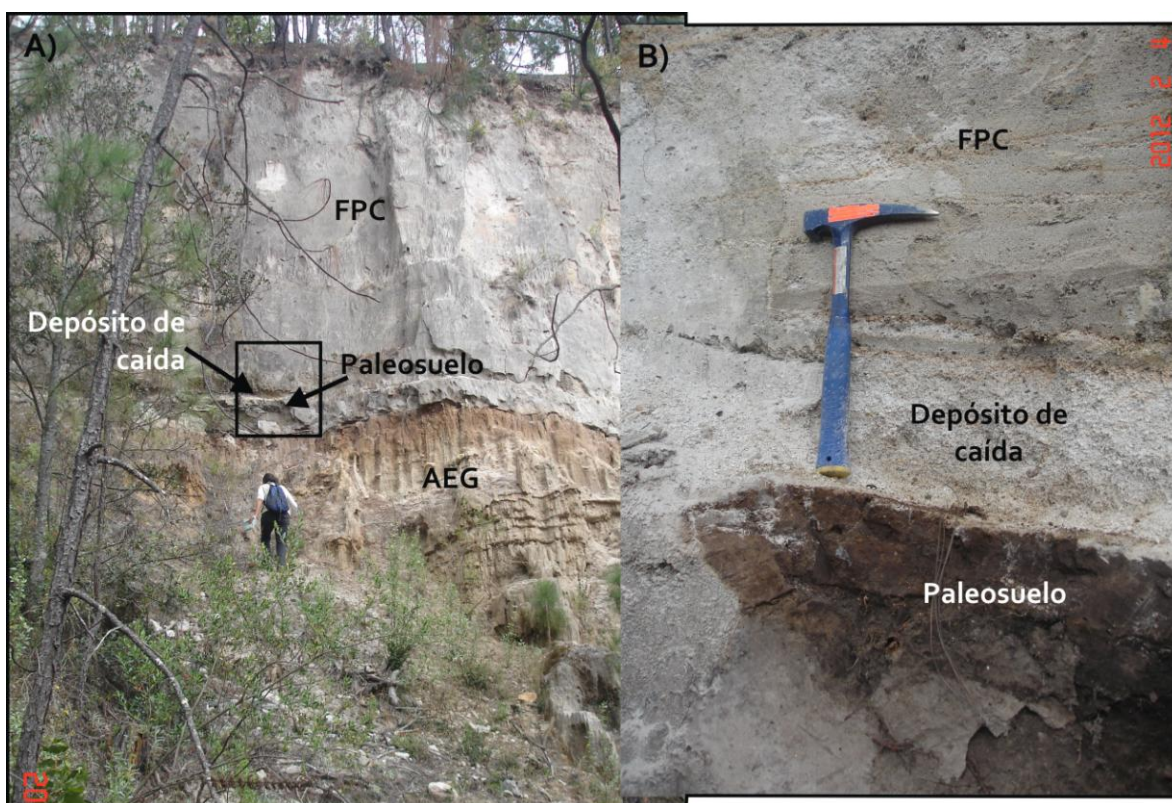


**Figura III.9.-** Fotografía del afloramiento #45, ubicado a 1.4 km al oeste del Guangoche, en la cual se observa de la base a la cima: a la Secuencia Piroclástica Guindo (SPG), constituida por dos unidades de flujo piroclástico separadas por un depósito de flujo hiperconcentrado de color café claro (señalado con flecha). Sobreyaciéndolo se encuentra un paleosuelo color café-rojizo, el cual está cubierto por depósitos que constituyen a la Secuencia Piroclástica Blanca (SPB). Como escala, la persona mide 1.60 m.

### ***Secuencia Piroclástica Cuchipitio (SPC)***

Esta secuencia está constituida de la base a la cima por un depósito de caída masivo de 19 cm de espesor de color blanco, clasto-soportado; constituido de pómez blanca, líticos

alterados hidrotermalmente (con un tamaño promedio de 2.8 cm de longitud) y cristales sueltos de cuarzo, biotita y hornblenda, del tamaño de ceniza gruesa a lapilli fino (Figuras III.10). Cabe mencionar que este depósito sólo se observó a 3.2 km de distancia al sur del Guangoche, en el afloramiento #97 y se encuentra cubriendo a un depósito de flujo piroclástico de pómez de color rosáceo y muy alterado, perteneciente a la AEG (Figura III.10). Sobreyaciendo a esta caída, se encuentra un depósito de flujo piroclástico de pómez de color café claro (Flujo Piroclástico Cuchipitio (SPC), Figuras III.10 y III.11), distribuido principalmente hacia el sureste y este del volcán, hasta distancias de 6 km y 4.6 km respectivamente (afloramientos #60 y 81) (Figuras III.1).



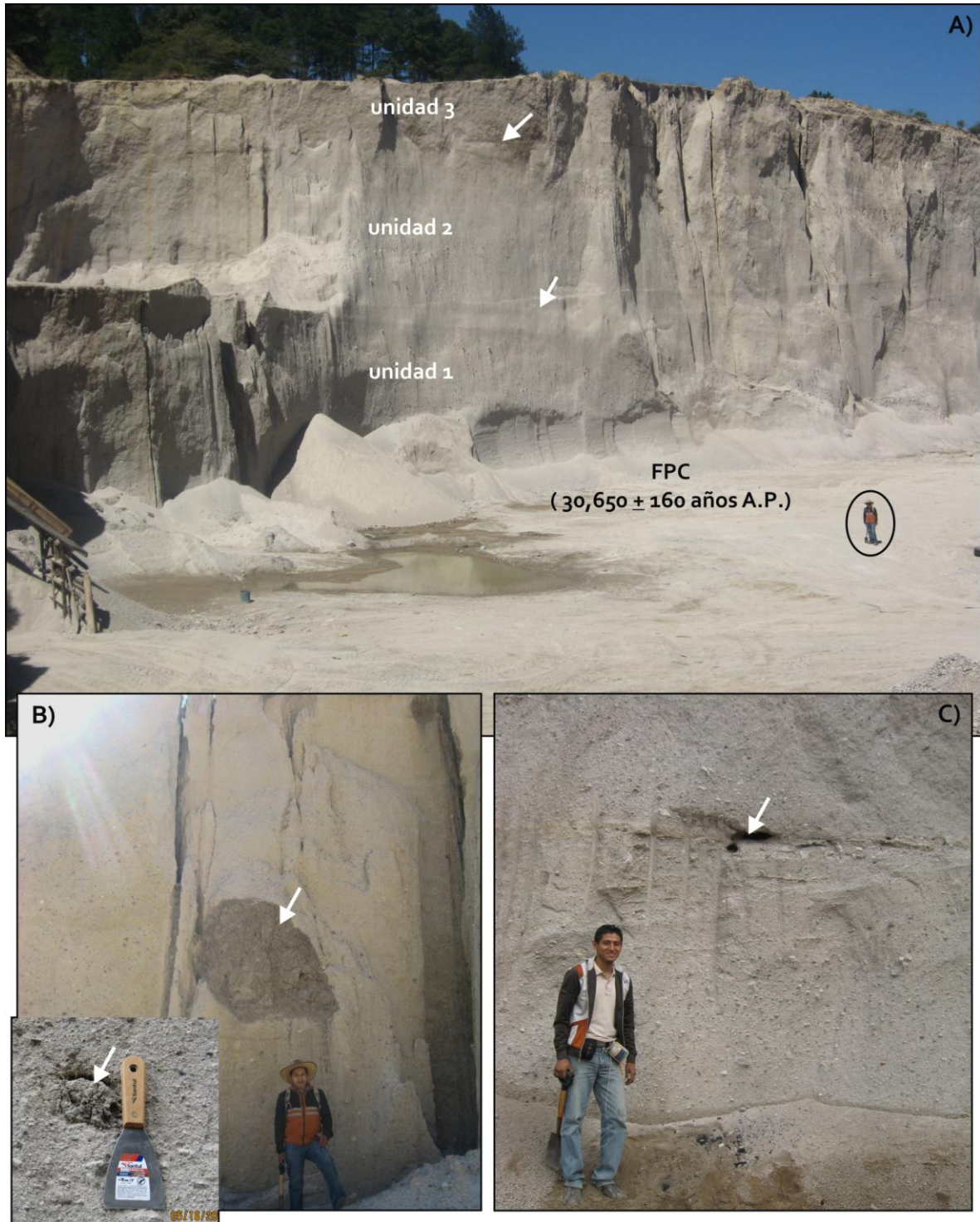
**Figura III.10.- A)** Fotografía del afloramiento #97, ubicado a 3.2 km al sur del Guangoche, en donde se aprecia a un depósito de flujo piroclástico de pómez alterado, perteneciente a la Avalancha de Escombros Guangoche (AEG), sobreyacido por la Secuencia Piroclástica Cuchipitio, la cual está constituida por un depósito de caída de pómez en la base y por un depósito de flujo piroclástico de pómez (denominado como Flujo Piroclástico Cuchipitio (FPC)) en la cima. **B)** Detalle del recuadro de la Figura III.10A, en la cual se observa a un paleosuelo de color café-rojizo que se desarrolló a partir del flujo de la AEG, subyaciendo al depósito de caída que conforma la base de la Secuencia Piroclástica Cuchipitio.

Hacia el sureste, el depósito rellena depresiones formando una morfología plana y llega a tener un espesor mayor a los 35 metros (afloramientos #59 y 75; Figuras III.1, III.4, III.11A y

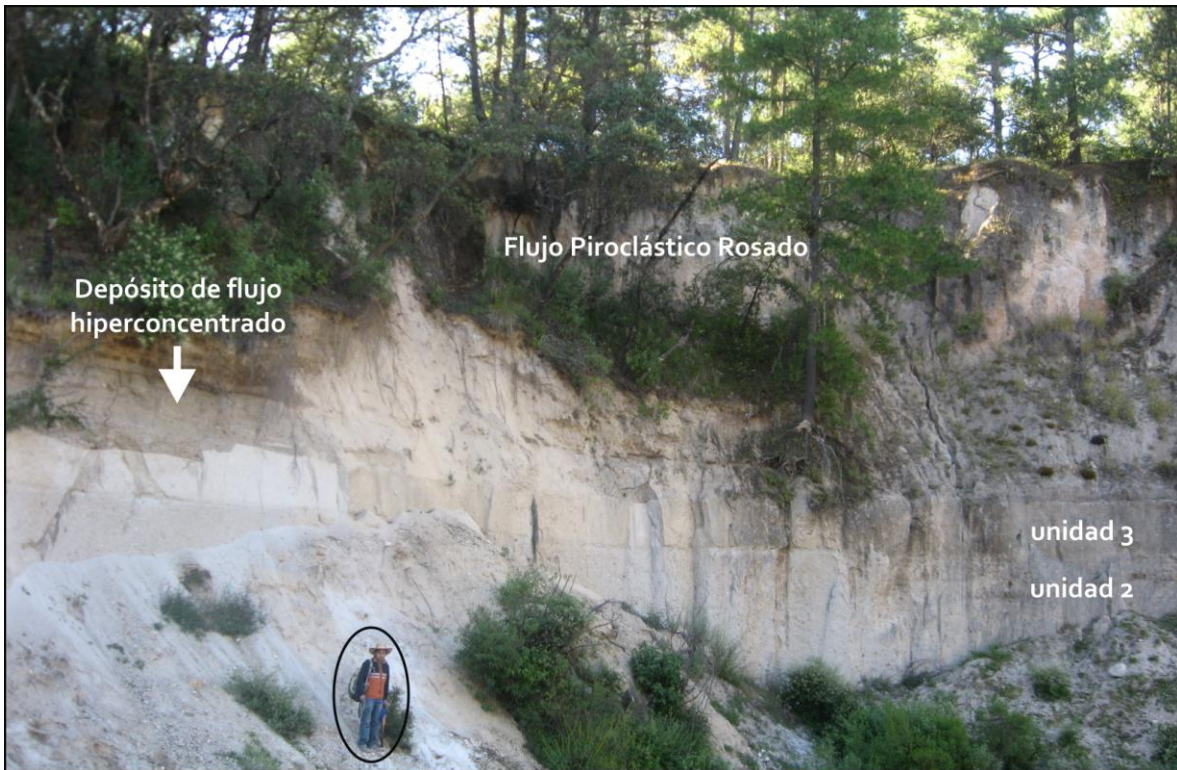
III.12), mientras que hacia el este, alcanza un espesor de 4 m (afloramiento #81). Este depósito está constituido por tres unidades de flujo, las cuales están delimitadas en su base por depósitos de oleadas piroclásticas con estratificación cruzada (Figura III.11A). En general el depósito es masivo, matriz-soportado, presenta algunos lentes de pómez y está conformado por fragmentos de pómez sub-redondeada y líticos sub-angulosos del tamaño de lapilli y algunos bloques de hasta 13 cm de diámetro, inmersos en una matriz de ceniza. Dentro del depósito se encontraron varios fragmentos de madera carbonizada; uno de éstos fue fechado por radiocarbono en  $30,650 \pm 160$  años A.P. (Tabla 1; Figuras III.5 y III.11C). Además, se encontraron fragmentos arcillosos de color amarillo, café claro, rojo y negro de montmorillonita, con grietas de desecación y un tamaño promedio de 9 cm (Figura III.11B). Dichos fragmentos probablemente provienen del sistema hidrotermal del volcán. Cabe mencionar que estas arcillas fueron una característica importante que ayudó a distinguir a este depósito de flujo piroclástico de los otros depósitos.

Este depósito de flujo piroclástico subyace a la Secuencia Piroclástica Ocre Inferior (SPOI), a una distancia de 1.5 km al sureste del volcán (afloramiento #72; Figura III.1) (descrita posteriormente). Cubriendo y erosionando al FPC se tiene un depósito de flujo hiperconcentrado, de aproximadamente 1.5 m de espesor (Figura III.12). Sobreyaciendo a este depósito de lahar, se observó un depósito de flujo piroclástico de color rosado (Flujo Piroclástico Rosado; FPR), masivo, semi-endurecido y compuesto por fragmentos de pómez y fragmentos de clastos vítreos (principalmente) y accidentales de color gris oscuro-blanco y rojizo con un tamaño de lapilli y algunos bloques, inmersos en una matriz de ceniza media con cristales sueltos de cuarzo y biotita (Figura III.12). La parte superior del flujo presenta un enriquecimiento en bloques con un tamaño máximo de 20 cm. El FPR fue considerado como parte de la SPC, ya que no se observaron diferencias entre dichos flujos, además de que sólo se observó en un sólo sitio.





**Figura III.11.**- Fotografías del Flujo Piroclástico Cuchipitio (FPC) observado en el afloramiento #75, ubicado a 4.9 km al sureste del Guangoche, en donde se muestran: **A)** Las tres unidades de flujo que lo constituyen, separadas por depósitos de oleada piroclástica con estratificación cruzada (señaladas con flechas). Como escala, el círculo encierra a una persona que mide 1.60 m; **B)** Fragmentos de arcillas de distintos tamaños, característicos en este depósito (señalados con flechas), como escalas, la persona mide 1.60 m y la espátula mide 21 cm; **C)** Fragmento de madera carbonizada (señalado por la flecha) que fue fechado por radiocarbono en  $30,650 \pm 160$  años A.P. Como escala la persona mide 1.70 cm.



**Figura III.12.-** Fotografía del afloramiento #59, localizado a 4.3 km al sureste del Guangoche, en la cual se aprecia la unidad media y superior del Flujo Piroclástico Cuchipitio. Se observa además un depósito de flujo hiperconcentrado separando a los flujos Cuchipitio y Rosado. Como escala la persona encerrada en el círculo mide 1.60 m.

### ***Secuencia Piroclástica Blanca (SPB)***

Esta secuencia está representada en el afloramiento #25 (localizado a 4.3 km al noroeste del volcán Guangoche; Figura III.1) y está constituida de la base a la cima por: un depósito de caída de pómez (Pómez Blanca (**PB**)), el cual está sobreyacido por un depósito de flujo piroclástico de pómez (Flujo Piroclástico Blanco (**FPB**)) (Figuras III.3; III.4, III.13A y B). Las características de cada uno de estos depósitos son las siguientes:

#### ***Pómez Blanca (PB)***

Depósito de caída de pómez de color blanco, clasto-soportado, constituido por fragmentos de pómez blanca y líticos accidentales con tamaños de lapilli grueso a fino; en algunos afloramientos se observó un enriquecimiento de líticos accidentales de color negro, rojizo y amarillo en la cima del depósito. Principalmente presenta una estructura masiva (Figura III.13C) aunque en algunos lugares se observa pseudoestratificado (Figura



III.13B). A una distancia de 1.3 km al oeste del Guangoche (afloramiento #44; Figura III.1), el depósito tiene un espesor máximo de 1.52 m.

**Figura III.13.- A) y B)** Fotografías del afloramiento #25, situado a 4.3 km al noroeste del volcán Guangoche, en donde se observa a la Secuencia Piroclástica Blanca. **A)** En la base de la secuencia aflora un depósito de caída denominado Pómez Blanca (PB); sobreyaciendo a este depósito se encuentra el Flujo Piroclástico Blanco (FPB), constituido por tres unidades de flujo; así mismo, en la fotografía **(B)** se aprecia el paleosuelo de color café oscuro-negro que subyace a la PB, así como la estructura pseudoestratificada que llega a presentar la PB. Como escala en la fotografía **(A)** la persona mide 1.54 m. **C)** Fotografía del afloramiento #45 (localizado a una distancia de 1.4 km al oeste del Guangoche), en donde se observa de la base a la cima: a la unidad superior de la Secuencia Piroclástica Guindo (SPG), a un paleosuelo color café-rojizo, a un horizonte constituido por seis depósitos de oleadas piroclásticas húmedas con estratificación cruzada, estructuras de impacto y deformación plástica (señalada con flecha) y al depósito de caída PB, con una estructura masiva. Como escala la persona mide 1.70 m.



Generalmente sobreyace a un paleosuelo de color café oscuro-negro (Figura III.13B), el cual fue fechado en distintos afloramientos (#9, 23 y 29) por el método de  $^{14}\text{C}$  en  $19,940 \pm 100$ ,  $14,810 \pm 70$  y  $1,010 \pm 40$  años A.P. (Tabla 1; Figura III.3), aunque cabe recordar que

estos fechamientos no se tomaron en cuenta (ver apartado III.1.1). También se encuentra sobreyaciendo a un horizonte constituido por seis depósitos de oleadas piroclásticas húmedas, con estratificación cruzada, algunos lentes de pómez y estructuras de impacto con deformación plástica (Figuras III.13C). Este último probablemente representa el inicio de este evento eruptivo, ya que no se observa ningún paleosuelo o material de retrabajo separando a estos dos depósitos, pero cabe mencionar que estos depósitos de oleada sólo se observaron en el afloramiento #45, localizado a 1.4 km al oeste del volcán (Figura III.13C). Por otro lado, la PB es sobreyacida con un contacto erosivo, por el FPB (Figura III.13A y B), sin embargo, cerca de los poblados San Pedro Jácuaro y San Matías El Grande (localizados a 7.5 y 11.2 km al este del volcán), la PB está cubierta por suelo moderno (afloramientos #56 y 61) y un depósito de flujo hiperconcentrado, endurecido, con abundantes poros y un espesor máximo de 1.4 m (afloramiento #53 y 54).

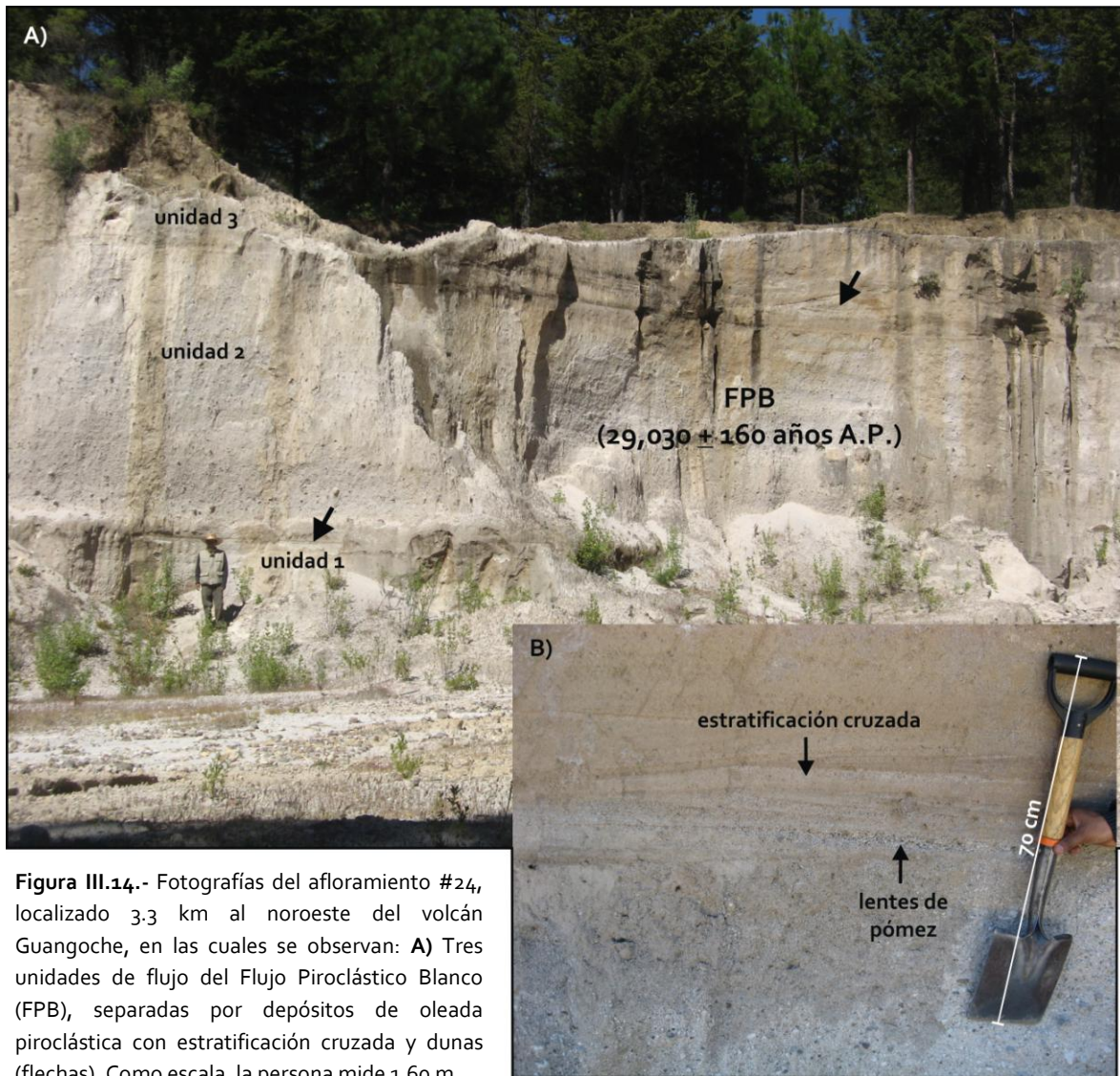
#### ***Flujo Piroclástico Blanco (FPB)***

Este depósito de flujo piroclástico, es rico en pómez, se encuentra distribuido principalmente hacia el oeste, noroeste y norte del volcán Guangoche hasta distancias de al menos 7 km (afloramiento #67; Figuras III.1 y III.19A). Hacia estas direcciones se encuentra rellenando depresiones (formando planicies) y con los mayores espesores (afloramientos #14, 24, 25 y 32, 33 y 34; Figuras III.1, III.13A y III.14), alcanzando hasta 20 m de espesor. También está distribuido hacia el suroeste, en donde presenta una estructura pseudoestratificada y alcanza espesores menores entre 2 y 4 m (afloramientos #31, 50; Figura III.1).

De manera general, el depósito consta de tres unidades de flujo de color blanco, estructura masiva (Figuras III.13A y III.14A) y con algunos lentes de pómez, constituidos por fragmentos de pómez sub-redondeada de color blanco-amarillenta y líticos accidentales y fragmentos de clastos vítreos del tamaño de lapilli y algunos bloques (alcanzando un tamaño máximo de 46 cm), soportados por una matriz del tamaño de ceniza, constituida por cristales sueltos de cuarzo y biotita. Dichas unidades están separadas por depósitos de oleada piroclástica con estratificación cruzada, dunas y lentes de pómez (Figuras III.14B y III.15B). Entre la primera y segunda unidad, debajo del



depósito de oleada, se observó un depósito de caída de pómez de color amarillento del tamaño de lapilli fino a medio de 4 cm de espesor (Figura III.15A).



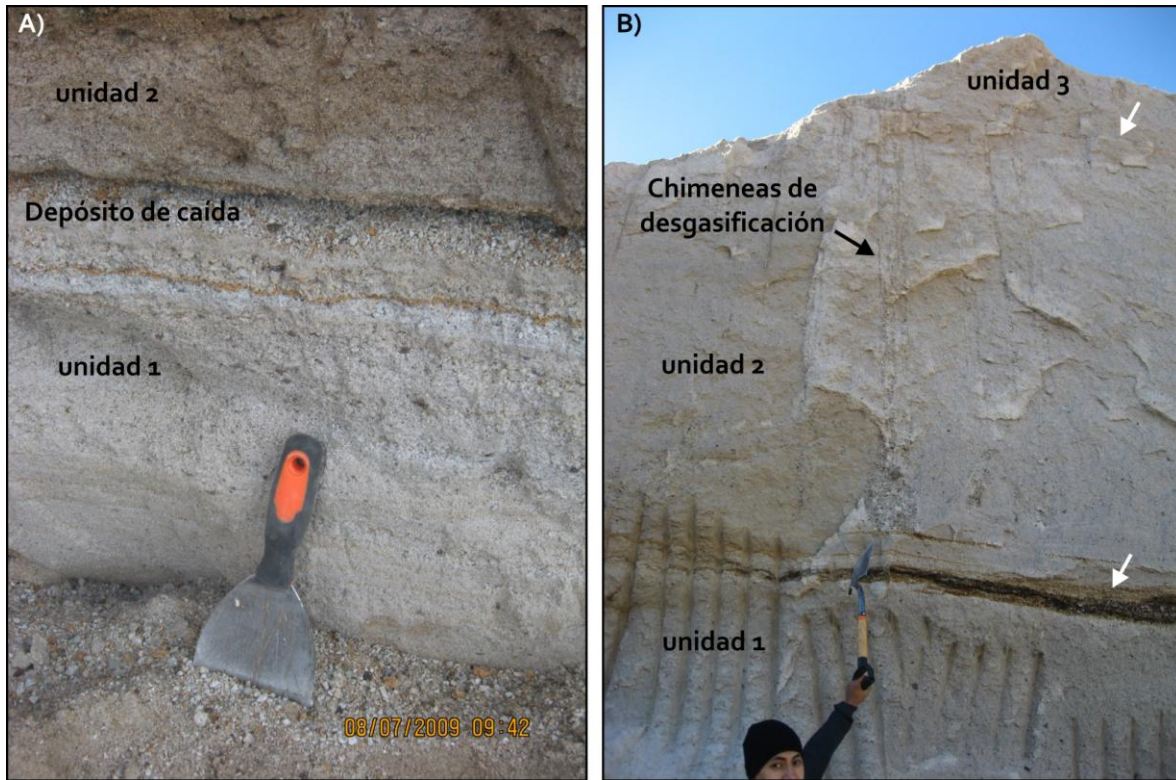
**Figura III.14.-** Fotografías del afloramiento #24, localizado 3.3 km al noroeste del volcán Guangoche, en las cuales se observan: **A)** Tres unidades de flujo del Flujo Piroclástico Blanco (FPB), separadas por depósitos de oleada piroclástica con estratificación cruzada y dunas (flechas). Como escala, la persona mide 1.60 m.

**B)** Detalle de un depósito de oleada piroclástica, la cual separa a la unidad 1 y 2 del FPB, en donde se observa estratificación cruzada y lentes de pómez.

Los flujos intermedio y superior comúnmente presentan chimeneas de desgasificación (Figura III.15B). También contienen fragmentos de carbón, dos de los cuales fueron fechados en distintas localidades en  $31,040 \pm 250$  años A.P. (afloramiento #38; Figura III.1) y en  $29,030 \pm 160$  años A.P. (afloramiento #14). Pradal y Robin (1985 y 1994) y Macías *et al.* (2008) fecharon a este mismo depósito en  $26,800 \pm 900$ ,  $28,000 \pm 650$ , y en  $28,290 + 495/-465$  años A.P. (Tabla 1; Figura III.5). Debido a la similitud que presentan los



diferentes resultados de los fechamientos de los estudios previos con el realizado en este trabajo perteneciente al afloramiento #14, es muy probable que la edad del depósito sea de  $29,030 \pm 160$  años A.P. Mientras que en el caso de la edad obtenida en el afloramiento #38 de  $31,040 \pm 250$  años A.P., posiblemente se trate de un carbón heredado de un depósito más antiguo que no fue posible observar en campo, o de un carbón proveniente de un árbol viejo.

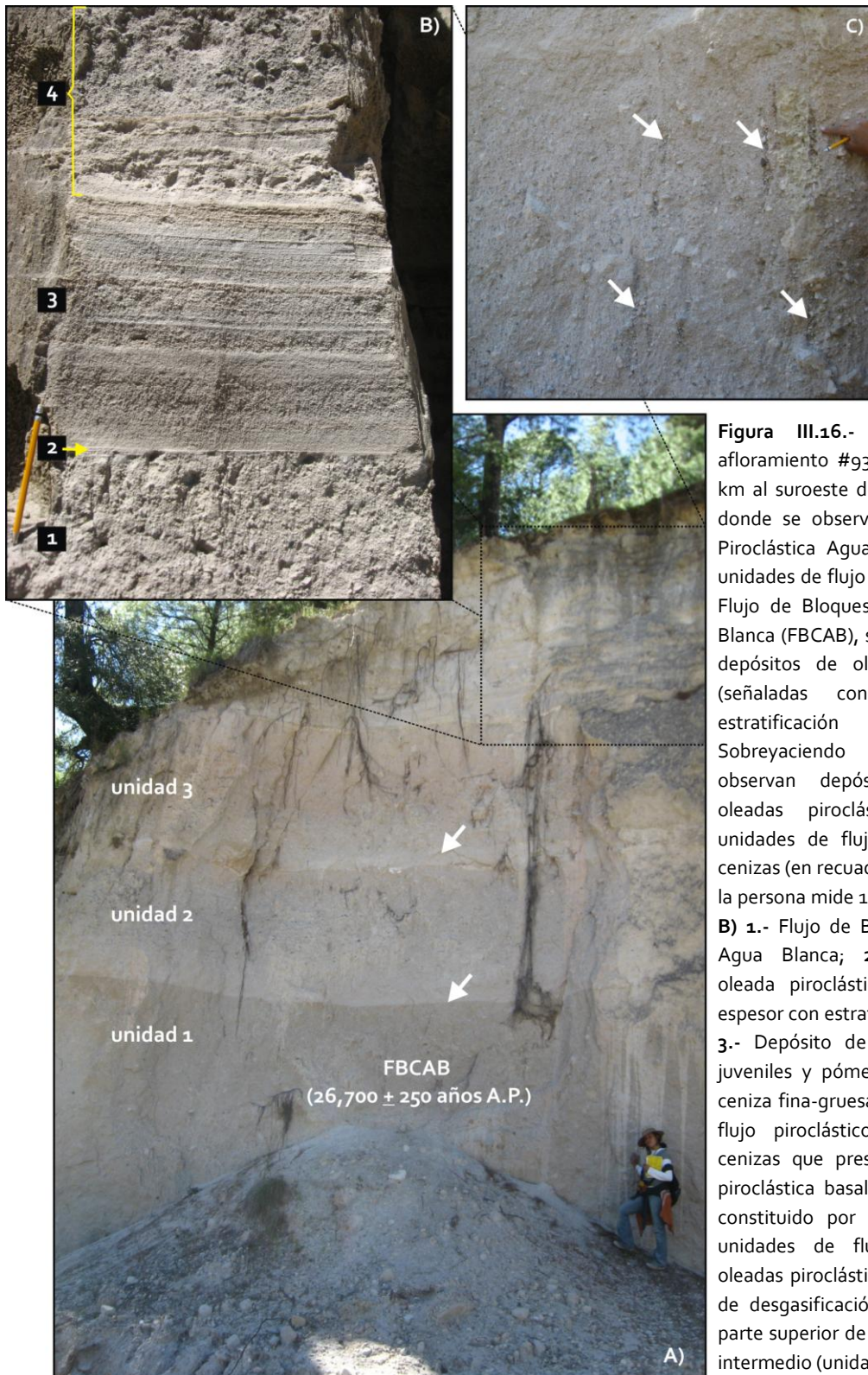


**Figura III.15.- A)** Fotografía del afloramiento #6, localizado a 5.1 km al norte del volcán, en donde se muestra al depósito de caída de 4 cm de espesor que se encuentra entre la unidad 1 y 2 del Flujo Piroclástico Blanco. La espátula mide 15 cm de longitud. **B)** Fotografía del afloramiento #25 (ubicado a 4.3 km al noroeste del volcán), en la cual se aprecian las tres unidades del Flujo Piroclástico Blanco, separadas por dos depósitos de oleada piroclástica (señaladas con flechas). Las chimeneas de desgasificación se encuentran primordialmente en la unidad de flujo intermedia (unidad 2) y en la base de la unidad superior (unidad 3).

Hacia la cima del FPB, éste se observa convertido parcialmente a suelo de color café-rojizo (afloramientos #20, 24, 29, 35, 37 y 39); además está sobreyacido por distintos depósitos, entre los cuales se incluyen: depósitos fluviales (afloramiento #38), la SPOI (afloramientos #9, 21, 27, 31, 40, 45, 55, 66, 67 y 94; Figuras III.17, III.18A y III.19A) y por suelo moderno (afloramientos #7, 14, 18, 22, 25, 26, 32, 33, 34, 48, 50 y 51) (Figuras III.3 y III.4).

### **Secuencia Piroclástica Agua Blanca (SPAB)**

A una distancia de 4.3 km al suroeste del Guangoche, en las cercanías del poblado de Agua Blanca (afloramientos #41, 42, 88, 89, 90 y 93; Figuras III.1), aflora una secuencia que consta de la base a la cima de: **1)** un depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas (Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca; **FBCAB**), de color gris claro y matriz-soportado, el cual consta de tres unidades de flujo masivas, separadas por depósitos de oleada piroclástica con estratificación cruzada (Figura III.16A). De forma general el depósito alcanza un espesor de aproximadamente 11 m y está constituido por líticos juveniles no-vesiculares y vesiculares de color gris claro y de composición riolítica, líticos accidentales alterados hidrotermalmente, fragmentos de clastos vítreos, fragmentos de pómez y cristales sueltos. Cabe resaltar que la unidad de flujo inferior (unidad 1) presenta abundantes líticos juveniles no-vesiculares y vesiculares que llegan a tener un tamaño máximo de 25 cm. Por su parte, la unidad de flujo intermedia (unidad 2) tiene un enriquecimiento en fragmentos de clastos vítreos que alcanzan un tamaño máximo de 18 cm; mientras que la unidad de flujo superior (unidad 3) contiene una mayor cantidad de líticos accidentales alterados hidrotermalmente que alcanzan un tamaño de hasta 90 cm. Así mismo, las unidades de flujo intermedia y superior presentan chimeneas de desgasificación (Figura III.16C). **2)** Un depósito de oleada piroclástica con lentes de pómez sub-redondeada y estratificación cruzada de 5 cm de espesor (Figura III.16B), **3)** un depósito de caída conformado por una intercalación de varios horizontes centimétricos que en total alcanzan 31 cm de espesor, constituido por líticos juveniles, fragmentos de pómez y líticos accidentales del tamaño de ceniza fina y gruesa (Figura III.16B), **4)** un depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas constituido por al menos cuatro unidades de flujo, cada una separada por depósitos de oleada piroclástica con estratificación cruzada (Figura III.16B). Todos estos depósitos fueron emplazados hacia el suroeste del volcán Guangoche, alcanzando una distancia mayor a 4.3 km (Figura III.1). Hacia la cima el depósito se observa retrabajado y/o erosionado. Pradal y Robin (1994) fecharon a esta secuencia usando un fragmento de carbón, que resultó en una edad de  $26,700 \pm 250$  años A.P. (Tabla 1; Figura III.5).



**Figura III.16.-** Fotografías del afloramiento #93, localizado a 3.5 km al suroeste del Guangoche, en donde se observa a la Secuencia Piroclástica Agua Blanca. **A)** Tres unidades de flujo que conforman al Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca (FBCAB), separadas por dos depósitos de oleada piroclástica (señaladas con flechas) con estratificación cruzada. Sobreyaciendo al FBCAB se observan depósitos de caída, oleadas piroclásticas y varias unidades de flujos de bloques y cenizas (en recuadro). Como escala, la persona mide 1.54 m de longitud. **B)** 1.- Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca; 2.- Depósito de oleada piroclástica de 5 cm de espesor con estratificación cruzada; 3.- Depósito de caída de líticos juveniles y pómez del tamaño de ceniza fina-gruesa. 4.- Depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas que presenta una oleada piroclástica basal; dicho flujo está constituido por al menos cuatro unidades de flujo separas por oleadas piroclásticas **C)** Chimeneas de desgasificación ubicadas en la parte superior de la unidad de flujo intermedio (unidad 2).



### ***Secuencia Piroclástica Ocre (SPO)***

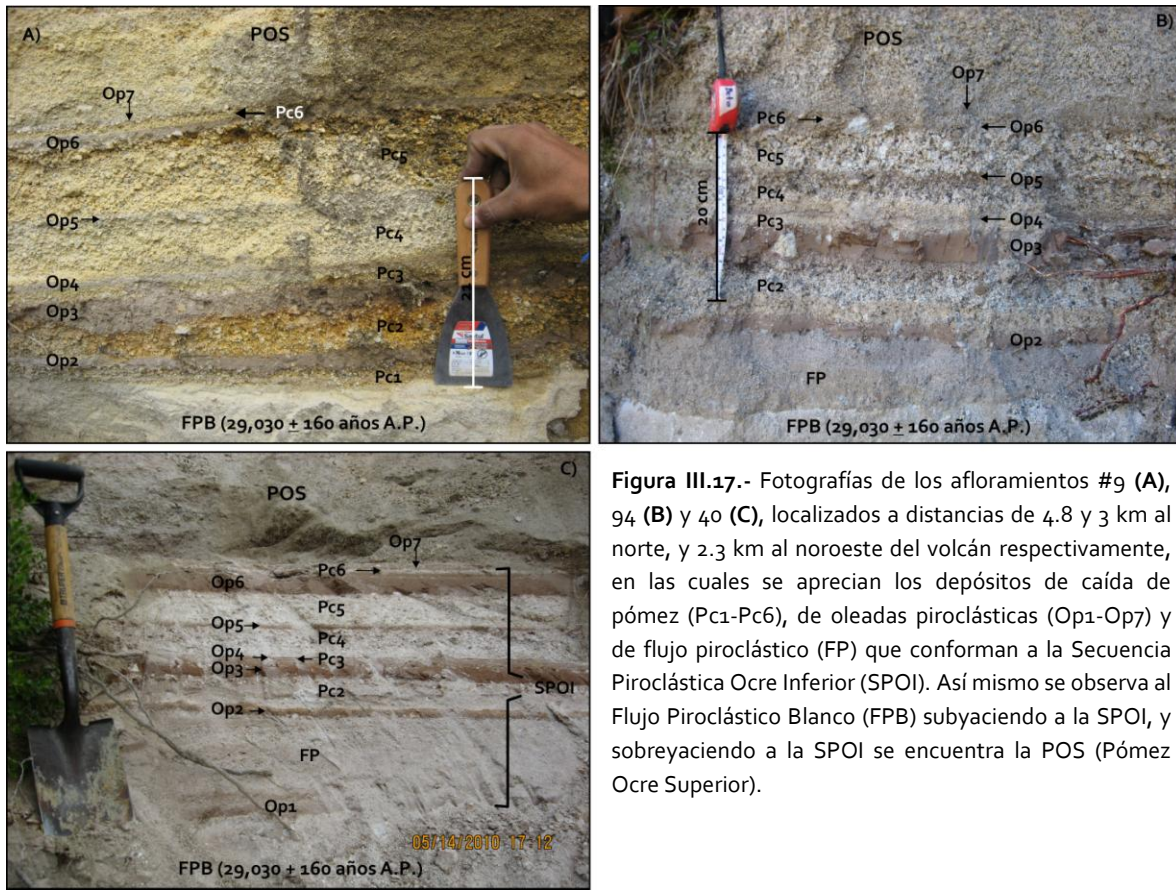
Bajo este nombre se agrupan tres unidades caracterizadas por contener fragmentos de pómez de color ocre. De la base a la cima la SPO está constituida por: **1)** Una secuencia piroclástica compuesta por intercalaciones de depósitos de oleadas, flujos piroclásticos y depósitos de caída (Secuencia Piroclástica Ocre Inferior), **2)** un depósito de caída de pómez (Pómez Ocre Superior) y **3)** un depósito de flujo piroclástico de pómez (Flujo Piroclástico Ocre). Es posible apreciar la secuencia completa en los afloramientos #40 y 94 (Figuras III.18A y III.19B), situados a 2.3 y 3 km al noroeste y norte del Guangoche (Figura III.1). Dicha secuencia no ha sido fechada pero se le asigna una edad <26,000 años A.P., por correlación estratigráfica.

A continuación se detallan las características principales de cada una de estas unidades:

### ***Secuencia Piroclástica Ocre Inferior (SPOI)***

Esta secuencia consta de una sucesión de seis horizontes de caída de pómez (Pc1-Pc6), intercalados con siete depósitos de oleadas piroclásticas húmedas (Op1-Op7) y un depósito de flujo piroclástico de pómez (FP) (Figura III.17), que en su conjunto alcanza un espesor máximo de 84.3 cm (obtenido de los espesores máximos de los diferentes horizontes medidos en los afloramientos #9, 27, 40 y 94; Figura III.17). Su distribución es principalmente hacia el norte y noroeste, alcanzando una distancia de aproximadamente 7 km del volcán (afloramiento #67; Figura III.1). En esta dirección, se pueden apreciar la mayoría de los horizontes que conforman a esta secuencia (afloramientos #6, 9, 27, 40, 66, 67 y 94; Figura III.17). También está distribuida hacia el suroeste (afloramiento #31) y sureste (afloramiento #72 y 74), hasta distancias de 4.4, 1.5 y 2.05 km respectivamente (Figura III.1), solamente que hacia estas direcciones, la secuencia se observa incompleta, por lo que no se logran reconocer cada uno de los horizontes para su correlación. De manera general, los depósitos de oleada piroclástica son de color café-rojizo y están constituidos por fragmentos sub-redondeados de pómez y líticos accidentales con tamaños que van de lapilli fino a lapilli grueso, inmersos en una matriz de ceniza fina a limo-arcillosa. Por su parte, los horizontes de caída son de color ocre, presentan una

estructura masiva (Pc3 y Pc6) y gradación inversa (Pc1, Pc2, Pc4 y Pc5) y están constituidos por fragmentos sub-angulosos de pómez y líticos accidentales de color gris oscuro-blanquecino y rojizo del tamaño de ceniza gruesa a lapilli fino; mientras que el depósito de flujo piroclástico es de color gris-rosado, masivo y está constituido por fragmentos sub-redondeados de pómez del tamaño de lapilli fino, inmersos en una matriz del tamaño de ceniza fina a gruesa. Este flujo fue emplazado hacia el NO y N del volcán, alcanzando una distancia de 3 km (afloramiento #94; Figuras III.1 y III.17B).



**Figura III.17.-** Fotografías de los afloramientos #9 (A), 94 (B) y 40 (C), localizados a distancias de 4.8 y 3 km al norte, y 2.3 km al noroeste del volcán respectivamente, en las cuales se aprecian los depósitos de caída de pómez (Pc1-Pc6), de oleadas piroclásticas (Op1-Op7) y de flujo piroclástico (FP) que conforman a la Secuencia Piroclástica Ocre Inferior (SPOI). Así mismo se observa al Flujo Piroclástico Blanco (FPB) subyaciendo a la SPOI, y sobreyaciendo a la SPOI se encuentra la POS (Pómez Ocre Superior).

Estratigráficamente la SPOI se encuentra subyaciendo a la Pómez Ocre Superior (afloramientos #6, 9, 21, 27, 29, 31, 40, 66, 67, 72, 74 y 94; Figuras III.3, III.4 y III.17) y sobreyaciendo al FPB (afloramientos #6, 9, 27, 31, 40 y 94; Figuras III.3, III.17, III.18A y E). Hacia el sureste del volcán, esta secuencia descansa sobre el FPC (afloramientos #72 y 74; Figuras III.1 y III.4).

### ***Pómez Ocre Superior (POS) y Flujo Piroclástico Ocre (FPO)***

La POS es un depósito de caída de pómez de color ocre, clasto-soportado, con gradación normal (Figura III.18) y un espesor máximo de 2.24 m, medido en el afloramiento #45 (localizado a 1.4 km al oeste del volcán Guangoche; Figura III.1). Hacia su cima, el depósito presenta un horizonte de ceniza fina de 4 cm de espesor (Figura III.18D). De manera general, está constituido por fragmentos con tamaños de lapilli medio a ceniza gruesa de pómez de color ocre y gris, cristales y líticos alterados hidrotermalmente. En algunos afloramientos (afloramiento #40), estos últimos se encuentran enriquecidos en la parte superior del depósito, justo debajo del horizonte de ceniza fina (Figura III.18E).

Estratigráficamente el depósito POS cubre a la SPOI (afloramientos #6, 9, 21, 27, 35, 29, 31, 40, 66, 67, 72, 74 y 94; Figuras III.3, III.4, III.17 y III.18), aunque en algunos afloramientos cubre al FPB (afloramientos #20, 29, 39, 44, 45 y 64). Por otra parte, encima del depósito POS se puede encontrar: **1)** suelo moderno (afloramientos #9, 20, 31, 37 y 72), **2)** un pequeño paleosuelo de color café claro-amarillento (afloramientos #39, 66 y 67; Figura III.19A), el cual a su vez subyace a la Pómez Multicapas, **3)** un depósito de flujo hiperconcentrado de color gris, endurecido y con poros (afloramientos #6, 21, 23 y 54; Figuras III.1) o **4)** con un contacto erosivo (Figura III.18A y 18D) el Flujo Piroclástico Ocre (FPO), el cual es un depósito de flujo piroclástico de pómez de color ocre, masivo, con algunos lentes de pómez y con un espesor máximo de 2 m (afloramiento #40; Figura III.18A); está constituido por fragmentos de pómez, líticos accidentales de color rojizo y negro, fragmentos de clastos vítreos del tamaño del lapilli y algunos bloques con un tamaño máximo de 20 cm, así como por cristales de cuarzo, biotita y hornblenda, todos inmersos en una matriz de ceniza gruesa. Este depósito está distribuido principalmente hacia el norte y noroeste (afloramientos #27, 29, 35, 40 y 94) hasta una distancia de 6 km (afloramiento #27), aunque también se observó a una distancia de 2 km al sureste del Guangoche (afloramiento #74; Figura III.1). Sobreyaciendo a este depósito se encuentra material retrabajado (afloramiento #35; Figura III.18C), un paleosuelo de color café claro-amarillento (afloramiento #27; Figuras III.3 y III.18E) o la Pómez Multicapas (afloramientos #29, 40, 46 y 94; Figuras III.3 y III.19B y C).





**Figura III.18.-A)** Fotografía del afloramiento #40 (localizado a 2.3 km al noroeste del volcán), en la cual se observa a la Pómez Ocre Superior (POS) subyacida por la Secuencia Piroclástica Ocre Inferior (SPOI) y sobreyacida con un contacto erosivo por el Flujo Piroclástico Ocre (FPO). **B)** Detalle del recuadro de la Figura III.18A, en donde se observan dos horizontes delgados ricos en líticos accidentales de color negro (señalados con flechas) ubicados debajo de un horizonte de ceniza fina. **C)** Fotografía del afloramiento #35 (situado a 2.8 km al noroeste del volcán) en donde se observa a la POS subyacida por la SPOI y sobreyacida por el FPO; este último hacia su cima se encuentra retrabajado. **D)** Detalle del recuadro de la Figura III.18C en el cual se aprecia al horizonte de ceniza fina (señalado con flecha) que se encuentra en la cima del depósito POS. Así mismo, se observa el contacto erosivo del FPO con la POS.

**Figura III.18 (continuación).**- E Fotografía del afloramiento #27 (ubicado a 6 km al norte del Guangoche) en donde se observa de la base a la cima a la SPG (Secuencia Piroclástica Guindo), a la PB (Pómez Blanca); al FPB (Flujo Piroclástico Blanco), a la SPOI, a la POS, al FPO y a la Pómez Multicapas (PM). Cabe mencionar que hacia su parte superior, el FPO se encuentra convertido a suelo. Como escalas, en la foto A) la persona mide 1.65 m; en la foto C) la persona mide 1.70 m y en la foto E) la persona mide 1.73 m.

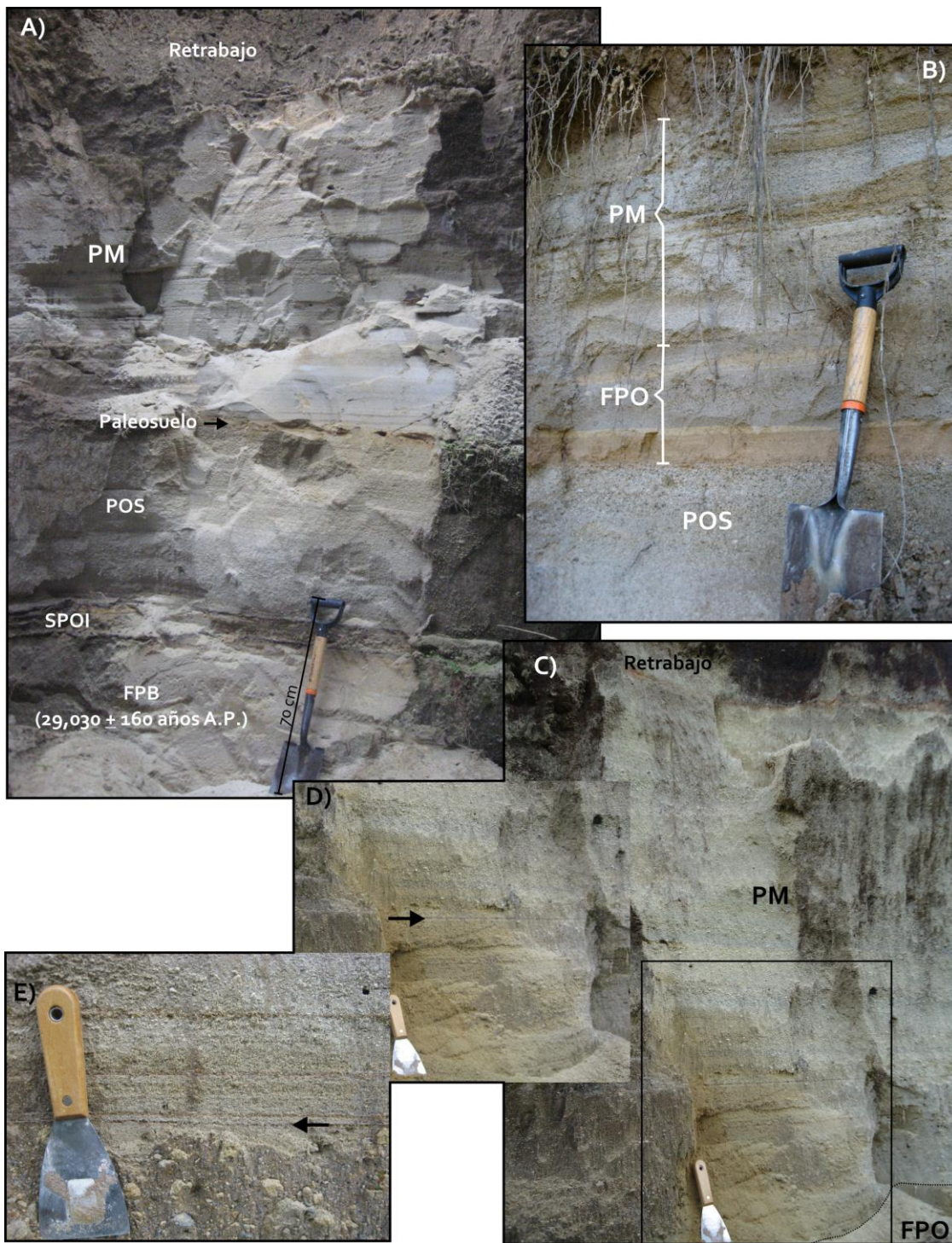
### ***Pómez Multicapas (PM)***

De las secuencias piroclásticas antes descritas, la PM corresponde a la secuencia más joven del área del volcán Guangoche, aunque no se ha establecido su edad, es muy probable que sea <<26,000 años A.P., por lo que representaría el último evento volcánico de tipo explosivo asociado al Guangoche.

Esta secuencia está compuesta por un depósito de caída de color grisáceo-amarillento, clasto-soportado, constituido por varias capas centimétricas de fragmentos de pómez, líticos accidentales y cristales del tamaño de lapilli fino-ceniza fina (Figura III.19). En su conjunto, las capas llegan a sumar un espesor total de 1.75 m a una distancia de 2.3 km al noroeste del Guangoche (afloramiento #40; Figura III.19C). Cabe mencionar que en algunos afloramientos (#40 y 67), se observaron dos horizontes delgados ricos en líticos accidentales de color negro, uno en la base del depósito y el otro a 50 cm hacia arriba de la base (Figuras III.19D y E). Estratigráficamente la PM descansa sobre varios depósitos, ya sea el Flujo Piroclástico Ocre (afloramientos #29, 40, 46 y 94; Figuras III.3; III.19B y C), un depósito de flujo hiperconcentrado endurecido y con poros (afloramiento #54), un paleosuelo de color amarillento que cubre a la POS (afloramientos #27, 39, 66, 67; Figuras III.18E y III.19A) o sobreyaciendo a la misma POS (afloramientos #55 y 80; Figura III.4). Hacia la cima el depósito se observa retrabajado y convertido a suelo (Figura III.19A).

Como dato adicional, cabe mencionar que los depósitos de caída anteriormente mencionados, así como el FPB, la SPG y el FPC, cubren las faldas del domo Mesa El Bosque, así como partes del domo Mesa El Rosario y del Flujo Piroclástico San Pedro Jácuaro respectivamente (Figura III.1).





**Figura III.19.**-Fotografías de los afloramientos #67 (A), #94 (B) y #40 (C), ubicados a 7, 3 y 2.3 km al noroeste y norte del volcán; en las cuales se muestra: **A)** a la PM (Pómez Multicapas) que descansa sobre un paleosuelo de color café claro-amarillento que a su vez sobreyace a la POS (Pómez Ocre Superior). **B)** PM subyacida por el Flujo Piroclástico Ocre (FPO), el cual a su vez sobreyace a la POS. **C)** PM con un espesor mínimo de 1.75 m; el depósito hacia su cima se encuentra retrabajado. **D)** y **E)** Detalles del recuadro de la Figura III.19C, en donde se aprecian horizontes delgados ricos en líticos de color negro (señalados con flechas); estos horizontes están ubicados a 50 cm de la base del depósito de caída (**D)** y en la parte basal del mismo (**E**). En las tres fotos se logran apreciar las múltiples capas centimétricas del tamaño de lapilli fino a ceniza fina. SPOI= Secuencia Piroclástica Ocre Inferior, FPB= Flujo Piroclástico Blanco.

## III.2. Distribución del tamaño de grano

### III.2.1. Análisis sedimentológicos y de componentes

El estudio de la distribución del tamaño de grano en depósitos piroclásticos no consolidados generalmente se emplea para determinar la distribución en un área del tamaño máximo de grano y para calcular los parámetros sedimentológicos (ej. mediana, grado de selección, sesgo), que junto con la forma de los granos, la geometría y fábrica interna del depósito, sirven para interpretar los procesos de transporte y depositación. Así mismo, las características granulométricas ayudan a correlacionar distintos afloramientos entre los diferentes tipos de depósitos (Inman, 1952; Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1988).

Con la finalidad de caracterizar y correlacionar a lo largo del área de estudio cada una de las secuencias piroclásticas asociadas al volcán Guangoche y definir los cambios laterales en el tamaño de grano de los depósitos de caída (PB, SPOI, POS y PM), se realizaron análisis granulométricos de 44 muestras pertenecientes a los distintos depósitos del Guangoche (Tabla 5; para metodología ver apartado I.5), así como análisis de componentes de ocho muestras pertenecientes a los depósitos SPG, FPC, FPB, PB, FBCAB, SPOI, POS y PM. Los datos obtenidos fueron analizados a través de histogramas de frecuencia del porcentaje en peso (wt %) *versus* diámetro de grano en unidades phi (Figuras III.20, III.21 y III.22) y en gráficas de frecuencia acumulativa (Figuras III.23, III.24 y III.25), con las cuales fue posible determinar los parámetros estadísticos ( $Md_{\phi}$ ,  $\sigma_{\phi}$  y  $\alpha_{\phi}$ ; Tablas 2 y 5) propuestos por Inman (1952).

Para analizar los histogramas de frecuencia y realizar los análisis de componentes se eligieron las muestras colectadas en los afloramiento #27, 41, 45 y 75 (Figuras III.20, III.21 y III.22) siendo estos los más representativos, ya que en el afloramiento #27 afloran la mayoría de las secuencias (SPB, SPO y PM), mientras que en los afloramientos #41, 45 y 75 se encuentran columnas representativas de la SPG, SPC y SPAB (Figuras III.21 y III.22).

### III.2.1.1. *Histogramas de frecuencia y de componentes*

De acuerdo con los histogramas de frecuencia, se observa que los depósitos de flujo piroclástico de pómez SPG y FPC muestran curvas unimodales con modas en  $-2\Phi$  y  $1\Phi$  respectivamente, así como asimetrías hacia las fracciones finas. El flujo piroclástico de pómez FPB, por su parte, muestra una curva polimodal con dos modas en  $1\Phi$  y  $-3\Phi$ , y con una ligera asimetría hacia las fracciones gruesas. En lo referente al grado de selección, los depósitos SPG y FPB tienen un grado de selección pobre, mientras que el FPC muestra un buen grado de selección. Por su parte, el depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas (FBCAB) presenta una curva polimodal con modas en  $-5\Phi$ ,  $-4\Phi$  y  $1\Phi$ , con una asimetría hacia las fracciones finas y un pobre grado de selección (ver Tablas 2 y 5; Figuras III.20, III.21 y III.22). Por otro lado, los depósitos de caída PB, SPOI, POS y PM despliegan una curva de distribución unimodal, sesgada hacia las fracciones gruesas, con modas en  $1\Phi$ ,  $0\Phi$ ,  $1\Phi$  y  $2\Phi$  respectivamente, así como un buen grado de selección. Cabe mencionar que el espectro de tamaños para la PM es menor que para los demás depósitos de caída con un intervalo de  $-1\Phi$  a  $4\Phi$ . Así mismo, para el depósito de caída PB, se analizó una muestra de un depósito proximal. Dicho depósito presenta una curva de distribución unimodal en  $1\Phi$ , una ligera asimetría hacia las fracciones finas y un buen grado de selección (siendo este valor más alto que el del depósito distal) (ver Tablas 2 y 5; Figuras III.20 y III.22).

**Tabla 2.-**Datos estadísticos principales obtenidos a partir de los histogramas de distribución del tamaño de grano de los depósitos del Guangoche. Los parámetros sedimentológicos del diámetro mediano de grano ( $Md\phi$ ), grado de selección ( $\sigma\phi$ ) y sesgo ( $\alpha\phi$ ) fueron obtenidos según Inman (1952).

Depósito	Clave de la muestra	$Md\phi$	$\sigma\phi$	$\alpha\phi$	Moda	Picos principales	Picos secundarios
Secuencia Piroclástica Guindo	AZ-1045E	-1.75	2.38	0.12	sesgo positivo	unimodal	-2
Flujo Piroclástico Cuchipitio	AZ-1075A	0.4	1.85	0.03	sesgo positivo	unimodal	1
Pómez Blanca	AZ-0927A	-0.1	1.13	-0.11	sesgo negativo	unimodal	1
Flujo Piroclástico Blanco	AZ-0927G	0.8	2.05	-0.07	sesgo negativo	polimodal	1 -3
Flujo de Bloques y Ceniza Agua Blanca	AZ-1041A	-4.55	3.28	0.65	sesgo positivo	polimodal	-5 -4 1
Secuencia Piroclástica Ocre Inferior	AZ-0927C	-1	1.33	-0.06	sesgo negativo	unimodal	0
Pómez Ocre Superior	AZ-0927F	0.15	1	-0.1	sesgo negativo	unimodal	1
Pómez Multicapas	AZ-0927E	1	0.75	-0.07	sesgo negativo	unimodal	2

Con respecto a los análisis de componentes, de manera general, los constituyentes de los depósitos anteriormente mencionados, pueden ser clasificados en cuatro grupos: **a) Grupo 1.-** fragmentos juveniles, que incluye fragmentos de pómez blanca-amarillenta, gris y bandeada, además de líticos juveniles no-vesiculares y vesiculares; **b) Grupo 2.-** consta de líticos accidentales de color rojizo, rosáceo, amarillento, negro, blanquecino, verde y anaranjado, representados por fragmentos de lava andesítica y dacítica alterados hidrotermalmente, caolinizados y desvitrificados; **c) Grupo 3.-** compuesto por fragmentos de clastos vítreos y **d) Grupo 4.-** constituido por cristales individuales de cuarzo, feldespato-K, biotita y en menor cantidad hornblenda (Figuras III.20, III.21 y III.22).

Para el caso de los fragmentos de pómez blanca-amarillenta, hay una mayor cantidad de éstos en la SPOI (71.8%) con respecto a los otros depósitos; mientras que los fragmentos de pómez bandeada abundan en la SPG (29.5%) y están ausentes en los depósitos PB, POS, PM y FBCAB. En lo que respecta a los fragmentos de pómez gris, la PM está enriquecida en dichos fragmentos (24.4%), mientras que en la PB, estos son escasos (0.1%). Por otro lado, los líticos juveniles están ausentes en todos los depósitos a

excepción del FBCAB, el cual tiene un porcentaje de 17.3%. Los líticos accidentales se encuentran en mayor proporción en el FBCAB y en el FPB, con un porcentaje de 24.3% y 24.2% respectivamente, mientras que dicha proporción en la PB y SPOI es menor, con un porcentaje de 3.7% y 5.7% respectivamente. En el caso de los fragmentos de clastos vítreos, de manera general, son muy escasos en todos los depósitos, sin embargo en la PM y en el FBCAB llegan a tener un porcentaje considerable (12% y 9.1% respectivamente). Finalmente, los cristales sueltos están presentes en todos los depósitos a partir de la fracción  $-1\Phi$  a  $1\Phi$  (predominando en la fracción  $1\Phi$ ), siendo muy abundantes en la PB (39%) y muy escasos en la SPG (6.3%) (ver Tabla 3 y Figuras III.20, III.21 y III.22). La variación en la cantidad y tipo de cristales es distinta para cada depósito; de acuerdo con el análisis realizado, el mayor porcentaje de cuarzo (36.4%) se encuentra en la PB, mientras que el menor porcentaje lo tiene la SPG (4%). Para el caso del feldespatos-K, la SPOI y la PB, presentan un enriquecimiento en este tipo de cristal, representado por el 3.81% y 2.2% respectivamente, con respecto a los demás depósitos. Por otro lado, la biotita es abundante en la SPG (1.5%) y muy escasa en la POS y en la PM con un porcentaje de 0.05% y 0.04% respectivamente. Por su parte, el anfíbol (hornblenda) está ausente en la PB, SPOI y PM (ver Tabla 4 y Figuras III.20, III.21 y III.22).

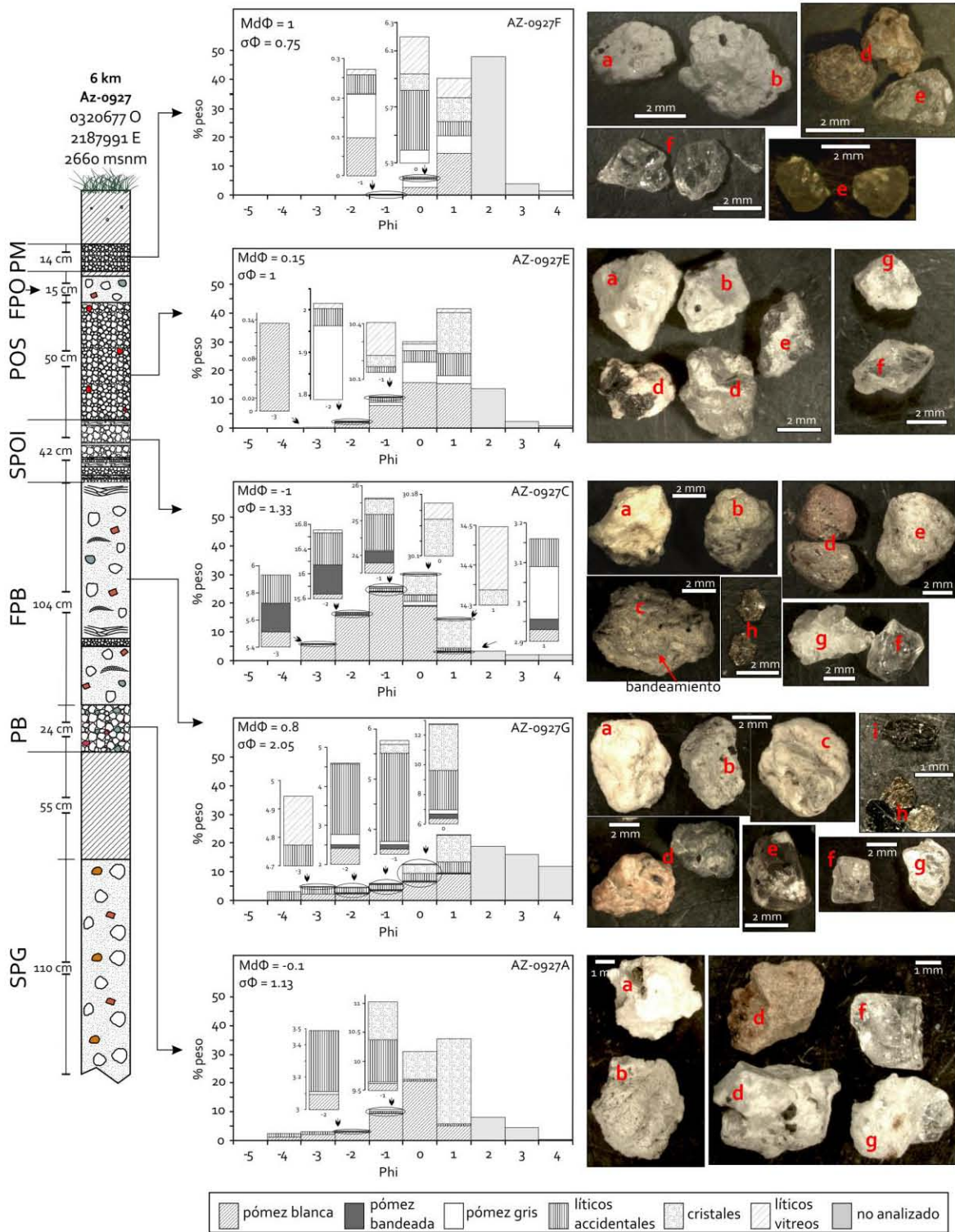
**Tabla 3.**-Componentes de los ocho depósitos del volcán Guangoche. Los análisis de las muestras de los depósitos PB, FPB, SPOI, POS y PM se realizaron en la columna estratigráfica #27, mientras que las muestras de los depósitos SPG, FPC y FBCAB, se efectuaron en la columna estratigráfica #45, 75 y 41, respectivamente. Dichas columnas son las representativas de cada uno de los depósitos anteriormente mencionados. Lo valores están en % en volumen.

Depósito	Clave de la muestra	Pómez blanca-amarillenta (%)	Pómez bandeada (%)	Pómez gris (%)	Líticos juveniles (%)	Líticos accidentales (%)	Cristales (%)	Vitreos (%)
Secuencia Piroclástica Guindo (SPG)	AZ-1045E	48.7	29.5	1.4	0	13.4	6.3	0.7
Flujo Piroclástico Cuchipitio (FPC)	AZ-1075A	47.8	6.0	3.9	0	21.7	18.7	1.9
Pómez Blanca (PB)	AZ-0927A	57.2	0	0.1	0	3.7	39.0	0
Flujo Piroclástico Blanco (FPB)	AZ-0927G	52.7	1.2	1.5	0	24.2	19.6	0.8
Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca (FBCAB)	AZ-1041C	15.9	0	13.9	17.3	24.3	19.6	9.1
Secuencia Piroclástica Ocre Inferior (SPOI)	AZ-0927C	71.8	1.1	2.1	0	5.7	19.0	0.3
Pómez Ocre Superior (POS)	AZ-0927E	55.9	0	14.2	0	14.7	12.8	2.4
Pómez Multicapas (PM)	AZ-0927F	38.6	0	24.4	0	10.6	14.4	12.0

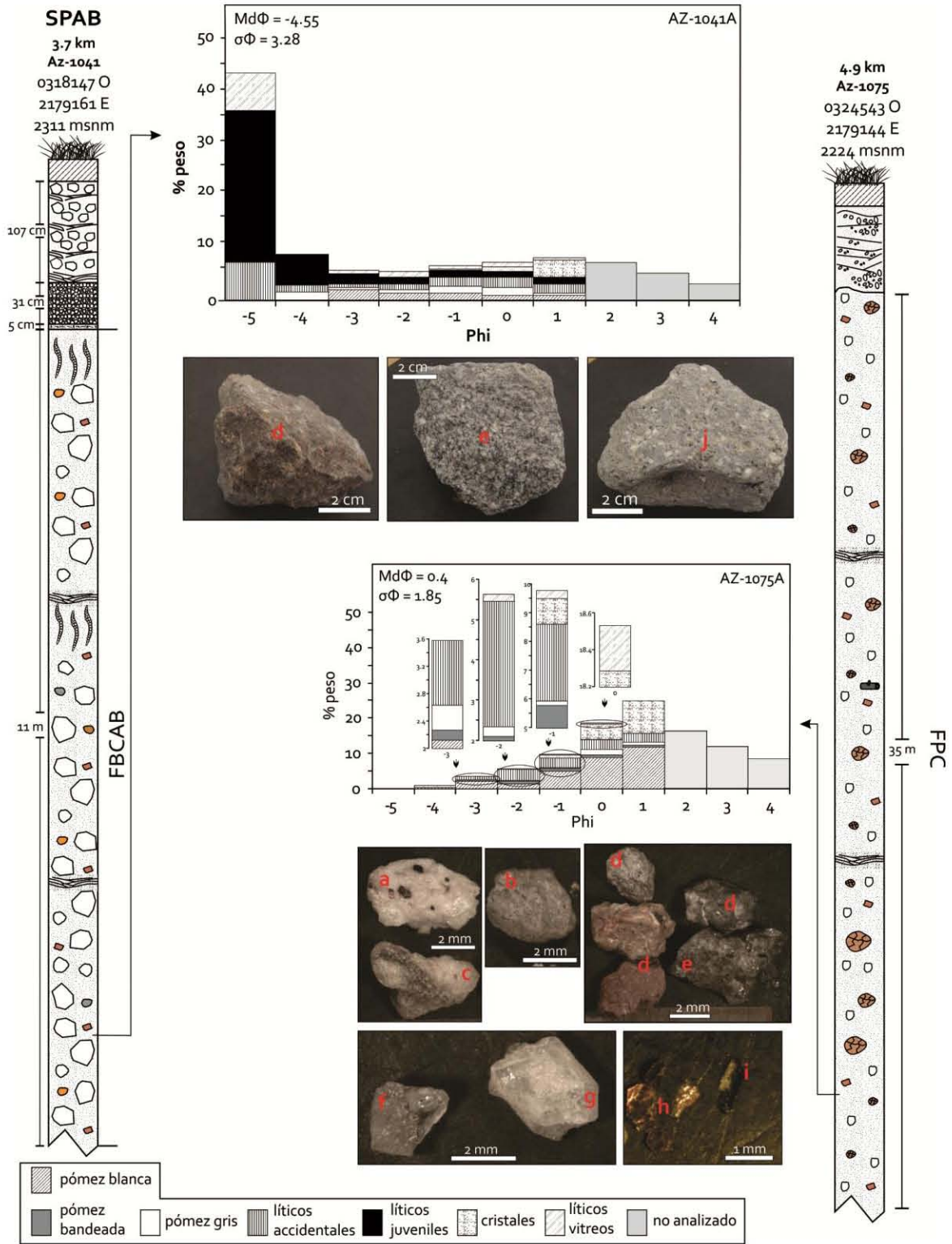
**Tabla 4.** - Porcentaje en volumen obtenido a partir del análisis de componentes para los distintos cristales sueltos en cada depósito.

<b>Depósito</b>	<b>Cuarzo (%)</b>	<b>Feldespato-K (%)</b>	<b>Biotita (%)</b>	<b>Anfíbol (%)</b>
Secuencia Piroclástica Guindo (SPG)	4	0.6	1.5	0.1
Flujo Piroclástico Cuchipitio (FPC)	18.07	0.4	0.22	0.01
Pómez Blanca (PB)	36.4	2.2	0.4	
Flujo Piroclástico Blanco (FPB)	18.37	1.05	0.14	0.04
Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca (FBCAB)	19.2	0.23	0.15	0.02
Secuencia Piroclástica Ocre Inferior (SPOI)	14.84	3.81	0.35	
Pómez Ocre Superior (POS)	11.81	0.91	0.05	0.02
Pómez Multicapas (PM)	13.73	0.63	0.04	



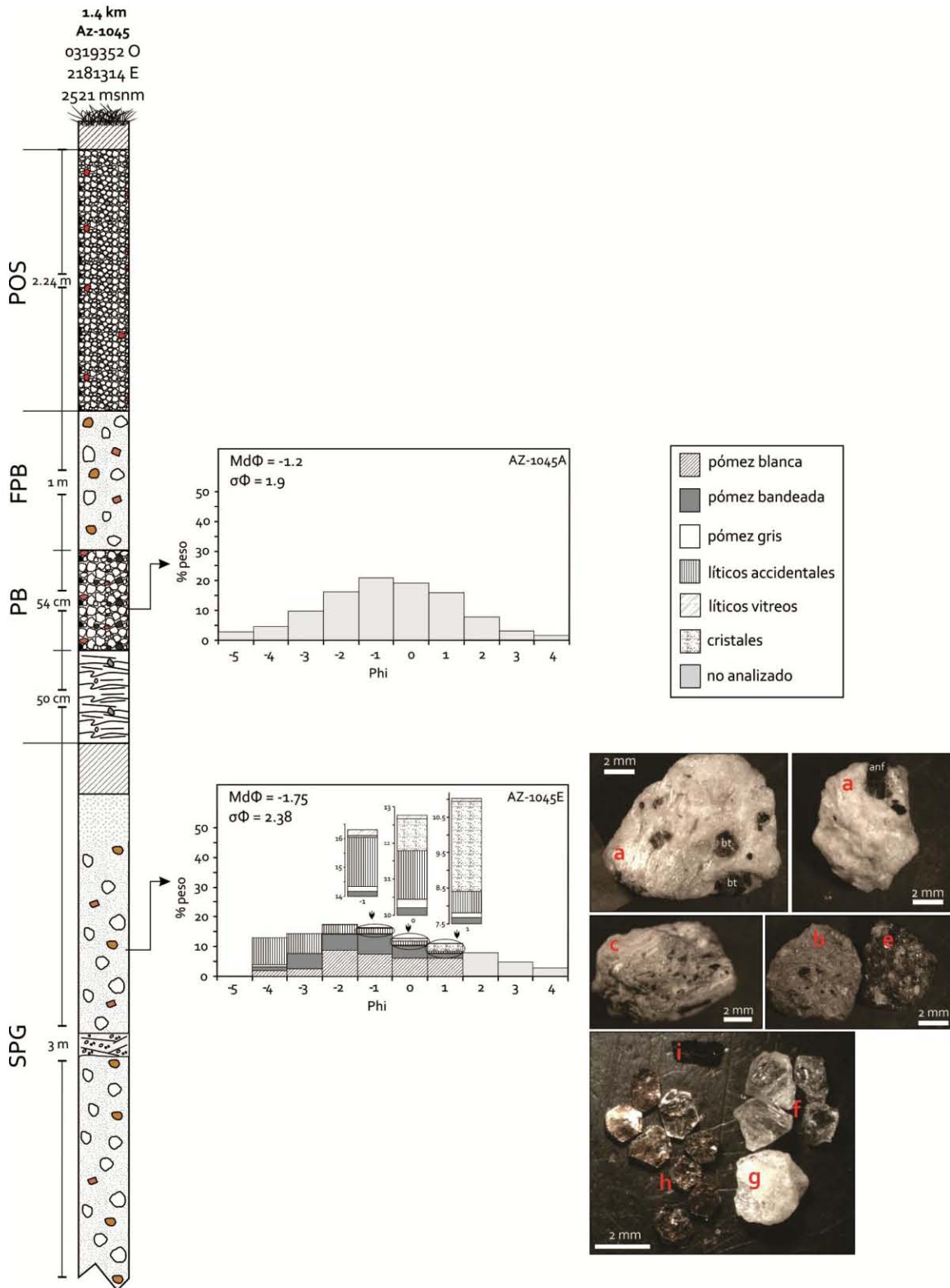


**Figura III.20.-** Histogramas de distribución del tamaño de grano y de componentes de 5 muestras pertenecientes a los depósitos PB= Pómez Blanca, FPB= Flujo Piroclástico Blanco, SPOI= Secuencia Piroclástica Ocre Inferior, POS= Pómez Ocre Superior y PM= Pómez Multicapas, colectadas en el afloramiento #27, localizado a 6 km al norte del volcán Guangoche. Así mismo se incluyen parámetros estadísticos de diámetro mediano de grano ( $Md_{\phi}$ ) y grado de selección ( $\sigma_{\phi}$ ), además de imágenes de cada uno de los componentes que conforman a los depósitos. a= pómez blanca-amarillenta, b= pómez gris, c= pómez bandeada, d= lítico accidental, e= fragmento de clasto vítreo, f= cuarzo, g= feldespato-K, h= biotita, i= hornblenda. SPG= Secuencia Piroclástica Guindo.



**Figura III.21.- Derecha.-** Histograma de distribución del tamaño de grano y de componentes de una muestra correspondiente al Flujo Piroclástico Cuchipitio (FPC), la cual fue colectada en la unidad de flujo inferior. **Izquierda.-** Histograma de distribución del tamaño de grano y de componentes de una muestra perteneciente al Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca. SPAB= Secuencia Piroclástica Agua Blanca. Md<sub>φ</sub>= diámetro mediano de grano y σ<sub>φ</sub>= grado de selección, a= pómez blanca-amarillenta, b= pómez gris, c= pómez bandeada, d= lítico accidental, e= fragmento de clasto vítreo, f= cuarzo, g= feldespato-K, h= biotita, i= hornblenda, j= lítico juvenil.





**Figura III.22.-** Histogramas de distribución del tamaño de grano y de componentes de 2 muestras pertenecientes a los depósitos SPG= Secuencia Piroclástica Guindo y PB= Pómez Blanca, las cuales fueron recolectadas en el afloramiento #45, localizado a 1.4 km al suroeste del Guangoche. Se incluyen los parámetros estadísticos de diámetro mediano de grano ( $Md\Phi$ ) y grado de selección ( $\sigma\Phi$ ) e imágenes de los componentes que constituyen a la SPG. a= pómez blanca-amarillenta, b= pómez gris, c= pómez bandeada, e= fragmento de clasto vítreo, f= cuarzo, g= feldespato-K, h= biotita, i= hornblenda.

### III.2.1.2. Curvas de frecuencia acumulativa

Se construyeron cinco gráficas de curvas de frecuencia acumulativa (Figuras III.23, III.24 y III.25), en las cuales se emplearon los resultados de los análisis granulométricos de las 44 muestras correspondientes a los depósitos SPG, FPC, FPB, PB, FBCAB, SPOI, POS y PM a diferentes distancias.

De manera general, las curvas acumulativas de los depósitos de flujo piroclástico (Figura III.23) presentan entre dos y tres pendientes con una inclinación muy suave, lo que sugiere una pobre selección. De forma particular, las curvas acumulativas del FPB muestran una disminución del tamaño de grano con la distancia, así mismo se observa que la curva #2 presenta un empobrecimiento en las fracciones de  $-3\Phi$  a  $2\Phi$  (Figura III.23).

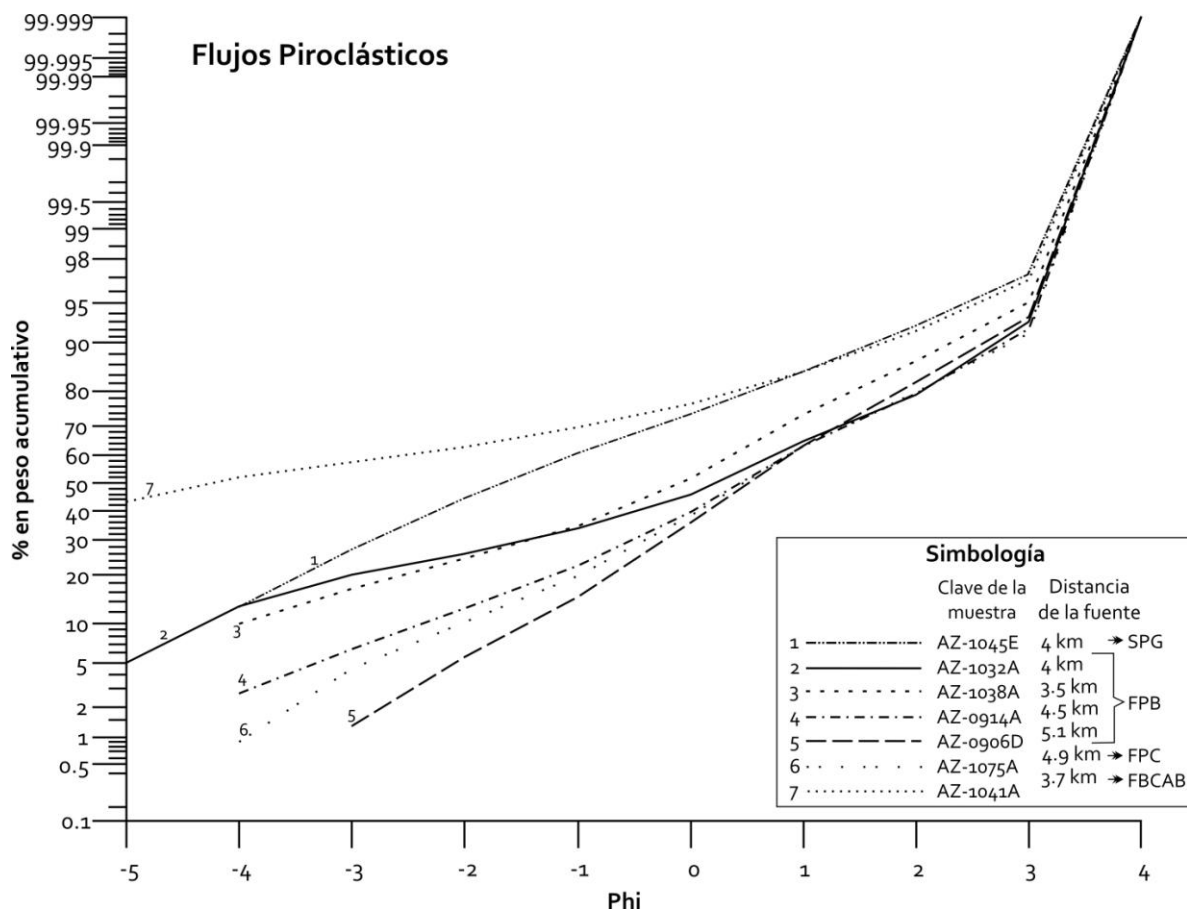
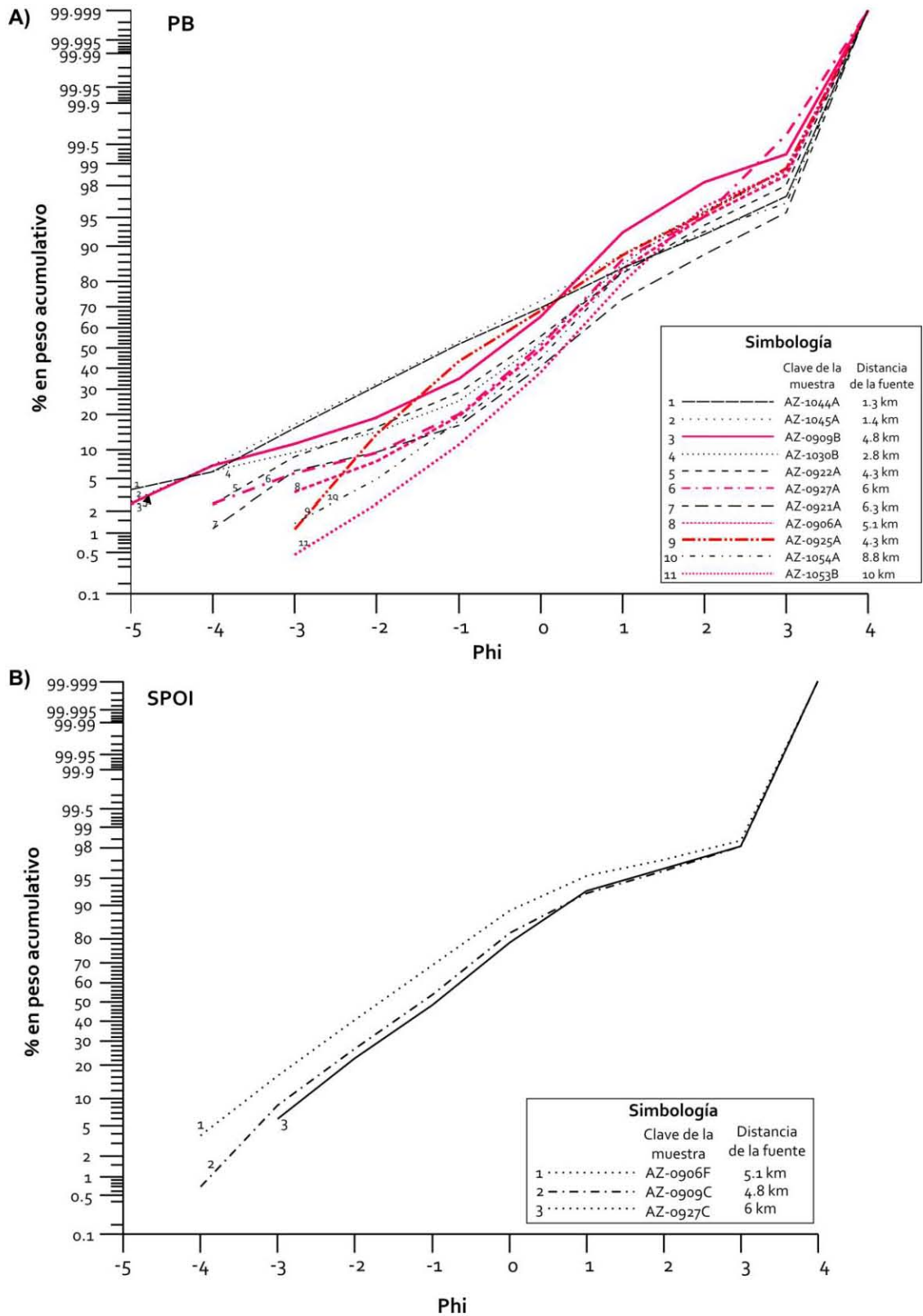


Figura III.23.- Curvas de frecuencia acumulativa correspondientes a siete muestras pertenecientes a los diferentes depósitos de flujo piroclástico del volcán Guangoche. SPG= Secuencia Piroclástica Guindo, FPB= Flujo Piroclástico Blanco, FPC= Flujo Piroclástico Cuchipitio y FBCAB= Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca.

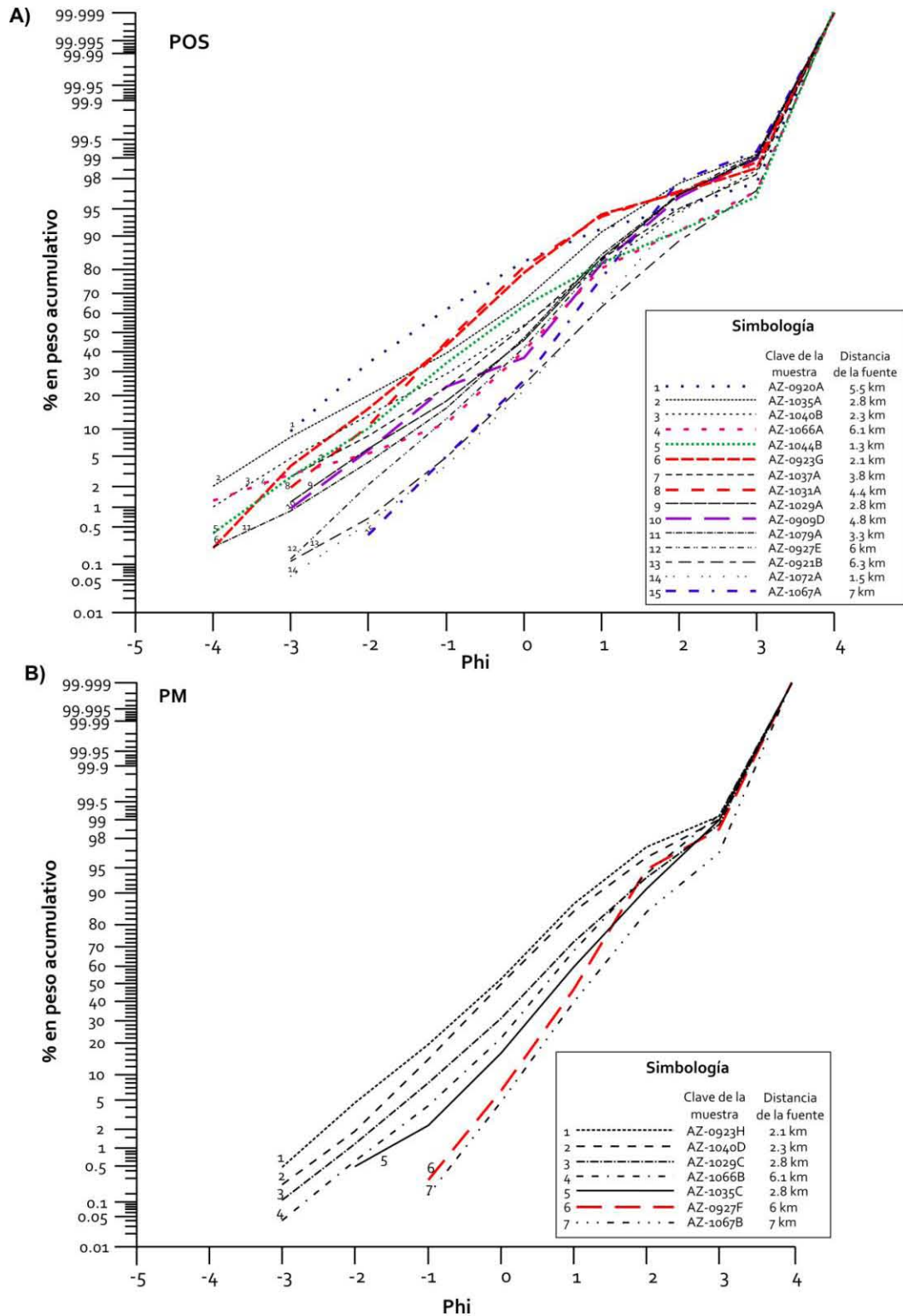
Las curvas de frecuencia acumulativa del depósito de caída PB (Figura III.24A), de manera general, muestran una disminución del diámetro de grano con la distancia, así como cuatro pendientes definidas (a excepción de las curvas #1 y 2 que presentan tres y dos pendientes). Cabe resaltar que las curvas #3, 6, 8 y 11 exponen un abombamiento a partir de  $0\Phi$  a  $2.5\Phi$  que sugiere un aumento de material en estas fracciones, mientras que la curva #9 presenta un enriquecimiento en las fracciones de  $-3\Phi$  a  $2\Phi$  (Figura III.24A).

Las curvas de frecuencia acumulativa del depósito de caída perteneciente a la SPOI, muestran cuatro pendientes y un decremento en el tamaño de grano con la distancia, así como un ligero enriquecimiento en las fracciones  $0\Phi$  a  $3\Phi$ , representado en la gráfica por un abombamiento en las curvas (Figura III.24B).

En conjunto, las curvas acumulativas del depósito de caída POS (Figura III.25A) muestran una disminución del tamaño de grano con la distancia de la fuente, así como cuatro pendientes bien definidas. Así mismo se aprecia que las curvas #8 y 6 muestran un enriquecimiento en las fracciones de  $-1\Phi$  a  $1\Phi$ , la curva #15 revela un aumento en las fracciones de  $-1\Phi$  a  $2\Phi$ , la curva #1 muestra un abombamiento desde la fracción  $-3.5\Phi$  a la  $0\Phi$ , mientras que la curva #5 desarrolla un enriquecimiento en las fracciones  $-2\Phi$  a  $0\Phi$  y un empobrecimiento en el tamaño de grano de  $1\Phi$  a  $3\Phi$ . Por otro lado, la curva #10 presenta un empobrecimiento en las fracciones  $-1\Phi$  a  $0\Phi$ , mientras que la curva #4, muestra un empobrecimiento en las fracciones de  $-3\Phi$  a  $-1\Phi$  y de  $1\Phi$  a  $3\Phi$  (Figura III.25A). En general, las curvas acumulativas del depósito de caída PM (Figura III.25B) desarrollan tres pendientes con una inclinación muy abrupta (debido a su buen grado de selección) y una disminución del diámetro de grano con la distancia. También se nota que la curva #6 muestra un incremento en las fracciones finas  $1.5\Phi$  a  $3\Phi$  (Figura III.25B).



**Figura III.24.-** Curvas de frecuencia acumulativa de: **A)** once muestras del depósito de caída Pómez Blanca (PB), colectadas a lo largo y fuera del eje de dispersión a diferentes distancias. Las líneas gruesas y de colores pertenecen a las curvas que presentan enriquecimiento en algunas fracciones; **B)** tres muestras pertenecientes al depósito de caída Secuencia Piroclástica Ocre Inferior (SPOI).

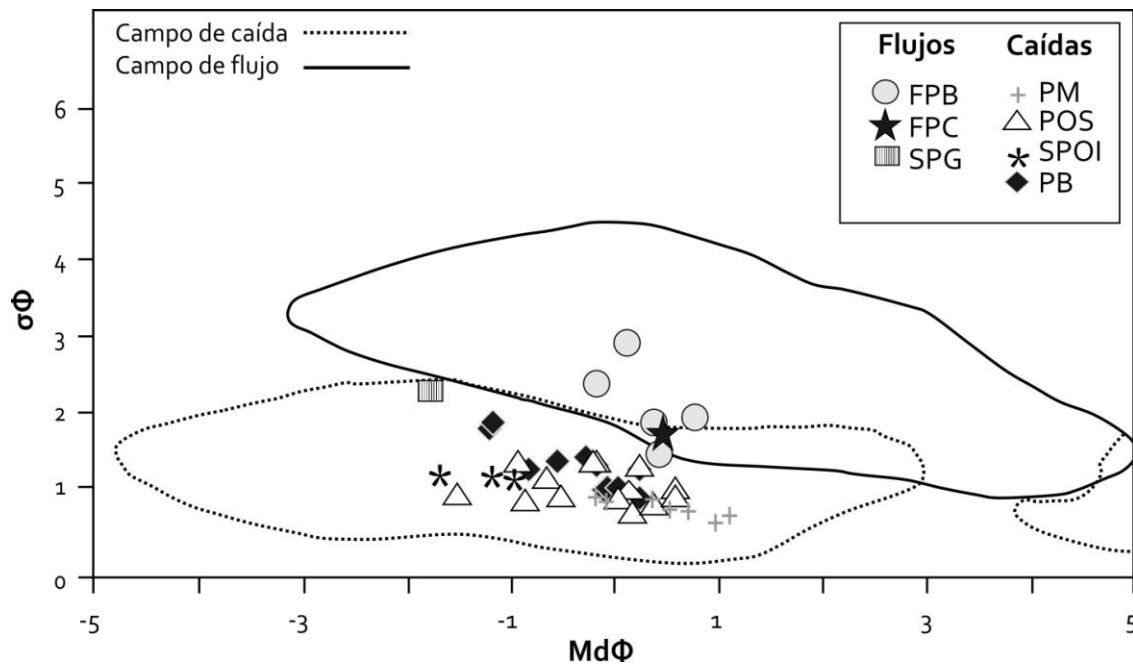


**Figura III.25.-** Curvas de frecuencia acumulativa de: **A)** quince muestras del depósito de caída Pómez Ocre Superior (POS) muestreadas en toda el área de estudio a diferentes distancias. Las curvas con un grosor mayor y de colores corresponden a aquellas que presentan un enriquecimiento o empobrecimiento en algunas fracciones; **B)** siete muestras del depósito de caída Pómez Multicapas (PM), las cuales fueron colectadas a diferentes distancias en el área de estudio. La curva gruesa y de color rojo corresponde a la muestra que presenta abombamiento (enriquecimiento en las fracciones finas).



### II.2.1.3. Diámetro mediano ( $Md_{\phi}$ ) versus grado de selección ( $\sigma_{\phi}$ )

En general, en la gráfica de  $\sigma_{\phi}$  versus  $Md_{\phi}$  (Figura III.26), las muestras correspondientes a los depósitos de caída de pómez abarcan un intervalo de  $Md_{\phi}$  que va desde  $-1.7\Phi$  hasta  $1.15\Phi$  y un intervalo de  $\sigma_{\phi}$  de  $2\Phi$  a  $0.75\Phi$ . Mientras que los depósitos de flujo piroclástico abarcan un intervalo con valores de  $Md_{\phi}$  entre  $-1.75\Phi$  y  $0.8\Phi$  y valores de  $\sigma_{\phi}$  entre  $3\Phi$  y  $1.58\Phi$ . Así mismo, se puede observar que todas las muestras que pertenecen a los depósitos de caída, caen dentro del campo de las caídas definidos por Walker (1971), mientras que la mayor parte de las muestras correspondientes a los flujos piroclásticos caen dentro del campo de los flujos, a excepción del FPG (Figura III.26).



**Figura III.26.-** Gráfica del diámetro mediano ( $Md_{\phi}$ ) versus grado de selección ( $\sigma_{\phi}$ ) para 43 muestras analizadas de los diferentes depósitos del volcán Guangoche. Los campos de flujos y caídas piroclásticas fueron definidos según Walker (1971). SPG= Secuencia Piroclástica Guindo, FPC= Flujo Piroclástico Cuchipitio, FPB= Flujo Piroclástico Blanco, PM= Pómez Multicapas, POS= Pómez Ocre Superior, SPOI= Secuencia Piroclástica Ocre Inferior, PB= Pómez Blanca.

### III.2.1.4. Diámetro mediano ( $Md_{\phi}$ ) y grado de selección ( $\sigma_{\phi}$ ) versus distancia de la fuente

En estas gráficas se emplearon las muestras correspondientes a los depósitos de caída (PB, SPOI, POS y PM) (Figura III.27).

En la gráfica de  $\sigma_\phi$  versus distancia (Figura III.27A), de manera general se aprecia que el grado de selección ( $\sigma_\phi$ ) de todos los depósitos de caída aumenta con la distancia de la fuente, común para depósitos de caída. No obstante, se observa que la PB presenta una variación mayor en el grado de selección con la distancia que los demás depósitos de caída, en los cuales el aumento en el grado de selección no tiene una variación tan marcada. Por otro lado, en la gráfica de  $Md_\phi$  versus distancia (Figura III.27B) se aprecia que el diámetro mediano de grano de los depósitos de caída PB, PM y SPOI, decrece con la distancia de la fuente. Para el depósito POS de igual forma se observa un decremento del diámetro mediano de grano con la distancia de la fuente, aunque tres de estos datos se encuentran dispersos de la tendencia principal. En dos de ellos, la anomalía puede deberse a que se encuentran fuera del eje de dispersión predominante (afloramientos #31 y 72). Mientras que el tercer dato (triángulo relleno; afloramiento #20) puede ser considerado como un caso especial, ya que no sólo en este gráfico presenta una anomalía considerable, sino también en el gráfico de la Figura III.25A, donde el comportamiento que tiene es extraño; por lo que probablemente puede deberse a un error en el análisis o tratarse de un depósito distinto a la POS.

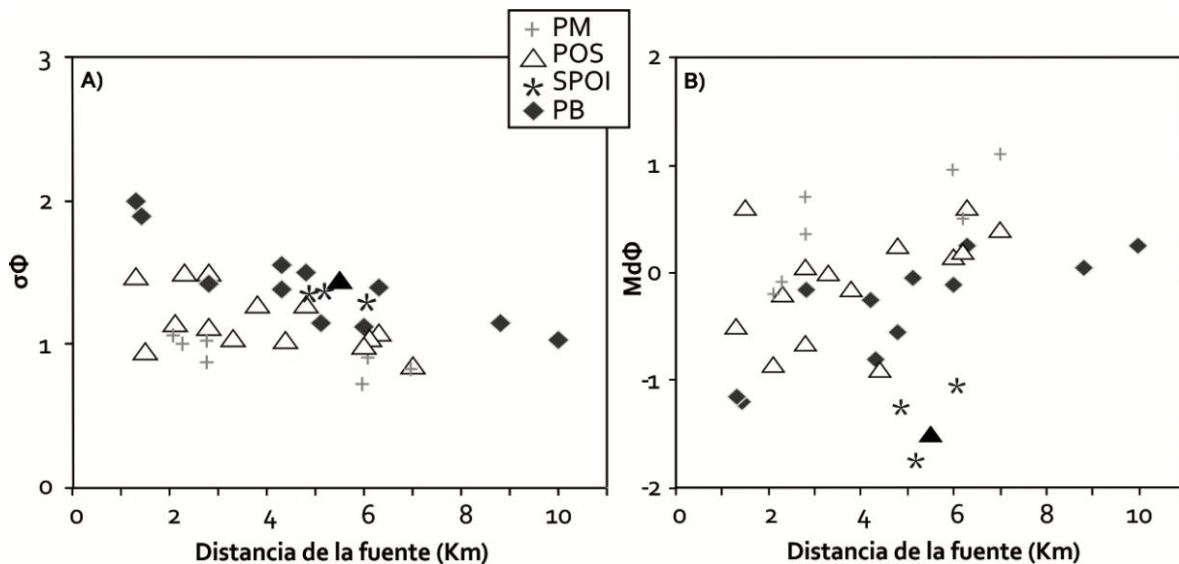


Figura III.27.- Gráficas de: **A)** grado de selección ( $\sigma_\phi$ ) versus distancia de la fuente y **B)** diámetro mediano de grano ( $Md_\phi$ ) versus distancia de la fuente para los cuatro depósitos de caída y un flujo piroclástico (FPB= Flujo Piroclástico Blanco) del volcán Guangoche.

**Tabla 5.**-Parámetros sedimentológicos obtenidos según Inman (1952) para las 44 muestras de los diferentes depósitos asociados al volcán Guangoche colectadas a lo largo del área de estudio.

Muestra	Depósito	$Md_{\phi}$	$\sigma_{\phi}$	$\alpha_{\phi}$	Distancia de la fuente (km)
<b>Az-1045E</b>	<b>SPG</b>	<b>-1.75</b>	<b>2.38</b>	<b>0.12</b>	<b>1.4</b>
<b>Az-1075A</b>	<b>FPC</b>	<b>0.4</b>	<b>1.85</b>	<b>0.03</b>	<b>4.9</b>
AZ-0906A	PB	-0.05	1.15	-0.09	5.1
Az-0909B	PB	-0.55	1.5	-0.23	4.8
AZ-0921A	PB	0.25	1.4	0	6.3
AZ-0922A	PB	-0.25	1.55	-0.16	4.2
AZ-0925A	PB	-0.8	1.38	0.13	4.3
<b>AZ-0927A</b>	<b>PB</b>	<b>-0.1</b>	<b>1.13</b>	<b>-0.11</b>	<b>6</b>
AZ-1030B	PB	-0.15	1.43	-0.23	2.8
AZ-1044A	PB	-1.15	2	0.05	1.3
<b>AZ-1045A</b>	<b>PB</b>	<b>-1.2</b>	<b>1.9</b>	<b>-0.03</b>	<b>1.4</b>
AZ-1053B	PB	0.25	1.03	-0.07	10
AZ-1054A	PB	0.05	1.15	-0.09	8.8
AZ-0906D	FPB	0.45	1.58	0.05	5.1
AZ-0914A	FPB	0.4	1.98	-0.04	4.5
<b>AZ-0927G</b>	<b>FPB</b>	<b>0.8</b>	<b>2.05</b>	<b>-0.07</b>	<b>6</b>
AZ-1032A	FPB	0.15	3	-0.28	4
AZ-1038A	FPB	-0.15	2.48	-0.23	3.5
<b>Az-1041A</b>	<b>FBCAB</b>	<b>-4.55</b>	<b>3.28</b>	<b>0.65</b>	<b>3.7</b>
AZ-0906F	SPOI	-1.7	1.4	0	5.1
Az-0909C	SPOI	-1.2	1.38	-0.02	4.8
<b>AZ-0927C</b>	<b>SPOI</b>	<b>-1</b>	<b>1.33</b>	<b>-0.06</b>	<b>6</b>
Az-0909D	POS	0.25	1.28	-0.33	4.8
AZ-0920A	POS	-1.5	1.45	0.1	5.5
AZ-0921B	POS	0.6	1.08	0.07	6.3
AZ-0923G	POS	-0.85	1.15	-0.04	2.1
<b>AZ-0927E</b>	<b>POS</b>	<b>0.15</b>	<b>1</b>	<b>-0.1</b>	<b>6</b>
Az-1029A	POS	0.05	1.13	-0.11	2.8
Az-1031A	POS	-0.9	1.03	0.02	4.4
Az-1035A	POS	-0.65	1.5	-0.13	2.8
Az-1037A	POS	-0.15	1.28	-0.06	3.8
Az-1040B	POS	-0.2	1.5	-0.1	2.3
Az-1044B	POS	-0.5	1.48	0.12	1.3
Az-1066 A	POS	0.2	1.05	-0.05	6.2
Az-1067A	POS	0.4	0.85	0	7
Az-1072A	POS	0.6	0.95	0	1.5
Az-1079A	POS	0	1.05	-0.05	3.3
AZ-0923H	PM	-0.15	1.08	-0.02	2.1

Tabla 5.-Continuación

AZ-0923H	PM	-0.15	1.08	-0.02	2.1
<b>AZ-0927F</b>	<b>PM</b>	<b>1</b>	<b>0.75</b>	<b>-0.07</b>	<b>6</b>
AZ-1029C	PM	0.4	1.05	0	2.8
AZ-1035C	PM	0.75	0.9	0.06	2.8
AZ-1040D	PM	-0.05	1.03	0.02	2.3
AZ-1066B	PM	0.55	0.93	0.03	6.2
AZ-1067B	PM	1.15	0.85	0	7

SPG= Secuencia Piroclástica Guindo; FPC= Flujo Piroclástico Cuchipitio; PB= Pómez Blanca, FPB= Flujo Piroclástico Blanco, FBCAB= Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca, SPOI= Secuencia Piroclástica Ocre Inferior, POS= Pómez Ocre Superior, PM= Pómez Multicapas,  $Md_{\phi}$ = diámetro mediano,  $\sigma_{\phi}$ = grado de selección,  $\alpha_{\phi}$ = sesgo. Los datos remarcados con gris y en negritas fueron empleados en la descripción de cada uno de los depósitos. La distancia en kilómetros está referida a la cima del domo central del volcán Guangoche.

### III.3. Petrografía y geoquímica

#### III.3.1. Petrografía

La caracterización petrográfica se realizó con base en la descripción de 21 secciones pulidas pertenecientes a fragmentos juveniles de los depósitos piroclásticos SPG, FPC, PB, FPB, FBCAB, SPOI, POS y PM (descritos anteriormente; ver capítulo III.1) y de 2 secciones pulidas correspondientes a las lavas que constituyen la estructura del volcán Guangoche (domo central y borde del cráter con forma de herradura). Esta caracterización permitió efectuar una comparación textural y mineralógica entre los distintos depósitos, así como una descripción de las características particulares de cada fase mineral presente. Además, se realizaron análisis modales de 15 secciones pulidas, para lo cual se contabilizó cada fase mineral encontrada en cada sección, en donde se identificaron fenocristales ( $>0.3$  mm) y microfenocristales ( $0.03$ - $0.3$  mm) (Wilcox, 1954) de sanidino, plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda y óxidos, así como matriz (vidrio y microlitos ( $<0.03$  mm)) y vesículas. Las muestras que se analizaron petrográficamente fueron fragmentos de pómez, ya sea blanca y/o gris, dependiendo de su presencia en cada depósito. Además, se analizó un fragmento lítico juvenil del depósito FBCAB.

Como las rocas del volcán Guangoche (piroclastos y lavas) tienen casi la misma asociación mineralógica y muy pocas diferencias en la textura y tipo de matriz, solamente difiriendo en la abundancia mineralógica, se describirán las secciones de manera general, haciendo énfasis en las diferencias que muestra cada una de ellas.

Los resultados del análisis petrográfico de cada uno de los depósitos piroclásticos y de las lavas de la estructura del volcán Guangoche se reportan en la Tabla 6.

De manera general, la mayoría de las muestras de pómez blanca (SPG, FPC, FPB, PB, FBCAB, SPOI y POS) y algunas de pómez gris (SPG y FPC), presentan una textura vitrofídica, hipocristalina e inequigranular (Figura III.28A y B; Tabla 6), mientras que los fragmentos de pómez gris de los depósitos FPB, SPOI y FBCAB, la pómez blanca de la PM, el lítico juvenil del FBCAB y las lavas del domo central y del borde del cráter con forma de herradura, muestran una textura porfídica, hipocristalina e inequigranular



(Figuras III.28C y III.30; Tabla 6). Mineralógicamente, todas las muestras están conformadas por fenocristales y microfenocristales de sanidino, cuarzo, plagioclasa, biotita, hornblenda, óxidos y zircón (éste último como mineral accesorio); aunque es importante recalcar que como parte de la asociación mineral del lítico juvenil del FBCAB y de la POS se tienen cristales de epidota (éste último debido a alteración hidrotermal) y ortopiroxeno respectivamente (las características de cada fase mineral se describirán más adelante). Esta mineralogía ocupa entre un 23 y 7% del volumen total en todas las muestras (Tabla 6).

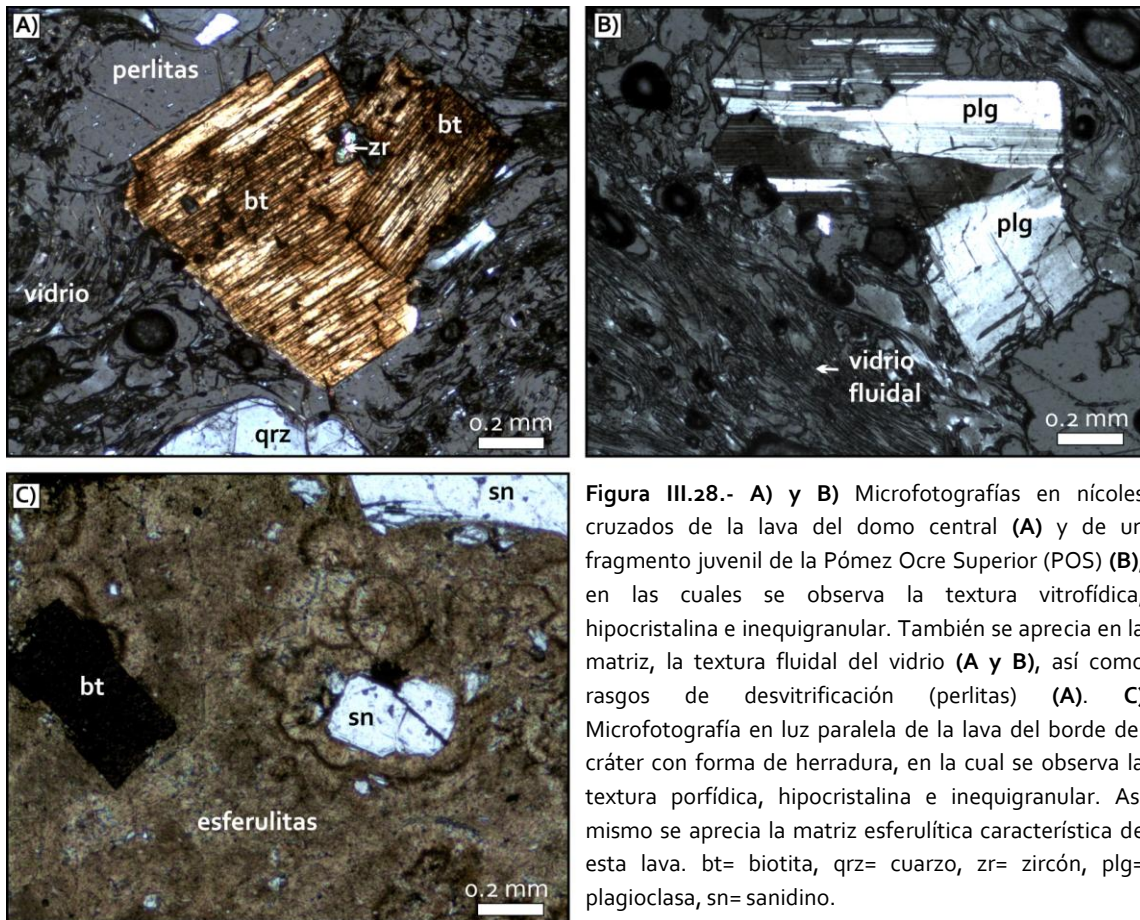


Figura III.28.- A) y B) Microfotografías en nícoles cruzados de la lava del domo central (A) y de un fragmento juvenil de la Pómez Ocre Superior (POS) (B), en las cuales se observa la textura vitrofídica, hipocristalina e inequigranular. También se aprecia en la matriz, la textura fluidal del vidrio (A y B), así como rasgos de desvitrificación (perlitas) (A). C) Microfotografía en luz paralela de la lava del borde del cráter con forma de herradura, en la cual se observa la textura porfídica, hipocristalina e inequigranular. Así mismo se aprecia la matriz esferulítica característica de esta lava. bt= biotita, qrz= cuarzo, zr= zircón, plg= plagioclasa, sn= sanidino.

Las fases minerales antes mencionadas, comúnmente se encuentran inmersas en una matriz vítrea, fluidal y vesicular (Figura III.29), la cual ocupa entre un 76.5 y 92.5% del volumen total en todas las muestras (Tabla 6). Las vesículas se presentan en tres poblaciones: una población corresponde a vesículas pequeñas, con un tamaño promedio de 0.06 mm, con formas ovaladas y redondeadas (Figura III.29E); la otra población son



vesículas de mayor tamaño (de aproximadamente 0.6 mm), con formas alargadas e irregulares (Figura III.29) y la tercer población es de mucho mayor tamaño, alcanzando 1.2 mm de diámetro con formas irregulares.

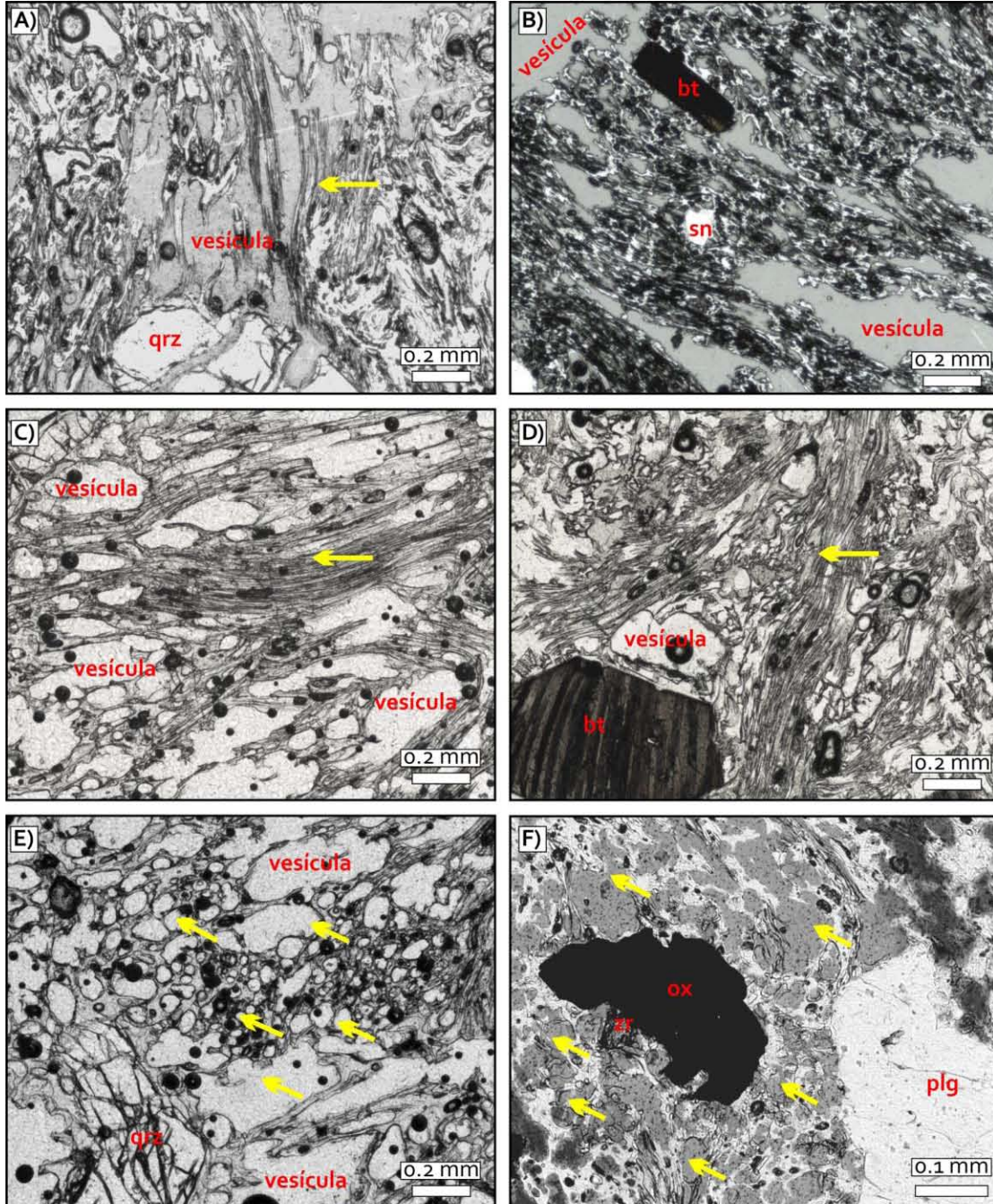
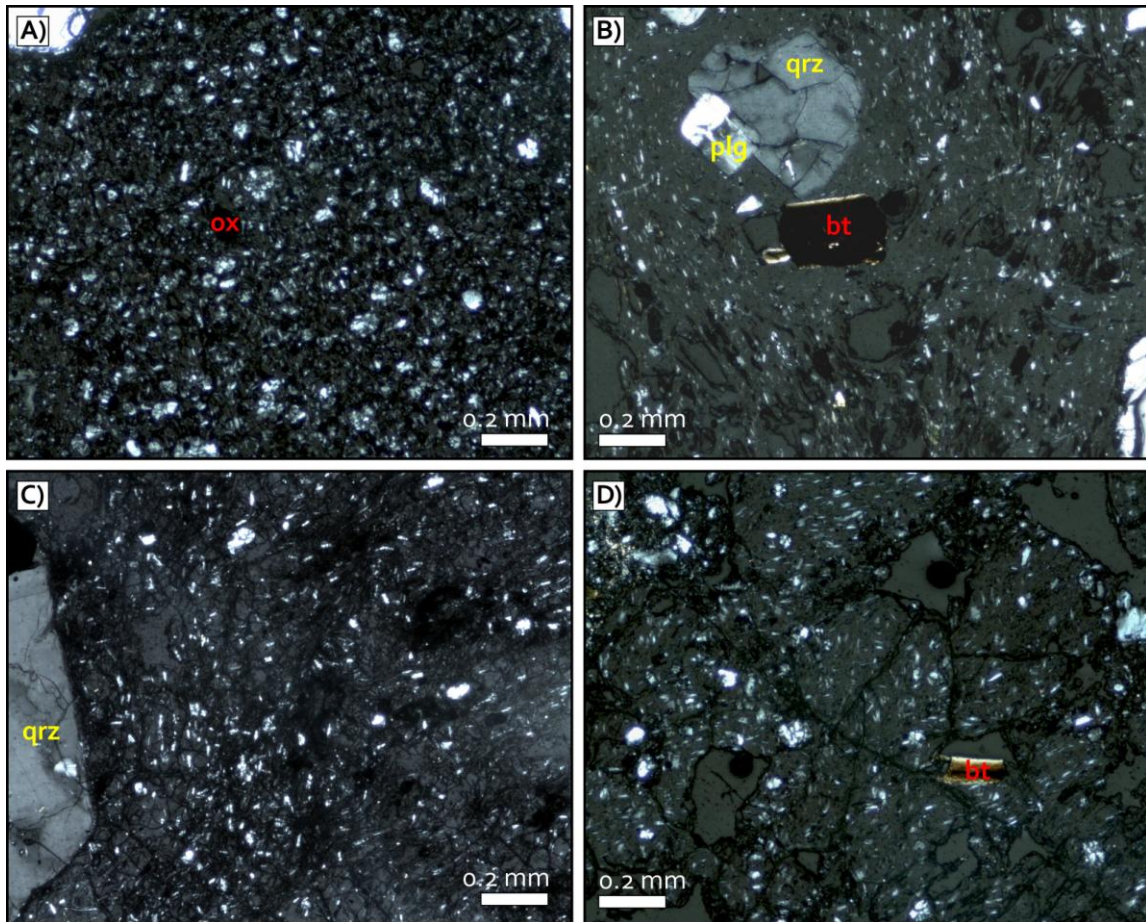


Figura III.29.- Microfotografías del Flujo Piroclástico Cuchipitio (A), de la pómez blanca del Flujo Piroclástico Blanco (B y F) y de los depósitos de caída Pómez Blanca (C y E) y Pómez Ocre (D), en las cuales se muestra la matriz vítrea y fluidal (indicada con flechas), así como la población de vesículas pequeñas y con formas redondeadas y ovaladas y la otra población con formas alargadas e irregulares (señaladas con flechas). bt= biotita, qrz= cuarzo, sn= sanidino, ox= óxidos, plg= plagioclasa. Todas las microfotografías fueron tomadas en luz paralela.



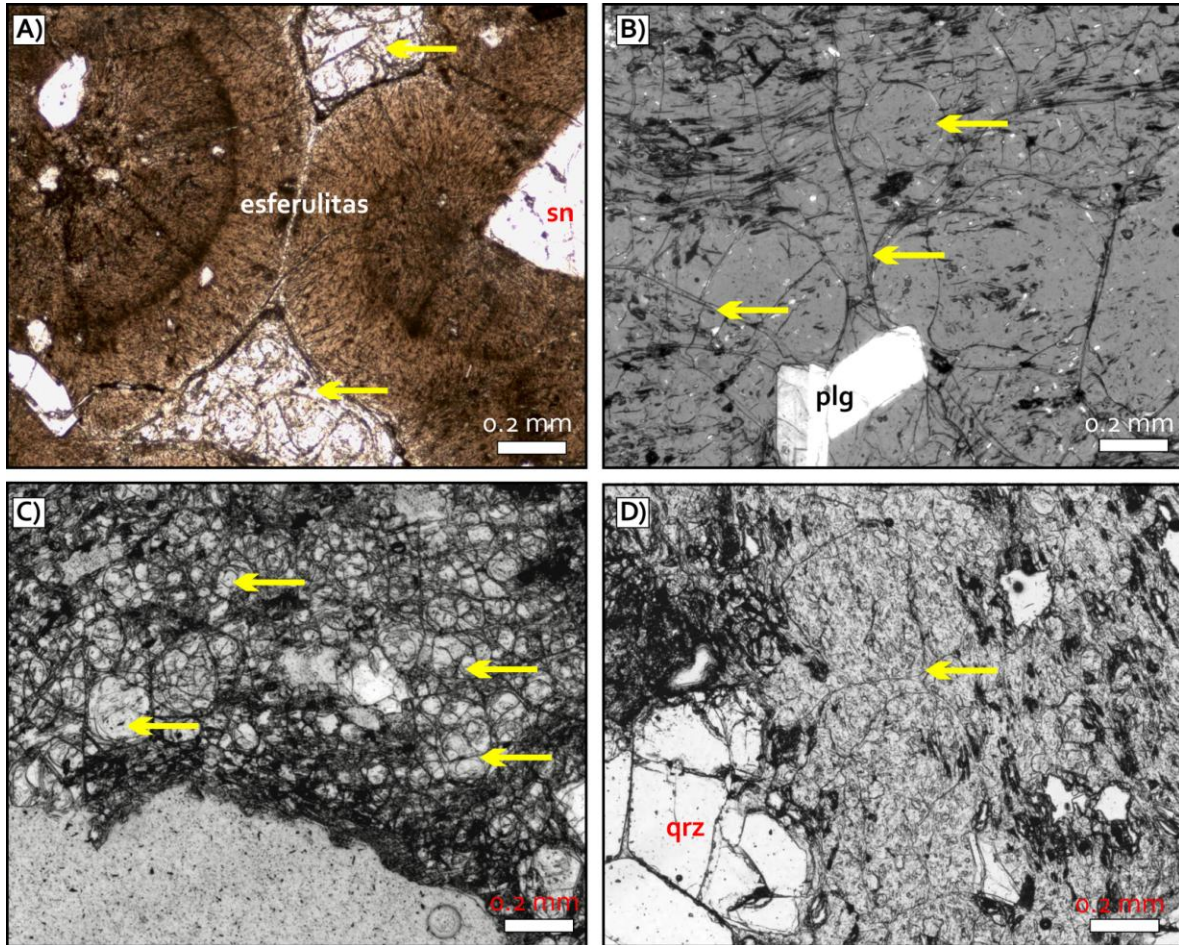
No obstante, en algunas muestras (en la pómez gris de la SPOI (Figura III.30A), del FPB (Figura III.30B) y del FBCAB, en la pómez blanca de la PM (Figura III.30C), en el lítico juvenil del FBCAB (Figura III.30D) y en la lava del domo central) es relevante la presencia de microlitos de plagioclasa y feldespatos-K, diseminados en la matriz. En la mayoría de las muestras, estos microlitos presentan una textura traquítica (ya que se encuentran orientados; Figura III.30B, C y D), aunque en ocasiones los microlitos tienen una textura pilotaxítica (Figura III.30A).



**Figura III.30.-** Microfotografías de fragmentos de pómez gris de la Secuencia Piroclástica Ocre Inferior (A) y del Flujo Piroclástico Blanco (B), de una pómez blanca de la Pómez Multicapas (C) y del lítico juvenil del Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca (D), en las cuales se observa la matriz vítrea y microlítica que presentan algunas muestras. Así mismo, los microlitos de la fotomicrografía (A), se observan orientados al azar, mostrando una textura pilotaxítica, mientras que en las microfotografías (B, C y D) los microlitos se observan orientados respecto al flujo (textura traquítica). Todas las fotos fueron tomadas en nicóles cruzados. ox= óxidos, bt= biotita, qz= cuarzo, plg= plagioclasa.

Cabe mencionar que en algunas muestras el vidrio se observa parcial o totalmente desvitrificado, por lo que se aprecia perlitización (PB y PM (Figura III.31C), lítico juvenil del

FBCAB (Figura III.31D), pómez gris de la SPOI y lavas del domo central (Figura III.31B) y del borde del cráter con forma de herradura (Figura III.31A)), así como esferulitas (lava del borde del cráter con forma de herradura; Figura III.31A).



**Figura III.31.-** Microfotografías tomadas en luz paralela, en las cuales se muestra: **A)** la matriz esferulítica y perlítica (señalada con flechas) que presenta la lava del borde del cráter con forma de herradura del volcán Guangoche. **B), C) y D)** matriz perlítica (señalada con flechas) que se logra apreciar en algunas muestras como en el domo central (**B**), la Pómez Multicapas (**C**) y en el lítico juvenil del Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca (**D**). sn= sanidino, plg= plagioclasa, qzr= cuarzo.

Así mismo, las observaciones petrográficas ayudaron a comparar y diferenciar a los fragmentos de pómez gris y blanca, encontrados en algunos depósitos del volcán Guangoche; ambos tipos de fragmentos muestran texturas vitrofidicas (Figura III.28A y B) y porfidicas (Figuras III.28C y III.30), hipocristalinas e inequigranulares, así como la misma asociación mineralógica constituida por sanidino, cuarzo, plagioclasa, biotita, hornblenda y óxidos. Sin embargo, destaca la presencia de microlitos en la matriz en la mayoría de las



pómez de color gris (Figura III.30A y B), así como la ausencia de textura fluidal en el vidrio de este tipo de pómez, lo cual lo distingue de la pómez blanca (Figura III.32).

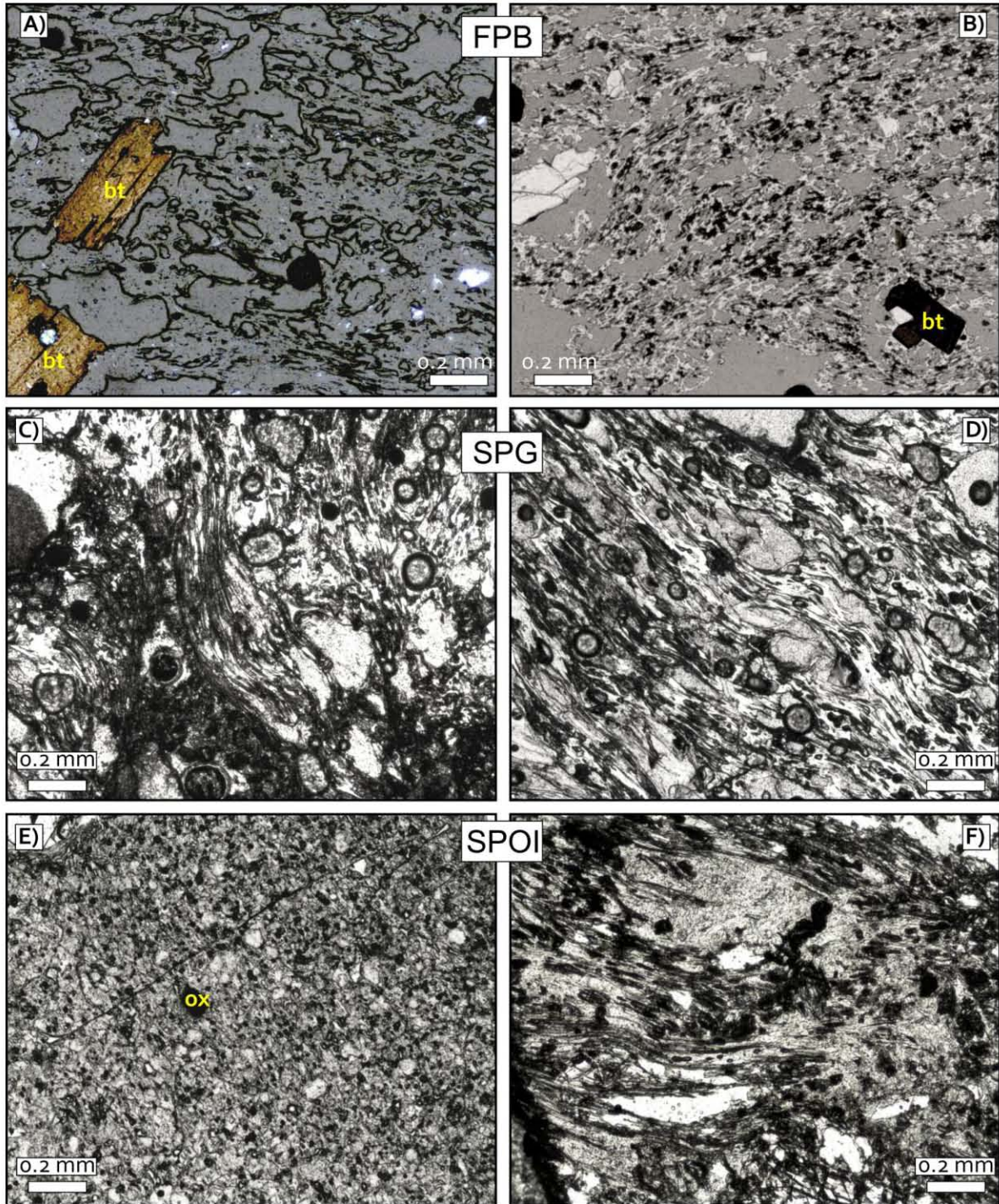


Figura III.32.- Microfotografías de fragmentos de pómez gris (A, C y E) y pómez blanca (B, D y F), de los depósitos Flujo Piroclástico Blanco (FPB), Secuencia Piroclástica Guindo (SPG) y Secuencia Piroclástica Ocre Inferior (SPOI), en donde se aprecia la textura fluidal que tiene el vidrio en la pómez blanca en comparación con la pómez gris. Todas las fotos fueron tomadas en luz paralela. ox= óxidos, bt= biotita.



A continuación se describen las características de cada una de las fases minerales encontradas en cada una de las secciones pulidas pertenecientes a las rocas del volcán Guangoche:

### Cuarzo

Esta fase mineral es la más abundante en la mayoría de las muestras, se presenta hasta en un 12% en volumen (Tabla 6). Se observan principalmente como fenocristales (con un tamaño máximo de 4 mm), anhedrales (Figura III.33A) y subhedrales (Figura III.33B); así mismo, presentan golfos de corrosión, bordes reabsorbidos y centros corroídos (Figura III.33A y B). Son comunes las inclusiones de vidrio, apatito, hornblenda y biotita en estos cristales. Cabe mencionar que ciertas muestras (pómez gris del FPB y de la SPOI y el lítico juvenil del FBCAB) contienen algunos cuarzos rodeados por una corona de microlitos probablemente de plagioclasa (Figura III.33C), los cuales cristalizaron en condiciones de equilibrio.

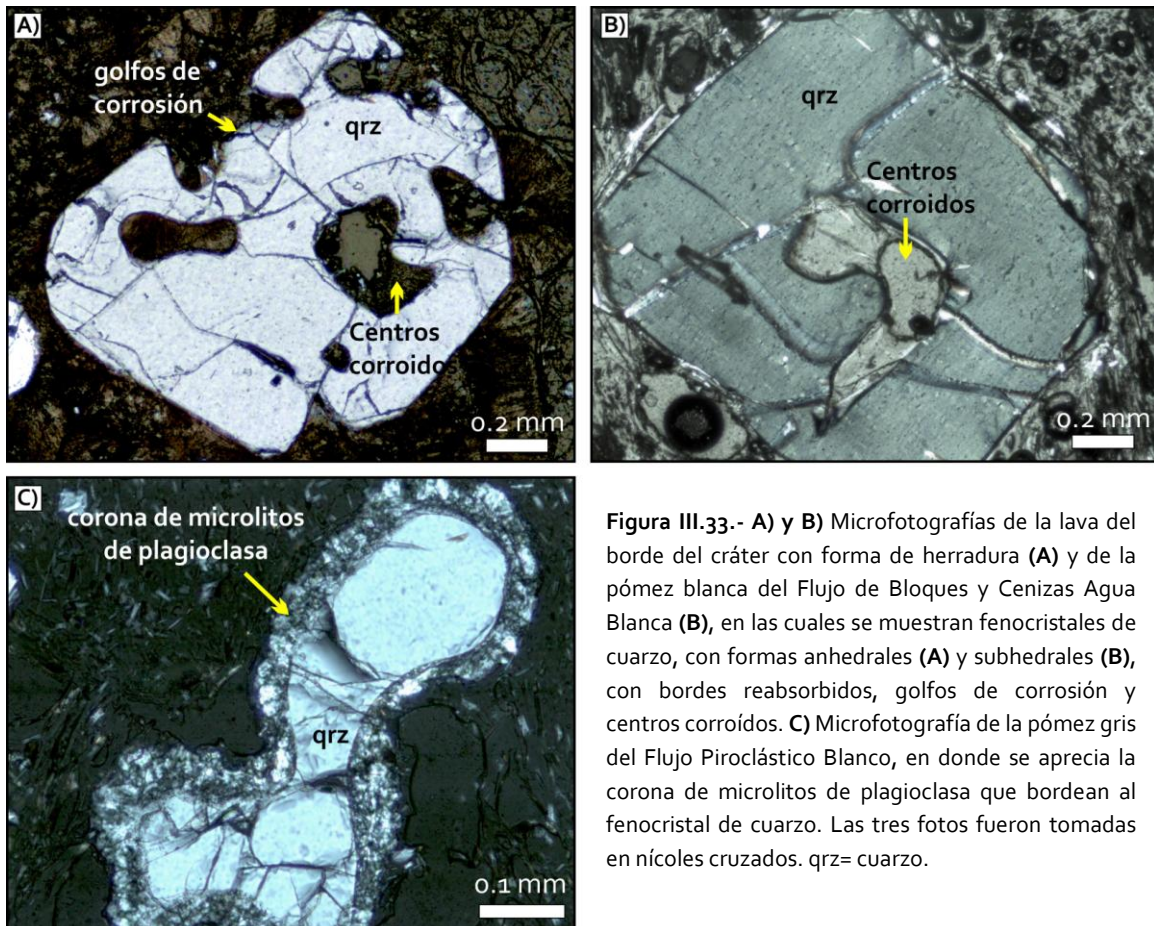


Figura III.33.- A) y B) Microfotografías de la lava del borde del cráter con forma de herradura (A) y de la pómez blanca del Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca (B), en las cuales se muestran fenocristales de cuarzo, con formas anhedrales (A) y subhedrales (B), con bordes reabsorbidos, golfos de corrosión y centros corroídos. C) Microfotografía de la pómez gris del Flujo Piroclástico Blanco, en donde se aprecia la corona de microlitos de plagioclasa que bordean al fenocristal de cuarzo. Las tres fotos fueron tomadas en nicoles cruzados. qrz= cuarzo.

### Sanidino

Este tipo de feldespato-K, es la segunda fase mineral más abundante que se observó en las muestras, está presente en un 9.6 a 3.3% en volumen (Tabla 6), principalmente como fenocristal (predominantemente) y microfenocristal (Figura III.34), aunque también se observaron como microlitos en la matriz. Tienen una forma subhedral, con bordes reabsorbidos (Figura III.34) y raramente con centros corroídos; también muestran un maclado tipo carlsbad (Figura III.34A) y contienen inclusiones de vidrio, apatito, plagioclasa (Figura III.34B), biotita, sanidino, hornblenda y óxidos.

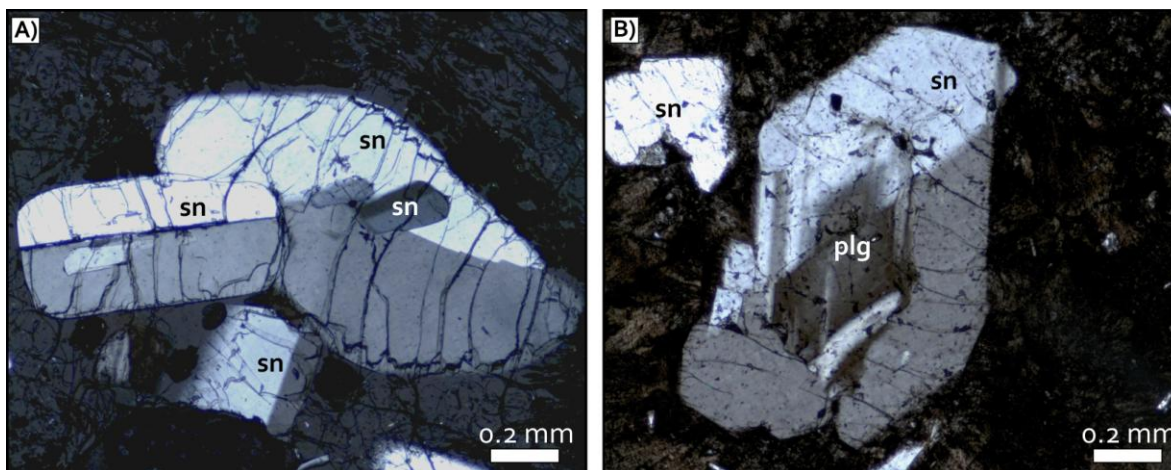
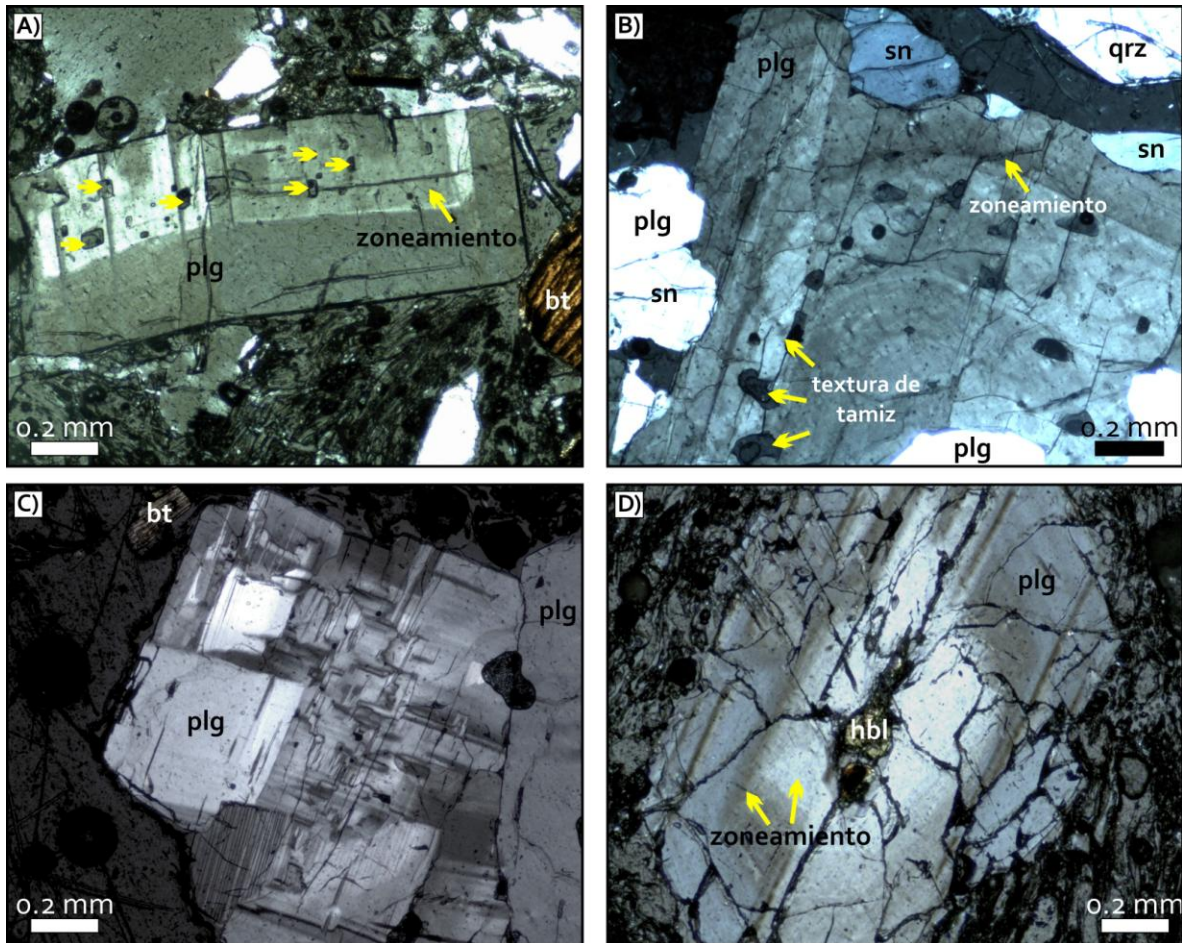


Figura III.34.- A) Microfotografía del depósito de caída Pómez Ocre Superior, en la cual se muestra un glomeropórfido constituido por fenocristales y microfenocristales de sanidino, los cuales tienen una forma subhedral. B) Microfotografía de un fenocristal de sanidino con una inclusión de plagioclasa, perteneciente a la lava del borde del cráter con forma de herradura. Fotografías tomadas con nícoles cruzados. sn= sanidino, plg= plagioclasa.

### Plagioclasa

Los minerales de plagioclasa ocupan entre un 6.7-1.3% del volumen total en todas las muestras (Tabla 6), principalmente se presentan como fenocristales (con un tamaño de hasta 3 mm) y microfenocristales, aunque también se observan como microlitos diseminados en la matriz. Los fenocristales (Figura III.35) y microfenocristales presentan formas subhedrales, la mayoría con maclado polisintético (Figura III.35C), bordes reabsorbidos y en algunos se observa zoneamiento (Figura III.35A, B y D). Cabe mencionar que en algunos cristales de la lava del domo central del volcán Guangoche, se observa la textura de tamiz, aunque poco desarrollada (Figura III.35B). Son frecuentes las inclusiones de apatito, vidrio (Figura III.35A), hornblenda (Figura III.35D), biotita y óxidos.





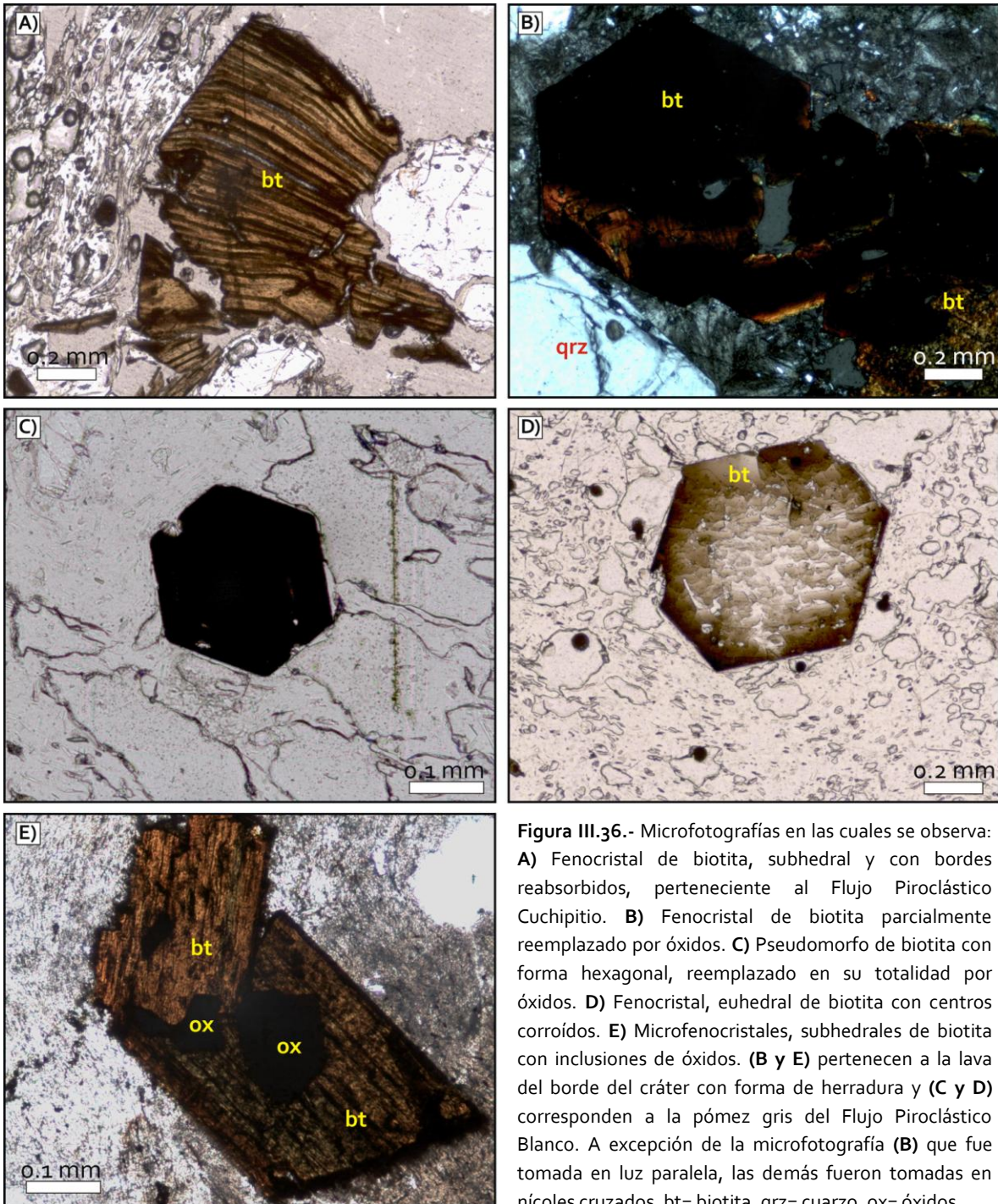
**Figura III.35.-** A) Microfotografía de la pómez blanca del Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca, en donde se observa un fenocristal, subhedral de plagioclasa, con bordes reabsorbidos, zoneamiento e inclusiones de vidrio (flechas). B) Microfotografía de la lava del domo central en la cual se muestra un fenocristal de plagioclasa con zoneamiento y una leve textura de tamiz. C) Microfotografía de un fenocristal, subhedral de plagioclasa con maclado polisintético, perteneciente a la secuencia del Flujo Piroclástico Cuchipitio. D) Microfotografía de un fenocristal, subhedral de plagioclasa con zoneamiento y bordes reabsorbidos, el cual corresponde a la pómez gris de la Secuencia Piroclástica Guindo. Todas las fotos fueron tomadas en nicoles cruzados. plg= plagioclasa, bt= biotita, sn= sanidino, qrz= cuarzo, hbl= hornblenda.

### Biotita

Este mineral ocupa entre un 2.4-0.4% en volumen (Tabla 6), se encuentra como microfenocristal y fenocristal (con un tamaño de hasta 1 mm), con formas subhedrales (con bordes reabsorbidos) y euhedrales (Figura III.36A, B, D y E). La mayoría de estos minerales se observan reemplazados casi en su totalidad por óxidos (Figura III.36B) y algunos se encuentran como pseudomorfos, reemplazados completamente por óxidos (Figura III.36C), por lo que solo se logra identificar la forma hexagonal (en sección



longitudinal {001}) típica de las biotitas. Así mismo, las inclusiones de óxidos y zircón llegan a ser recurrentes en estos minerales (Figuras III.36E y III.38C).

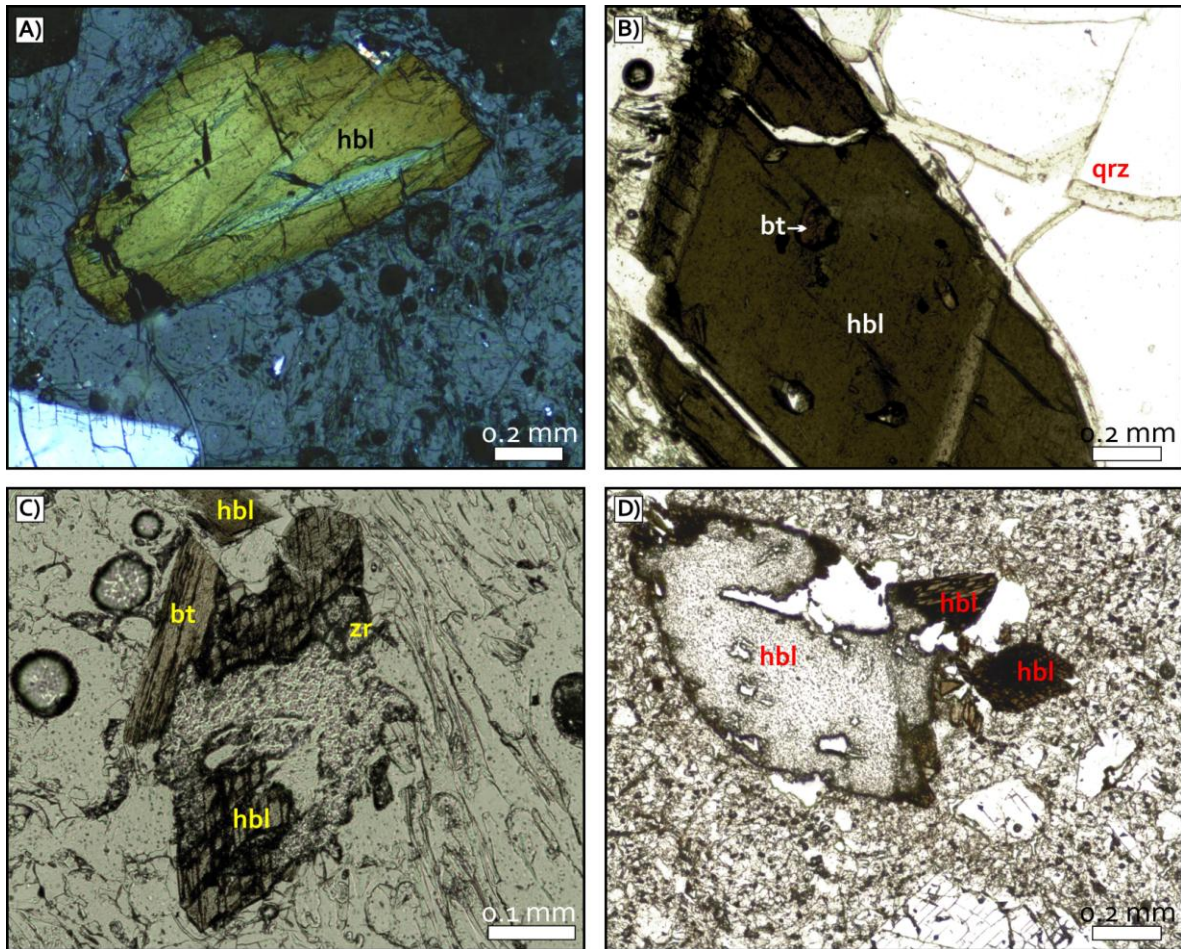


**Figura III.36.-** Microfotografías en las cuales se observa: **A)** Fenocristal de biotita, subhedral y con bordes reabsorbidos, perteneciente al Flujo Piroclástico Cuchipitio. **B)** Fenocristal de biotita parcialmente reemplazado por óxidos. **C)** Pseudomorfo de biotita con forma hexagonal, reemplazado en su totalidad por óxidos. **D)** Fenocristal, euhedral de biotita con centros corroídos. **E)** Microfenocristales, subhedrales de biotita con inclusiones de óxidos. (**B y E**) pertenecen a la lava del borde del cráter con forma de herradura y (**C y D**) corresponden a la pómez gris del Flujo Piroclástico Blanco. A excepción de la microfotografía (**B**) que fue tomada en luz paralela, las demás fueron tomadas en nicóles cruzados. bt= biotita, qrz= cuarzo, ox= óxidos.



## Hornblenda

Este mineral se encuentra presente como fenocristal (con un tamaño de hasta 2.2 mm) y como microfenocristal (Figura III.37), ocupando entre 1.5 y 0.01% del volumen total (Tabla 6). En general tienen forma subhedral con bordes reabsorbidos y algunos están semi (Figura III.37C) o completamente corroídos, por lo que solamente queda la forma del mineral y algunos remanentes en los bordes (Figura III.37D). Al igual que los minerales de biotita, en ocasiones las hornblendas se observan reemplazadas casi en su totalidad por óxidos. Así mismo, contienen inclusiones de óxidos, biotita (Figura III.37B), apatito y zircón (Figura III.37C).



**Figura III.37.-** A) y B) Microfotografías de fenocristales, subhedrales de hornblenda (hbl), con bordes reabsorbidos e inclusiones de biotita (B). Estos fotos pertenecen a los depósitos Pómez Ocre Superior (A) y al lítico juvenil del Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca (B). C) y D) Microfotografías de fenocristales y microfenocristales de hornblenda correspondientes a la pómez blanca del Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca y a la pómez gris de la Secuencia Piroclástica Ocre Inferior. Los fenocristales se observan corroídos casi en su totalidad quedando sólo algunos remanentes del cristal, así mismo, se aprecian inclusiones de zircón (C). A excepción de la microfotografía (A) que fue tomada en nicoles cruzados, las demás fueron fotografiadas con luz paralela. bt= biotita, zr= zircón, qrz= cuarzo.

### **Óxido**

La fase mineral menos abundante (0.3-0.07 % volumen; Tabla 6) está representada por los minerales opacos. Estos están presentes principalmente como microfenocristales con formas anhedrales (Figura III.38C) y subhedrales y escasamente como fenocristales. Esencialmente reemplazan a las biotitas (Figura III.36B y C) y a las hornblendas y se encuentran como inclusiones (Figuras III.36E y III.38A y B) en las fases minerales anteriormente descritas. Muy pocos cristales de óxidos se encuentran de forma independiente en la matriz.

### **Ortopiroxeno**

Este tipo de piroxeno sólo se observó en un fragmento juvenil de la POS, formando parte de un glomeropórfido y como inclusión en un mineral de hornblenda (Figura III.38A y B). Está presente como fenocristal (0.47 mm de largo) y microfenocristal (inclusión), ambos con formas subhedrales (Figura III. 38A y B) y bordes reabsorbidos; el fenocristal contiene inclusiones de apatito y óxidos (Figura III. 38B).

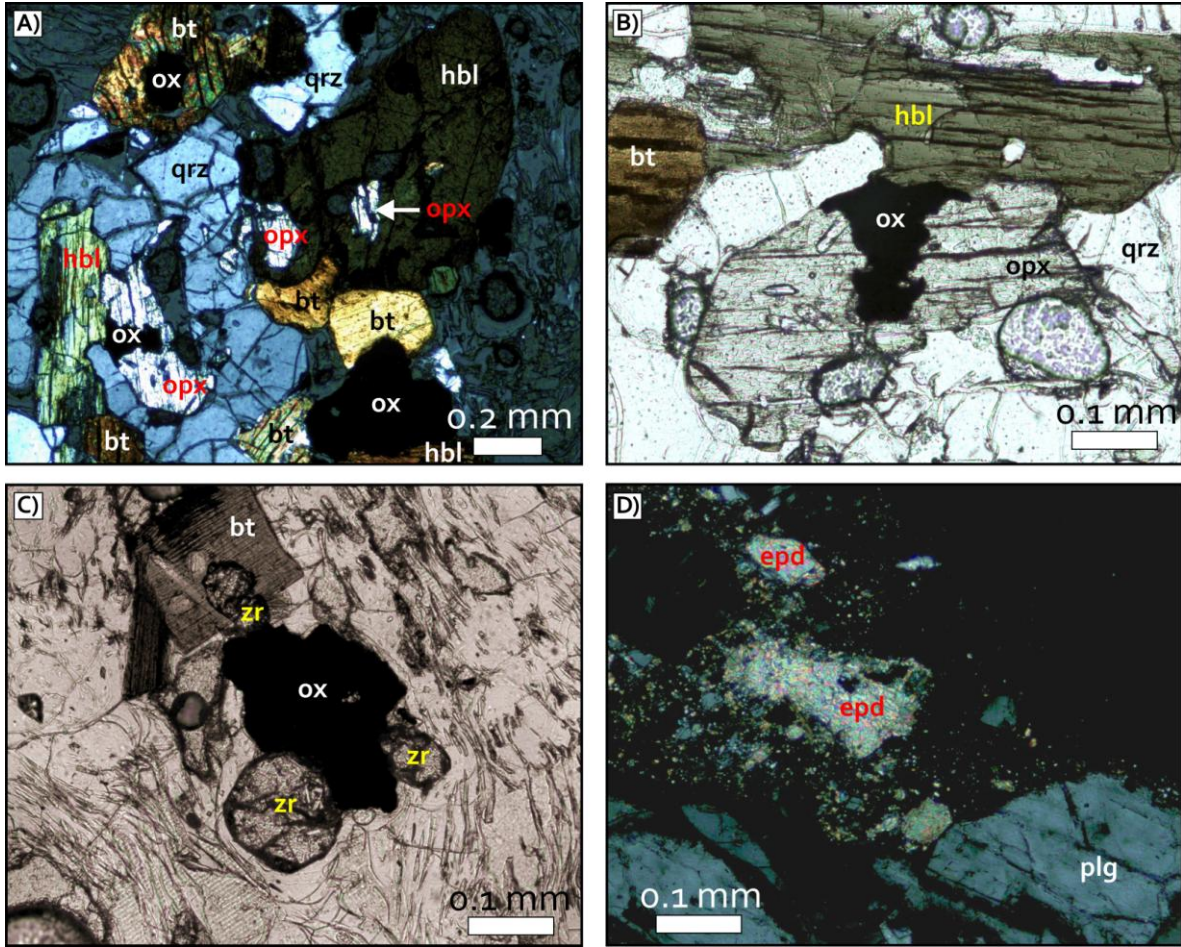
### **Zircón**

Como mineral accesorio se encontraron microfenocristales y microlitos de zircón, los cuales presentan formas euhedrales (Figura III.38C) y contienen inclusiones de apatito y óxidos. Se observaron independientes en la matriz o como inclusiones, principalmente en los cristales de biotita, óxidos y hornblenda (Figuras III.37C y III.38C).

### **Epidota**

Este mineral de alteración, solamente se encontró relleno de vesículas en el lítico juvenil del FBCAB ocupando un 1.8 % del volumen en dicha muestra (Tabla 6). Está presente como microfenocristal anhedral y como microlitos disseminados (Figura III. 38D).





**Figura III.38.-** Microfotografías en las cuales se muestra: **A)** Glomeropórfido constituido por fenocristales y microfenocristales de cuarzo (qrz), biotita (bt), óxidos (ox), hornblenda (hbl) y ortopiroxeno (opx); se observa que dos microfenocristales de opx se encuentran como inclusiones en un cristal de hbl. Tomada con nícoles cruzados. **B)** Detalle de la parte inferior izquierda de la microfotografía (A), en la cual se aprecia el fenocristal, subhedral de ortopiroxeno con inclusiones de óxido y apatito. Tomada con luz paralela. **C)** Microfenocristales, euhedrales de zircón (zr), como inclusiones en un microfenocristal, anhedral de óxido. Foto tomada con luz paralela. **A, B y C** son de la Pómez Ocre Superior. **D)** Microfenocristales subhedrales y microlitos de epidota (epd), las cuales se encuentran relleno vesículas. Esta foto pertenece al lítico juvenil del Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca y fue tomada con nícoles cruzados. plg= plagioclasa.

**Tabla 6.-** Resultados de los análisis petrográficos de los depósitos piroclásticos y lavas del volcán Guanqoche.

Secuencia	Depósito y tipo de fragmento juvenil	Cristalinidad	Granularidad	Textura	Asociación Mineralógica	Minerales accesorio y de alteración	Observaciones
Secuencia Piroclástica Guindo	SPG-pómez blanca	Hipocristalina	Inequigranular	Vitrofídica, Vesicular	<b>Matriz (4.8%):</b> vítrea y fluidal <b>Vesículas (4.2%):</b> pequeñas y medianas de formas ovaladas, alargadas e irregulares <b>Minerales (1.0%):</b> sn (3.6%), qrz (2.6%), plg (2.3%), bt (1.2%), hbl (0.3%)	No se observaron	Roca constituida mayoritariamente por fenocristales y en menor proporción por microfenocristales de sn, qrz, plg, bt y hbl, los cuales tienen formas subhedrales y anhedral (qrz), con bordes reabsorbidos y golfos de corrosión (qrz). Las plg muestran maclado polisintético y algunas zoneamiento. Característico de algunas bt, es que están siendo reemplazadas casi en su totalidad por óxidos y algunas son pseudomorfas (reemplazadas completamente por óxidos). Destaca la presencia de glomeropórfidos compuestos por fenocristales de sn y plg y otros compuestos solamente por plg; todos ellos embebidos dentro de una matriz vítrea, fluidal y vesicular.
	SPG-pómez gris	Hipocristalina	Inequigranular	Vitrofídica, Vesicular	<b>Matriz (55.2%):</b> vítrea, poco fluidal <b>Vesículas (37.2%):</b> pequeñas (abundantes) y medianas de formas: ovalada, circular e irregular <b>Minerales (7.6%):</b> sn (3.8%), plg (1.3%), qrz (1.2%), hbl (0.8%), bt (0.5%)	Microfilitos de zircón, de forma euhedral	Roca constituida principalmente por fenocristales y muy pocos microfenocristales de sn, plg, qrz, hbl y bt, inmersos en una matriz de vidrio, poco fluidal y con abundantes vesículas pequeñas de formas ovaladas y circulares. Los minerales presentes en general tienen una forma subhedral, a excepción del qrz, el cual es anhedral; tienen bordes reabsorbidos y golfos de corrosión (qrz). Las plg muestran maclado polisintético y algunas presentan zoneamiento. Algunas bt se observan un poco oxidadas. Aunque su presencia es escasa, también se observaron algunos microfenocristales de óxidos, anhedral, presentes como inclusiones en las plg, bt y hbl. Inclusiones de bt, anf, apatito, vidrio y ox son comunes en las fases minerales anteriormente mencionadas.
Secuencia Piroclástica Cuchipitio	FPC-pómez blanca	Hipocristalina	Inequigranular	Vitrofídica, Vesicular	<b>Matriz (39.7%):</b> vítrea, fluidal <b>Vesículas (39.7%):</b> dos poblaciones: pequeñas, alargadas e irregulares y medianas e irregulares <b>Minerales (20.6%):</b> qrz (9.5%), sn (8.2%), plg (2.2%), bt (0.7%), hbl (0.01%)	Microfenocristales de zircón, con formas euhedrales e inclusiones de apatito	Roca compuesta por cristales de qrz, sn, plg, bt y hb, inmersos en una matriz vítrea, fluidal y vesicular. El qrz abunda como fenocristal anhedral, con golfos de corrosión. Los sn y plg se observan principalmente como fenocristales, aunque también se encontraron como microfenocristales, ambos con formas subhedrales. En algunas plg el zoneamiento es evidente. En el qrz, sn y plg, las inclusiones de vidrio y apatito son comunes, aunque el sn también contiene inclusiones de plg, bt y sn. En lo que respecta a la bt y anf, éstos se encuentran principalmente como microfenocristales y muy pocos como fenocristales, de forma subhedral y contienen inclusiones de óxidos; particularmente, la bt se observa oxidada. Hay glomeropórfidos constituidos por microfenocristales y fenocristales de qrz, plg, sn y otros de sn, plg, bt, hbl y qrz.



Tabla 6.- Continuación.

	FPB-pómez blanca	Hipocristalina	Inequigranular	Vitrofídica, Vesicular	<p><b>Matriz (46.3%):</b> constituida por vidrio con textura poco fluidal y escasos microlitos de fragmentos rotos de cristales de sn, qrz y plg</p> <p><b>Vesículas (44.7%):</b> pequeñas (abundantes) y medianas de formas ovaladas, circulares e irregulares</p> <p><b>Minerales (9%):</b> sn (4.3%), qrz (2.5%), plg (1.6%), bt (0.4%), hbl (0.13%), ox (0.07%)</p>	Microfenocristales de zircón, con formas euhedrales	<p>Roca constituida por fenocristales y microfenocristales de sn, qrz, plg, bt, hbl y ox, embebidos dentro de una matriz de vidrio fluidal y con escasos microlitos de fragmentos rotos de cristales de sn, qrz y plg y con vesículas. Los sn, qrz y plg se observan como fenocristales y microfenocristales, con formas subhedrales y anhedrales (qrz), con bordes reabsorbidos y golfos de corrosión. Por su parte, la bt, hbl y ox abundan como microfenocristales y muy poco como fenocristales; tienen formas subhedrales (bt, hbl), euhedrales (bt) y anhedrales (ox). Así mismo, las bt se encuentran un poco oxidadas. Se observan inclusiones de bt, hbl, apatito, plg, vidrio y óxidos en las fases minerales anteriores. Hay glomeropórfidos de plg y sn y otros de plg y bt.</p>
<b>Secuencia Piroclástica Blanca</b>	FPB-pómez gris	Hipocristalina	Inequigranular	Porfídica, Vesicular	<p><b>Matriz (56%):</b> compuesta por vidrio poco fluidal y microlitos probablemente de plg y sn, con textura traquítica</p> <p><b>Vesículas (30%):</b> dos poblaciones: medianas y grandes con formas ovaladas, alargadas e irregulares</p> <p><b>Minerales (14%):</b> sn (9.5%), plg (5%), qrz (1.4%), bt (1.4%), ox (0.13%), hbl (0.07%)</p>	Microfenocristales de zircón, con formas euhedrales	<p>Roca compuesta por fenocristales y microfenocristales de sn, plg, qrz, bt, ox y hbl, inmersos en una matriz de vidrio poco fluidal y microlítica. Los sn y plg se observan como fenocristales principalmente y muy pocos son microfenocristales con formas subhedrales; algunas plg presentan zoneamiento. Los qrz están como fenocristales anhedrales. Cabe resaltar que algunos están bordeados por una corona de microlitos probablemente de plg. Las bt, hbl y ox, se presentan como microfenocristales principalmente, con formas subhedrales y anhedrales (ox). Algunas bt se observan reemplazadas casi en su totalidad por óxidos. Las inclusiones de bt, vidrio, apatito y óxidos en los minerales antes mencionados son frecuentes. Hay glomeropórfidos de fenocristales de plg y bt.</p>
	PB-pómez blanca	Hipocristalina	Inequigranular	Vitrofídica, Vesicular	<p><b>Matriz (38%):</b> vítrea y muy fluidal. Algunas muestras el vidrio se encuentra perlitizado</p> <p><b>Vesículas (49.5%):</b> tres poblaciones (pequeñas, medianas y grandes con formas ovaladas, alargadas e irregulares)</p> <p><b>Minerales (12.5%):</b> plg (5.3%), sn (3.7%), qrz (2.1%), bt (1.2%), ox (0.2%)</p>	Microfenocristales de zircón con formas euhedrales y con inclusiones de óxidos	<p>Las plg, qrz, sn y bt están presentes como fenocristales y escasamente como microfenocristales, con formas subhedrales, anhedrales (qrz) y euhedrales (bt), con bordes reabsorbidos y golfos de corrosión (qrz). Algunas plg muestran zoneamiento y algunas bt están siendo reemplazadas por ox. Los ox por su parte se observan como microfenocristales, anhedrales y subhedrales, la mayoría se encuentran como inclusiones o reemplazando a las bt y muy pocos están independientes en la matriz. A pesar de no caer dentro del conteo modal, se observaron escasos microfenocristales, subhedrales de hbl. Se encontraron glomeropórfidos compuestos por fenocristales de plg y microfenocristales de bt y otros constituidos por fenocristales de plg y sn.</p>

**Tabla 6.-** Continuación.

	FBCAB-lítico juvenil	Hipocristalina	Inequigranular	Porfídica, Vesicular	<p><b>Matriz (61.2%):</b> compuesta por vidrio perlitizado y microlitos del plg, con textura traquítica</p> <p><b>Vesículas (20.3%):</b> medianas con formas irregulares</p> <p><b>Minerales (18.5%):</b> plg (6.7%), sn (5.9%), qrz (3.1%), bt (0.5%), epd (1.8%), hbl (0.4%), ox (0.1%)</p>	Como mineral de alteración se observan microfenocristales y microlitos de epidota, los cuales rellenan vesículas	Roca constituida por fenocristales y microfenocristales de plg, sn, qrz, bt, epd, hbl y ox, inmersos en una matriz de vidrio perlitizado y microlitos de forma tabular de plg, los cuales se encuentran orientados respecto al flujo (textura traquítica). Las plg, sn, qrz, bt y hbl se encuentran predominantemente como fenocristales y algunos como microfenocristales (hbl, bt y ox), tienen formas subhedrales y anhedrales (qrz y ox), con bordes reabsorbidos y algunos con centros corroídos. Se observaron algunas hbl corroídas casi en su totalidad. Cabe mencionar que algunos minerales de qrz están muy fracturados y muestran una corona de microlitos probablemente de plg.
<b>Secuencia Piroclástica Agua Blanca</b>	FBCAB-pómez blanca	Hipocristalina	Inequigranular	Vitrofidica, Vesicular	<p><b>Matriz (53.8%):</b> vítrea, fluidal</p> <p><b>Vesículas (25.8%):</b> dos poblaciones (pequeñas y medianas con formas alargadas e irregulares)</p> <p><b>Minerales (20.4%):</b> qrz (10.6%), sn (4.1%), plg (2.2%), bt (2%), hbl (1.5%)</p>	Microlitos de zircón, de forma euهدral	Roca constituida primordialmente por fenocristales y pocos microfenocristales de qrz, sn, plg, bt y hbl. El qrz, sn y plg se observaron como fenocristales principalmente y pocos se presentan como microfenocristales, con formas subhedrales, con bordes y centros corroídos (qrz). Algunas plg muestran zoneamiento. La bt y hbl se encuentran como microfenocristales principalmente, aunque también se observaron pocos fenocristales con formas subhedrales y bordes reabsorbidos. Algunas bt se observan un poco oxidadas. Todos inmersos en una matriz vítrea con textura fluidal y vesicular. Como inclusiones se observaron cristales de apatito, bt, plg, sn, zircón y ox. Inclusiones de vidrio en el qrz, sn y plg son comunes.
	FBCAB-pómez gris	Hipocristalina	Inequigranular	Porfídica, Vesicular	<p><b>Matriz (48.5%):</b> constituida por vidrio poco fluidal y microlitos de plg con textura traquítica</p> <p><b>Vesículas (28%):</b> dos poblaciones (pequeñas, medianas, con formas ovaladas e irregulares)</p> <p><b>Minerales (23.5%):</b> qrz (12.1%), sn (5.6%), plg (3.9%), bt (1.5%), hbl (0.3%), ox (0.1%)</p>	Microfenocristales euهدrales de zircón	Este fragmento de pómez gris esta constituido por fenocristales y microfenocristales de qrz, sn, plg, bt, hbl y ox, inmersos en una matriz compuesta por vidrio poco fluidal y microlítica de plg con textura traquítica. El qrz, sn, plg y bt se observan como fenocristales y microfenocristales con bordes reabsorbidos. En el caso del qrz, este tiene golfos de corrosión y centros reabsorbidos. La hbl se presenta como microfenocristales, subhedrales con bordes reabsorbidos y con inclusiones de óxidos. Hay glomeropórfidos constituidos por fenocristales y microfenocristales de sn, qrz, plg y ox.

Tabla 6.- Continuación.

<b>Secuencia Piroclástica Ocre</b>	SPOI-pómez blanca	Hipocristalina	Inequigranular	Vitrificada, Vesicular	<p><b>Matriz (4.1%):</b> vítrea, fluidal</p> <p><b>Vesículas (50.7%):</b> tres poblaciones (pequeñas, medianas y grandes con formas alargadas e irregulares)</p> <p><b>Minerales (8.3%):</b> sn (3.3%), plg (2.4%), qrz (1.6%), bt (0.8%), hbl (0.2%)</p>	No se observaron	<p>Esta roca está constituida principalmente por fenocristales y pocos microfenocristales de sn, plg, qrz, bt y hbl. En general tienen una forma subhedral con bordes reabsorbidos. Los qrz tienen golfos de corrosión y centros corroídos. Las plg muestran un típico maclado polisintético. Las bt y hbl se encuentran como microfenocristales, subhedrales y un poco oxidados. Escasamente se encuentran microfenocristales de óxidos, anhedrales de forma independiente en la matriz y otros están como inclusiones en los sn. La mayoría de los cristales (qrz, plg y sn) se encuentran muy fracturado.</p>
	SPOI-pómez gris	Hipocristalina	Inequigranular	Porfídica, Vesicular	<p><b>Matriz (57.3%):</b> compuesta por vidrio muy poco fluidal y microlitos probablemente de plg con una textura pilotaxítica (orientados al azar). En algunas muestras el vidrio se observa un poco perlitizado</p> <p><b>Vesículas (24.1%):</b> presentes como dos poblaciones: pequeñas redondas y ovaladas (abundantes) y medianas irregulares</p> <p><b>Minerales (18.6%):</b> qrz (7.8%), sn (6.4%), plg (3.1%), hbl (0.8%), bt (0.4%), ox (0.1%)</p>	Microfenocristales euhedrales de zircón	<p>Esta muestra está constituida por fenocristales y microfenocristales de qrz, sn, plg, hbl, bt y ox, inmersos en una matriz compuesta de vidrio poco fluidal y microlitos probablemente de plg, los cuales presentan una textura pilotaxítica (orientados al azar). Los qrz, sn y plg están presentes principalmente como fenocristales de forma subhedral y anhedral en el caso de los qrz. Tienen bordes reabsorbidos y golfos de corrosión (qrz). La mayoría de los qrz presenta una corona de microlitos probablemente de plg. En el caso de la hbl, bt y ox, están presentes como microfenocristales, subhedrales y con bordes reabsorbidos. Algunas bt se observan oxidadas, mientras que las hbl están casi completamente corroídas, por lo que sólo se observa la forma del mineral y algunos remanentes.</p>
	POS-pómez blanca	Hipocristalina	Inequigranular	Vitrificada, Vesicular	<p><b>Matriz (54.1%):</b> vítrea, fluidal</p> <p><b>Vesículas (27.2%):</b> tres poblaciones (pequeñas, medianas y grandes con formas ovaladas, alargadas e irregulares)</p> <p><b>Minerales (18.7%):</b> sn (9.6%), qrz (4.2%), plg (3%), bt (1.3%), hbl (0.4%), ox (0.2%)</p>	Microfenocristales euhedrales de zircón	<p>Roca formada por fenocristales y microfenocristales de sn, qrz, plg, bt, hbl y ox, embebidos dentro de una matriz de vidrio con textura fluidal y vesicular. Los sn, qrz y plg, se observaron como fenocristales subhedrales. Algunas plg presentan zoneamiento. Las bt, hbl y ox, están como microfenocristales, subhedrales y anhedrales (ox). La mayoría de las bt se observan oxidadas (reemplazadas casi en su totalidad por óxidos). Un aspecto importante de esta muestra es la presencia de cristales de ortopiroxeno, los cuales se encuentran como fenocristales con inclusiones de óxidos, formando parte de un glomeropórfido constituido por cristales de qrz, bt, hbl y ox, así mismo, se encuentra como microfenocristal, siendo una inclusión en un fenocristal de hbl. Las inclusiones de bt, plg, apatito, vidrio, ox y zr son frecuentes en los minerales antes mencionados.</p>

Tabla 6.- Continuación.

<b>Pómez Multicapas</b>	PM-pómez blanca	Hipocristalina	Inequigranular	Porfídica, Vesicular	<p><b>Matriz (64.8%):</b> constituida por: vidrio completamente perlitizado y microlitos de plg con textura traquítica</p> <p><b>Vesículas (15.7%):</b> son pequeñas ovaladas, alargadas e irregulares</p> <p><b>Minerales (19.5%):</b> sn (8.7%), qrz (4.2%), plg (3.4%), bt (2.4%), hbl (0.6%), ox (0.2%)</p>	No se observaron	Esta roca está compuesta por fenocristales y pocos microfenocristales de sn, qrz, plg, bt, hbl y ox, inmersos en una matriz de vidrio completamente perlitizado y microlítica de plg con textura traquítica (orientados respecto al flujo). De forma general, los sn, qrz, plg y hbl abundan como fenocristales y escasean como microfenocristales, son de forma subhedral con bordes reabsorbidos. Algunas plg presentan zoneamiento. Las inclusiones de vidrio son comunes en los sn, qrz y plg. La bt y ox se encuentran como microfenocristales subhedrales. Los ox se encuentran principalmente como inclusiones y algunas bt están reemplazadas casi en su totalidad por óxidos.
<b>Borde del cráter con forma de herradura</b>	lava	Hipocristalina	Inequigranular	Porfídica, Vesicular	<p><b>Matriz (75.8%):</b> esferulítica y perlítica</p> <p><b>Vesículas (3.1%):</b> medianas e irregulares</p> <p><b>Minerales (21.1%):</b> sn (6.5%), qrz (6.4%), plg (5.1%), bt (2%), hbl (0.8%), ox (0.3%)</p>	Microfenocristales de zircón euhedrales con inclusiones de apatito	Esta lava esta compuesta por fenocristales y microfenocristales de sn, qrz, plg, bt, hbl y ox, inmersos en una matriz completamente desvitrificada, conformada por esferulitas y perlitas. La presencia de vesículas es muy escasa. Todas las fases minerales están presentes como fenocristales y microfenocristales, con formas subhedrales y bordes reabsorbidos y golfos de corrosión (qrz). La bt y las hbl están muy oxidadas, ya que algunas están reemplazadas casi en su totalidad por óxidos. A los óxidos los podemos encontrar también como inclusiones en las fases minerales mencionadas anteriormente. Los sn, plg, bt, apatito, zircón y vidrio se encuentran como inclusiones.
<b>Domo Central</b>	lava	Hipocristalina	Inequigranular	Porfídica, Vesicular	<p><b>Matriz (54.6%):</b> compuesta por vidrio fluidal y perlitizado y microlitos de plg con textura traquítica</p> <p><b>Vesículas (25.3%):</b> dos poblaciones (pequeñas y medianas con formas ovaladas e irregulares)</p> <p><b>Minerales (20.16%):</b> qrz (8.1%), sn (5.6%), plg (5.3%), bt (0.9%), ox (0.2%), hbl (0.06%)</p>	Microfenocristales de zircón con formas euhedrales	La lava del Domo Central del volcán Guangoche, está constituida por fenocristales y microfenocristales de qrz, sn, plg, bt, ox y hbl, los cuales están embebidos dentro de una matriz constituida por vidrio con desvitrificación parcial (fluidal y con perlitas) y microlitos tabulares de plg, los cuales están orientados con respecto al flujo (textura traquítica). Los sn, qrz, plg y bt se observan como fenocristales y pocos microfenocristales, con formas subhedrales y bordes reabsorbidos. El qrz presenta golfos y centros corroídos. Las bt están reemplazadas por óxidos casi en su totalidad. Los ox y hbl se encuentran como microfenocristales, anhedrales (ox) y subhedrales (hbl); los ox están como inclusiones e independientes en la matriz. Hay glomeropórfidos constituidos por fenocristales de plg y sn. La bt, plg, vidrio, óxidos y zr están como inclusiones.

SPG= Secuencia Piroclástica Guindo, FPC= Flujo Piroclástico Cuchipitio, FPB= Flujo Piroclástico Blanco, PB= Pómez Blanca, FBCAB= Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca, SPOI= Secuencia Piroclástica Ocre Inferior, POS= Pómez Ocre Superior, PM= Pómez Multicapas, qrz= cuarzo, sn= sanidino, plg= plagioclasa, bt= biotita, hbl= hornblenda, ox= óxidos, epd= epidota.

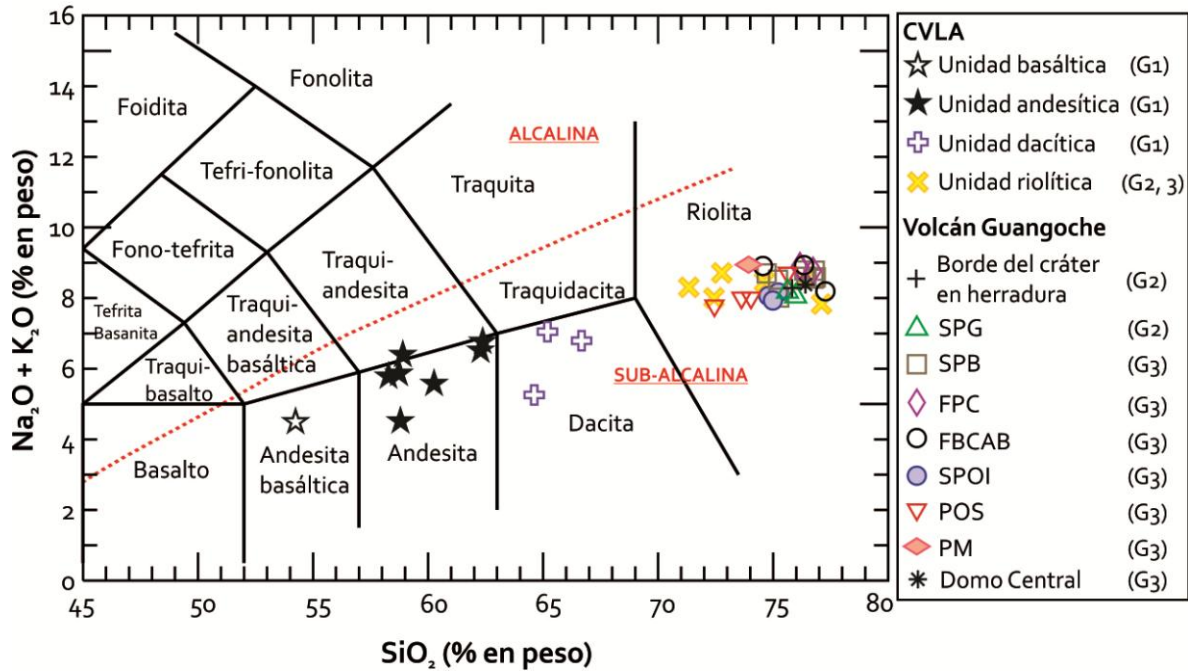


### III.3.2. Geoquímica

La composición química, evolución magmática y ambiente tectónico del magma que formó a los depósitos piroclásticos asociados al volcán Guangoche pudo establecerse mediante la determinación de elementos mayores y elementos traza (incluyendo tierras raras) de la roca total. Por lo que se realizaron análisis químicos de 26 muestras pertenecientes a fragmentos juveniles de los depósitos SPG, FPC, PB, FPB, FBCAB, depósito de caída Pc5 (perteneciente a la SPOI), POS y PM, y muestras de las lavas del borde del cráter con forma de herradura y del domo central del volcán Guangoche (Tabla 7), empleando el método de Fluorescencia de Rayos X (FRX) para elementos mayores y algunos trazas y el método "*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*" (ICP-MS) para analizar elementos traza incluyendo tierras raras. Así mismo, para fines comparativos y poder realizar una mejor interpretación se incluyeron datos geoquímicos reportados en Macías *et al.* (2008) de las unidades basáltica, andesítica, dacítica y riolítica del CVLA (Tabla 7).

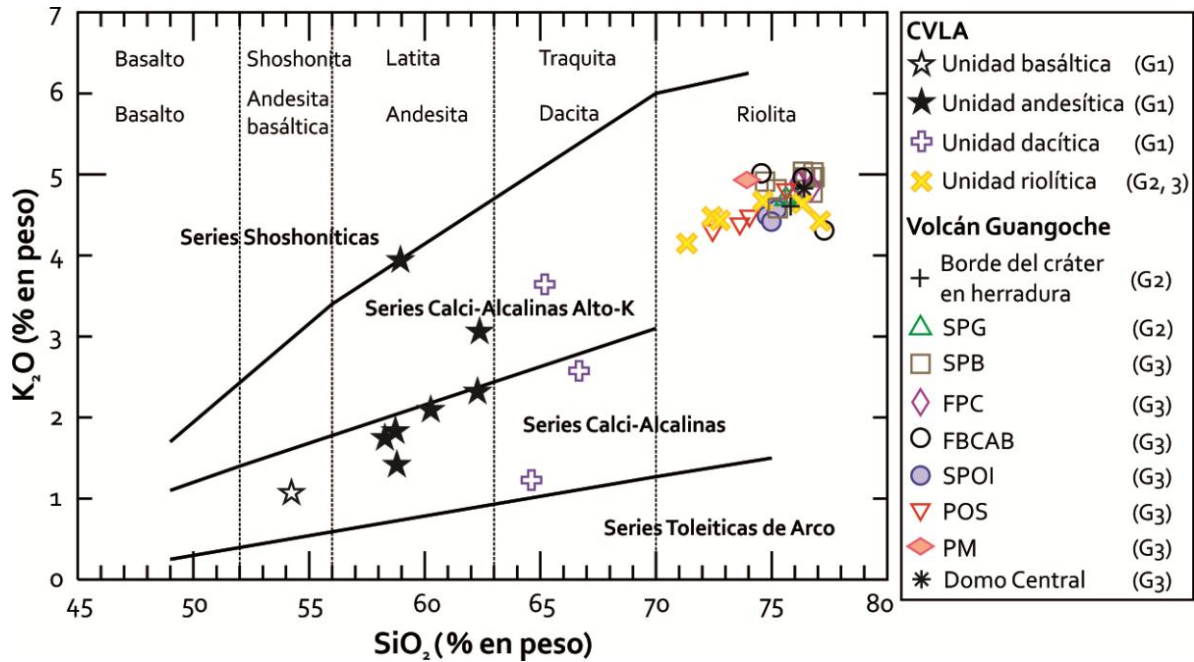
#### III.3.2.1. Elementos mayores

Los resultados de los análisis químicos fueron analizados mediante el uso de varias gráficas, dentro de las cuales se incluye el diagrama de TAS ("*Total Alkalies versus Sílica*", por sus siglas en inglés; Le Bas *et al.*, 1986) (Figura III.39; Tabla 7). En la Figura III.39 se observa que las rocas del CVLA muestran una amplia variación composicional que abarca desde andesitas basálticas hasta riolitas (53.37-74.46% en peso de SiO<sub>2</sub>; Tabla 7), mientras que los productos juveniles de los depósitos piroclásticos del volcán Guangoche, así como las lavas del borde del cráter con forma de herradura y del domo central del volcán, tienen una composición riolítica con un contenido de sílice que varía de 68.87 a 76.23% en peso de SiO<sub>2</sub> (Tabla 7). Tanto las rocas del volcán Guangoche, como las del CVLA, pertenecen a la serie sub-alkalina (Figura III.39), lo cual es común en un contexto de subducción, específicamente de magmatismo de arco continental.



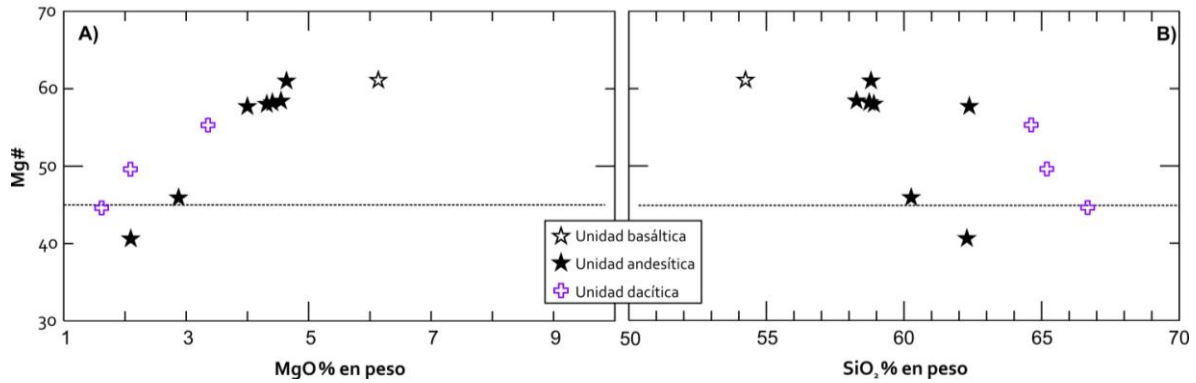
**Figura III.39.-** Diagrama "Total Alkalies versus Silica" (TAS; Le Bas *et al.*, 1986) para la clasificación de rocas volcánicas, donde se grafican los fragmentos juveniles del volcán Guangoche comparados con los resultados del Campo Volcánico Los Azufres (CVLA) de Macías *et al.* (2008). La línea discontinua representa la división propuesta por Irvine y Baragar (1971) que separa a las series alcalinas de las sub-alcalinas. SPG= Secuencia Piroclástica Guindo, SPB= Secuencia Piroclástica Blanca, FPC= Flujo Piroclástico Cuchipitio, FBCAB= Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca, SPOI= Secuencia Piroclástica Ocre Inferior, POS= Pómez Ocre Superior, PM= Pómez Multicapas. Para un mejor manejo de los datos, se dividieron las rocas del CVLA y del volcán Guangoche en tres grupos (grupo 1: G1; grupo 2: G2; grupo 3: G3), tomando como referencia el comportamiento que presentan los elementos traza y tierras raras en los diagramas multielementales (ver apartado III.3.2.2, así como las Figuras III.43 y III.44).

Así mismo, el campo sub-alcalino puede ser subdividido graficando el contenido de  $K_2O$  versus  $SiO_2$  (Peccerillo y Taylor, 1976; Figura III.40). Empleando dicho diagrama se puede apreciar que la mayoría de las rocas de las unidades basáltica, andesítica y dacítica pertenecientes al CVLA caen dentro de las series calci-alcalinas, mientras que las rocas del volcán Guangoche (piroclásticos y lavas), así como las de la unidad riolítica, dos de la unidad andesítica y una de la unidad dacítica correspondientes al CVLA, están en el campo de las series calci-alcalinas de alto-K (Figura III.40).



**Figura III.40.-** Subdivisión de las rocas sub-alcálicas de acuerdo al contenido de  $K_2O$  versus  $SiO_2$  (Peccerillo y Taylor, 1976), para los depósitos piroclásticos y lavas de la estructura del volcán Guangoche (SPG= Secuencia Piroclástica Guindo, SPB= Secuencia Piroclástica Blanca, FPC= Flujo Piroclástico Cuchipitio, FBCAB= Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca, SPOI= Secuencia Piroclástica Ocre Inferior, POS= Pómez Ocre Superior, PM= Pómez Multicapas), así como para las rocas pertenecientes al Campo Volcánico Los Azufres (CVLA). Grupo 1: G1, grupo 2: G2, grupo 3: G3 (ver apartado III.3.2.2, así como las Figuras III.43 y III.44).

Para las rocas de las unidades basáltica, andesítica y dacítica del CVLA también se hizo uso del  $Mg\#$  ( $Mg\# = [Mg / (Mg + Fe_{tot} \text{ como } Fe^{2+})] * 100$ ) y del contenido de  $MgO$  y  $SiO_2$  (Figura III.41) para clasificarlas según el grado de diferenciación que presentan (Rollinson, 1993). De esta manera, las rocas del CVLA varían de andesitas-basálticas, andesitas y dacitas con valores relativamente altos de  $Mg\#$  ( $\geq 45$  y  $< 61$ ) (Kelemen *et al.*, 2003a; 2003b) y contenidos de  $MgO$  de entre 1.6-6.1 % en peso (Figura III.41; Tabla 7). Cabe resaltar que algunas dacitas muestran contenidos de  $Mg\#$  mayores a los de algunas andesitas y estas últimas presentan valores de  $Mg\#$  muy distintos, lo que ocasiona una dispersión de estos en las gráficas de la Figura III.41.



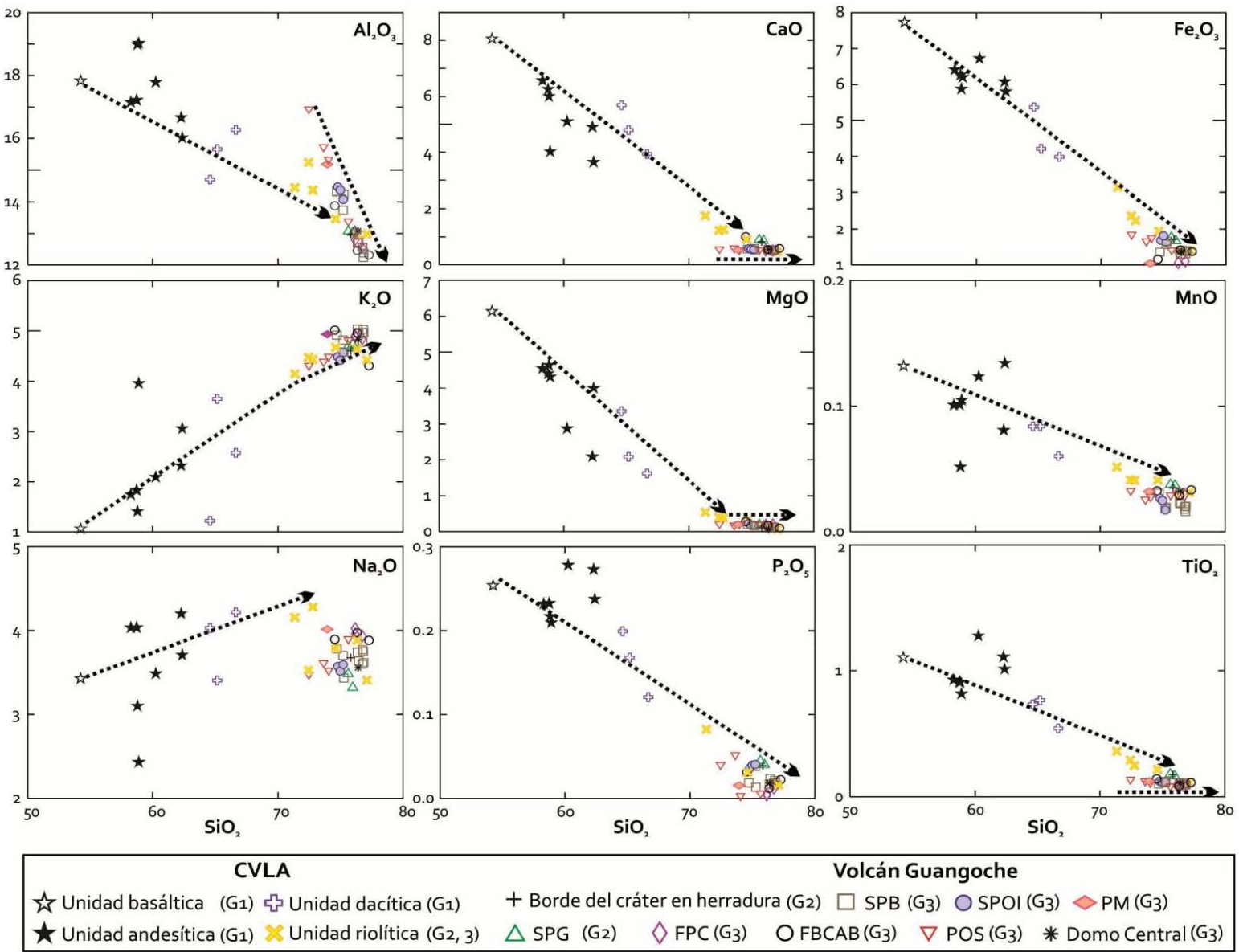
**Figura III.41.** - Clasificación de las unidades basáltica, andesítica y dacítica del CVLA, con base en su Mg# y su contenido de MgO (A) y SiO<sub>2</sub> (B). En ambos diagramas se puede observar que las rocas del CVLA tienen valores relativamente altos de Mg# (arriba de Mg# = ≥ 45). La línea discontinua indica el límite de los magmas que se consideran ricos en Mg# y los que no lo son (Kelemen *et al.*, 2003a; 2003b).

Usando los diagramas de tipo Harker se observan tendencias negativas para los elementos Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> conforme aumenta el contenido de SiO<sub>2</sub>, lo cual puede indicar cristalización fraccionada de olivino, ortopiroxeno y apatito (Wilson, 2007).

En las gráficas de MgO, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y TiO<sub>2</sub> con respecto al incremento de SiO<sub>2</sub>, las rocas del CVLA también despliegan tendencias negativas, nuevamente sugiriendo la fraccionación de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, magnetita, plagioclasa-cálcica, hornblenda e ilmenita (Wilson, 2007). En particular, para las rocas del volcán Guangoche el contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> disminuye de manera importante, sugerida por la pendiente bastante pronunciada, mientras que los contenidos de CaO, MgO y TiO<sub>2</sub> en relación al incremento en SiO<sub>2</sub> se mantienen constantes, exponiendo tendencias planas. Por su parte, para las unidades basáltica, andesítica y dacítica del CVLA, la concentración de K<sub>2</sub>O en relación al incremento de SiO<sub>2</sub>, aumenta en una pendiente ligeramente pronunciada, posiblemente por el enriquecimiento de dicho elemento en el líquido, debido al fraccionamiento de los minerales antes mencionados. Sin embargo, cuando el contenido de SiO<sub>2</sub> es de aproximadamente 70 % en peso (lo cual correspondería a la unidad riolítica y a las rocas del Guangoche), se produce un quiebre en la pendiente del K<sub>2</sub>O a valores inferiores, lo cual puede correlacionarse con el inicio de la cristalización y fraccionación de hornblenda, biotita y feldespato-K (Gill, 1981; Wilson, 2007). En lo referente a la concentración del Na<sub>2</sub>O, las rocas del CVLA despliegan una pendiente positiva no muy bien definida con respecto al aumento de SiO<sub>2</sub>, lo cual puede atribuirse a la cristalización



de plagioclasa-sódica, sin embargo en las rocas del Guangoche no se aprecia una tendencia definida.



**Figura III.42.-** Diagramas tipo Harker de los elementos mayores para los productos piroclásticos y lavas del volcán Guangoche, así como del Campo Volcánico Los Azufres (CVLA). SPG= Secuencia Piroclástica Guindo, SPB= Secuencia Piroclástica Blanca, FPC= Flujo Piroclástico Cuchipitio, FBCAB= Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca, SPOI= Secuencia Piroclástica Ocre Inferior, POS= Pómez Ocre Superior, PM= Pómez Multicapas. Las flechas discontinuas indican las tendencias dominantes. Grupo 1: G<sub>1</sub>, grupo 2: G<sub>2</sub>, grupo 3: G<sub>3</sub> (ver apartado III.3.2.2 y Figuras III.43 y III.44).

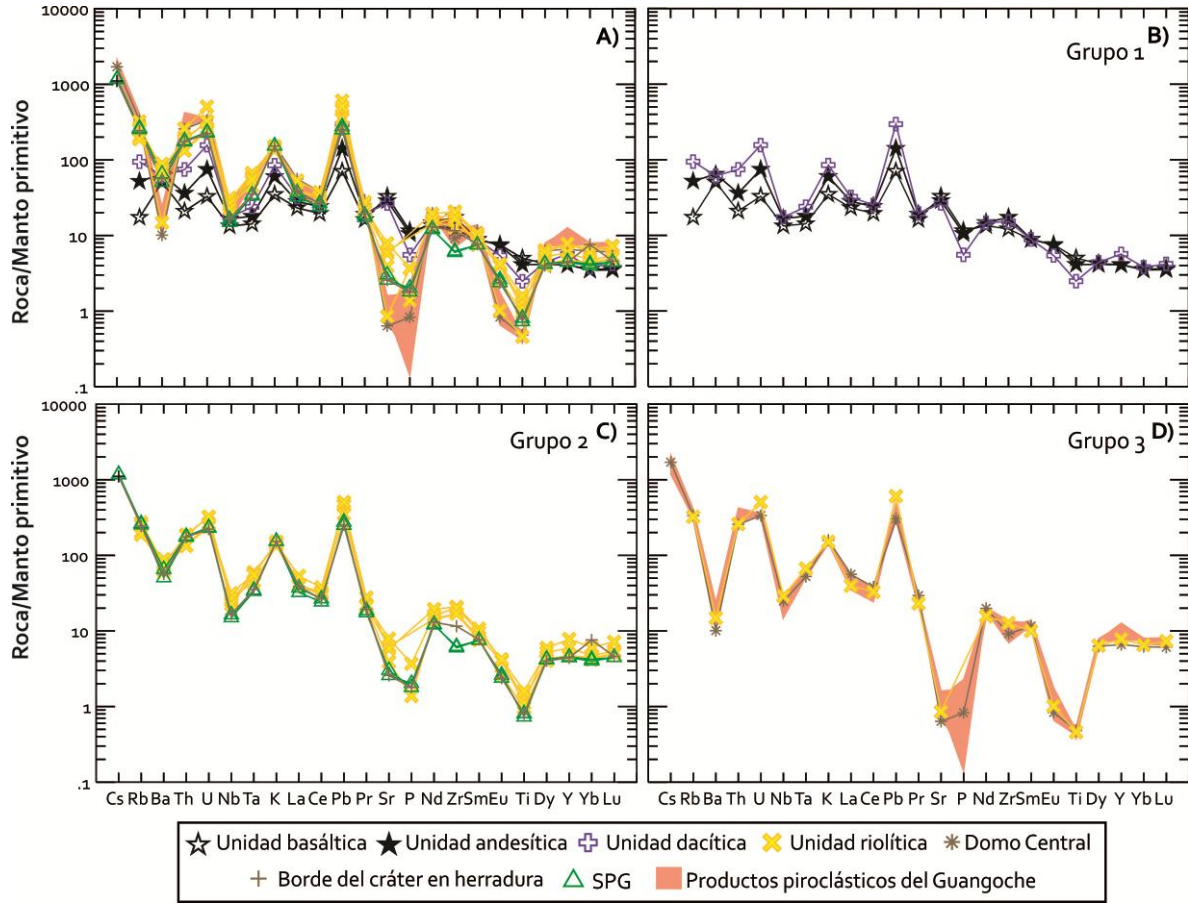
### III.3.2.2. *Elementos traza y tierras raras*

Para dilucidar de manera más clara el origen de los fundidos y los procesos de evolución magmática, se utilizaron los elementos traza y tierras raras, ya que son más sensibles a los procesos de diferenciación magmática. Esto se debe al comportamiento que presentan, el cual es considerado en términos de su concentración entre la fase cristalina (elementos compatibles; Ni, Cu, Co,) y la fase líquida (elementos incompatibles que incluyen a los elementos litófilos de ion grande ("*Large Ion Lithophile Elements*" (LILE); Cs, Rb, Sr, Ba, Pb, K), elementos de alto potencial iónico ("*High Field Strength Elements*" (HFSE); Nb, Ta, Hf, Zr, Th, U, Ti) y las tierras raras) y esto depende del llamado coeficiente de partición "D" (Wilson, 2007).

Para analizar las concentraciones de los elementos traza y de algunas tierras raras de las unidades del CVLA y de las rocas del volcán Guangoche (Tabla 7), se empleó el diagrama multielementos normalizado de acuerdo a la composición del manto primitivo, según los valores de Sun y McDonough (1989) (Figura III.43). En el diagrama (A) de la Figura III.43 se puede observar que tanto las rocas del CVLA como las del volcán Guangoche muestran comportamientos muy similares (ej. enriquecimiento en algunos elementos LILE (K, Rb) con respecto a los HFSE (Zr, Nb, Ta, Th, Ti), así como picos positivos en U, K y Pb y picos negativos en Nb, Ta, Ti y P), sin embargo, es posible notar ciertas diferencias en algunos elementos. Estas diferencias permitieron separar a las rocas estudiadas, en tres grupos distintos: El **grupo 1** constituido por las unidades basáltica, andesítica y dacítica, muestra picos positivos en Ba, Sr y anomalías ligeramente negativas de P y Ti en relación con el grupo 2 y 3 (Figura III.43B). Como diferencias entre las unidades del grupo 1 se puede apreciar que la unidad basáltica presenta un mayor empobrecimiento en Rb con respecto a la unidad andesítica y dacítica. La unidad dacítica, muestra un mayor contenido en los elementos que van del Rb al Pb en comparación con las otras dos unidades, así como una

ligera anomalía negativa en Ba, anomalías negativas más pronunciadas en P y Ti y un pico ligeramente positivo en Y (Figura III.43B). El **grupo 2**, conformado por la unidad riolítica del CVLA (a excepción de una muestra correspondiente a las riolitas Yerbabuena, denominada como Mesa El Bosque; ver capítulo II), la lava del borde del cráter con forma de herradura y la Secuencia Piroclástica Guindo (SPG) (Figura III.43C), así como el **grupo 3**, constituido por la riolita de la Mesa El Bosque (unidad riolítica del CVLA), por la lava del domo central y los depósitos piroclásticos del volcán Guangoche (a excepción de la SPG) (Figura III.43D), presentan características muy similares en los diagramas multielementos, tales como picos negativos muy prominentes en el Ti y P, concentraciones mayores en Th, U y Pb, y como característica distintiva, anomalías negativas en Sr, Eu y Ba en comparación con el grupo 1. Cabe destacar que existen diferencias entre los grupos 2 y 3 que residen en la menor abundancia de los elementos P, Sr, Ba, Eu y Ti en el grupo 3 (anomalías negativas más pronunciadas) y que también se observa un ligero enriquecimiento en Y en el grupo 3 con respecto al grupo 2 (Figura III.43C y D).

Las tendencias observadas con anterioridad son típicas de arcos magmáticos continentales, donde el enriquecimiento que muestran los LILE con respecto a los HFSE, radica en la mayor movilidad y solubilidad que tienen los primeros en fluidos acuosos, por lo que su incremento implicaría la presencia de dichos fluidos, generados por la deshidratación tanto de los sedimentos transportados por la placa oceánica como por la misma placa oceánica subducida (Rollinson, 1993; Best y Christiansen, 2001; Wilson, 2007). Este enriquecimiento también se relaciona con diferentes grados de fusión parcial, ya que siendo estos elementos más incompatibles que los HFSE, se enriquecen en el fundido durante fusión parcial (especialmente a baja temperatura y bajos grados de fusión), lo que resulta en la pendiente negativa que se observa en los diagramas multielementos. También valores altos en Ba y Rb pueden sugerir metasomatismo o contaminación de componentes de la corteza, ya que estos elementos son removidos del manto debido a fusión parcial y posteriormente concentrados en la corteza continental (Winter, 2001).



**Figura III.43.-** Diagramas multielementos normalizados de acuerdo a la composición del manto primitivo, según los valores propuestos por Sun y McDonough (1989) para: **A)** las rocas de las unidades basáltica, andesítica, dacítica y riolítica del Campo Volcánico Los Azufres y las lavas y productos piroclásticos del volcán Guangoche; **B)** para las unidades basáltica, andesítica y dacítica del CVLA, las cuales constituyen al grupo 1; **C)** para la unidad riolítica, a excepción de una muestra perteneciente a la Mesa El Bosque, para el Flujo Piroclástico Guindo (FPG) y el borde del cráter con forma de herradura del Guangoche, rocas que conforman al grupo 2 y **D)** para las rocas de los demás productos piroclásticos y la lava del domo central del volcán Guangoche y para la lava de la mesa El Bosque perteneciente a la unidad riolítica del CVLA.

Por su parte, el empobrecimiento de los HFSE se debe a que en el manto pueden existir minerales refractarios como el rutilo y hornblenda capaces de retener al Nb, Ta y Ti en sus redes cristalinas, ya que en dichas fases, estos elementos se comportan altamente compatibles, así mismo, la anomalía negativa en Nb y Ta es característica de magmas generados en zonas de subducción y refleja la baja solubilidad de estos elementos en fluidos migratorios, por lo que fluidos acuosos no pueden reabastecer a estos elementos en el manto como en el caso de los LILE (Saunders *et al.*, 1980), lo que explica que el magma generado en una cuña del manto que ha sufrido múltiples fusiones se encuentre



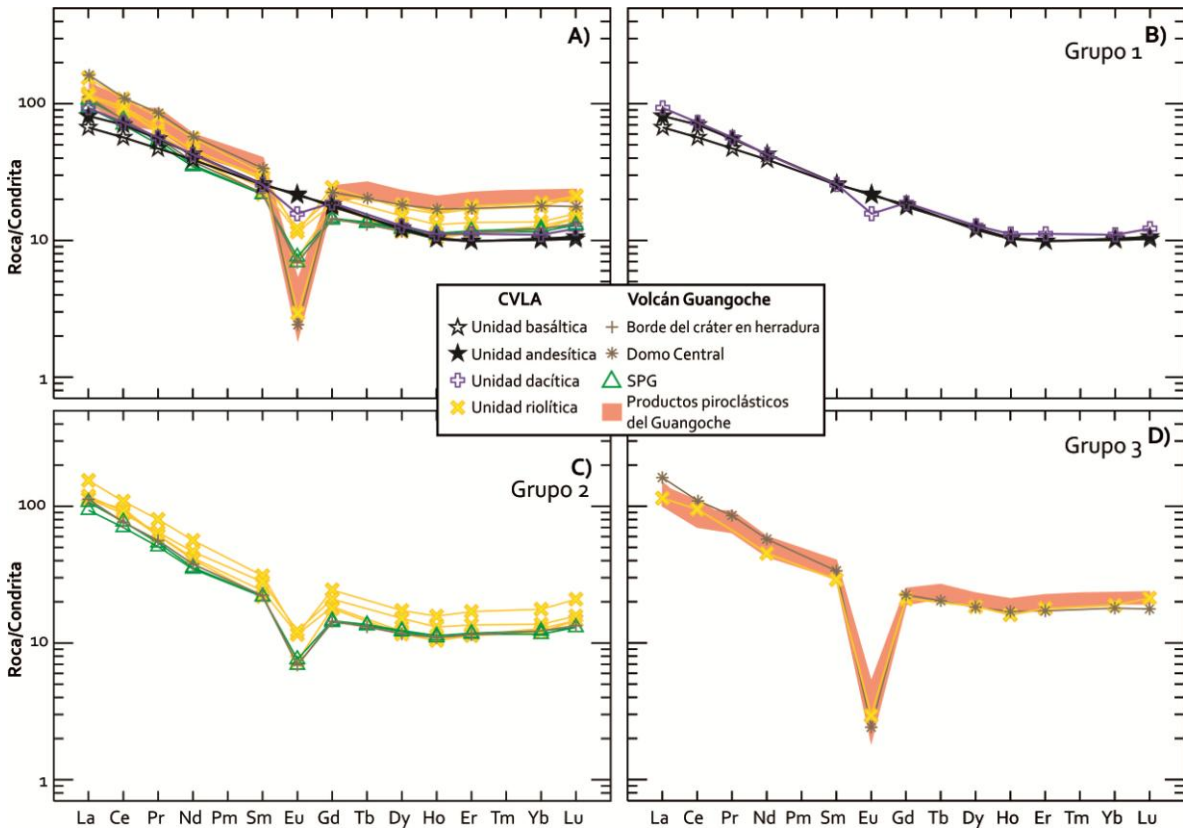
empobrecido en estos elementos. Además, algunos elementos pueden ser fuertemente influenciados por algunos minerales en particular, tales como el Zr por el circón, el P por el apatito, el Sr por la plagioclasa, el Ti, Nb y Ta por la ilmenita y esfena, por lo que estas fases minerales pueden estar empobrecidas en los magmas generados (Drummond y Defant, 1990; Best y Christiansen, 2001; Winter, 2001; Wilson, 2007).

Los elementos de tierras raras (REE; "*Rare Earth Elements*", por sus siglas en inglés) son aquellos que comprenden la serie de metales con números atómicos del 57 (La) al 71 (Lu), de los cuales, los elementos con bajo número atómico (entre 57 y 63; La, Ce, Pr, Nd) se les denomina como tierras raras ligeras (LREE; "*Light Rare Earth Elements*", por sus siglas en inglés) y a los que tienen número atómico alto (entre 64 y 71; Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu, incluyendo al Y) se les llama tierras raras pesadas (HREE; "*Heavy Rare Earth Elements*", por sus siglas en inglés) (Rollinson, 1993).

Los resultados de tierras raras del presente trabajo fueron graficados en un diagrama normalizado con la composición de la condrita, tomando como referencia los valores de Sun y McDonough (1989) y para su descripción los datos de igual forma fueron divididos en los tres grupos antes mencionados (1, 2 y 3) (Figura III.44). De manera general, los tres grupos (Figura III.44A) muestran patrones fraccionados de REE, con un enriquecimiento en el contenido de LREE respecto a las HREE ( $(La/Yb)_N = 5.21-9.87$ ; Tabla 7), así como patrones ligeramente cóncavos y enriquecidos de HREE ( $(Tb/Yb)_N = 1.08-1.17$ ; Tabla 7).

Así mismo, las rocas de las unidades basáltica y andesítica (grupo 1), al parecer no presentan alguna anomalía en Eu, contrario a las demás unidades del CVLA (unidad dacítica y riolítica) y las rocas del volcán Guangoche, que despliegan anomalía negativa de manera importante, más aun para las rocas que constituyen al grupo 3. Este tipo de anomalías pueden ser producidas por la fraccionación de plagioclasa. En ocasiones, en condiciones de alta fugacidad de oxígeno, el coeficiente de partición del  $Eu^{3+}$  es bajo y por lo tanto se comporta de la misma forma que las demás REE y puede no haber cristalización de plagioclasa (Rollinson, 1993). Cabe señalar, que en ocasiones las anomalías (negativa o positiva) son difíciles de distinguir en los diagramas de REE, sin embargo utilizando la relación  $Eu/Eu^*$  ( $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N * Gd_N)^{1/2}$ ) (Figura III.45F), se

puede apreciar que la unidad basáltica muestra una ligera anomalía positiva  $Eu/Eu^* = 1.032$ , mientras que la unidad andesítica tiene valores de  $Eu/Eu^* = 0.981$ , por lo que la anomalía de Eu es ligeramente negativa. Es importante hacer notar que la anomalía negativa que presentan las rocas del grupo 3 es muy pronunciada, exponiendo valores de  $Eu/Eu^*$  de 0.17-0.08 en comparación con las del grupo 2 que tienen un valor de  $Eu/Eu^*$  entre 0.549 y 0.376 (Tabla 7).



**Figura III.44.-** Diagramas de tierras raras normalizado de acuerdo a la composición de la condrita, según los valores propuestos por Sun y McDonough (1989) para: **A)** las rocas del Campo Volcánico Los Azufres (CVLA) y las del volcán Guangoche (lavas de la estructura del volcán y sus productos piroclásticos); **B)** para las rocas del grupo 1 constituido por las unidades basáltica, andesítica y dacítica del CVLA; **C)** para las rocas del grupo 2, el cual está conformado por las rocas de la unidad riolítica del CVLA (a excepción de la riolita de la Mesa El Bosque), por la lava del borde del cráter con forma de herradura y por la Secuencia Piroclástica Guindo (SPG) y para **D)** las rocas del grupo 3, formado por los piroclastos pertenecientes al volcán Guangoche, la lava del domo central de dicho volcán y la riolita de la Mesa El Bosque de la unidad riolítica del CVLA.

De igual forma que los elementos mayores, algunos elementos compatibles como el Ni y Cr (en partes por millón; ppm) y algunos incompatibles como el Sr, Ba y Rb (ppm), fueron graficados en diagramas de tipo Harker (Figura III.45). De manera general estos diagramas, forman dos y tres grupos respectivamente con diferencias importantes.

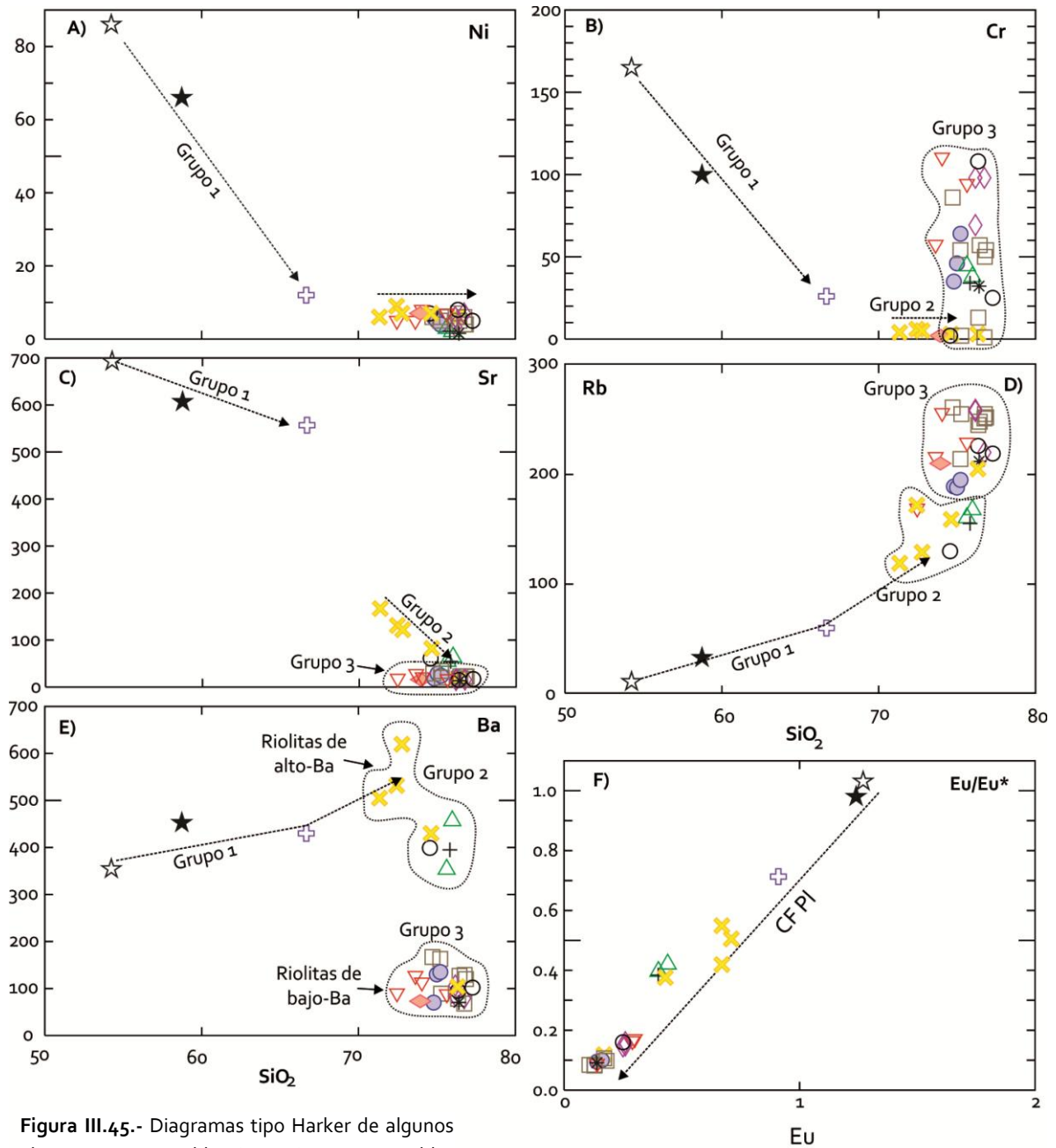
Respecto a los trazas compatibles (Ni y Cr; en la Figura 4.5A y B), se aprecia al primer grupo constituido por las unidades basáltica, andesítica y dacítica del CVLA, mostrando un decremento en el contenido de Ni y Cr en relación al incremento de SiO<sub>2</sub>, lo cual puede correlacionarse con la cristalización de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno (Winter, 2001), mientras que el segundo grupo conformado por la unidad riolítica y las rocas del volcán Guangoche, presenta contenidos muy bajos y constantes de Ni (1.5-10 ppm; Tabla 7) con relación a un sutil aumento en el contenido de SiO<sub>2</sub> (71-77 % en peso) (Figura III.4.5A). Para el caso del Cr, la unidad riolítica se muestra constante a muy bajos contenidos de este elemento (grupo 2), mientras que las rocas del Guangoche (grupo 3) tienen una variación bastante amplia en la concentración del Cr (1-110 ppm; Tabla 7), a un mismo contenido de SiO<sub>2</sub> (Figura III.4.5B).

En lo que concierne a los elementos traza incompatibles (Figura III 4.5C, D y E), se pueden reconocer tres grupos, los cuales pueden correlacionarse con los grupos observados en los diagramas multielementos normalizados con los valores del manto primitivo y de la Condrita. El grupo 1, conformado por las unidades basáltica, andesítica y dacítica, muestra contenidos altos en Sr (557-693 ppm) y Ba (354-430 ppm), contenidos muy bajos en Rb (11-60 ppm) y tendencias negativas (Sr) y positivas (Ba y Rb) conforme aumenta el contenido en SiO<sub>2</sub> (Figura III.4.5C, D y E; Tabla 7). Dichas tendencias podrían relacionarse con la cristalización de plagioclasa-Ca, hornblenda y biotita (Wilson, 2007). El grupo 2, constituido por la unidad riolítica (a excepción de la muestra de la Mesa El Bosque), la SPG, la lava del borde del cráter con forma de herradura y el lítico juvenil del FBC Agua Blanca, presenta contenidos bajos en Sr (54- 67 ppm) y concentraciones relativamente altas en Rb (119-172 ppm) y Ba (353-619 ppm), así como tendencias negativas y positivas en Sr y Rb respectivamente y una variación en el contenido de Ba, con respecto al aumento en SiO<sub>2</sub> (Figura III.4.5C, D y E; Tabla 7). Dichas tendencias podrían estar relacionadas con cristalización fraccionada de feldespato-K, anfíbol y biotita (Wilson, 2007). El tercer grupo, formado por la riolita de la Mesa El Bosque (unidad riolítica del CVLA), la lava del domo central y los demás depósitos piroclásticos del volcán Guangoche, tiene concentraciones muy bajas en Sr (15-34 ppm) y Ba (167-68 ppm), mostrándose constante en el Sr respecto al incremento en SiO<sub>2</sub> y ligeramente variado en

el contenido de Ba a una misma concentración de SiO<sub>2</sub>. Para el caso del Rb, éste varía poco (169 a 261 ppm) a un mismo valor de SiO<sub>2</sub> (Figura III.45C, D y E; Tabla 7).

Es relevante remarcar que las diferencias en el contenido de Ba entre las riolitas del grupo 2 y las del grupo 3, permitió dividir las riolitas de alto-Ba y riolitas de bajo-Ba. Esta distinción es importante porque comúnmente a altos contenidos de SiO<sub>2</sub> se esperaría tener un enriquecimiento en Ba, ya que este elemento puede sustituir al K en minerales como feldespato-K, biotita y hornblenda (Wilson, 2007). Por lo tanto un empobrecimiento en Ba a altos contenidos de SiO<sub>2</sub>, aunado con las anomalías negativas pronunciadas en Eu y Sr (Figuras III.43D, III.44D), podría proporcionar información sobre la génesis y el tipo de fuente que formó a los magmas que constituyen a las rocas del grupo 3 (ej. Kelleher y Cameron, 1990; Mori *et al.*, 2011).





**Figura III.45.-** Diagramas tipo Harker de algunos elementos compatibles (A y B) e incompatibles (C, D y E) en ppm versus SiO<sub>2</sub> en % en peso, para las rocas del CVLA y del volcán Guangoche. E) Diagrama de anomalías de Eu (Eu/Eu\*) versus Eu, el cual evidencia que la mayoría de las muestras del CVLA y del volcán Guangoche presentan Eu/Eu\* negativas (<1), sugiriendo la cristalización de plagioclasa. Solamente una muestra de la unidad basáltica presenta una ligera anomalía positiva (>1). (Eu/Eu\* =  $Eu_N / (Sm_N * Gd_N)^{1/2}$ ), CF PI = cristalización fraccionada de plagioclasa.

CVLA		Volcán Guangoche	
☆	Unidad basáltica	+	Borde del cráter en herradura
★	Unidad andesítica	*	Domo Central
+	Unidad dacítica	○	FBCAB
×	Unidad riolítica	△	SPG
		□	SPB
		◇	FPC
		○	SPOI
		▽	POS
		◇	PM

Tabla 7.- Resultados de los análisis químicos de roca total para las de rocas del Campo Volcánico Los Azufres y del volcán Guangoche.

	CVLA	CVLA	CVLA	CVLA	CVLA	CVLA	CVLA	CVLA	CVLA
Unidad	Basáltica	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	Dacítica
Localidad	Rincón de Rubios	Andesita-monogenética	Pozo	Pozo	Pozo	Pozo	Pozo	Pozo	Volcán San Andres
Muestra	AZF-0821	AZF-0818	AZ-32	AZ-56 (2495-2497)*	AZ-54 (1490-1495)*	AZ-55 (1409-1414)*	AZ-58 (310)*	AZ-AND-(0)*	AZF0824
Latitud	2182880	2185616	2192299.4	2191111.64	2191798	2188858	2186880		2186010
Longitud	327834	329713	325681.17	324899.696	323390	326348	323331		331478
Altitud	2281	2490	2952	2929	2900	2866	2733		2637
Tipo de roca	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
Elementos mayores (% en peso)									
SiO <sub>2</sub>	53.37	58.09	61.55	60.36	56.91	56.22	58.46	57.79	66.26
TiO <sub>2</sub>	1.09	0.90	1.10	0.98	0.88	0.78	1.24	0.92	0.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.55	17.03	16.46	15.50	18.37	18.16	17.26	17.01	16.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	7.61	6.20	6.01	5.62	5.69	5.92	6.52	6.36	3.96
MnO	0.13	0.10	0.08	0.13	0.05	0.10	0.12	0.10	0.06
MgO	6.04	4.36	2.07	3.87	4.49	4.12	2.79	4.51	1.61
CaO	7.93	6.19	4.84	3.53	5.81	3.84	4.94	6.51	3.91
Na <sub>2</sub> O	3.37	3.99	4.15	3.59	3.00	2.32	3.38	4.00	4.19
K <sub>2</sub> O	1.05	1.81	2.29	2.96	1.37	3.78	2.03	1.73	2.56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.23	0.27	0.23	0.21	0.20	0.27	0.23	0.12
PXC	1.47	0.97	1.00	3.08	3.09	4.42	2.86	0.69	0.48
Suma	99.86	99.87	99.82	99.85	99.87	99.86	99.87	99.85	99.86
Mg#	61.1	58.2	40.6	57.7	61.0	58.0	45.9	58.4	44.6
Elementos traza (ppm)									
Ni	86	66	NA	NA	NA	NA	NA	NA	12
Cu	BD	BD	NA	NA	NA	NA	NA	NA	BD
Zn	65	62	NA	NA	NA	NA	NA	NA	50
Rb	11	33	NA	NA	NA	NA	NA	NA	60
Sr	693	607	NA	NA	NA	NA	NA	NA	557
Zr	136	194	NA	NA	NA	NA	NA	NA	171
Ba	354.4	452.5	NA	NA	NA	NA	NA	NA	430.0
Y	18.68	18.51	NA	NA	NA	NA	NA	NA	25.79
Nb	9.5	11.9	NA	NA	NA	NA	NA	NA	12.4
V	192	163	NA	NA	NA	NA	NA	NA	95
Cr	165	100	NA	NA	NA	NA	NA	NA	26
Co	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Th	1.78	3.07	NA	NA	NA	NA	NA	NA	6.33
Pb	5	10	NA	NA	NA	NA	NA	NA	21
Ta	0.58	0.73	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0.97
Hf	3.11	3.6	NA	NA	NA	NA	NA	NA	3.8
U	0.69	1.57	NA	NA	NA	NA	NA	NA	3.28
La	15.9	19.3	NA	NA	NA	NA	NA	NA	22.1
Ce	34.7	42.9	NA	NA	NA	NA	NA	NA	44.7
Pr	4.47	5.25	NA	NA	NA	NA	NA	NA	5.38
Nd	18.2	20.0	NA	NA	NA	NA	NA	NA	19.9
Sm	3.9	3.97	NA	NA	NA	NA	NA	NA	3.93
Eu	1.27	1.24	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0.91
Gd	3.62	3.75	NA	NA	NA	NA	NA	NA	3.87
Tb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Dy	3.13	3.04	NA	NA	NA	NA	NA	NA	3.25
Ho	0.59	0.58	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0.63
Er	1.64	1.63	NA	NA	NA	NA	NA	NA	1.85
Tm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Yb	1.71	1.75	NA	NA	NA	NA	NA	NA	1.87
Lu	0.26	0.27	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0.31
K	8716.4	15025.4	19010.0	24571.8	11372.8	31378.9	16851.6	14361.2	21251.3
Ti	6495.3	5363.1	6554.9	5839.8	5243.9	4648.0	7389.2	5482.3	3217.9
P	1091.2	1003.9	1178.4	1003.9	916.6	872.9	1178.4	1003.9	523.8
Eu/Eu*	1.032	0.981	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0.713
La <sub>N</sub>	66.96	81.60							93.04
Yb <sub>N</sub>	10.06	10.29							11.00
Tb <sub>N</sub>									
La/Tb <sub>N</sub>	6.66	7.93							8.46
Tb/Yb <sub>N</sub>									

CVLA= Campo Volcánico Los Azufres, And= Andesítica, \*profundidad a la cual fue tomada la muestra en el pozo, Mg#= Mg/(Mg+Fe<sub>tot</sub> como Fe<sup>2+</sup>)\*100, (Eu/Eu\*= Eu<sub>N</sub>/(Sm<sub>N</sub>\*Gd<sub>N</sub>)<sup>1/2</sup>), NA= no analizado, BD= bajo el límite de detección. La<sub>N</sub>, Yb<sub>N</sub> y Tb<sub>N</sub>, La/Yb<sub>N</sub> y Tb/Yb<sub>N</sub>= valores de tierras raras y relaciones normalizados con respecto a la Condrita (según Sun y McDonough, 1989).

Tabla 7.-Continuación.

Unidad	CVLA Dacítica	CVLA Dacítica	CVLA Rioltítica Flujo Piroclástico San Pedro Jácuaro	CVLA Rioltítica Domo Chinapo	CVLA Rioltítica Mesa El Carpintero	CVLA Rioltítica Mesa El Rosario	CVLA Rioltítica Mesa El Bosque	VG Rioltítica Borde del cráter en herradura	VG Rioltítica Domo Central
Localidad	Pozo	Pozo							
Muestra	AZ-20 (2876)*	AZ-20 (650-654.5)*	AZF-0805	AZF-0817	AZF-0899	AZF-0874	AZF-0875	AZ-1185	AZ-1183
Latitud			2181323	2185560	2193855	2187251	2187250	321506	320247
Longitud			326603	328801	315965	320488	320486	2181572	2182252
Altitud			2225	2713	2251	2710	2668	2599	2728
Tipo de roca	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
Elementos mayores (% en peso)									
SiO <sub>2</sub>	61.59	62.08	70.07	71.09	69.17	72.68	74.46	75.66	75.53
TiO <sub>2</sub>	0.70	0.73	0.28	0.24	0.35	0.21	0.10	0.17	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.00	14.91	14.74	14.02	13.99	13.12	12.67	12.95	12.93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	5.12	4.01	2.29	2.18	3.04	1.89	1.37	1.72	1.35
MnO	0.08	0.08	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03
MgO	3.20	1.99	0.39	0.38	0.53	0.29	0.13	0.12	0.06
CaO	5.42	4.56	1.19	1.23	1.70	0.89	0.48	0.83	0.55
Na <sub>2</sub> O	3.84	3.24	3.41	4.18	4.03	3.69	3.79	3.67	3.52
K <sub>2</sub> O	1.17	3.47	4.33	4.33	4.02	4.55	4.53	4.60	4.77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.16	0.00	0.00	0.08	0.03	0.00	0.04	0.02
PXC	4.59	4.63	3.17	2.19	2.94	2.53	2.39	0.24	1.31
Suma	99.90	99.86	99.91	99.88	99.90	99.92	99.95	100.03	100.17
Mg#	55.3	49.6	25.2	25.7	25.7	15.8	23.3	11.8	8.1
Elementos traza (ppm)									
Ni	NA	NA	9	7	6	7	6	2.10	1.56
Cu	NA	NA	BD	BD	BD	BD	BD	5.39	3.39
Zn	NA	NA	38	45	47	35	33	32.54	32.19
Rb	NA	NA	172	129	119	159	205	155.26	211.88
Sr	NA	NA	131	122	167	82	18	54.36	13.42
Zr	NA	NA	191	233	226	189	142	129.24	102.47
Ba	NA	NA	531.7	619.4	505.0	429.8	103.7	394.95	70.39
Y	NA	NA	21.63	35.47	27.1	22.21	35.39	20.05	29.99
Nb	NA	NA	17.8	22.4	19.1	16.0	20.6	11.88	17.57
V	NA	NA	21	20	32	14	4	7.32	2.73
Cr	NA	NA	6	5	4	3	3	33.94	32.17
Co	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	1.91	1.12
Th	NA	NA	15.89	11.36	11.29	15.47	22.04	14.86	21.81
Pb	NA	NA	33	32	25	36	43	17.88	21.59
Ta	NA	NA	2.43	2.3	1.82	2.24	2.72	1.43	2.13
Hf	NA	NA	4.97	5.56	5.27	4.79	4.56	3.91	4.06
U	NA	NA	6.79	5.53	5	6.79	10.61	4.66	7.05
La	NA	NA	26.8	36.6	27.1	28.2	27.2	26.65	38.40
Ce	NA	NA	58.5	66.5	53.8	56.0	58.2	46.79	67.53
Pr	NA	NA	5.82	7.61	6.14	5.79	6.35	5.34	8.11
Nd	NA	NA	19.6	26.3	21.7	19.0	21.1	17.62	26.84
Sm	NA	NA	3.68	4.75	4.28	3.34	4.44	3.41	5.15
Eu	NA	NA	0.67	0.67	0.71	0.43	0.17	0.40	0.14
Gd	NA	NA	3.78	5.02	4.3	3.66	4.34	2.96	4.62
Tb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0.49	0.76
Dy	NA	NA	3.09	4.39	3.84	2.96	4.71	2.96	4.63
Ho	NA	NA	0.61	0.89	0.74	0.59	0.91	0.62	0.96
Er	NA	NA	1.89	2.81	2.24	1.87	2.95	1.90	2.84
Tm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Yb	NA	NA	2.17	3	2.33	2.05	3.21	NA	3.05
Lu	NA	NA	0.37	0.53	0.4	0.37	0.54	0.34	0.45
K	9712.5	28805.5	35944.6	35944.6	33371.2	37770.9	37604.9	38152.8	39605.5
Ti	4171.3	4350.1	1668.5	1430.2	2085.7	1251.4	595.9	1036.9	625.7
P	829.3	698.3	NA	NA	349.2	130.9	NA	170.2	78.6
Eu/Eu*	NA	NA	0.549	0.419	0.505	0.376	0.118	0.384	0.090
La <sub>N</sub>			113.25	154.26	114.22	119.03	114.89	112.43	
Yb <sub>N</sub>			12.76	17.65	13.71	12.06	18.88	0	
Tb <sub>N</sub>								13.02	
La/Tb <sub>N</sub>			8.87	8.74	8.33	9.87	6.08	0	
Tb/Yb <sub>N</sub>								0	

VG=Volcán Guangoche.

Tabla 7.-Continuación.

Secuencia	VG SPG	VG SPG	VG SPB	VG SPB	VG SPB	VG SPB	VG SPB	VG SPB	VG SPB	
Unidad	Secuencia Piroclástica Guindo	Secuencia Piroclástica Guindo	Pómez Blanca	Pómez Blanca	Pómez Blanca	Pómez Blanca	Pómez Blanca	Pómez Blanca	Flujo Piroclástico Blanco	Flujo Piroclástico Blanco
Muestra	AZ-1045D	AZ-1045D	AZ-0906B	AZ-0906B	AZ-0922B	AZ-0925B	AZ-0927B	AZ-0914B	AZ-0914B	
Latitud	319352	319352	322041	322041	316525	318053	320677	317408	317408	
Longitud	2181314	2181314	2187013	2187013	2180686	2185479	2187991	2185188	2185188	
Altitud	2521	2521	2816	2816	2361	2443	2660	2432	2432	
Tipo de roca	pb	pg	pb	pb	pb	pb	pb	pb	pb	
<b>Elementos mayores (% en peso)</b>										
SiO <sub>2</sub>	74.089	74.47	73.021	72.639	74.938	74.534	72.815	75.91	75.93	
TiO <sub>2</sub>	0.16	0.18	0.118	0.099	0.091	0.095	0.108	0.11	0.099	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.70	12.87	13.794	13.915	12.068	12.408	13.302	12.42	12.438	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	1.63	1.74	1.613	1.322	1.362	1.37	1.531	1.36	1.288	
MnO	0.04	0.04	0.019	0.03	0.02	0.022	0.018	0.02	0.018	
MgO	0.17	0.20	0.159	0.197	0.13	0.128	0.18	0.12	0.14	
CaO	0.85	0.88	0.502	0.543	0.515	0.533	0.568	0.49	0.536	
Na <sub>2</sub> O	3.24	3.43	3.329	3.679	3.528	3.548	3.586	3.73	3.561	
K <sub>2</sub> O	4.61	4.62	4.444	4.775	4.841	4.838	4.663	4.72	4.912	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.04	0.013	0.018	0.018	0.023	0.037	0.00	0.016	
PXC	2.31	1.42	2.93	2.48	2.2	2.38	3.06	1.05	1.16	
Suma	99.82	99.90	99.94	99.70	99.71	99.88	99.87	99.93	100.10	
Mg#	16.7	18.8	16.3	22.8	15.9	15.6	18.9	14.9	17.7	
<b>Elementos traza (ppm)</b>										
Ni	2.00	2.88	6	6	4	5	5	4	6	
Cu	2.58	3.17	8	15	7	7	8	8	7	
Zn	35.56	37.92	48	53	40	40	41	39	43	
Rb	167.73	160.33	255	261	252	248	214	255	251	
Sr	63.54	54.28	20	29	22	23	34	23	17	
Zr	69.83	67.02	144	127	110	109	131	100	133	
Ba	456.57	353.36	89	167	120	127	163	129	68	
Y	20.62	20.14	55	47	49	47	52	48	55	
Nb	11.65	10.66	16	19	19	18	21	17	15	
V	6.85	5.36	7	5	5	5	5	5	7	
Cr	38.34	44.90	2	86	54	57	54	50	1	
Co	1.98	1.80	7	3	3	3	3	3	7	
Th	15.25	14.74	23	28	30	29	31	29	26	
Pb	19.57	17.74	24	34	34	34	32	34	21	
Ta	1.41	1.36	NA	2.35	2.04	2.20	2.42	2.10	NA	
Hf	2.64	2.57	NA	3.88	3.26	3.54	3.95	3.39	NA	
U	4.90	4.78	NA	6.37	6.79	7.26	7.75	7.03	NA	
La	22.21	25.40	NA	28.61	23.89	34.11	35.46	34.10	NA	
Ce	42.88	47.16	NA	59.95	43.07	57.81	55.61	56.61	NA	
Pr	4.81	5.13	NA	7.33	6.10	8.00	8.77	8.22	NA	
Nd	16.24	16.66	NA	24.08	20.06	25.53	28.06	26.29	NA	
Sm	3.33	3.35	NA	5.36	4.50	5.33	6.16	5.49	NA	
Eu	0.44	0.40	NA	0.17	0.11	0.13	0.18	0.13	NA	
Gd	2.99	2.91	NA	4.45	3.92	4.48	5.15	4.62	NA	
Tb	0.51	0.50	NA	0.86	0.79	0.87	1.00	0.88	NA	
Dy	3.13	3.07	NA	5.03	4.67	5.05	5.88	5.03	NA	
Ho	0.64	0.62	NA	1.01	0.95	1.02	1.19	1.02	NA	
Er	1.95	1.92	NA	3.13	2.96	3.13	3.71	3.13	NA	
Tm	NA	NA	NA	0.50	0.48	0.51	0.59	0.51	NA	
Yb	2.08	1.97	NA	3.44	3.29	3.43	3.96	3.43	NA	
Lu	0.33	0.33	NA	0.51	0.49	0.52	0.60	0.52	NA	
K	38260.7	38376.9	36891.0	39638.7	40186.6	40161.7	38709.0	39182.1	40776.0	
Ti	947.5	1048.8	703.2	589.9	542.3	566.1	643.6	655.5	589.9	
P	170.2	192.0	56.7	78.6	78.6	100.4	161.5	NA	69.8	
Eu/Eu*	0.423	0.395	NA	0.106	0.083	0.084	0.098	0.080	NA	
La <sub>N</sub>	93.71	107.17	0	120.73	100.80	143.90	149.62	143.88	0	
Yb <sub>N</sub>	12.25	11.56	0	20.25	19.35	20.15	23.28	20.19	0	
Tb <sub>N</sub>	13.61	13.34	0	23.01	21.03	23.28	26.81	23.56	0	
La/Tb <sub>N</sub>	7.65	9.27	0	5.96	5.21	7.14	6.43	7.13	0	
Tb/Yb <sub>N</sub>	1.11	1.15	0	1.14	1.09	1.16	1.15	1.17	0	

VG= Volcán Guangoche, SPG= Secuencia Piroclástica Guindo, SPB= Secuencia Piroclástica Blanca, pb= pómez blanca, pg= pómez gris.

Tabla 7.-Continuación.

Secuencia	VG SPB	VG SPC	VG SPC	VG SPC	VG SPAB	VG SPAB	VG SPAB	VG SPO	VG SPO
Unidad	Flujo Piroclástico Blanco	Flujo Piroclástico Cuchipitio	Flujo Piroclástico Cuchipitio	Flujo Piroclástico Cuchipitio	FBC Agua Blanca	FBC Agua Blanca	FBC Agua Blanca	Secuencia Piroclástica Ocre Inferior	Secuencia Piroclástica Ocre Inferior
Muestra	AZ-0914B	AZ-1059A	AZ-1059B	AZ-1059B	AZ-1041A	AZ-1041A	AZ-1041A	AZ-0906G	AZ-0906G
Latitud	317408	323168	323168	323168	318147	318147	318147	322041	322041
Longitud	2185188	2178490	2178490	2178490	2179161	2179161	2179161	2187013	2187013
Altitud	2432	2227	2227	2227	2311	2311	2311	2816	2816
Tipo de roca	pg	pb	pb	pg	pg	pb	lj	pb	pb
Elementos mayores (% en peso)									
SiO <sub>2</sub>	75.558	75.425	74.94	75.007	75.365	76.232	73.035	72.437	71.969
TiO <sub>2</sub>	0.107	0.081	0.086	0.092	0.086	0.111	0.139	0.118	0.112
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.564	12.34	12.597	12.858	12.297	12.145	13.599	14	13.777
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	1.265	1.079	1.319	1.04	1.403	1.352	1.13	1.634	1.741
MnO	0.023	0.029	0.03	0.03	0.029	0.033	0.032	0.026	0.024
MgO	0.185	0.201	0.185	0.159	0.184	0.103	0.283	0.235	0.17
CaO	0.549	0.498	0.504	0.519	0.53	0.578	0.987	0.561	0.532
Na <sub>2</sub> O	3.705	3.866	3.895	3.962	3.923	3.832	3.817	3.461	3.372
K <sub>2</sub> O	4.981	4.759	4.826	4.806	4.895	4.252	4.911	4.346	4.24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.017	0.012	0.005	0.004	0.012	0.022	0.031	0.035	0.038
PXC	1.11	1.92	1.86	1.6	1.38	1.36	2.14	3.05	3.93
Suma	100.06	100.21	100.25	100.08	100.10	100.02	100.10	99.90	99.91
Mg#	22.5	27.0	21.7	23.2	20.6	13.1	33.2	22.2	16.2
Elementos traza (ppm)									
Ni	7	7	6	3.44	8	5	7	6	5
Cu	8	12	14	2.48	13	6	14	8	8
Zn	39	39	40	34.83	39	38	35	45	40
Rb	245	220	259	257.80	226	219	130	189	188
Sr	18	16	15	16.99	15	17	61	18	26
Zr	122	116	107	77.38	120	130	106	148	129
Ba	78	79	85	106.27	95	102	399	70	130
Y	52	49	53	34.47	50	44	26	45	47
Nb	14	12	12	16.67	11	17	4	15	19
V	4	6	6	6.17	5	3	5	4	6
Cr	13	98	98	69.24	108	25	2	35	46
Co	7	7	7	0.99	7	2	6	7	3
Th	22	22	22	22.95	22	22	14	26	36
Pb	22	21	20	22.78	22	22	19	22	34
Ta	NA	2.12	2.07	2.12	2.10	NA	NA	NA	2.49
Hf	NA	3.76	3.64	3.75	3.75	NA	NA	NA	4.12
U	NA	8.00	7.72	7.84	7.86	NA	NA	NA	7.36
La	NA	33.47	32.82	29.86	28.89	NA	NA	NA	32.37
Ce	NA	67.28	65.36	60.43	57.35	NA	NA	NA	53.06
Pr	NA	7.44	7.33	6.78	6.53	NA	NA	NA	7.93
Nd	NA	26.40	26.40	24.58	23.57	NA	NA	NA	25.35
Sm	NA	5.48	5.51	5.21	5.06	NA	NA	NA	5.42
Eu	NA	0.25	0.26	0.26	0.25	NA	NA	NA	0.16
Gd	NA	5.04	5.00	4.90	4.61	NA	NA	NA	4.52
Tb	NA	0.93	0.92	0.88	0.89	NA	NA	NA	0.89
Dy	NA	5.34	5.39	5.17	5.04	NA	NA	NA	5.17
Ho	NA	1.08	1.08	1.05	1.03	NA	NA	NA	1.05
Er	NA	3.37	3.46	3.34	3.34	NA	NA	NA	3.30
Tm	NA	0.54	0.54	0.53	0.52	NA	NA	NA	0.54
Yb	NA	3.68	3.70	3.66	3.57	NA	NA	NA	3.67
Lu	NA	0.54	0.55	0.54	0.53	NA	NA	NA	0.56
K	41348.8	39505.9	40062.1	39896.0	40634.9	35297.1	40767.7	36077.4	35197.5
Ti	637.6	482.7	512.5	548.2	512.5	661.4	828.3	703.2	667.4
P	74.2	52.4	21.8	17.5	52.4	96.0	135.3	152.8	165.9
Eu/Eu*	NA	0.146	0.149	0.160	0.160	NA	NA	NA	0.100
La <sub>N</sub>	0	141.22	138.50	125.99	0	121.88	0	0	136.59
Yb <sub>N</sub>	0	21.66	21.76	21.53	0	21.02	0	0	21.59
Tb <sub>N</sub>	0	24.91	24.55	23.48	0	23.76	0	0	23.74
La/Tb <sub>N</sub>	0	6.52	6.37	5.85	0	5.80	0	0	6.33
Tb/Yb <sub>N</sub>	0	1.15	1.13	1.09	0	1.13	0	0	1.10

SPC=Secuencia Piroclástica Cuchipitio, SPAB= Secuencia Piroclástica Agua Blanca, SPO=Secuencia Piroclástica Ocre, FBC= Flujo de Bloques y Cenizas, lj=lítico juvenil.



Tabla 7.-Continuación.

Secuencia	VG SPO	VG SPO	VG SPO	VG SPO	VG SPO	VG PM
Unidad	Secuencia Piroclástica Ocre Inferior	Pómez Ocre Superior	Pómez Ocre Superior	Pómez Ocre Superior	Pómez Ocre Superior	Pómez Multicapas
Muestra	AZ-0927D	AZ-0920B	AZ-0923F	AZ-1040C	AZ-1045C	AZ-1040D
Latitud	320677	322197	320556	319635	319352	319635
Longitud	2187991	2187321	2184100	2184084	2181314	2184084
Altitud	2660	2738	2612		2521	
Tipo de roca	pb	pb	pb	pb	pb	pb
Elementos mayores (% en peso)						
SiO <sub>2</sub>	72.563	68.874	71.383	71.552	74.971	71.431
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.129	0.12	0.107	0.083	0.118
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.582	16.094	15.244	14.808	13.27	14.665
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	1.577	1.755	1.608	1.694	1.401	1.004
MnO	0.017	0.031	0.025	0.027	0.029	0.031
MgO	0.185	0.207	0.18	0.203	0.203	0.195
CaO	0.528	0.532	0.578	0.505	0.525	0.51
Na <sub>2</sub> O	3.467	3.302	3.504	3.401	3.865	3.879
K <sub>2</sub> O	4.405	4.097	4.257	4.336	4.77	4.764
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.039	0.038	0.05	0.003	0.006	0.015
PXC	3.54	4.83	2.89	3.34	0.87	3.63
Suma	100.01	99.89	99.84	99.98	99.99	100.24
Mg#	18.9	18.9	18.2	19.2	22.3	27.8
Elementos traza (ppm)						
Ni	4	5	5	8	7	7
Cu	8	7	8	13	13	12
Zn	39	49	43	52	42	40
Rb	195	169	216	256	229	210
Sr	24	18	28	21	17	16
Zr	126	160	124	151	117	134
Ba	135	90	127	113	88	73
Y	48	46	50	58	52	49
Nb	20	16	20	16	12	15
V	5	6	5	5	5	6
Cr	64	0	57	110	94	2
Co	3	6	3	7	7	6
Th	34	31	30	26	23	27
Pb	33	21	34	22	21	24
Ta	2.35	NA	2.23	2.35	NA	NA
Hf	3.78	NA	3.57	4.13	4.03	NA
U	7.12	NA	6.99	6.83	8.21	NA
La	28.87	NA	27.90	32.19	32.76	NA
Ce	46.36	NA	57.43	61.12	61.78	NA
Pr	7.20	NA	7.18	7.46	7.69	NA
Nd	23.40	NA	23.50	26.98	27.28	NA
Sm	5.01	NA	5.25	5.71	5.70	NA
Eu	0.14	NA	0.14	0.29	0.30	NA
Gd	4.26	NA	4.49	5.14	5.12	NA
Tb	0.84	NA	0.90	0.98	0.98	NA
Dy	4.93	NA	5.22	5.60	5.67	NA
Ho	1.01	NA	1.07	1.13	1.15	NA
Er	3.11	NA	3.32	3.54	3.72	NA
Tm	0.51	NA	0.53	0.55	0.59	NA
Yb	3.54	NA	3.67	3.86	3.96	NA
Lu	0.53	NA	0.54	0.56	0.58	NA
K	36567.2	34010.4	35338.6	35994.4	39597.2	39547.4
Ti	655.5	768.7	715.1	637.6	494.6	703.2
P	170.2	165.9	218.2	13.1	26.2	65.5
Eu/Eu*	0.095	NA	0.087	0.162	0.169	NA
La <sub>N</sub>	121.82	0	117.73	135.80	138.23	0
Yb <sub>N</sub>	20.84	0	21.56	22.73	23.32	0
Tb <sub>N</sub>	22.54	0	24.14	26.16	26.14	0
La/Tb <sub>N</sub>	5.84	0	5.46	5.98	5.93	0
Tb/Yb <sub>N</sub>	1.08	0	1.12	1.15	1.12	0

PM=Pómez Multicapas.

## Capítulo IV

# Parámetros físicos de las erupciones Pómez Blanca, Pómez Ocre Superior y Pómez Multicapas del volcán Guangoche

---

Las erupciones volcánicas explosivas en ocasiones se caracterizan por la formación de columnas convectivas, las cuales ascienden desde el cráter de manera vertical transportando piroclastos y volátiles. Esta mezcla de materiales posteriormente es distribuida por los vientos sobre grandes distancias y después cae al suelo como una lluvia de piroclastos formando los depósitos de caída (Sparks, 1986). Estos depósitos exhiben un decaimiento exponencial en el espesor y tamaño de grano con la distancia a partir de la fuente (Thorarinsson, 1954; Pyle, 1989). Este comportamiento permite la construcción de mapas de isopacas e isopleas, los cuales sirven para determinar la distribución del depósito y los parámetros eruptivos como volumen del material emitido, altura de la columna, tasa de emisión, duración de la erupción, estilo eruptivo, intensidad y magnitud de la erupción, así como el índice de explosividad volcánica (VEI; "*Volcanic Explosivity Index*", por sus siglas en inglés) propuesto por Newhall y Self (1982) y determinado para diferentes erupciones en múltiples estudios (ej. Macías *et al.*, 2003; Constantini *et al.*, 2009; Saucedo *et al.*, 2010; Arana *et al.*, 2010; Alfaro *et al.*, 2011; Arce *et al.*, 2012). Así mismo, las variaciones en el espesor y tamaño de grano, sumadas a las estructuras depositacionales que presenta el depósito, proveen información importante acerca del comportamiento y dinámica de las columnas eruptivas (Sparks *et al.*, 1997). Además, debido a que estos depósitos presentan una distribución muy extensa, pueden ser utilizados como marcadores estratigráficos, ya que representan un evento geológico instantáneo definido en el tiempo (Sparks *et al.*, 1997). Aunado a lo anterior, estos depósitos también son empleados para reconstruir la historia del vulcanismo explosivo de

un volcán o de una región volcánica (ej. Macías *et al.*, 2003; Arana *et al.*, 2010; Arce *et al.*, 2012).

Como se describe en el capítulo III.1, la estratigrafía del Pleistoceno tardío del volcán Guangoche incluye tres depósitos de caída definidos y nombrados en este trabajo como Pómez Blanca (PB; perteneciente a la SPB), Pómez Ocre Superior (POS; correspondiente a la SPO) y Pómez Multicapas (PM). En este capítulo se determinaron los parámetros eruptivos como distribución, volumen, altura de la columna, VEI, tasa de emisión, duración de la erupción y también se estableció el estilo eruptivo para cada uno de los depósitos de caída.

#### IV.1. Distribución de los depósitos de caída

La dispersión de los depósitos de caída generalmente depende de la dinámica de la columna eruptiva (altura de la columna), de la fuerza y dirección del viento y de la distribución total del tamaño de clasto del material emitido (Eaton, 1963; Walker, 1973; 1981; Sparks *et al.*, 1992). Empleando los mapas de isopacas e isopletras elaborados para cada uno de los horizontes de caída asociados al volcán Guangoche, se determinó la dispersión y distribución de los productos piroclásticos para cada depósito de caída.

El depósito de caída de la **PB** despliega isopacas elípticas, con un eje de dispersión predominante hacia el E del volcán Guangoche y la isopaca más distal (15 cm), ubicada a 13.3 km del Guangoche (Figura IV.1A), cubre un área de ~178 km<sup>2</sup>. No se observaron depósitos más distales.

El mapa de isopacas del depósito de caída **POS** (Figura IV.1B) despliega contornos elípticos con dos ejes de dispersión predominantes hacia el NO del Guangoche (representado por las isopacas de 220 y 100 cm) y hacia el N-NO del volcán (representado por las isopacas de 70 y 40 cm), así mismo, la isopaca de 40 cm siendo la más distal (ubicada a 9 km del volcán Guangoche), cubre un área aproximada de 80.3 km<sup>2</sup>. Cabe mencionar que no fue posible reconocer depósitos distales con espesores menores a 40 cm.

Para el caso del depósito de caída **PM**, el mapa de isopacas configura contornos elípticos, con un eje de dispersión predominante hacia N del volcán Guangoche (Figura IV.2). El depósito cubre un área de 39 km<sup>2</sup>, encerrada por la isopaca de 50 cm (localizada a 6.2 km de distancia del volcán). No se observaron depósitos más distales.

Para el caso de los mapas de isopleas (Figuras IV.3 y IV.4), se pudieron definir cuatro isolíneas de 6, 4, 3.2 y 2 cm de diámetro para el depósito de caída **PB**, las cuales tienen formas cuasi-elípticas y asimétricas y con una distribución hacia el NO y E (Figura IV.3A). Así mismo, para la isoplea de 3.2 cm se midió un alcance en dirección del viento (downwind range) de 7.4 km y un alcance perpendicular al viento (crosswind range) de 5 km (Figura IV.3A).

Para el depósito de caída **POS**, se obtuvo un mapa de isopleas con cinco contornos cuasi-elípticos de 2.6, 1.2, 1, 0.8 y 0.45 cm de diámetro, asimétricos y con una distribución hacia el NO y NE (Figura IV.3B). Se determinó para la isoplea de 0.8 cm un alcance en dirección del viento de 7.5 km y un alcance perpendicular al viento de 4.5 km (Figura IV.3B).

El mapa de isopleas del depósito de caída **PM** consta de tres contornos elípticos, simétricos de 1.4, 0.4 y 1 cm y con una distribución hacia el N-NE (Figura IV.4). Para la isoplea de 1.4 cm se calculó un alcance en dirección del viento de 2.6 km y un alcance perpendicular al viento de 2 km (Figura IV.4).

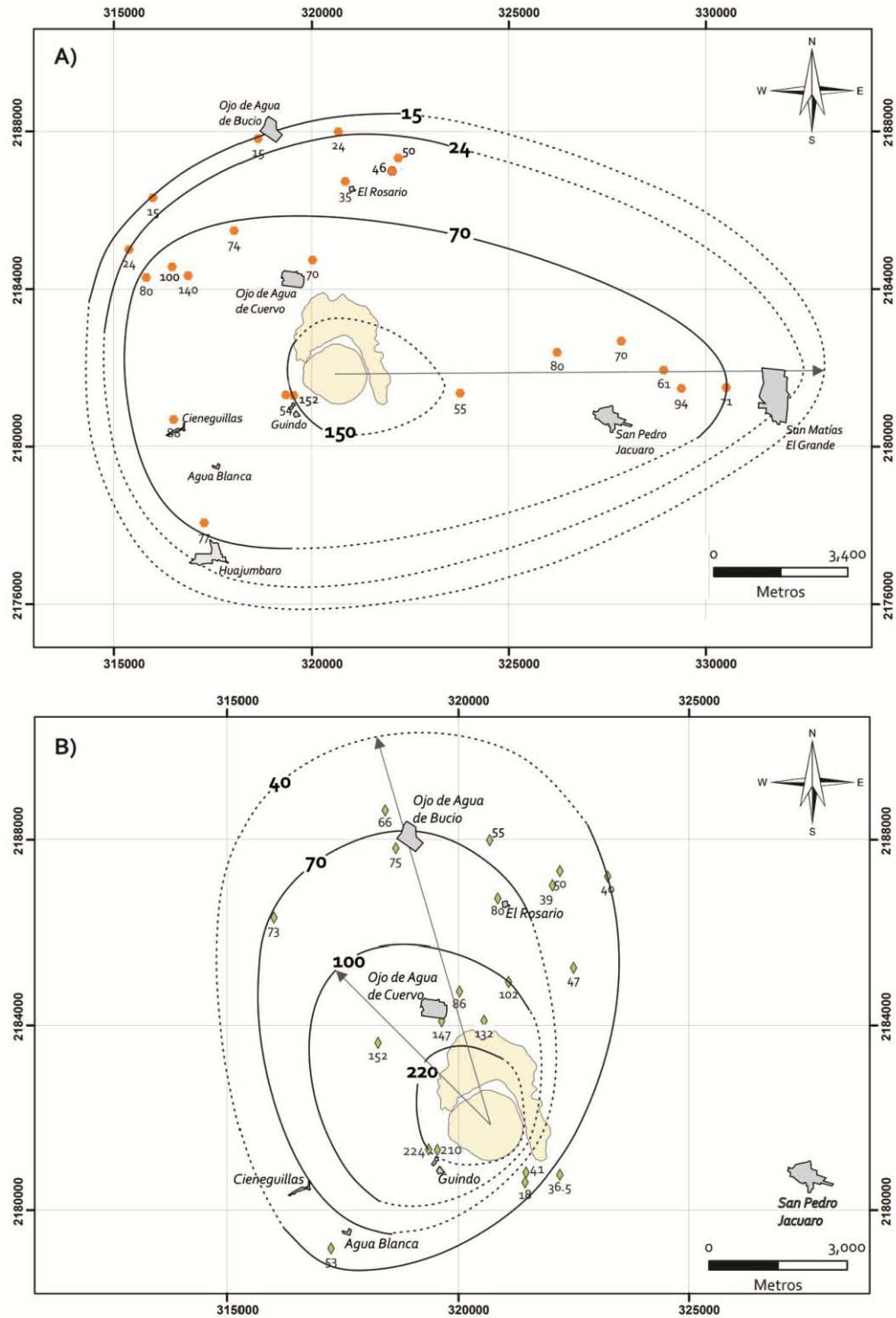
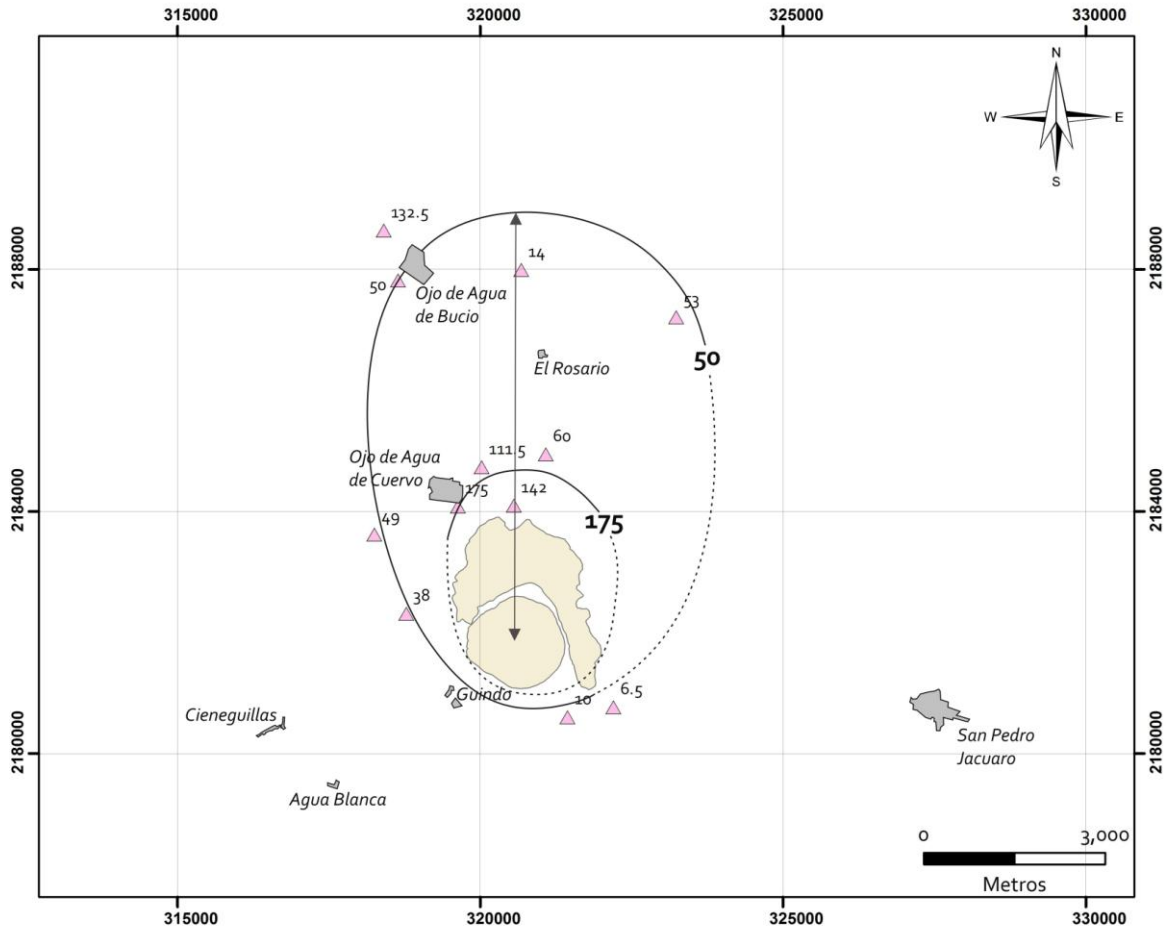
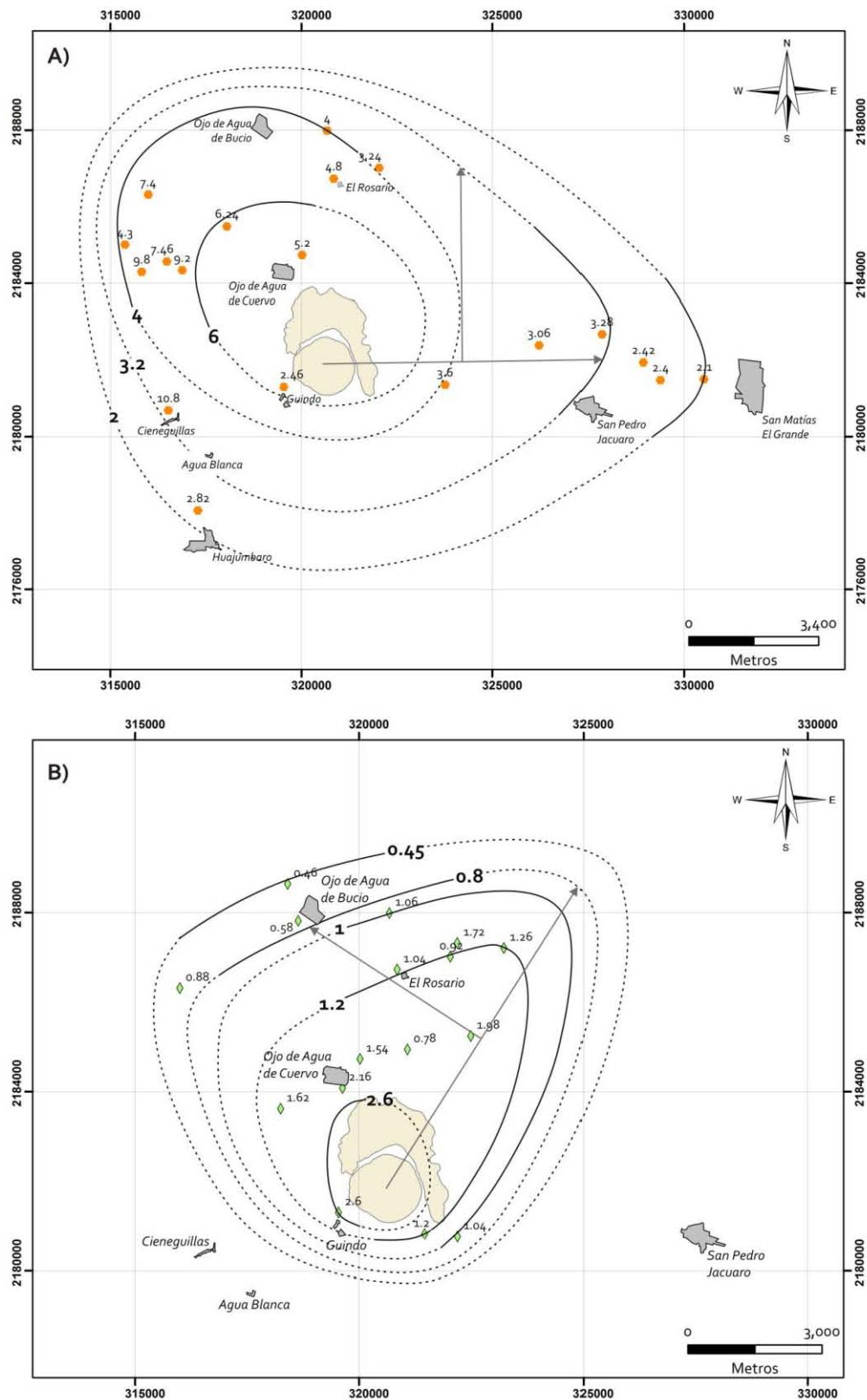


Figura IV.1.- Mapa de isopacas (en cm) para los depósitos de caída Pómez Blanca (A) y Pómez Ocre Superior (B). En ambas figuras, las flechas de color gris representan los ejes de dispersión predominantes, tanto los hexágonos en la figura (A) como los rombos (en la figura B) representan las coordenadas en donde afloran los depósitos y los números indican los valores de los espesores.





**Figura IV.2.-** Mapa de isopacas (en cm) para el depósito de caída Pómez Multicapas. La flecha de color gris representa al eje de dispersión predominante, los triángulos representan las coordenadas en donde aflora este depósito y los números indican los valores de los espesores.



**Figura IV.3.-** Mapas de isopletas de fragmentos líticos (en cm) para los depósitos de caída Pómez Blanca (A) y Pómez Ocre Superior (B). En ambas figuras, las flechas indican el alcance en dirección del viento (downwind range) y el alcance perpendicular al viento (crosswind range). Los hexágonos en A y los rombos en B, representan los afloramientos, con sus respectivos diámetros promedio.

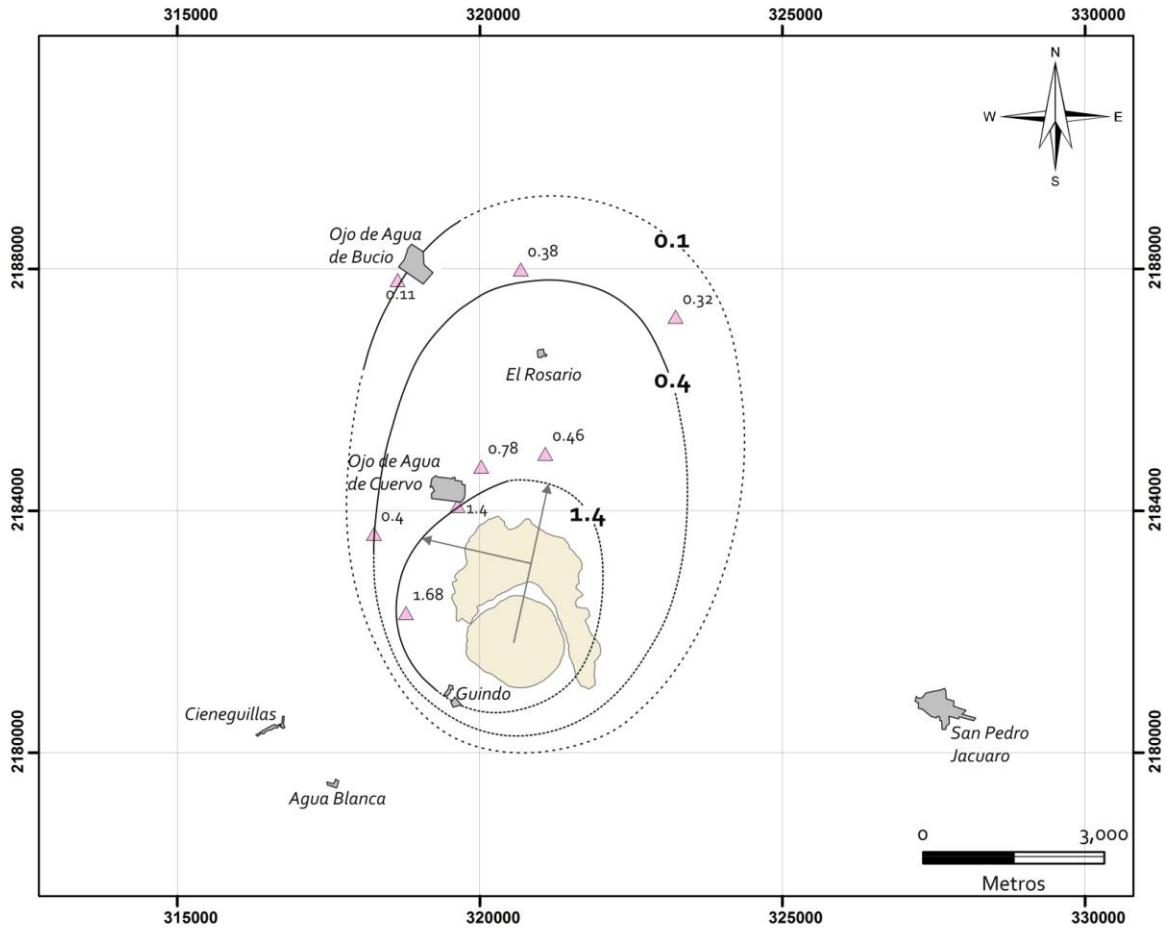


Figura IV.4.- Mapas de isopletas de fragmentos líticos (en cm) de la Pómez Multicapas. Las flechas indican el downwind range y el crosswind range para la isopleta de 1.4 cm de diámetro. Los triángulos representan los afloramientos y los números sus respectivos diámetros promedio.

## IV.2. Volumen de los depósitos de caída

El cálculo del volumen total de tefra emitida por una erupción es de gran importancia para determinar la magnitud de una erupción (Bonadonna *et al.*, 1998). El volumen puede ser estimado empleando los datos del espesor de los horizontes de caída en cada afloramiento (Sparks *et al.*, 1997) y calculando el área de los contornos de los mapas de isopacas (Figuras IV.1 y IV.2). Como se mencionaba anteriormente, algunos investigadores (Thorarinsson, 1954; Pyle, 1989) observaron que muchos depósitos de caída exhiben un decaimiento exponencial del espesor con la distancia a partir de la fuente, y por lo tanto los mapas de isopacas también pueden ser descritos en términos de un decaimiento exponencial (Pyle, 1989).

A partir de esta suposición, varios investigadores han desarrollado métodos para calcular el volumen del material emitido a partir de los depósitos de caída (ej. Walker, 1980; Pyle, 1989; 1995; Fierstein y Nathenson, 1992; Carey *et al.*, 1995, Sulpizio, 2005). Uno de los métodos más utilizados es el propuesto por Pyle (1989; 1995), quién propuso que las variaciones en el espesor de un depósito de caída pueden ser descritas por la relación exponencial  $T = T_{\max} \exp(-kA^{1/2})$ , donde A es el área encerrada por el contorno de la isopaca de espesor T,  $T_{\max}$  es el espesor máximo del depósito y k es la constante de decaimiento.

Los datos de los mapas de isopacas, son graficados en un diagrama que utiliza el espesor de cada isopaca en escala logarítmica (ln espesor) *versus* la raíz cuadrada del área encerrada por la isopaca ( $\text{área}^{1/2}$ ) (Figura IV.5). Este gráfico define uno o dos segmentos de líneas-rectas de pendiente k, los cuales muestran la variación exponencial de los espesores con la distancia a partir de la fuente. Tomando en cuenta lo anterior, el volumen de un depósito puede estimarse de manera muy sencilla, mediante la siguiente ecuación:

$$V = 13.08T_0bt^2 \quad (1)$$

En donde, el valor de 13.08 es una constante,  $T_0$  es el espesor máximo extrapolado cuando la raíz cuadra del área es cero y bt es la distancia sobre la cual el espesor máximo extrapolado se reduce a la mitad y cuantifica la tasa de adelgazamiento del depósito. Este parámetro puede ser calculado con la siguiente ecuación:  $bt = \ln 2 / k$ , en donde k es la pendiente y corresponde a la constante de decaimiento (Pyle, 1989; 1995).

Empleando los mapas de isopacas de los depósitos de caída del volcán Guangoche, usando los datos de ln (espesor) *versus* la raíz cuadrada del área (Figura IV.5) y la ecuación (1) propuesta por Pyle (1989; 1995) se estimó el volumen de tefra emitido para cada uno de los depósitos de caída del volcán Guangoche. Los resultados se presentan en la Tabla 8.

Tabla 8.- Resultados de los cálculos del volumen de tefra utilizando el método de Pyle (1989; 1995).

Depósito	To (km)	k	bt	bc	bc/bt	Volumen (km <sup>3</sup> )
PB	0.00327	0.2	3.5	5.3	1.5	0.51
POS	0.00362	0.249	2.8	2.9	1.0	0.37
PM	0.00521	0.37	1.9	1.0	0.5	0.24

To= espesor máximo extrapolado cuando el área<sup>1/2</sup> es cero, k= pendiente, bt= distancia correspondiente a la mitad del espesor máximo extrapolado, bc= distancia correspondiente a la mitad del tamaño máximo de clasto extrapolado, bc/bt= medida del índice de fragmentación, PB= Pómez Blanca, POS= Pómez Ocre Superior, PM= Pómez Multicapas.

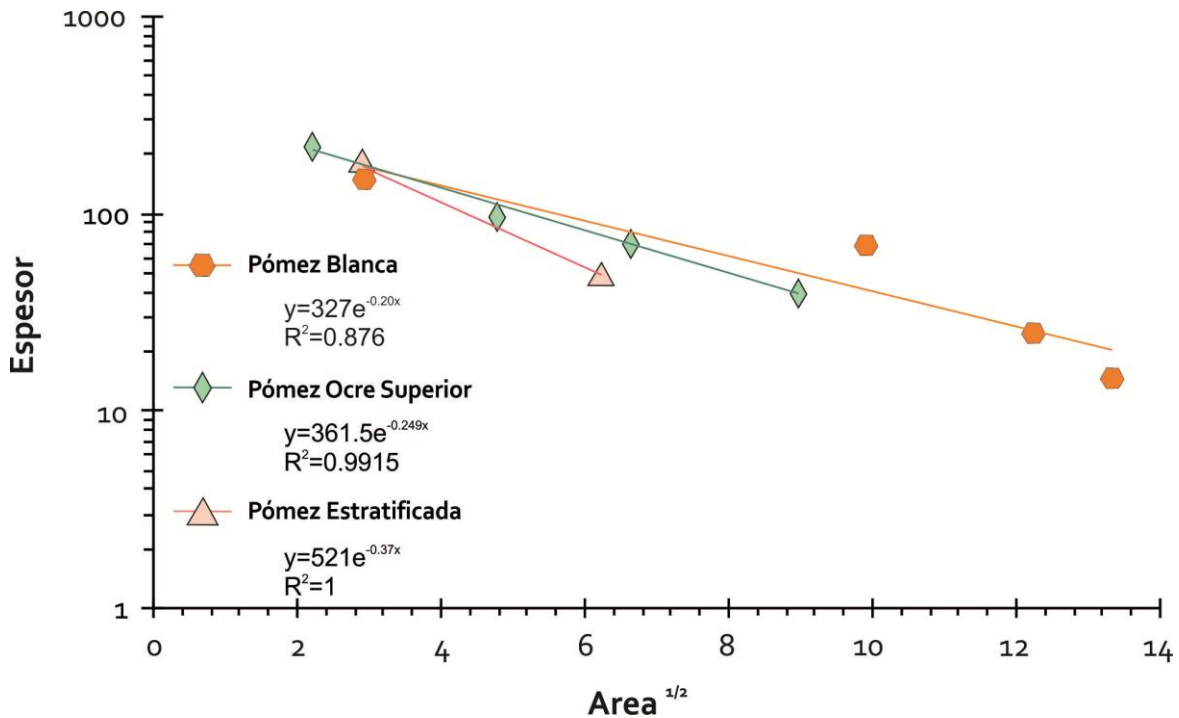


Figura IV.5.- Datos de espesor (ln espesor) versus la raíz cuadrada del área (área<sup>1/2</sup>) para cada una de las isopacas pertenecientes a los depósitos de caída Pómez Blanca, Pómez Ocre Superior y Pómez Multicapas. y= función exponencial del espesor y  $R^2$  es el coeficiente de correlación.

A pesar de que este método es sencillo y relativamente rápido, diversos estudios (ej. Fierstein y Nathenson, 1992; Bonadonna et al., 1998; Bonadonna y Houghton, 2005; Sulpizio, 2005) han demostrado que dicho método puede subestimar significativamente el volumen total de un depósito de caída, ya que se requieren tanto datos proximales



como distales del espesor para que el cálculo del volumen por este método sea más preciso.

Además, cuando se trata de depósitos antiguos resulta problemático, ya que la mayoría de estos depósitos no se preservan en zonas distales, debido a procesos de intemperismo aunado a la facilidad con que son erosionados.

Como se había mencionado en párrafos anteriores, la gráfica de  $\ln$  (espesor) *versus* (área)<sup>1/2</sup> propuesta por Pyle (1989) puede desplegar una o dos pendientes, las cuales corresponden a los depósitos proximales y distales respectivamente por lo que el cálculo del volumen total requiere de la integración de estos dos segmentos, los cuales dependen de la preservación de los depósitos y para el caso de depósitos de caída antiguos, éstos llegan a desarrollar solamente una de estas pendientes (proximal) por las razones antes mencionadas. De esta manera, el cálculo del volumen utilizando únicamente datos proximales, se traduce en valores subestimados, ya que un gran porcentaje del volumen de tefra en los depósitos de caída lo representan las fracciones finas, comúnmente depositadas en partes distales. Por lo tanto, la falta de datos distales también se traduce en subestimar el volumen de los depósitos de caída (Sulpizio, 2005) y por lo tanto representan valores mínimos.

Para resolver este problema, Fierstein y Nathenson (1992) y Sulpizio (2005) desarrollaron métodos empíricos para calcular el volumen de los depósitos de caída distales, basándose en la extrapolación de los datos proximales obtenidos del diagrama  $\ln$  (espesor) *versus* área<sup>1/2</sup>. Así mismo, Sulpizio (2005) propuso dos parámetros teóricos  $A_{ip}^{1/2}$  (distancia correspondiente al punto de quiebre) y  $k_1$  (pendiente distal teórica, la cual representa la constante de adelgazamiento distal), los cuales son necesarios para calcular el volumen, cuando solamente se cuenta con datos proximales del depósito.

Con todo lo anterior y tomando en cuenta los datos de la gráfica de  $\ln$  (espesor) *versus* (área)<sup>1/2</sup>, se utilizó el método propuesto por Fierstein y Nathenson (1992), el cual involucra a las dos pendientes, así como los parámetros sugeridos por Sulpizio (2005), ya que solamente se cuenta con datos proximales de los tres depósitos (PB, POS y PM) para estimar los volúmenes de cada uno de ellos con la siguiente ecuación:

$$V = \frac{2To}{k^2} + 2To \left[ \left( \frac{k_1 * Aip^{1/2} + 1}{k_1^2} \right) - \left( \frac{k * Aip^{1/2} + 1}{k^2} \right) \right] \exp(-k * Aip^{1/2}) \quad (2)$$

En donde To es el espesor máximo extrapolado; k es la pendiente proximal; Aip<sup>1/2</sup> es la distancia del punto de quiebre que define la transición entre los depósitos distales y proximales (la cual es obtenida con la expresión:  $\sqrt{A_{ip}} = 3.34k^{-0.96}$ , determinada por Sulpizio (2005)) y k<sub>1</sub> es la pendiente distal (para este parámetro se utilizó la ecuación:  $k_1 = 0.22\sqrt{A_{ip}^{-0.91}}$ , (Sulpizio, 2005)).

Empleando las ecuaciones anteriores y los métodos propuestos por Fierstein y Nathenson (1992) y Sulpizio (2005), se obtuvo el valor de los parámetros sugeridos por Sulpizio (2005), así como el volumen de tefra (Tabla 9) para cada uno de los tres depósitos de caída del volcán Guangoche:

**Tabla 9.-** Resultados de los parámetros propuestos por Sulpizio (2005), para obtener el volumen de tefra utilizando el método de Fierstein y Nathenson (1992); así como el valor de la masa total emitida y el volumen de Roca Densa Equivalente (RDE).

Depósito	To (km)	k	k <sub>1</sub>	Aip <sup>1/2</sup> (km)	Volumen (km <sup>3</sup> )	Masa (kg)	Volumen RDE (km <sup>3</sup> )
<b>PB</b>	0.00327	0.2	0.018	15.7	<b>1.26</b>	1.26 x 10 <sup>12</sup>	<b>0.53</b>
<b>POS</b>	0.00362	0.249	0.022	12.7	<b>0.92</b>	9.2 x 10 <sup>11</sup>	<b>0.38</b>
<b>PM</b>	0.00521	0.37	0.031	8.7	<b>0.62</b>	6.25 x 10 <sup>11</sup>	<b>0.26</b>

To= espesor máximo extrapolado cuando el área<sup>1/2</sup> es cero, k= pendiente proximal, k<sub>1</sub>= pendiente distal, Aip<sup>1/2</sup>= distancia correspondiente al punto de quiebre, PB= Pómez Blanca, POS= Pómez Ocre Superior, PM= Pómez Multicapas.

Para realizar comparaciones entre diferentes depósitos de caída, se emplea el volumen de un depósito, el cual es frecuentemente convertido a roca densa equivalente (RDE). Este último, se utiliza para estimar el volumen emitido de un magma denso y no-vesiculado (Sparks *et al.*, 1997).

Para la determinación del volumen RDE se empleó la siguiente ecuación:

$$RDE = \frac{m}{\delta 1}$$

En donde  $\delta_1$  es la densidad del magma (para este trabajo se consideró una densidad de  $2400 \text{ kg/m}^3$  para un magma riolítico) y  $m$  es la masa del material emitido. Para calcular la masa se utilizó la ecuación  $m = V * \delta$ , la cual toma en cuenta la densidad del depósito piroclástico ( $1000 \text{ kg/m}^3$ ; Froggatt y Lowe, 1990) y el volumen obtenido por el método de Fierstein y Nathenson (1992) y Sulpizio (2005) (Los resultados del cálculo de la masa para los depósitos de caída PB, POS y PM se resumen en la Tabla 9). Los datos anteriores fueron sustituidos en la ecuación de volumen RDE, obteniendo los valores que se muestran en la Tabla 9.

### IV.3. Altura de la columna eruptiva

Con ayuda de los mapas de isopleas (Figuras IV.3 y IV.4) y el modelo teórico de dispersión de piroclastos propuesto por Carey y Sparks (1986) (Figura IV.6), el cual utiliza la información teórica y empírica del comportamiento de las columnas eruptivas, fue posible determinar la altura de la columna y la velocidad del viento que dio origen a cada uno de los depósitos de caída del volcán Guangoche. Este modelo emplea varios diagramas, en los cuales se manejan distintos tamaños de partículas (ej. 0.8, 1.6, 3.2 y 6.4 cm de diámetro), así como diferentes densidades (2500, 2000, 1500, 1000, 500 y 250  $\text{kg/m}^3$ ); así mismo considera el semieje mayor (downwind range) y el semieje menor (crosswind range), parámetros que son medidos en los mapas de isopleas (Figuras IV.3, IV.4 y IV.6). En este trabajo, se emplearon los tamaños de partículas de 0.8, 1.6 y 3.2 cm de diámetro con una densidad de  $2500 \text{ kg/m}^3$  (correspondiente a la densidad de un fragmento lítico de composición dacítica).

Para el caso del depósito de caída de la Pómez Blanca se consideró la isoplea de 3.2 cm (Figura IV.6A); para la Pómez Ocre la de 0.8 cm (Figura IV.6B) y para la Pómez Multicapas la isoplea de 1.4 cm (que correspondería a la isoplea más cercana de 1.6 cm) (Figura IV.6C). Así se obtuvo una altura de la columna de **21.6 km** y una velocidad del viento de **10 m/s** para la erupción que emitió a la **Pómez Blanca** (Figura IV.6A); mientras que para la erupción que originó a la **Pómez Ocre Superior**, la columna eruptiva alcanzó una altura de **15.6 km**, con una velocidad del viento de **9 m/s** (Figura IV.6B). Finalmente para la

erupción que produjo a la **Pómez Multicapas**, la altura de la columna fue de **11.2 km**, con una velocidad del viento de **2.5 m/s** (Figura IV.6C). Las distintas velocidades de viento corresponden con la forma de las isopacas, siendo las de la Pómez Blanca y las de la Pómez Multicapas las más elípticas.

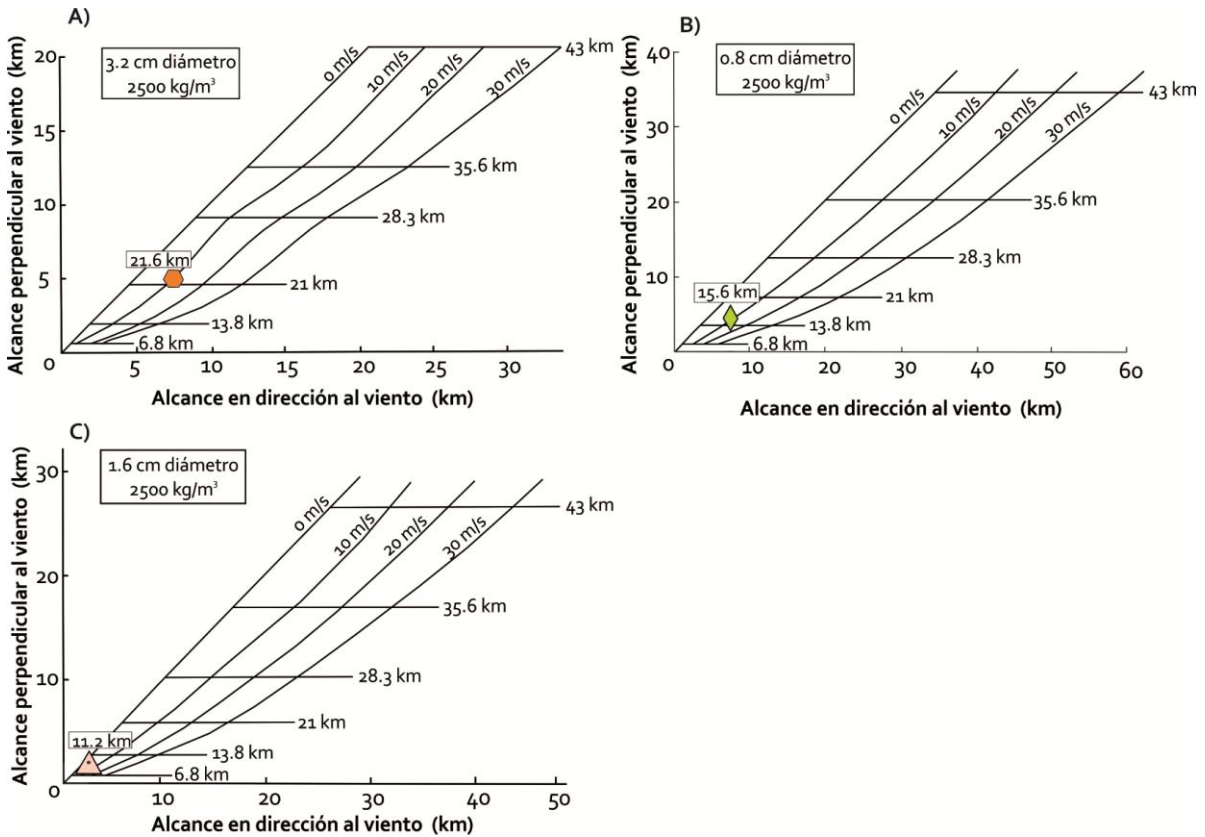


Figura IV.6.- Diagramas de Carey y Sparks (1986) para partículas con tamaños de 3.2 (A), 0.8 (B) y 1.6 (C) cm de diámetro y con una densidad de 2500 kg/m<sup>3</sup> utilizados para determinar la altura de la columna. A) Para la Pómez Blanca; B) Pómez Ocre Superior y C) Pómez Multicapas.

#### IV.4. Índice de explosividad volcánica (VEI)

El índice de explosividad volcánica (Newhall y Self, 1982) es un esquema de clasificación ampliamente utilizado para describir el tamaño de las erupciones volcánicas y se obtiene a partir de la información de la magnitud (volumen emitido) e intensidad (altura de la columna eruptiva) de una erupción. Este índice emplea una escala que va del 0 al 8, en donde los valores de 0-1 son empleados para catalogar erupciones efusivas. Por su parte, los valores de 2-3 caen dentro del campo de las erupciones explosivas moderadas,

mientras que los valores de VEI mayores a 3 describen erupciones explosivas cataclísmicas (Pyle, 2000).

De esta manera, el depósito de caída PB con una altura de columna de 21.6 km y un volumen de tefra de 1.26 km<sup>3</sup>, se le asigna un VEI de 5. Así mismo, al depósito de caída POS con una altura de columna de 15.6 km y un volumen de tefra de 0.92 km<sup>3</sup>, se le asignó un VEI de 4. Finalmente, con una altura de columna de 11.2 km y un volumen de tefra de 0.62 km<sup>3</sup>, la PM cae dentro de un VEI de 4.

Los valores obtenidos son congruentes con lo propuesto por Pyle (2000), en donde erupciones con un VEI de 4, están definidas por tener un intervalo de volumen de tefra de 0.1-1 km<sup>3</sup> y una altura de columna entre 10 y 25 km. Así mismo, el valor de VEI para cada depósito es concordante con su escala de magnitud (magnitud= log<sub>10</sub>(masa emitida, kg)-7), en donde se calcularon valores de 5.1, 4.9 y 4.8 para los depósitos de caída PB, POS y PM respectivamente.

#### IV.5. Tasa de emisión y duración de la erupción

La altura de la columna y la velocidad de salida del material están controladas de manera importante por la tasa de emisión (Carey y Sparks, 1986). La tasa de emisión o gasto se define como la masa o volumen de material arrojado a través del cráter durante una unidad de tiempo, por lo tanto es un parámetro que indica la intensidad de la erupción (Pyle, 2000).

Para calcular la tasa de emisión de los depósitos de caída del volcán Guangoche, se utilizó la relación propuesta por Wilson y Walker (1987):

$$M_0 = \left( \frac{H_T}{0.236} \right)^4$$

Donde H<sub>T</sub> es la altura máxima de la columna y M<sub>0</sub> es la tasa de emisión.

De esta forma, empleando la ecuación anterior y considerando una altura máxima de columna de 21.6 km para la **Pómez Blanca**, se determinó una tasa de emisión de **7.0 x 10<sup>7</sup> kg/s**; para la **Pómez Ocre Superior**, tomando en cuenta una altura máxima de columna



de 15.6 km, se estimó un valor de  $1.9 \times 10^7$  kg/s y para la **Pómez Multicapas**, con una altura de columna de 11.2 km, la tasa de emisión fue estimada en  $5.1 \times 10^6$  kg/s.

Utilizando los valores de la tasa de emisión y la masa total emitida durante la erupción, fue posible hacer una estimación de la duración de la erupción ( $T_e$ ), mediante la relación propuesta por Wilson (1976):

$$T_e = \frac{m_T}{m}$$

En donde  $m_T$  es la masa total emitida (densidad de un magma riolítico (2,400 kg/m<sup>3</sup>) x volumen RDE en m<sup>3</sup>) y  $m$  es la tasa de emisión.

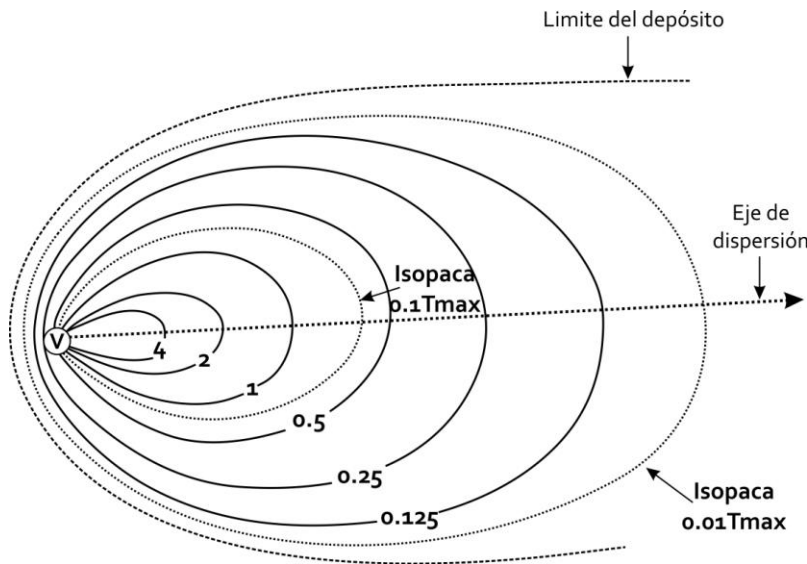
Para la **Pómez Blanca** se determinó un tiempo mínimo de **5 horas**; para la **Pómez Ocre Superior** un tiempo mínimo de **13.5 horas**; mientras que la erupción que originó a la **Pómez Multicapas** tuvo una duración mínima de **34 horas** (1.4 días); considerando que las erupciones no sufrieron ninguna interrupción.

#### IV.6. Estilos eruptivos asociados a los depósitos de caída

Los depósitos de caída pueden ser originados por erupciones explosivas de distinta magnitud e intensidad, por lo cual, los vulcanólogos se han visto en la necesidad de crear esquemas de clasificación de estilos de actividad volcánica explosiva, para distinguir los depósitos de caída que pertenecen a una erupción de gran magnitud e intensidad.

El primero de estos esquemas de clasificación (Mercalli, 1907) incluye, de acuerdo a su nivel de explosividad, los estilos eruptivos hawaiano, estromboliano, vulcaniano, pliniano y peleano, los cuales fueron nombrados de acuerdo al lugar en donde la actividad volcánica fue observada por primera vez o donde se pensaba que el estilo eruptivo era el más característico. Sin embargo, esta nomenclatura produjo diversos problemas, ya que las definiciones están basadas en las características de las erupciones y muy pocas correlacionan el fenómeno con los depósitos piroclásticos resultantes. Además, el estilo de erupción puede cambiar durante el curso de una erupción y ciertamente durante la historia eruptiva del volcán y pueden presentarse otros tipos de erupciones. Posteriormente, Walker (1973) propuso una descripción y clasificación de los estilos

eruptivos, basada en dos parámetros cuantificables de los depósitos de caída resultantes: la dispersión (D) y el grado de fragmentación del material (F). El primer parámetro (D) es definido como la medida de distribución de un depósito de caída, representada por el área encerrada por la isopaca  $0.01T_{max}$  (espesor máximo extrapolado del depósito) (Figura IV.7). Mientras que el segundo parámetro (F) toma en consideración el porcentaje de material más fino de 1 mm, en un punto en el cual la isopaca correspondiente a  $0.1T_{max}$  cruza al eje de dispersión (Figura IV.7).



**Figura IV.7.-** Representación del método de Walker (1973) para obtener los parámetros de dispersión (D) y fragmentación (F). La dispersión está representada por el área encerrada por la isopaca  $0.01T_{max}$ , mientras que la fragmentación considera el porcentaje de material más fino que 1 mm, en un punto en el cual la isopaca correspondiente a  $0.1T_{max}$  cruza al eje de dispersión.

Por lo tanto, con base en los parámetros D y F, Walker (1973) caracterizó tres estilos eruptivos: hawaiano/estromboliano, con valores bajos de D y F; surtseyano, con valores bajos de D y altos de F y pliniano, con valores altos de D y bajos o moderados de F (Figura IV.8A).

Después de que Walker (1973) publicara este esquema de clasificación, algunos autores (ej. Wright *et al.*, 1980) refinaron dicho esquema caracterizando otros tipos de depósitos de caída y por lo tanto proponiendo nuevos estilos eruptivos: ultrapliniano, vulcaniano y freatopliniano (Figura IV.8B).

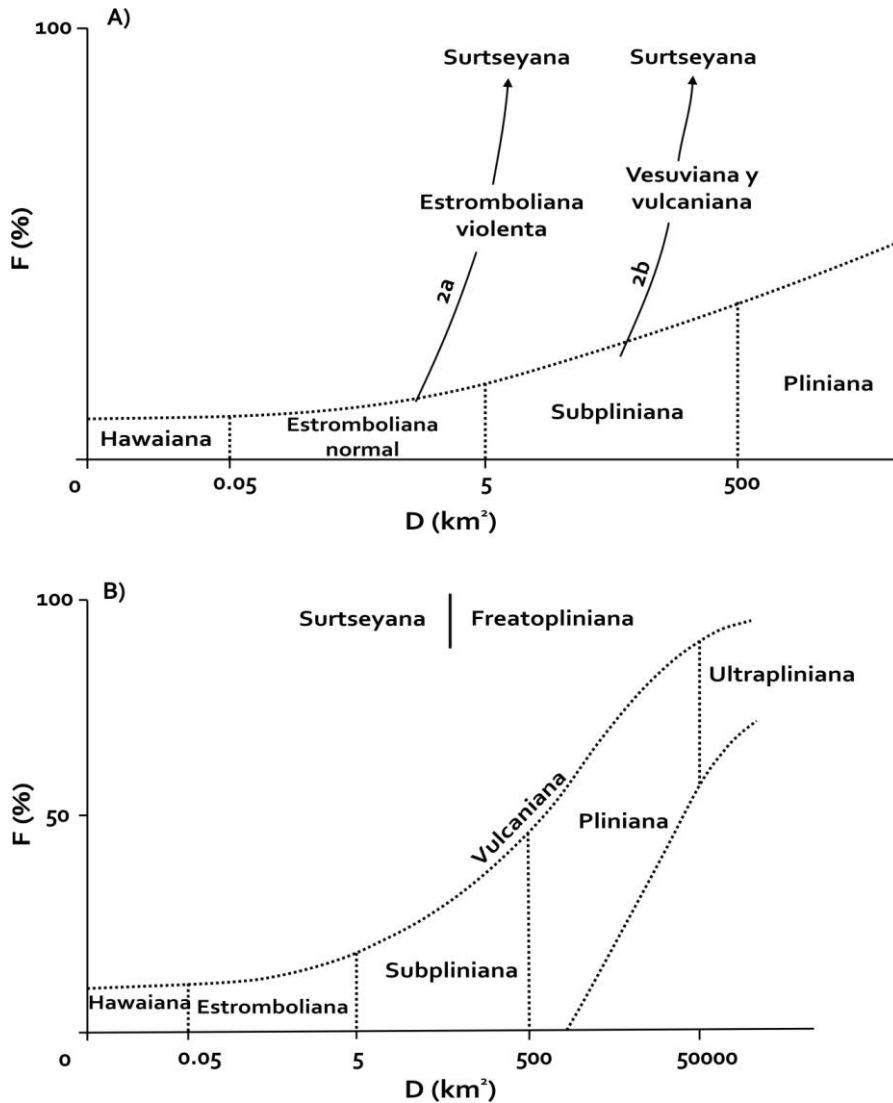
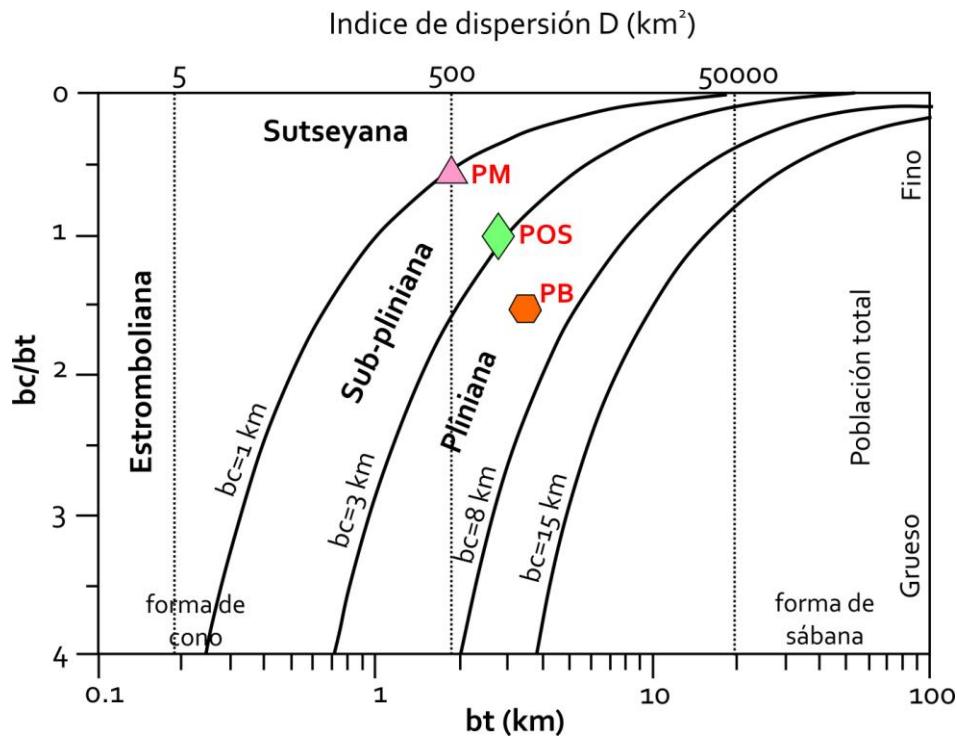


Figura IV.8.- A) Esquema de clasificación de los estilos eruptivos propuestos por Walker (1973), en el cual se grafica el porcentaje de fragmentación (F) versus la dispersión (D). La línea 1a marca el incremento en la violencia de la explosión en las erupciones basálticas, en parte, debido a la entrada de agua externa en el conducto. La línea 2b toma en cuenta lo mismo de la anterior, sólo que se aplica a erupciones silíceas. B) Gráfica de F versus D usada para caracterizar los diferentes tipos de depósitos de caída, la cual fue propuesta por Walker (1973) y actualizada y modificada por Wright et al. (1980).

Años posteriores, Pyle (1989) planteó un nuevo esquema de clasificación de erupciones volcánicas explosivas, basado en las características de los depósitos de caída resultantes, empleando los parámetros  $bt$  y  $bc$  (Figura IV.9). Estos se basan en el decaimiento exponencial del espesor y tamaño de clasto con la distancia a partir de la fuente, en donde el parámetro  $bt$  es la distancia correspondiente a la mitad del espesor máximo extrapolado, el cual describe la morfología del depósito de caída (si tiene forma de cono (cone-like) o de sábana (sheet-like)) y el parámetro  $bc$  es la distancia correspondiente a la mitad del tamaño máximo de clasto extrapolado, el cual está en función de la altura de la columna. De esta manera, la altura de la columna será una característica importante para establecer una subdivisión de los diferentes estilos eruptivos, ya que la altura de la

columna estará directamente relacionada con la dispersión, con el parámetro  $bc$  y la relación  $bc/bt$  (la cual es interpretada como una medida del grado de fragmentación de un depósito). Tomando en cuenta lo anterior, en el esquema de Pyle (1989) se propone una subdivisión de los estilos eruptivos estromboliano, surtseyano, subpliniano y pliniano; en donde los estilos eruptivos estromboliano/subpliniano tendrán valores de  $bc = 1$  km; mientras que los estilos eruptivos subpliniano/pliniano tendrán valores de  $bc = 3$  km (Figura IV.g). Sumado al esquema anterior, algunos parámetros físicos como el volumen, magnitud (masa total del material emitido (kg), intensidad (tasa de descarga (kg/s)) y otras características de los depósitos de caída, son importantes para diferenciar los estilos eruptivos.



**Figura IV.9.-** Esquema de clasificación de erupciones volcánicas explosivas según Pyle (1989), basado en los parámetros  $bc$  y  $bt$ ; donde  $bt$  representa la distancia en la cual el espesor decae a la mitad de su valor máximo y  $bc$  es la distancia en la cual el valor del tamaño máximo del clasto es la mitad del valor máximo extrapolado.  $bc/bt$  es la relación que representa el grado de fragmentación.

El esquema de clasificación de Walker (1973) fue descartado en este trabajo debido a que en ocasiones, los valores altos del parámetro  $F$ , no prueban ser el resultado de altos grados de fragmentación, sino más bien pueden reflejar plumas eruptivas "húmedas",

que provocan la precipitación prematura del material fino, debido al fenómeno denominado en la literatura como "rain-flushing" (Pyle, 1989; Cas y Wright, 1988).

De esta manera el depósito de caída **PB** cae dentro del estilo eruptivo pliniano con valores de  $bt= 3.5$  y  $bc= 5.3$  (Figura IV.9; Tabla 8). Así mismo, tiene valores de magnitud de  $1.2 \times 10^{12}$  kg, lo que corresponde a un volumen de magma de  $0.53 \text{ km}^3$  (equivalente a un volumen de tefra de  $1.3 \text{ km}^3$ ), una intensidad de  $7.0 \times 10^7$  kg/s (Tabla 9) y presenta una estructura masiva (ver capítulo III.1). Por su parte, con una estructura ligeramente estratificada (ver capítulo III.1), un volumen de magma de  $0.38 \text{ km}^3$  (equivalente a un volumen de tefra de  $0.92 \text{ km}^3$ ; Tabla 9), y con valores de  $bt= 2.8$  y  $bc= 2.9$  (Tabla 8), el depósito de caída **POS** cae dentro del estilo eruptivo subpliniano (Figura IV.9); sin embargo, este presenta valores de magnitud ( $9.2 \times 10^{11}$  kg) e intensidad ( $1.9 \times 10^7$  kg/s) que caen dentro del rango de las erupciones plinianas; por consiguiente, se eligió el término pliniano-subpliniano para caracterizar a esta erupción. Por otro lado, el depósito de caída **PM** cae dentro del estilo eruptivo subpliniano con valores de  $bt= 1.9$  y de  $bc= 1.0$  (Figura IV.9; Tabla 8). Así mismo, presenta una estructura estratificada, caracterizada por una intercalación de capas centimétricas de material piroclástico con un tamaño que va de lapilli fino a ceniza fina (ver capítulo III.1). Además, tiene valores de magnitud e intensidad de  $6.25 \times 10^{11}$  kg y de  $5.1 \times 10^6$  kg/s, así como un valor de volumen de magma de  $0.26 \text{ km}^3$  (lo que es igual a  $0.62 \text{ km}^3$  de tefra) (Tabla 9).



## Capítulo V Discusión

---

### V.1. Historia eruptiva del Pleistoceno tardío para el volcán Guangoche

El registro estratigráfico del sector suroeste del CVLA, indica que la actividad volcánica explosiva del volcán Guangoche durante el Pleistoceno tardío (<31,000 años A.P.) fue intensa, con la generación de siete secuencias piroclásticas (ver capítulo III.1). Con base en las descripciones estratigráficas, así como con los resultados de los análisis sedimentológicos, de componentes, geoquímicos y con los parámetros y estilos eruptivos de cada erupción asociada a los depósitos de caída (ver capítulos III y IV), se ha establecido la historia eruptiva para el Pleistoceno tardío (<31,000 años A.P.) del volcán Guangoche de la siguiente manera:

#### *Edificación del volcán Guangoche*

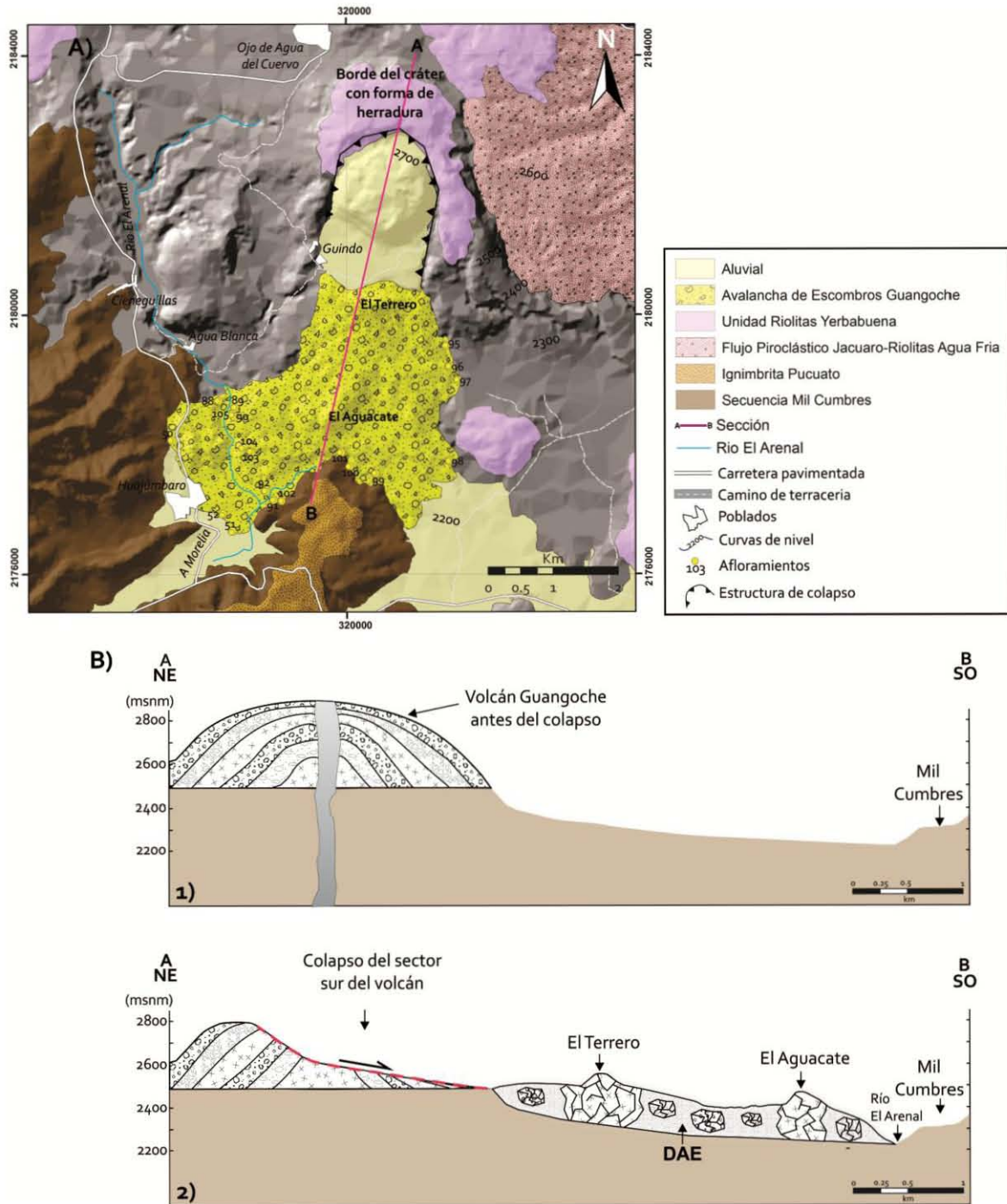
Hasta el momento no se sabe con claridad cuando inició la actividad volcánica en el Guangoche, sin embargo con base en características químicas (Figuras III.43 y III.44), es probable que su edificación haya tenido lugar al mismo tiempo que fueron emitidas las lavas riolíticas de la Unidad Yerbabuena, fechadas en *0.30-0.08 Ma* (ver capítulo II) y localizadas al suroeste del CVLA (Figuras II.1 y III.1). Además, la morfología del volcán (borde del cráter con forma de herradura) está bien preservada y no está afectada por fallas normales con orientación E-O y NE-SO como lo están las rocas de la Unidad Agua Fría ubicadas en el sector central del CVLA (Figura III.1), lo que sugiere que se trata de un centro volcánico relativamente joven (<0.08 Ma).

El volcán Guangoche se edificó por la acumulación de depósitos piroclásticos (flujos y oleadas piroclásticas y depósitos de caída) intercalados con flujos de lava de composición riolítica (Figura V.1B1). Evidencias de esta etapa de edificación, se observan en las lavas y

productos piroclásticos que forman parte del borde del cráter con forma de herradura del Guangoche, así como en los mega-bloques de lava y depósitos piroclásticos que pertenecen al depósito de Avalancha de Escombros Guangoche (Figuras III.6, III.7 y III.8).

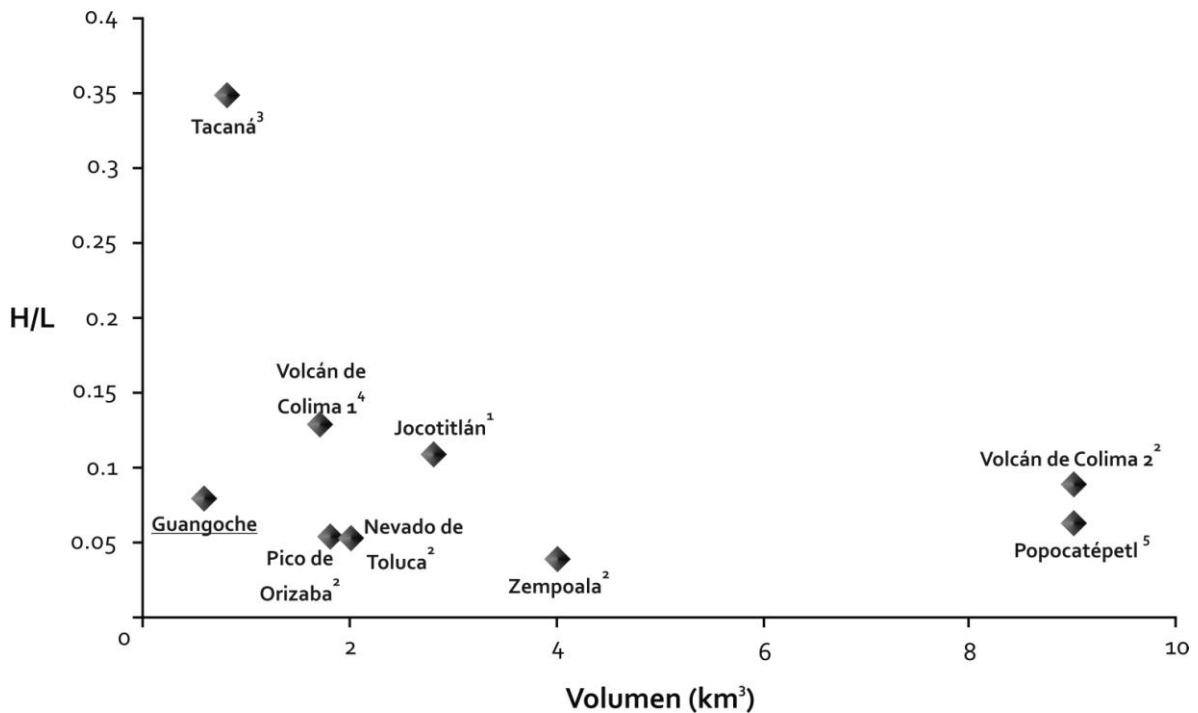
#### *Colapso del volcán Guangoche*

Después de la construcción del edificio volcánico, ocurrió un colapso del sector sur del volcán Guangoche, hace más de 31,000 años, lo que generó la formación de un cráter con forma de herradura de 1.6 x 2.5 km de diámetro abierto hacia el sur y tuvo lugar el emplazamiento de un depósito de avalancha de escombros (Figura V.1A y B2). Este depósito exhibe facies de bloques y matriz debido a que está conformado por mega-bloques de distintas litologías con estructuras en rompecabezas inmersos en una escasa matriz de ceniza gruesa, a una distancia de 4 km a partir del cráter. Dichos mega-bloques están conformados por lavas (Figura III.6), flujos hiperconcentrados (Figura III.7) y depósitos piroclásticos (flujos, oleadas piroclásticas y depósitos de caída; Figura III.8). En general el depósito cubre un área de aproximadamente 10.34 km<sup>2</sup>, con una distancia recorrida (L) de 5.8 km y una altura de colapso (H) de 0.48 km (diferencia de elevación entre la parte más alta del borde del cráter con forma de herradura (2760 msnm) y el frente más distal del depósito de avalancha de escombros (2280 msnm) cerca del poblado de Huajúmbaro), lo cual corresponde a una relación H/L= 0.08, sugiriendo que el depósito de avalancha tuvo una movilidad alta. Además, es posible que haya depósitos más distales cubiertos por depósitos jóvenes. Así mismo, para el depósito se estimó un volumen promedio de 0.57 km<sup>3</sup> (con un volumen mínimo de 0.31 km<sup>3</sup> y un volumen máximo de 0.8 km<sup>3</sup>), el cual fue obtenido a partir de su área y espesor; este último parámetro fue calculado usando el promedio de la altura de los escarpes terminales que fueron observados y medidos en dos localidades, una con un espesor de 30 m situada al E (afloramiento #97; Figura V.1.A) y la otra con un espesor de 80 m localizada al S del depósito de avalancha (afloramiento #100; Figuras V.1A y III.7).



**Figura V.1.-** A) Perfil topográfico del volcán Guangoche y del depósito de Avalancha de Escombros a lo largo de la sección A-B. B) Reconstrucción del volcán Guangoche: 1) antes del colapso de su sector sur; dicho volcán fue edificado por una intercalación de depósitos piroclásticos y flujos de lava. 2) Colapso del sector sur del volcán, dejando un cráter con forma de herradura y un depósito de avalancha de escombros. Resaltan los rasgos morfológicos "El Terrero" y "El Aguacate", posibles montículos alargados producto de la disgregación del sector colapsado.

Datos globales para depósitos de avalanchas de escombros, sugieren que la relación H/L es dependiente del volumen, por lo que depósitos pequeños con un volumen de 0.1-1 km<sup>3</sup>, tendrán valores de H/L con un rango de 0.09 a 0.18 y depósitos grandes (>1 km<sup>3</sup>) tendrán valores de H/L con un rango de 0.04 a 0.13 (Voight *et al.*, 1985; Siebert, 1996; Siebert, 2002). Para el caso de la avalancha de escombros del Guangoche, el valor del volumen es pequeño en comparación con otros depósitos de avalancha de volcanes de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (Siebe *et al.*, 1992; Capra *et al.*, 2002; Macías *et al.*, 2010; Cortés *et al.*, 2010) (Figura V.2) y entraría en el rango de depósitos de poco volumen, según los datos de la Figura V.2); mientras que la relación H/L= 0.08 se desvía un poco de la tendencia principal de los otros datos. Esta particularidad puede deberse a que probablemente los valores del volumen y de H/L estén subestimados, ya que al tratarse de un depósito de más de 31,000 años, este seguramente sufrió procesos de erosión o que esté cubierto parcialmente por depósitos más jóvenes, dando como resultado valores de H, L y volumen un poco distintos a los originales.



**Figura V.2.-** Comparación del volumen *versus* la relación H/L del depósito de Avalancha de Escombros Guangoche con otros depósitos de avalancha de algunos volcanes de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. <sup>1</sup>Siebe *et al.*, 1992; <sup>2</sup>Capra *et al.*, 2002; <sup>3</sup>Macías *et al.*, 2010; <sup>4</sup>Cortés *et al.*, 2010; <sup>5</sup>Siebe *et al.*, 1995.

En cuanto al modo de emplazamiento del depósito de avalancha, se deben de tomar en consideración sus características morfológicas, la topografía pre-existente y la ausencia de facies de matriz en el depósito, por lo que es importante remarcar las características observadas en los modelos sombreados de elevación, donde destacan los rasgos morfológicos "El Terrero" y "El Aguacate" (Figuras V.1A y B2), los cuales probablemente representan montículos alargados, producto de la disgregación del sector colapsado y que fueron depositados transversal y oblicuamente a la dirección de emplazamiento de la avalancha. Así mismo, la ausencia de facies de matriz en el depósito puede deberse a que la topografía pre-existente representada por la Sierra Mil Cumbres al sur y suroeste del volcán Guangoche, actuó como barrera topográfica, provocando que el depósito de avalancha se bifurcara (Figuras III.1 y V.1A) y se detuviera de manera prematura, evitando un mayor recorrido y mayor desintegración de los bloques.

Así mismo, observaciones de campo, sugieren que el depósito de avalancha afectó a depósitos lacustres pre-existentes, basculándolos hacia el NE (N30°W, 39°NE) y deformándolos frágilmente (Figura III.8E). Estos depósitos lacustres pueden correlacionarse con aquellos descritos por Garduño-Monroy (1987a) y Ferrari *et al.* (1991) quienes mencionan la presencia de dos depresiones al norte (Valle de Juárez; limitada al norte por la Sierra Santa Inés) y al sur (depresión La Venta; limitada al sur por la Sierra Mil Cumbres) (Figura II.1). Evidencias de estos sedimentos también se observan en las cercanías del poblado Agua Fría en donde yacen muy consolidados.

En cuanto a los mecanismos detonantes que pueden dar origen a colapsos en los edificios volcánicos, se han sugerido diversos factores relacionados directamente con actividad volcánica o con procesos exógenos como el intemperismo. Entre estos factores se incluyen intrusiones magmáticas dentro del edificio volcánico (actividad tipo Bezymianny; Gorshkov, 1962), explosiones freatomagmáticas (actividad tipo Bandai; Moriya, 1980), terremotos (actividad tipo Unzen; Ui *et al.*, 2000; Keefer, 1984; Schuster y Crandell, 1984), depositación de voluminosos paquetes piroclásticos en las laderas del volcán (McGuire, 1996), precipitación abundante (Avila *et al.*, 1995; Sheridan *et al.*, 1999; Scott *et al.*, 2002), falla gravitacional (Capra *et al.*, 2002), debilitamiento progresivo del edificio volcánico por alteración hidrotermal (Frank, 1983; Carrasco-Núñez *et al.*, 1993;



Vallance y Scott, 1997) y por el marco tectónico donde se ubica el volcán, el cual determina la dirección del colapso y en ocasiones la detonación del mismo (Siebert, 1984; McGuire y Jones, 1996).

Con base en las observaciones de campo, es probable que el colapso del sector sur del volcán Guangoche haya sido originado por el debilitamiento del edificio volcánico ocasionado por la intensa alteración hidrotermal, evidenciado en los mismos depósitos, ya que se observan zonas de alteración muy intensa en varias partes del depósito (Figuras III.6B, III.8G). A esto se podría sumar alguna actividad sísmica relacionada con el sistema de fallas activas de la región (sistemas de fallas normales E-O y NO-SE, que se observan en el centro del CVLA; Figura III.1) (Demant, 1978; Suter *et al.*, 1992) que actúan en todo lo largo de la Faja Volcánica Trans-Mexicana provocando colapsos preferencialmente hacia el norte-sur y al noreste-suroeste (Capra *et al.*, 2002). Es importante mencionar que no se observó ningún depósito piroclástico relacionado con la avalancha de escombros, por lo que se descarta actividad magmática o freatomagmática como mecanismo disparador del colapso asociado al depósito de avalancha.

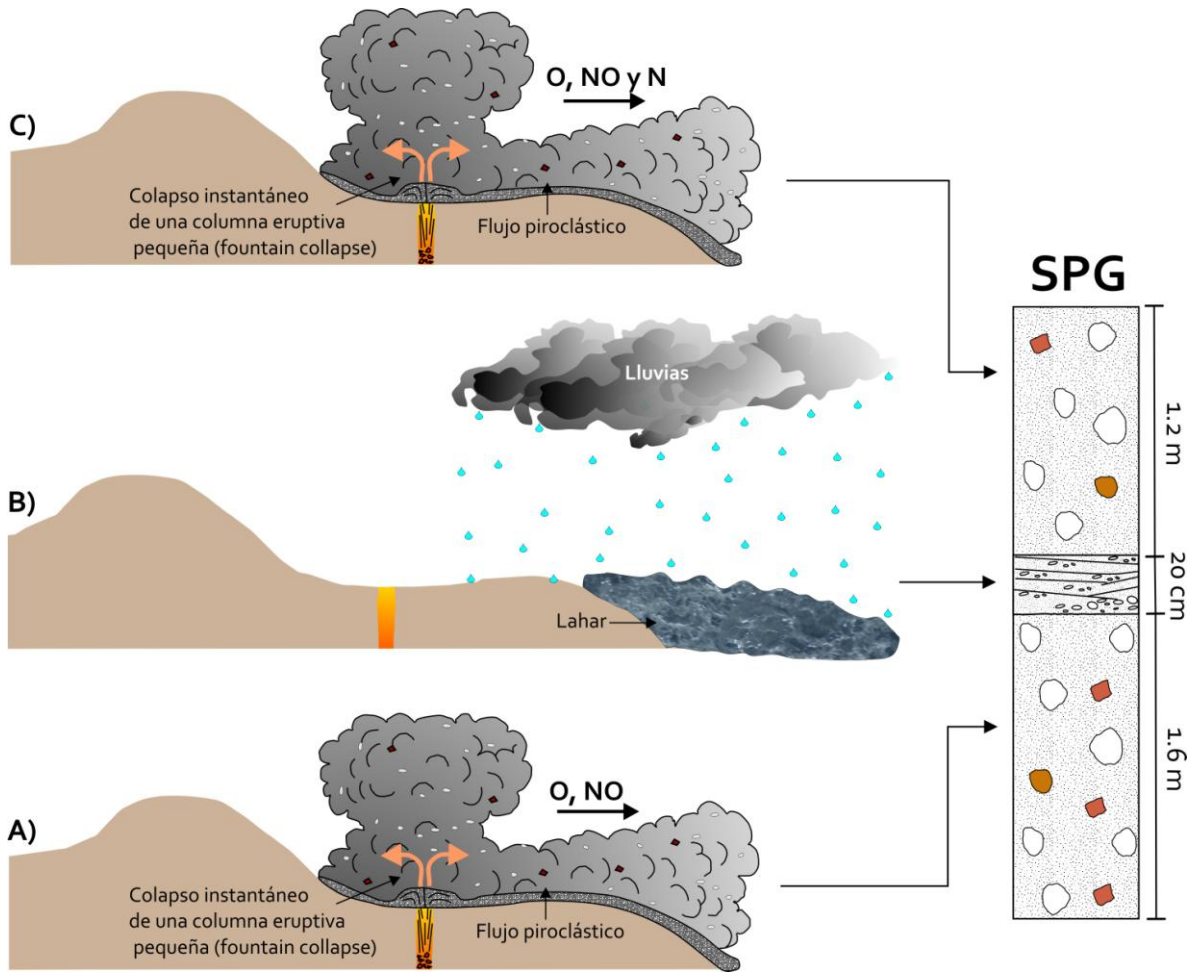
Después del colapso del volcán, en donde se generó un cráter con forma de herradura abierto hacia el sur, hubo un tiempo de reposo que permitió el retrabajo del depósito (afloramiento #88) y el desarrollo de un suelo (afloramientos #95 y 97; Figuras III.8A y III.10).

#### *Erupción Guindo*

Posterior a este periodo de reposo, el volcán Guangoche probablemente reinició su actividad explosiva con el emplazamiento de una secuencia piroclástica constituida por dos unidades de flujo piroclástico rico en pómez, denominada en este trabajo como "Secuencia Piroclástica Guindo". Desafortunadamente dicha secuencia sólo se observa en escasos afloramientos, al oeste y norte del volcán (afloramientos #45 y #27; Figuras III.9 y III.18E), por lo que no fue posible tener una visión completa de la secuencia. Sin embargo, con la información que se tiene se puede proponer que la erupción inició con una explosión magmática (como lo sugiere la presencia de pómez muy vesicular) que expulsó

material piroclástico, formando una columna eruptiva de poca altura que colapsó inmediatamente (fountain collapse; Sparks *et al.*, 1997) dando origen al flujo piroclástico inferior de la secuencia (Figura V.3A). Subsecuentemente, el volcán mantuvo un periodo corto (tal vez algunas horas o días) de relativa calma, durante el cual probablemente hubo lluvias intensas que provocaron la removilización de una parte del material piroclástico depositado anteriormente. Esto quedó registrado en la secuencia como un depósito de flujo hiperconcentrado (Figura V.3B). Después de este periodo de calma, el volcán volvió a entrar en erupción comportándose de manera similar a la anterior, con el emplazamiento y depositación del flujo piroclástico superior (Figura V.3C). Ambos depósitos de flujo piroclástico fueron emplazados hacia el oeste, noroeste y norte del volcán hasta distancias de 6 km. Es importante mencionar que los datos geoquímicos de elementos traza de la secuencia Guindo (Figuras III.43 y III.44), se comportan de manera muy distinta a los datos químicos de los depósitos piroclásticos menores a 31,000 años A.P. relacionados con el Guangoche, por lo que es posible que esta secuencia pertenezca a los productos piroclásticos que contribuyeron a la edificación del Guangoche en etapas tempranas (antes del colapso).

Una vez concluida la erupción anterior, el Guangoche se mantuvo en estado de quietud por un tiempo. Durante este periodo, la secuencia piroclástica emplazada con anterioridad sufrió alteración y erosión (Figura III.18E), lo que dio lugar a la formación de un suelo (Figuras III.9 y III.13C).



**Figura V.3.-** Esquema que representa el desarrollo de la erupción que dio origen a la Secuencia Piroclástica Guindo (SPG). **A)** Explosión magmática que dio origen al flujo piroclástico inferior, posiblemente emplazado al oeste-noroeste del volcán Guangoche (afloramiento #45). **B)** Periodo de calma con la generación de un lahar, probablemente asociado a lluvias torrenciales. **C)** Reinicio de la actividad volcánica explosiva con la generación de un flujo piroclástico rico en pómez emplazado probablemente al oeste, noroeste y norte del Guangoche.

### *Erupción Cuchipitio*

Hace 30,650 años A.P., el estado apacible del volcán Guangoche fue perturbado por un nuevo evento eruptivo que dio origen a la Secuencia Piroclástica Cuchipitio.

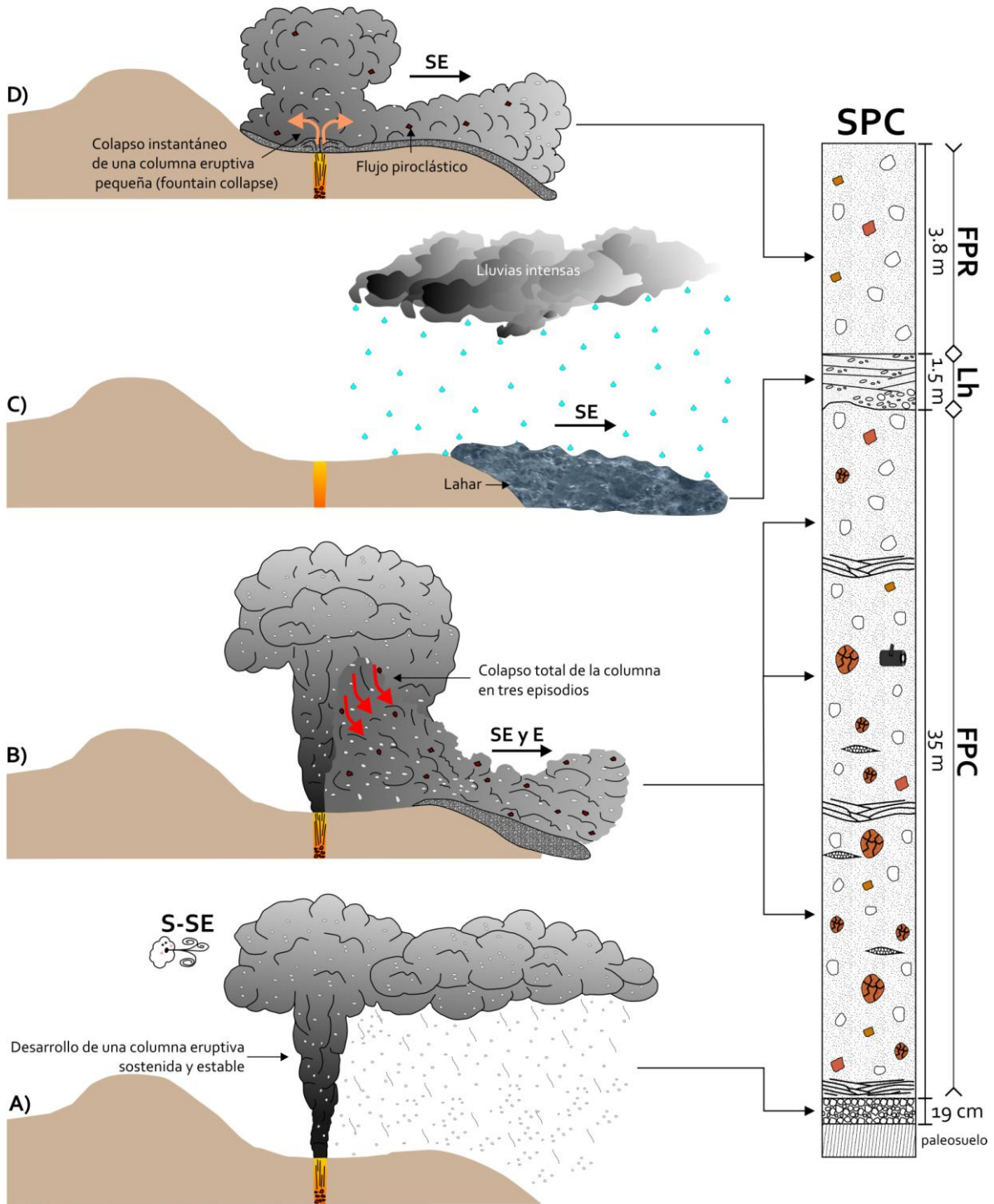
Dicho evento consistió en una erupción magmática probablemente de tipo pliniana, la cual desarrolló una columna eruptiva sostenida y estable que produjo un depósito de caída de pómez masivo, que tal vez fue dispersado por los vientos predominantes hacia el S-SE del volcán (Figuras III.10B y V.4A).

Durante esta actividad, el conducto volcánico probablemente sufrió modificaciones en su morfología (ensanchamiento u obstrucción) o hubo un cese en el aporte de material

piroclástico, lo que provocó que la columna eruptiva perdiera estabilidad (Cas y Wright, 1988; Lagmay *et al.*, 1999) y se colapsara totalmente en tres episodios, formando a las unidades de flujo 1, 2 y 3 que constituyen al denominado Flujo Piroclástico Cuchipitio (Figuras III.11A y V.4B). Este colapso ocurrió hacia el sureste y este del volcán Guangoche (similar a la distribución del depósito de caída) (Figura III.1), distribuyendo los depósitos de flujo hasta distancias de 6 y 4.6 km. Cabe mencionar, que dicha erupción también arrojó fragmentos arcillosos de diversos tamaños, provenientes del sistema hidrotermal del volcán (Figura III.11B).

Posterior al cese de la actividad volcánica, se generaron lluvias que removilizaron el material piroclástico depositado generando un lahar, el cual se emplazó hacia el SE (Figura V.4C), erosionando a la unidad de flujo 3 (Figura III.12). Después, el Guangoche reanudó su actividad con una nueva explosión magmática que generó una pequeña columna que colapso inmediatamente, emplazando hacia el sureste un flujo piroclástico de pómez nombrado en este trabajo como Flujo Piroclástico Rosado (Figuras III.12 y V.4D).

Posterior a esta actividad durante un lapso de ~1620 años, el volcán Guangoche mantuvo un periodo de calma, en el cual ocurrió la formación de suelo (Figura III.13B).



**Figura V.4.-** Representación del evento eruptivo que formó a la Secuencia Piroclástica Cuchipitio (SPC). **A)** Erupción magmática que desarrolló una columna eruptiva sostenida y estable, que fue dispersada por los vientos predominantes hacia el S-SE y depositó un horizonte de caída de pómez masivo. **B)** Desestabilización de la columna eruptiva provocada probablemente por cambios en la morfología del conducto eruptivo o por cese en la aportación de material, lo que produjo el colapso de la columna hacia el sureste y este en tres ocasiones, originando a las tres unidades de flujo piroclástico que conforman al Flujo Piroclástico Cuchipitio (FPC). **C)** Periodo de calma durante el cual probablemente lluvias torrenciales originaron un depósito de lahar (Lh). **D)** Nueva fase eruptiva de tipo magmática, donde se emplazó hacia el sureste el Flujo Piroclástico Rosado (FPR).



### *Erupción Blanca*

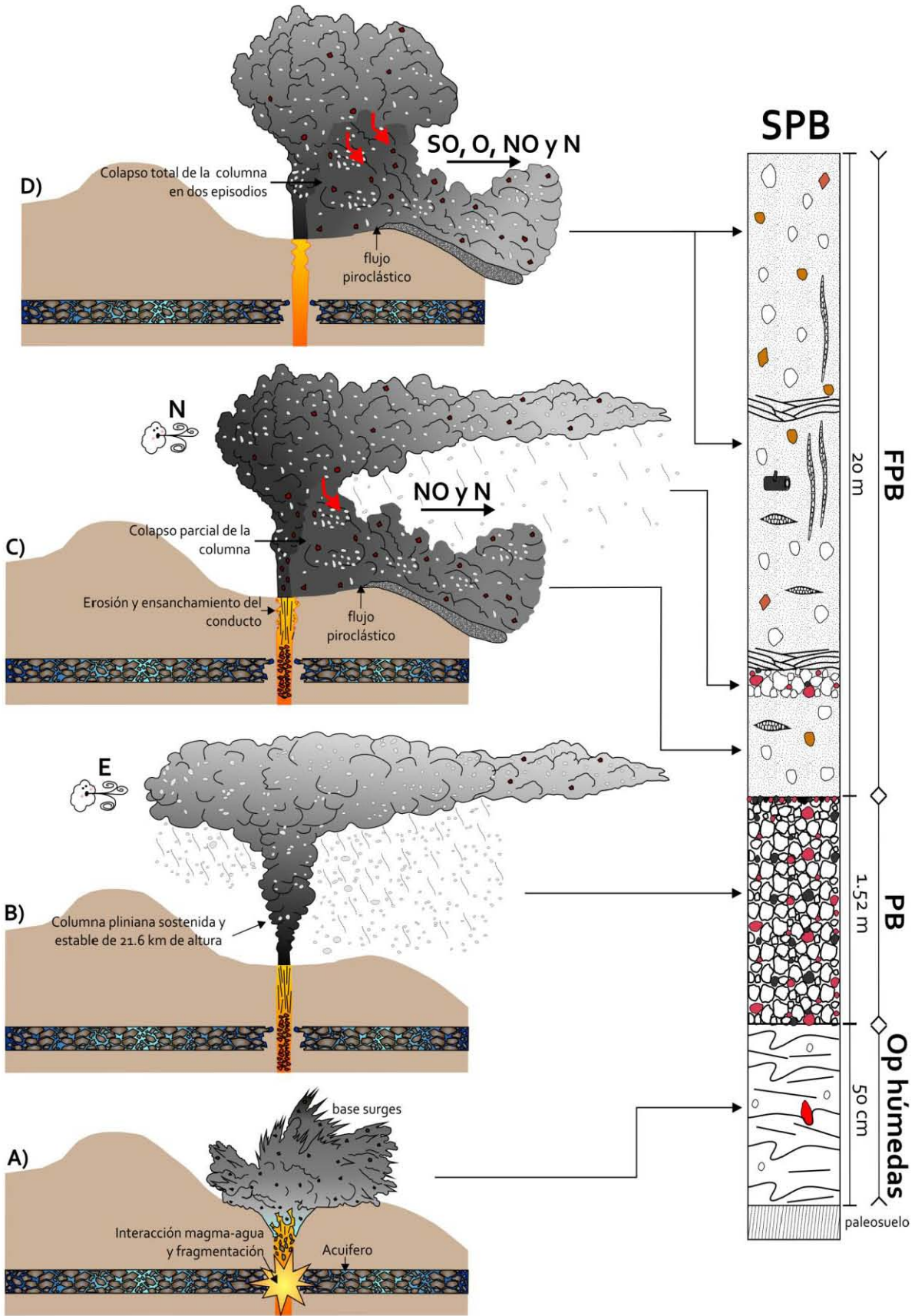
Hace ~29,030 años, tuvo lugar la erupción que dio origen a la Secuencia Piroclástica Blanca. Esta empezó con una serie de explosiones freatomagmáticas, originadas por la interacción del magma ascendente con agua, probablemente de algún acuífero por debajo del volcán (Figura V.5A) o de un lago cratérico. Dicha interacción generó el emplazamiento de al menos siete depósitos de oleada piroclástica húmedas (“base surges”; ej. Sheridan y Wohletz, 1981; Sheridan *et al.*, 1981), las cuales pueden ser apreciadas en el afloramiento #45, ubicado a 1.4 km al oeste del Guangoche (Figura III.13C). Una vez cesada la interacción magma-agua, el volcán tuvo una nueva explosión magmática que permitió el desarrollo de una columna eruptiva sostenida y estable (Figura V.5B). Esta alcanzó una altura de 21.6 km, fue dispersada por los vientos predominantes hacia el E (Figuras IV.1.A, IV.6A y V.5B) y originó un depósito de caída de pómez denominado “Pómez Blanca” (Figura III.13), el cual cubrió un área de 178 km<sup>2</sup> con la isopaca de 15 cm (Figura IV.1A). Durante esta erupción, se emitió un volumen de tefra de 1.26 km<sup>3</sup> (0.53 km<sup>3</sup> de magma) (Tabla 9), con una tasa de emisión de  $7.0 \times 10^7$  kg/s, durante un tiempo mínimo de 5 horas (ver capítulo IV).

Cabe resaltar que las gráficas de frecuencia acumulativa de los análisis sedimentológicos de este depósito de caída, revelan un enriquecimiento singular en partículas finas ( $-1\Phi$  a  $2\Phi$ ; Figura III.24A). Dicho enriquecimiento probablemente se debe a que el material fino originado durante las erupciones freatomagmáticas, quedó suspendido en el medio ambiente y fue después incorporado al depósito de caída. Así mismo, este fenómeno probablemente fue el causante de la ligera estratificación observada en el depósito (Figura III.13B).

Esta erupción ocasionó la erosión de las paredes del conducto (reflejado en el enriquecimiento de líticos accidentales alterados hidrotermalmente que presenta la parte superior del depósito de caída) y por lo tanto cambios del mismo (Figura V.5C). Este fenómeno probablemente causó inestabilidad en la columna eruptiva provocando su colapso parcial y emplazando una primera unidad de flujo (Figuras III.13A, III.14A, III.15 y V.5C). Sin embargo, esta columna continuó activa, precipitando material y formando un pequeño horizonte de caída que fue dispersado hacia el N (Figuras III.15A y V.5C).

Posteriormente, esta columna perdió completamente su estabilidad (seguramente por cese del aporte de material piroclástico) provocando el colapso total de la columna en dos episodios y el depósito de dos unidades de flujo (Figuras III.13A, III.14A; III.15 y V.5D). Dichas unidades de flujo fueron emplazadas hacia el suroeste, oeste, noroeste y norte del volcán, alcanzando por lo menos 7 km de distancia (afloramiento #67; Figura III.1).

Un periodo de sosiego preponderó en el volcán Guangoche por ~2330 años. Durante este tiempo el volcán tuvo una fase efusiva, en la cual se formó un domo de lava de composición riolítica que obstruyó el cráter (Figura V.6A). Así mismo, ocurrieron procesos superficiales como erosión de los depósitos emplazados con anterioridad y formación de suelo.



**Figura V.5.-** Dibujo esquemático que muestra la evolución de la erupción que originó a la Secuencia Piroclástica Blanca (SPB). **A)** La actividad volcánica inicio con una erupción freatomagmática, la cual dio lugar al emplazamiento de seis oleadas piroclásticas húmedas (Op húmedas). **B)** Dicha actividad continuo con el desarrollo de una columna pliniana sostenida y estable de 21.6 km de altura, que fue dispersada por los vientos predominantes hacia el E, originando al depósito de caída "Pómez Blanca (PB)". **C)** La expulsión del material piroclástico proveniente de la columna eruptiva, ocasionó la erosión de las paredes del conducto (enriquecimiento de líticos juveniles en la parte superior del depósito PB), modificando la morfología del mismo y provocando el colapso parcial de la columna, emplazando hacia el NO y N del volcán a la primera unidad de flujo que constituye al Flujo Piroclástico Blanco (FPB). Cabe mencionar que dicha columna continuó con su actividad precipitando material y formando un pequeño horizonte de caída, el cual fue depositado hacia el N. **D)** Esta columna perdió completamente su estabilidad provocando el colapso total de la columna en dos episodios hacia el suroeste, oeste, noroeste y norte del volcán.

### *Erupción Agua Blanca*

Hace 26,700 años, el volcán Guangoche entró en una nueva fase eruptiva, la cual involucró actividad magmática y la destrucción de un domo de composición riolítica que se albergaba en el cráter del volcán.

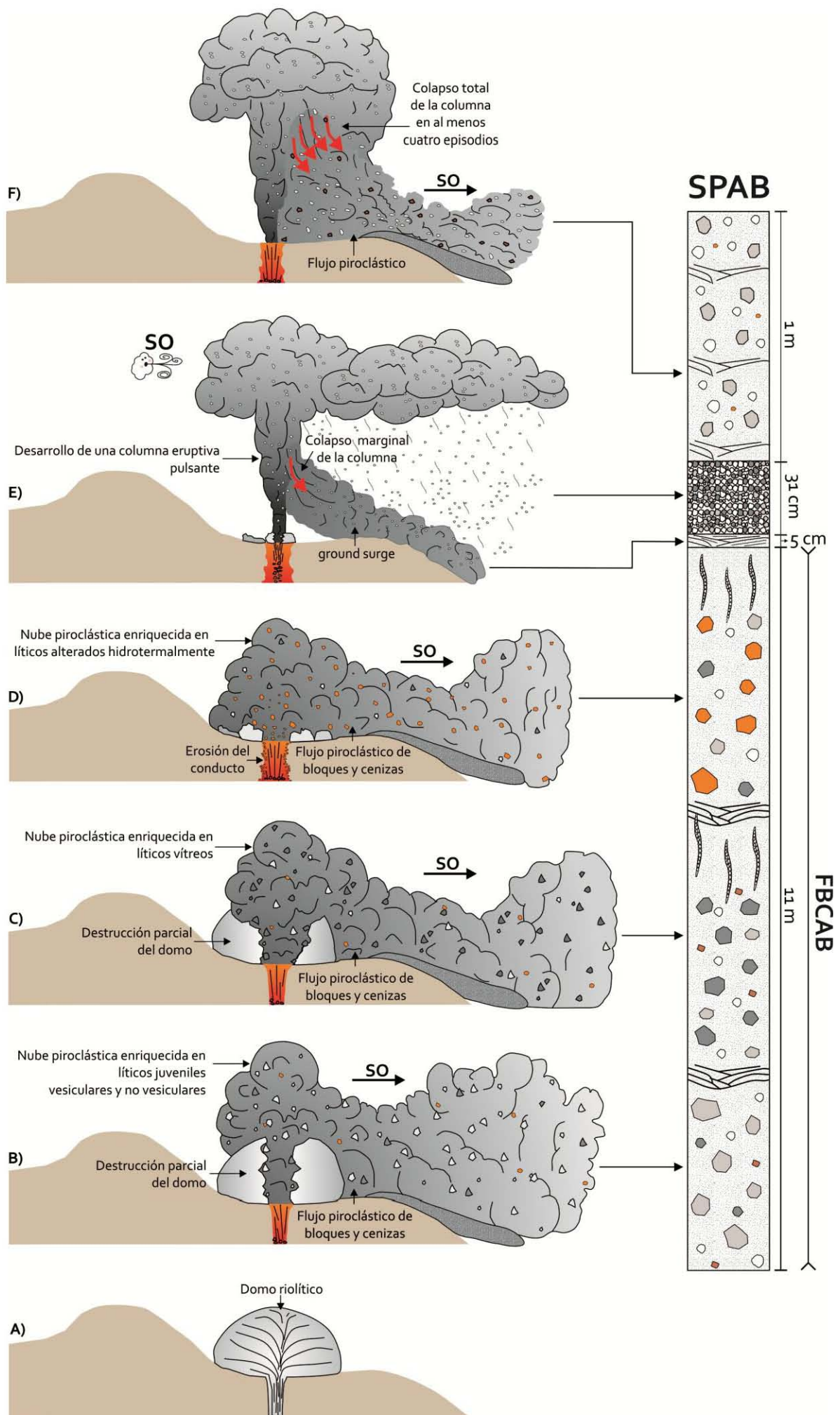
Dicho evento eruptivo inició con una explosión magmática que destruyó parcialmente el domo central (Figura V.6B). Esto causó la formación de un flujo de bloques y cenizas (unidad 1; Figura III.16A) constituido por abundantes líticos juveniles vesiculares, líticos juveniles no-vesiculares y algunos fragmentos de pómez (Figura III.21 y ver capítulo III.2). Posteriormente, una segunda explosión destruyó algunos remanentes del domo, trayendo consigo abundantes fragmentos de clastos vítreos, los cuales se encuentran en la segunda unidad de flujo que fue desarrollada a partir de dicha actividad (Figuras III.16A, III.21 y V.6C). Una tercera explosión erosionó las paredes del conducto volcánico y siguió destruyendo los remanentes del domo riolítico. Esta actividad provocó el emplazamiento de otra unidad de flujo caracterizada por una abundancia en fragmentos líticos alterados hidrotermalmente (unidad 3; Figuras III.16A, III.21 y V.6D).

Después, una nueva explosión magmática destruyó completamente al domo de lava al mismo tiempo que se desarrolló una columna eruptiva pulsante que generó un depósito de caída rico en fragmentos líticos juveniles y pómez (Figuras III.16B y V.6E). Durante el desarrollo de esta columna, probablemente ocurrió un colapso parcial de la misma, dando lugar a una oleada piroclástica seca (ground surge; Figuras III.16B y V.6E). Subsecuentemente, dicha columna perdió estabilidad (probablemente por cese de aporte de material), lo que trajo consigo el colapso múltiple y total de la misma, formando flujos

piroclásticos ricos en pómez y bloques densos (Figuras III.16B y V.6F), marcando el fin de la erupción. Todos estos depósitos fueron emplazados y dispersados hacia el SO del volcán Guangoche.

Posteriormente tuvo lugar un tiempo de reposo en el volcán Guangoche, permitiendo la formación de suelo.





**Figura V.6.-** Esquema que muestra el desarrollo de la erupción que formó a la Secuencia Piroclástica Agua Blanca (SPAB). **A)** Después de la erupción que originó a la Secuencia Piroclástica Blanca, hubo un periodo de reposo que duró ~2330 años, durante el cual el volcán Guangoche presentó una fase efusiva que formó un domo de lava de composición riolítica que obstruyó al cráter. **B)** Hace ~26,700 años, el volcán Guangoche entró en una nueva fase eruptiva, la cual inició con una explosión magmática que destruyó parcialmente a dicho domo, generando la unidad de flujo inferior del Flujo de Bloques y Cenizas Agua Blanca (FBCAB); esta unidad de flujo está caracterizada por un enriquecimiento en líticos juveniles vesiculares y densos. **C)** Una nueva explosión destruyó remanentes del domo acarreando abundantes líticos vítreos, los cuales están presentes en la unidad de flujo intermedia del FBCAB.

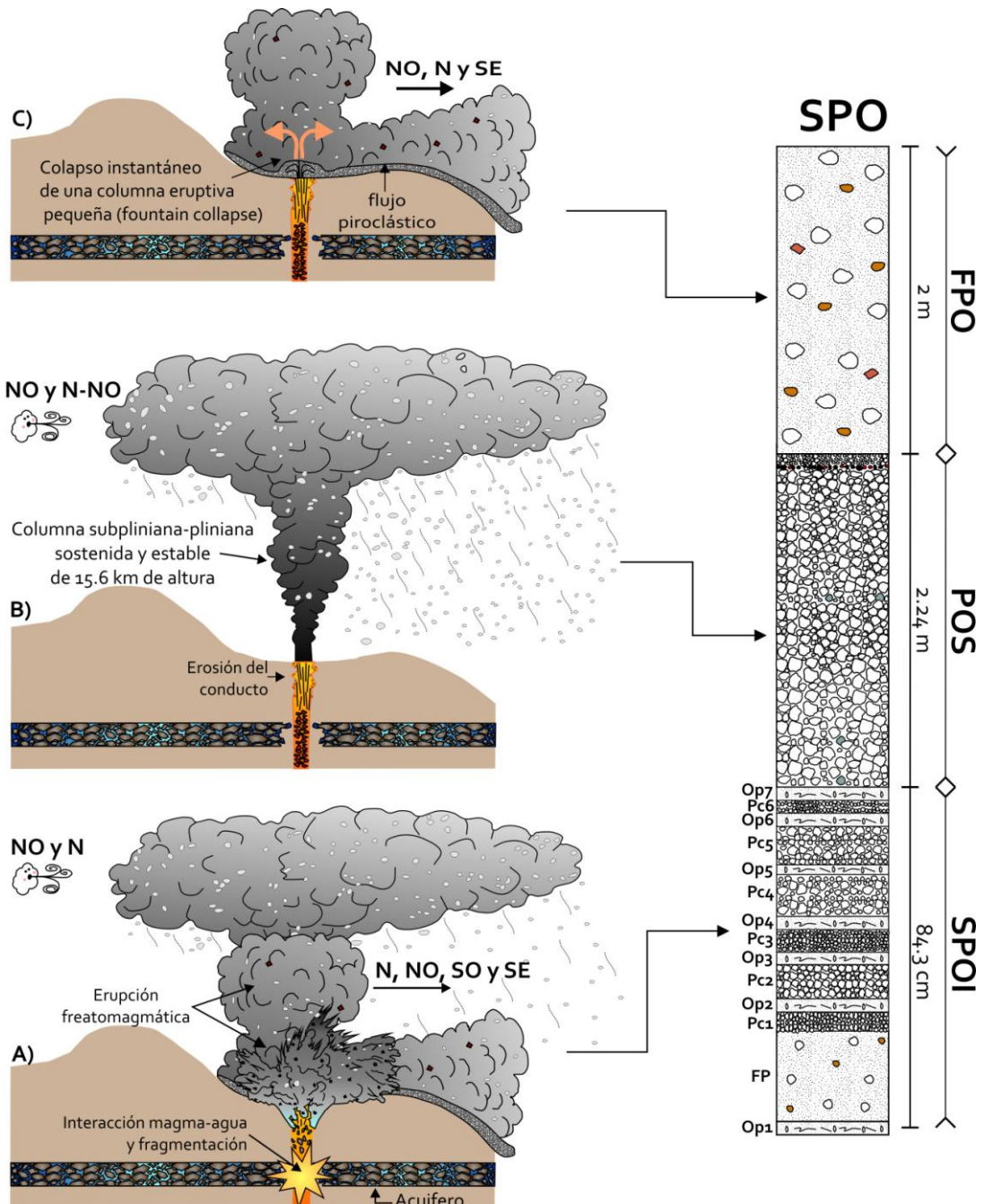
**Figura V.6. continuación.- D)** Una tercera explosión erosionó el conducto volcánico originando el emplazamiento de una tercera unidad de flujo con abundantes líticos alterados hidrotermalmente. **E)** Una nueva explosión magmática causó la destrucción total del domo al mismo tiempo que generó una columna eruptiva pulsante, la cual depositó un horizonte de caída de líticos y pómez. Dicha columna a su vez colapsó parcialmente generando un ground surge. **F)** Probablemente por el cese de aporte de material, la columna eruptiva perdió estabilidad, colapsándose en varias ocasiones y formando varias unidades de flujos de bloques y cenizas.

### *Erupción Ocre*

Esta actividad inició con una erupción freatomagmática, la cual se originó por la interacción del magma ascendente con un acuífero (Figura V.7A). Esto generó el emplazamiento hacia el noroeste de un depósito de oleada piroclástica húmeda (Op<sub>1</sub>), posteriormente una disminución en el aporte de agua del acuífero, produjo que la erupción se tornara seca, lo cual permitió la formación de un depósito de flujo piroclástico (FP) que fue emplazado hacia el N y NO, hasta distancias de 3 km, así como el desarrollo de una columna eruptiva que depositó hacia el N-NO a un horizonte de caída (Pc<sub>1</sub>) (Figura III.17 y V7A). Probablemente las variaciones en la relación magma/agua, dieron lugar a erupciones secas y húmedas, lo cual se refleja en la alternancia de depósitos de oleadas piroclásticas (Op<sub>2</sub>-Op<sub>7</sub>) y depósitos de caída (Pc<sub>2</sub>-Pc<sub>6</sub>) que sobreyacen a los depósitos Op<sub>1</sub>, FP y Pc<sub>1</sub> (Figuras III.17 y V7A).

Debido al cese en el aporte de agua por parte del acuífero, la erupción continuó con el establecimiento de una columna eruptiva subpliniana-pliniana, sostenida y estable que alcanzó una altura de 15.6 km (Figuras IV.6B y V.7B). Dicha columna fue dispersada hacia el NO y N-NO del Guangoche (Figura IV.1B). Durante esta etapa eruptiva se expulsó un volumen de tefra de 0.92 km<sup>3</sup> (lo que equivale a 0.38 km<sup>3</sup> de magma) (Tabla 9), con una tasa de emisión de  $1.9 \times 10^7$  kg/s, por un periodo de 13.5 horas (ver capítulo IV). Durante el desarrollo de esta columna eruptiva, el conducto volcánico se erosionó (reflejado en un enriquecimiento en líticos alterados hidrotermalmente de color negro que se aprecian en la parte superior del depósito de caída; Figuras III.18B y V.7B). Así mismo, la energía de emisión fue disminuyendo de manera gradual (representado por la gradación normal que presenta el depósito y por el horizonte de ceniza fina ubicado en la cima del mismo; Figura III.18D) hasta que la columna se desvaneció completamente. De la misma forma que con la Pómez Blanca (SPB), el depósito de caída generado por esta columna eruptiva

(Pómez Ocre Superior), presenta un enriquecimiento en partículas finas ( $-2\Phi$  a  $1\Phi$ ; Figura III.25A). Esto se debe probablemente a que el material fino producido durante la primera etapa de la erupción, se quedó en suspensión en la atmósfera circundante y después se incorporó en el depósito de caída POS. Posteriormente el volcán Guangoche tuvo otra erupción magmática, la cual originó un flujo piroclástico rico en pómez, el cual fue emplazado hacia N, NO (principalmente) y SE, alcanzando distancias de 6 y 2 km respectivamente (FPO; Figuras III.18, III.19A y C y V.7C).



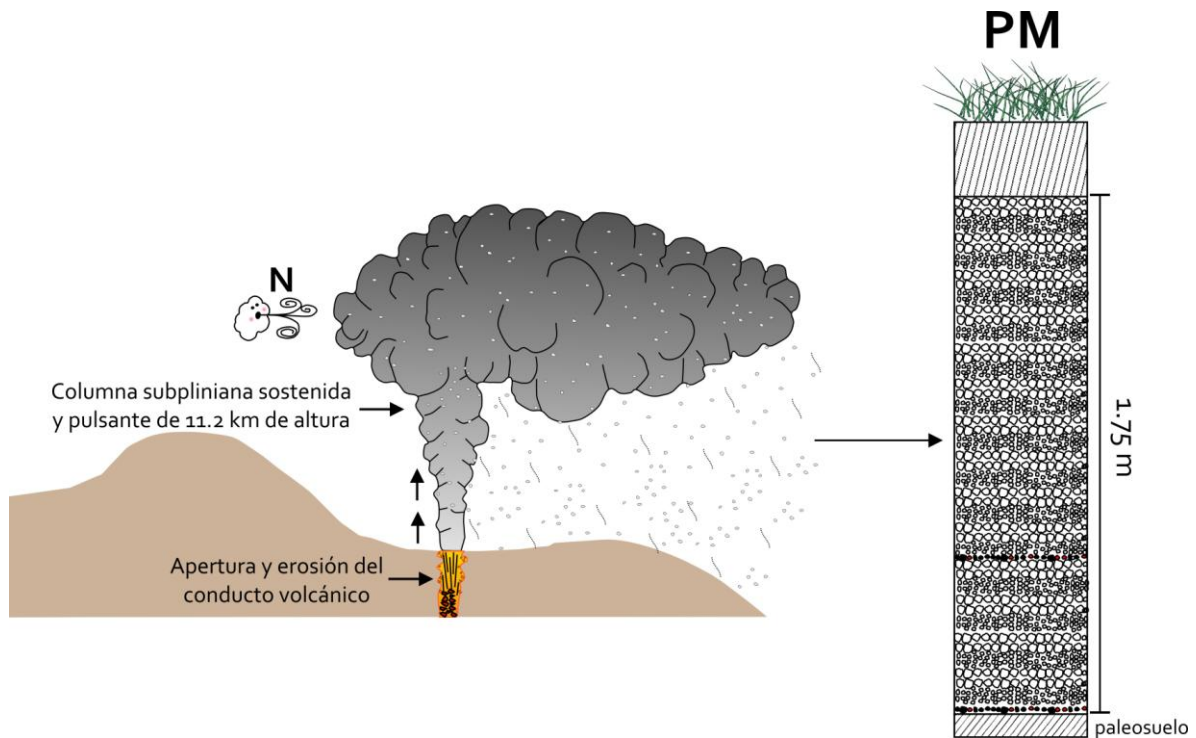
**Figura V.7.-** Esquema que representa la evolución de la erupción que formó a la Secuencia Piroclástica Ocre (SPO). **A)** La actividad inició con una erupción freatomagmática que emplazó radialmente una alternancia de depósitos de oleadas piroclásticas (Op1-Op7), depósitos de caída (Pc1-Pc6) y flujo piroclástico (FP). Dicha alternancia probablemente fue producida por las variaciones en la relación magma/agua, que permitieron la generación de erupciones secas y húmedas **B)** Posteriormente se desarrolló una columna pliniana sostenida y estable, la cual alcanzó una altura de 15.6 km, siendo dispersada por los vientos predominantes hacia el NO y N del volcán Guangoche, originando al depósito de caída Pómez Ocre Superior (POS). Durante esta actividad, el conducto volcánico se erosionó, lo cual quedó grabado en el registro estratigráfico como un horizonte rico en líticos accidentales de color negro en la parte superior del depósito. Así mismo, la columna eruptiva fue perdiendo gradualmente su energía hasta que se desvaneció completamente. **C)** Finalmente, una nueva erupción magmática generó una pequeña columna eruptiva la cual colapso inmediatamente, emplazando un flujo piroclástico de pómez (FPO) hacia el NO-N y SE.

Una vez cesado este evento eruptivo, al parecer hubo un tiempo de quietud muy corto, evidenciado en el suelo incipiente que puede observarse en algunos afloramientos encima de la Secuencia Piroclástica Ocre (Figuras III.18E y III.19A). Durante este periodo de calma hubo lluvias intensas que ocasionaron removilización del material depositado en las erupciones anteriores (Figura III.18C).

#### *Erupción Multicapas*

Esta actividad estuvo caracterizada por el desarrollo de una columna eruptiva pulsante, la cual abrió y erosionó en repetidas ocasiones las paredes del conducto volcánico (reflejado en los dos horizontes ricos en líticos accidentales de color negro que se encuentran, uno en la base y el otro a 50 cm de la base del depósito; Figuras III.19D y E y V.8). Dicha columna produjo un depósito de caída constituido por una alternancia de capas de diferente tamaño de grano (ceniza fina a lapilli fino; Figura III.19). La columna eruptiva de esta erupción alcanzó una altura de 11.2 km, la cual fue dispersada hacia el N. En esta erupción la tasa de emisión fue de  $5.1 \times 10^6$  kg/s en un tiempo de 34 horas (1.4 días), lo cual produjo un volumen de tefra de  $0.62 \text{ km}^3$ , correspondiente a  $0.26 \text{ km}^3$  de magma (Tabla 9) (ver capítulo IV). Lamentablemente, no fue posible determinar cómo culminó la erupción, dado que la parte superior del depósito se encuentra retrabajada o convertida a suelo, sin embargo es probable que la columna se haya desvanecido de manera gradual, ya que no se observa algún otro tipo de depósito piroclástico (flujos u oleadas) sobreyaciendo al depósito de caída.

Una vez concluida la actividad explosiva del volcán Guangoche y probablemente después de un periodo de quietud de duración desconocida, éste registró una etapa de actividad efusiva que generó la emisión de lavas riolíticas viscosas y dio lugar al emplazamiento de un domo con forma de cúpula, con dimensiones de 1.6 x 1.5 km de diámetro y alcanzó una altura de 260 m desde la base del cráter (Figura II.4).



**Figura V.8.-** Ilustración en la cual se representa a la erupción que dio lugar a la Pómez Multicapas (PM). Dicha erupción estuvo caracterizada por el desarrollo de una columna eruptiva sostenida y pulsante, la cual alcanzó una altura de 11.2 km y fue dispersada hacia el N del volcán Guangoche, generando un depósito de caída de pómez, constituido por una alternancia de capas con distinto tamaño de grano (PM). Es importante resaltar que esta erupción abrió y erosionó en repetidas ocasiones las paredes del conducto volcánico ya que en la base y a 50 cm de la base de la Pómez Multicapas se encontraron dos horizontes ricos en líticos alterados hidrotermalmente de color negro.



## V.2. Génesis de magmas riolíticos en el volcán Guangoche

El análisis petrográfico y geoquímico realizado en este trabajo, permitió identificar diferencias composicionales entre los productos del volcán Guangoche con respecto a las demás unidades del CVLA. Con base en estas diferencias se lograron establecer tres grupos distintivos: El **grupo 1** consiste de andesitas-basálticas, andesitas y dacitas con afinidades calci-alcálicas y calci-alcálicas de alto-K (Figuras III.39 y III.40; Tabla 7). Por otra parte, los **grupos 2 y 3** abarcan a las rocas más evolucionadas del CVLA. Dentro del **grupo 2** se incluye a la unidad riolítica del CVLA (a excepción de la lava perteneciente a la Mesa El Bosque), a la lava del borde del cráter con forma de herradura del volcán Guangoche y a la SPG, mientras que dentro del **grupo 3** se incluyen a los productos piroclásticos del volcán Guangoche y a las lavas de la Mesa El Bosque (Unidad Riolítica) y del domo central del Guangoche (Figuras III.43 y III.44; Tabla 7). Los patrones característicos de tierras raras en forma de "gaviota" (ej. Glazner *et al.*, 2008), representada por una anomalía negativa bastante pronunciada de Eu (Figuras III.44D), así como un marcado empobrecimiento en Ti, P, Sr y Ba ayudaron a distinguir a estos dos grupos (Figura III.43D). El Ba fue utilizado para clasificar a las rocas pertenecientes a los grupos 2 y 3, definiéndolas como "riolitas de alto-Ba y bajo-Ba" respectivamente. (Figura III.45E).

En general es sabido que los mecanismos principales de generación de magmas riolíticos son: cristalización fraccionada a partir de un magma basáltico parental, fusión parcial de materiales antiguos de la corteza superior, asimilación de rocas encajonantes (contaminación cortical) (Gill, 1981; Smith y Leeman, 1987; Riley *et al.*, 2001; Mortazavi y Sparks, 2004) o asimilación combinada con cristalización fraccionada (AFC; "*Assimilation Fractional Crystalization*"; DePaolo, 1981).

En primer instancia, las variaciones químicas observadas en los diagramas binarios (Figuras III.41, III.42 y III.45), así como las fases cristalinas observadas en el análisis petrográfico, revelan que las rocas andesítico-basálticas, andesíticas y dacíticas del grupo 1 y las riolitas de alto-Ba del grupo 2 aproximadamente siguen la misma línea de descenso del líquido, probablemente relacionando su génesis con procesos de cristalización

fraccionada a partir de un magma máfico parental, el cual podría estar representado por la muestra AZF-0821 (andesita-basáltica de la unidad basáltica del CVLA; Tabla 7). No obstante, algunas rocas de las unidades andesítica, dacítica y riolítica se observan dispersas (Figuras III.41, III.42 y III.45), lo cual puede sugerir que la evolución magmática fue producida por más de un proceso de diferenciación magmática, tal como, asimilación de rocas encajonantes o asimilación-cristalización fraccionada (AFC). Por otro lado, explicar la génesis de las riolitas de bajo-Ba del grupo 3 por cristalización fraccionada a partir de la unidad basáltica no es algo factible, ya que las evidencias geoquímicas de dicho grupo (diagramas tipo Harker de elementos mayores y traza; Figuras III.42 y 45) no muestran correlación con las rocas del grupo 1 y 2. En especial, las relaciones de Ba *versus* SiO<sub>2</sub> mostradas en la Figura III.45E claramente establecen que las bajas concentraciones de Ba en las riolitas del grupo 3, no pueden ser producidas por la cristalización fraccionada de rocas basálticas, ni pueden ser el resultado de la mezcla de dacitas y riolitas de alto-Ba como las que conforman al grupo 1 y 2. A lo anterior, podemos agregar que la presencia de pómez gris y bandeada en los depósitos piroclásticos del volcán Guangoche (ver capítulo III.2.1; Figuras III.20, III.21 y III.22), podría sugerir un proceso de mezcla de magmas como parte de la evolución petrogenética de los magmas que generaron a las rocas del volcán Guangoche. Sin embargo, los análisis geoquímicos (ver capítulo III.4; Tabla 7) no revelan diferencias composicionales significativas entre ambos fragmentos de pómez y además los resultados del análisis petrográfico sugieren que la diferencia de colores se debe a cambios texturales y no composicionales.

Por su parte, el proceso de fusión parcial de rocas pre-existentes de la corteza, ha sido otro mecanismo considerado por algunos autores como importante en la generación de magmas silíceos (Smith y Leeman, 1987; Tepper *et al.*, 1993; Chappell y White, 2001; Izbekov *et al.*, 2004). Sin embargo, estudios recientes en donde se emplean modelos numéricos de transferencia de masa y calor entre magmas máficos y la corteza pre-existente (Barboza *et al.*, 1999; Babeyko *et al.*, 2002; Annen *et al.*, 2006), revelan que es complicado formar cantidades volumétricamente significativas de fundidos puros de la corteza, ya sea en la corteza superior como en la inferior, debido a que se requeriría de un flujo de calor muy alto proveniente del manto (>60 Mw/m<sup>2</sup>; Babeyko *et al.*, 2002), y

solamente en esas condiciones se lograrían fundir cantidades poco significativas de la corteza inferior. Incluso re-fundir rocas intrusivas jóvenes requeriría de grandes cantidades de entalpía y volátiles (Brown, 2007). Por lo que contemplar a dicho mecanismo como posible fundador de los magmas silícicos del grupo 2 y 3 no es algo viable.

Por otro lado, los magmas derivados del manto durante su ascenso hacia la superficie terrestre, pueden contaminarse por asimilación de las rocas encajonantes. Sin embargo este proceso generalmente está relacionado con otros mecanismos tales como cristalización fraccionada (Wilson, 2007), por lo que por sí solo, este mecanismo no pudo haber generado a las rocas riolíticas del CVLA y del Guangoche.

### **V.2.1. Modelo de AFC para el CVLA**

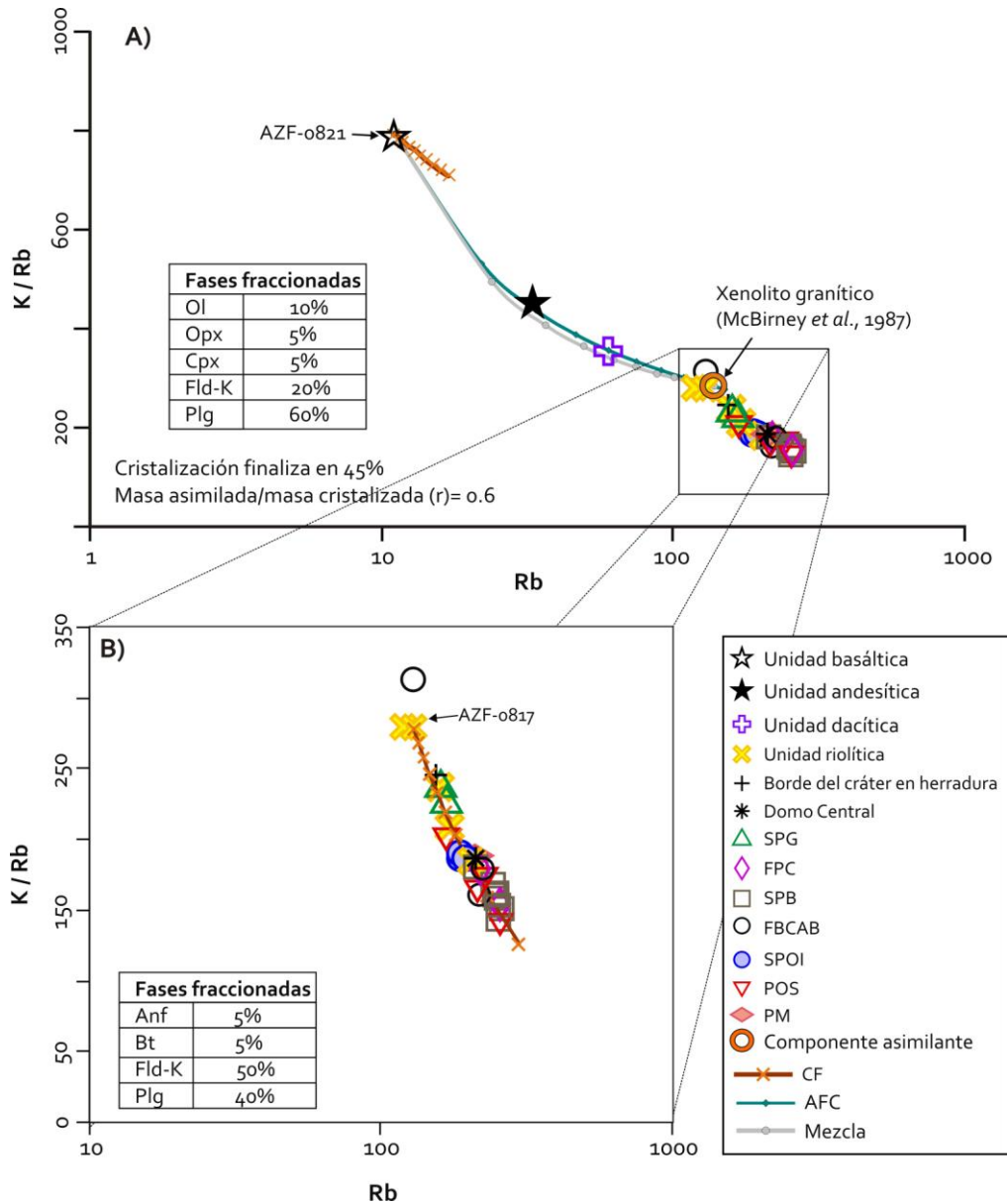
Otro proceso que se ha propuesto para la evolución magmática en general es el de Asimilación Cristalización Fraccionada ("AFC" por sus siglas en inglés; DePaolo, 1981), el cual involucra simultáneamente asimilación y cristalización fraccionada, ya que durante el ascenso de un magma hacia la superficie terrestre, estos pueden ser contaminados por asimilación de las rocas encajonantes; esta asimilación requiere del calor y la transferencia de volátiles (principalmente H<sub>2</sub>O), los cuales son liberados a partir de la cristalización de un magma primario, lo que promueve la fusión parcial de la corteza circundante y esto puede incluir rocas de un basamento meta-sedimentario y meta-ígneo (Petford y Gallagher, 2001; Annen y Sparks, 2002). Por consiguiente, para dilucidar los procesos que actuaron en la génesis magmática de los grupos 1, 2 y 3, se modelaron procesos de cristalización fraccionada, mezcla de magmas (Powell, 1984) y AFC (DePaolo, 1981) mediante el software FC-AFC-FCA and Mixing-MODELER de Ersoy y Helvacı (2010).

Para esta situación se consideró como magma primario, la muestra menos evolucionada del área (andesita-basáltica) y como asimilante se utilizó un xenolito de la corteza superior de composición granítica que se encontró dentro de las lavas del volcán Parícutin (McBirney *et al.*, 1987). Los resultados de este modelo sugieren que las andesitas, dacitas

y algunas riolitas del grupo 2 (Domo El Chinapo, Mesa El Carpintero y un lítico del FBCAB) responden a un proceso de AFC (Figura V.9A). Este proceso requiere de un 45% de cristalización fraccionada de olivino (10%), ortopiroxeno (5%), clinopiroxeno (5%), feldespatos-K (20%) y plagioclasa (60%) y una relación de masa asimilada/masa cristalizada ( $r$ ) de 0.6 (Tabla 10). El xenolito granítico con el que se modeló probablemente proviene de alguno de los plutones graníticos que pertenecen a las secuencias ígneas del Terreno Guerrero (Elías-Herrera *et al.*, 2000) o tal vez, representa alguna de las contrapartes intrusivas que forman parte de la Sierra Madre Occidental y cuyo origen tuvo lugar durante el Cretácico superior-Cenozoico (Ferrari *et al.*, 2007). Sin embargo, se puede apreciar en la gráfica de la Figura V.9A que los productos más evolucionados del área (casualmente riolitas con bajo Ba), no se ajustan al patrón de AFC ni tampoco a la de CF (cristalización fraccionada) a partir del magma andesítico-basáltico.

### V.2.2. Génesis de riolitas con bajo-Ba

Como se indica en la Figura V.9A, ninguno de los procesos de cristalización fraccionada, mezcla o AFC a partir de la unidad basáltica, es capaz de recrear las características geoquímicas de las rocas del grupo 3; ya que éstas no se ajustan a la línea de evolución del líquido y más bien despliegan una pendiente más pronunciada. Esto sugiere que las riolitas del grupo 3 (bajo en Ba), se debieron formar por un mecanismo diferente de las riolitas con alto Ba. Casualmente si consideramos solamente a las lavas riolíticas (ambas con alto y bajo Ba), éstas muestran una relación mediante un proceso de cristalización fraccionada (Figura V.9B). Para este modelo se utilizó la riolita del grupo 2 (AZF-0817, lava del domo El Chinapo; Tabla 7), considerando un 90% de cristalización fraccionada de anfíbol (5%), biotita (5%), plagioclasa (40%) y feldespatos-K (50%) (Tabla 10). Por lo tanto, es muy probable que los magmas de bajo Ba hayan sido generados por CF de las riolitas de alto Ba (Figura V.9B).



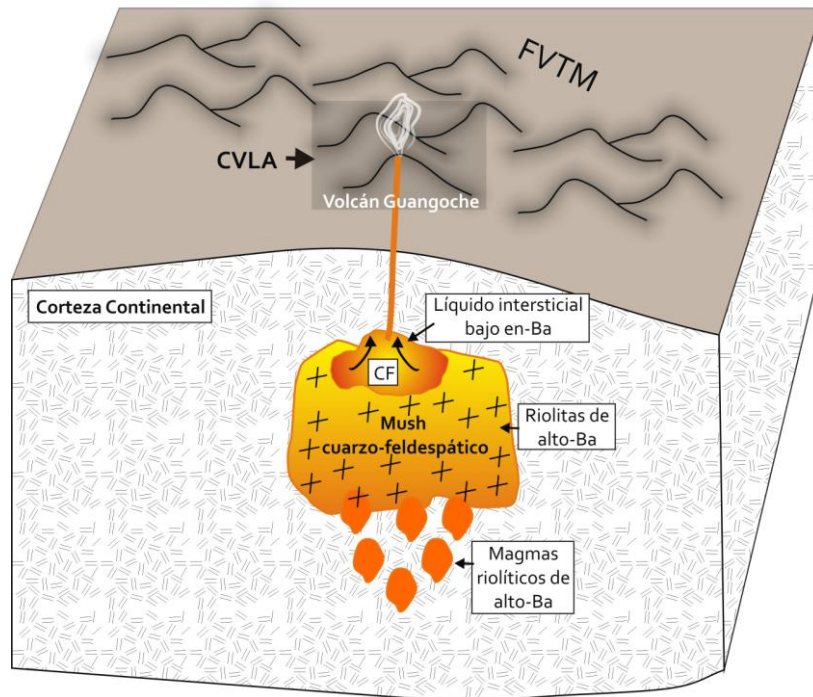
**Figura V.9.- A)** Diagrama de evolución magmática: cristalización fraccionada (CF), AFC ("Assimilation Fractional Crystallization") y mezcla, empleando como magma primitivo a la andesita-basáltica de la unidad basáltica y como asimilante a un xenolito granítico. Dentro de las fases fraccionadas se incluye al olivino (Ol), ortopiroxeno (Opx), clinopiroxeno (Cpx), feldespato-K (Fld-K) y plagioclasa (Plg) y se utilizó una relación entre la tasa de asimilación y la tasa de cristalización fraccionada (r) de 0.6. **B)** Diagrama en el cual se modela el proceso CF a partir de una lava riolítica con alto Ba del grupo 2, perteneciente al domo El Chinapo (AZF-0817). Dentro de las fases fraccionadas se incluye al anfíbol (Anf), biotita (Bt), Fld-K y Plg.

Aunado a lo anterior, diversos autores han propuesto la génesis de riolitas altamente explosivas a partir de la extracción de líquido intersticial atrapado dentro de grandes y someras zonas de concentrados ("mush") cristalinos, los cuales son alimentados por magmas máficos e intermedios (Hildreth, 2004; Eichelberger *et al.*, 2006; Lipman, 2007; Bachmann y Bergantz, 2008 y Glazner *et al.*, 2008). Dicha extracción, al parecer es



efectiva cuando las zonas de mush contienen entre un 50-60% en volumen de cristales, bajo estas condiciones, la permeabilidad sigue siendo lo suficientemente alta como para que el líquido sea eficientemente extraído (Marsh, 1981; Brophy, 1991, Vigneresse *et al.*, 1996; Petford, 2003; Bachmann y Bergantz, 2004). Aunque cabe resaltar que la mayoría de estas zonas terminan formando plutones silícicos (Lipman, 1984; Bachmann *et al.*, 2007; Hildreth y Wilson, 2007; Lipman, 2007), existen algunas casos en los que se producen ignimbritas ricas en cristales (Lipman *et al.*, 1997; Lindsay *et al.*, 2001; Bachman *et al.*, 2002).

Tomando en cuenta las características geoquímicas distintivas de las rocas del grupo 3, tales como patrones de REE en forma de gaviota, con relaciones muy bajas de  $Eu/Eu^*$  de 0.17-0.080; Tabla 7), con valores fraccionados de LREE y patrones relativamente planos, pero enriquecidos en HREE (generalmente 10 veces mayor que la condrita; Figura III.44D), valores altos de Y (20 a 58 ppm; Tabla 7) y un alto empobrecimiento en Ba, Sr y Ti, apreciado en anomalías negativas en el diagrama multielementos (Figura III.43D); se concluye que dichos magmas (del grupo 3), se pudieron haber formado por la extracción de un líquido intersticial, a partir de un mush de composición cuarzo-feldespática pobre en Ti (Glazner *et al.*, 2008); este empobrecimiento en Ti se puede corroborar en el diagrama multielementos (Figura III.43D), y que a su vez está asociado con la cristalización de titanomagnetita, la cual está presente en las rocas del volcán Guangoche. Así mismo, el empobrecimiento en Ba, Sr y Eu observado en el diagrama multielementos (Figura III.43D), REE (Figura III.44D) y tipo Harker (Figuras III.45C y E) reflejan la presencia de feldespato como fase residual en la fuente (Bachmann y Bergantz, 2008; Glazner *et al.*, 2008). Dicho "mush" pudo haber sido el resultado del estancamiento y cristalización en niveles someros de la corteza (seguramente corteza superior) de algunos magmas que formaron a las riolitas de alto-Ba, cuyo líquido intersticial (pobre en Ba) sufrió procesos de fraccionación de feldespato-K dando lugar a las rocas del grupo 3 (Figuras V.9B y V.10).|



**Figura V.10.-** Diagrama que muestra el proceso de generación de magmas del grupo 3, a partir de un "mush" cristalino de composición cuarzo-feldespática. Dicho "mush" probablemente fue formado por el estancamiento y cristalización en niveles someros de la corteza de algunos magmas que formaron a las riolitas de alto-Ba (grupo 2). El líquido intersticial atrapado dentro del mush cristalino, está caracterizado por un empobrecimiento en Ba, Sr y Eu, reflejando la presencia de feldespato como fase residual en la fuente (y para este caso en el "mush"). Antes de ser extraído y expulsado a la superficie terrestre de manera explosiva, este líquido experimentó procesos de cristalización fraccionada.

**Tabla 10.-** Resultados de salida de los modelos de "Assimilation Fractional Crystallization" (AFC) y Cristalización Fraccionada.

**Resultados de AFC**

r=0.6	Co	Fracción del líquido residual								
		100%	95%	90%	85%	80%	75%	70%	65%	60%
Rb	11.00	21.96	33.72	46.36	60.03	74.88	91.09	108.90	128.62	150.64
K	8716.37	11668.44	14756.62	17995.30	21401.34	24994.72	28799.31	32844.05	37164.43	41804.76

**Resultados de FC**

Co	Fracción del líquido residual									
	100%	90%	80%	70%	60%	50%	40%	30%	20%	10%
Rb	129.00	134.06	139.95	146.94	155.44	166.14	180.23	200.19	232.12	298.94
K	35944.63	36023.30	36111.45	36211.64	36327.66	36465.35	36634.58	36853.92	37165.30	37703.70

Modelos de AFC y FC calculados por el modelador de FC-AFC-FCA y mezcla desarrollado por Ersoy y Helvacı (2010). Para el modelo de AFC se consideraron las siguientes fases: olivino (10%), ortopiroxeno (5%), clinopiroxeno (5%), feldespato-K (20%), plagioclasa (60%); mientras que para el modelo de FC se tomaron en cuenta las fases minerales de: anfíbol (5%), biotita (5%), feldespato-K (50%), plagioclasa (40%).

Los coeficientes de partición empleados en los modelos fueron: olivino (Rb= 0.020; K=0.013; Fujimaki *et al.*, 1984 y Zanetti *et al.*, 2004 respectivamente), ortopiroxeno (Rb= 0.030; K= 0.091; Fujimaki *et al.*, 1984 y Philpotts y Schnetzler, 1970 respectivamente), clinopiroxeno (Rb= 0.0047; K= 0.0072; Foley *et al.*, 1996 y Philpotts y Schnetzler, 1970 respectivamente), anfíbol (Rb= 0.18 (Ewart y Griffin, 1994); K= 0.081 (Rollinson, 1993)); biotita (Rb= 4.5; K= 2.5; Higuchi y Nagasawa, 1969); feldespato-K (Rb= 0.61; K= 1.49; Ewart y Griffin, 1994 y Philpotts y Schnetzler, 1970 respectivamente), plagioclasa (Rb= 0.24 (Ewart y Griffin, 1994); K= 0.263 (Philpotts y Schnetzler, 1970)).

Co, magma parental AZF-0821 (modelo AFC; Tabla 7) y AZF-0817 (modelo FC; Tabla 7).

r= relación masa asimilada/masa cristalizada (ver DePaolo, 1981).

## Capítulo VI Conclusiones

---

Las conclusiones de la presente investigación se enlistan a continuación:

1. El Guangoche es un volcán poligenético que se edificó durante el periodo de emisión de las riolitas Yerbabuena (0.30-0.08 Ma), por la acumulación de depósitos piroclásticos (flujos, oleadas piroclásticas y depósitos de caída) intercalados con flujos de lava de composición riolítica, evidenciado por las lavas del borde del cráter con forma de herradura del volcán y los depósitos piroclásticos observados en los mega-bloques del depósito de avalancha de escombros del Guangoche (AEG).
2. De acuerdo con el registro estratigráfico, el volcán Guangoche ha presentado en los últimos 31,000 años importante actividad explosiva, representada por cinco secuencias piroclásticas denominadas en orden cronológico como: Secuencia Piroclástica Cuchipitio (SPC), Secuencia Piroclástica Blanca (SPB), Secuencia Piroclástica Agua Blanca (SPAB), Secuencia Piroclástica Ocre (SPO) y Pómez Multicapas (PM), en las cuales se incluyen depósitos de flujo piroclástico de pómez, flujos piroclásticos de bloques y cenizas, oleadas piroclásticas y depósitos de caída.
3. La SPC y la SPB fueron fechadas en este trabajo por el método de radiocarbono en  $30,650 \pm 160$  años y en  $29,030 \pm 160$  años A.P., respectivamente, mientras que la SPAB ha sido fechada en  $26,700 \pm 450$  años A.P. Sin embargo, se desconoce la edad de la última erupción (PM), por posición estratigráfica se sabe que es más joven de 26,700 años.
4. Con base en características geoquímicas, es probable que la SPG forme parte de los depósitos piroclásticos que edificaron al volcán Guangoche, por lo que se

descarta como parte de la actividad piroclástica pertenece a los últimos 31,000 años de dicho volcán.

5. Un evento de colapso del sector sur del volcán Guangoche generó un cráter con forma de herradura de 1.6 x 1.5 km abierto hacia el sur y el emplazamiento de un depósito de avalancha de escombros, probablemente debido a intensa alteración hidrotermal y actividad tectónica. El depósito de avalancha cubre un área de 10.34 km<sup>2</sup>, tiene una relación H/L de 0.08 y un volumen promedio de 0.57 km<sup>3</sup>.
6. Dentro de las secuencias SPB, SPO y PM destacan tres depósitos de caída (Pómez Blanca, Pómez Ocre Superior y Pómez Multicapas), los cuales fueron generados por erupciones de tipo pliniano y sub-pliniano, con índices de explosividad volcánica (VEI) entre 4 y 5.
7. La Pómez Blanca, perteneciente a la SPB, fue originada por una erupción de tipo pliniano con un VEI de 5, la cual desarrolló una columna eruptiva sostenida y estable de 21.6 km de altura, que fue dispersada por los vientos predominantes hacia el E, cubriendo un área de ~178 km<sup>2</sup> con la isopaca de 15 cm. Durante la erupción se arrojó un volumen de magma de 0.53 km<sup>3</sup> (1.26 km<sup>3</sup> de tefra), con una tasa de emisión de  $7.0 \times 10^7$  kg/s durante aproximadamente 5 horas.
8. Una erupción de tipo subpliniano-pliniano con un VEI de 4, originó al depósito de caída Pómez Ocre Superior (perteneciente a la SPO). Dicha erupción desarrolló una columna de 15.6 km de altura, la cual fue dispersada por los vientos predominantes hacia el NO y N-NO del Guangoche, cubriendo un área de 80.3 km<sup>2</sup> con la isopaca de 40 cm. Esta erupción arrojó un volumen de magma de 0.38 km<sup>3</sup> (0.92 km<sup>3</sup> de tefra), con una tasa de emisión de  $1.9 \times 10^7$  kg/s en un periodo de 13.5 horas.
9. La Pómez Multicapas fue originada por una erupción subpliniana con un VEI de 4, la cual formó una columna eruptiva pulsante de 11.2 km de altura que fue dispersada por los vientos predominantes hacia el N del volcán Guangoche, cubriendo un área de 39 km<sup>2</sup>. La naturaleza pulsante de la columna fue ocasionada por cambios en el conducto. Esta erupción tuvo una tasa de emisión de  $5.1 \times 10^6$

kg/s en un tiempo de 34 horas (1.4 días), lo cual produjo un volumen de magma de  $0.26 \text{ km}^3$  ( $0.62 \text{ km}^3$  de tefra).

10. De manera general, los productos del volcán Guangoche tienen una textura vitrofídica y porfídica, hipocristalina e inequigranular, con una asociación mineralógica constituida por cuarzo, sanidino, plagioclasa, biotita, anfíbol, óxido, ortopiroxeno, zircon (como mineral accesorio) y epidota (como mineral de alteración).
11. El análisis geoquímico permitió diferenciar a las rocas del Campo Volcánico Los Azufres y del volcán Guangoche en tres grupos principales: el **grupo 1** consta de andesitas-basálticas, andesitas y dacitas, con afinidad calci-alkalina y calci-alkalina de alto-K y con anomalías de Eu ligeramente negativas y positivas. El **grupo 2** constituido por productos riolíticos con alto Ba y el **grupo 3**, compuesto por los productos piroclásticos del volcán Guangoche y las lavas de la Mesa El Bosque, que contienen bajos valores de Ba.
12. Las riolitas con alto Ba (grupo 2) fueron producidas por un mecanismo de AFC, entre un magma primitivo que asimiló rocas graníticas y al mismo tiempo sufrió cristalización fraccionada de olivino, orto y clinopiroxeno, feldespato-K y plagioclasa. Estos magmas riolíticos del grupo 2, se estancaron y otros provocaron erupciones en el área del CVLA.
13. La generación de los magmas riolíticos de bajo-Ba (grupo 3) se puede explicar a través de la extracción de líquido intersticial atrapado dentro de un "mush" cristalino de composición cuarzo-feldespática. El bajo contenido de Ba, Sr y Eu reflejan la presencia de feldespato como fase residual en la fuente. Así mismo, estos magmas sufrieron procesos de cristalización fraccionada, para lo cual se requirió de un 90% de cristalización fraccionada de anfíbol (5%), biotita (5%), plagioclasa (40%) y feldespato-K (50%).

## Referencias Bibliográficas

- Alfaro, F., Bonadonna, C., Volentik, A.C.M., Connor, C.B., Watt, S.F.L., Pyle, D.M., Connor, L.J., 2011. Tephra stratigraphy and eruptive volumen of the May, 2008, Chaitén eruption, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 73: 613-630.
- Alonso, H., De Anda, L.F., Mooser, F., 1964. Focos termales en la República Mexicana. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 16: 145-152.
- Annen, C., y Sparks, R.S.J., 2002. Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 203: 937-955.
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J., 2006. The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones. *Journal of Petrology*, 47: 555-539.
- Arana, S.L., Siebe, C., Macías, J.L., 2010. Dynamics of the ca. 4965 yr <sup>14</sup>C BP "Ochre Pumice" Plinian eruption of Popocatepetl volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 192: 212-231.
- Arce, J.L., Macías, J.L., Vásquez-Selem, L., 2003. The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: Stratigraphy and hazard implications. *Geological Society of America Bulletin*, 115: 230-248.
- Arce, J.L., Macías, J.L., Gardner, J.E., Rangel, E., 2012. Reconstruction of the Sibinal Pumice, and andesitic Plinian eruption at Tacaná Volcanic Complex, Mexico-Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 217-218: 39-55.
- Aumento, F., Gutiérrez, A., 1980a. El campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán, México. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno*, 14/80: 66 p.
- Aumento, F., Gutiérrez, A., 1980b. Geocronología de Los Azufres, Michoacán. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno*, 3/80: 16 p.
- Avila, G.E., Caro, P.E., Cepeda, H., Moreno, M., Torres, P., Agudelo, A., 1995. Zonificación para uso del suelo en la cuenca del Río Paez. *Jornadas Geotectónicas, VIII, Sociedad Colombiana de Ingenieros y Sociedad Colombiana de Geotécnica*, 6: 79-102.
- Babeyko, A.Y., Sobolev, S.V., Trumbull, R.B., Oncken, O., Lavier, L.L., 2002. Numerical models of crystal scale convection and partial melting beneath the Altiplano-Puna plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 199: 373-388.
- Bachmann, O., Dungan, M.A., Lipman, P.W., 2002. The Fish Canyon magma body, San Juan volcanic field, Colorado: rejuvenation and eruption of an upper crustal batholith. *Journal of Petrology*, 43: 1469-1503.
- Bachmann, O., Bergantz, G., 2004. On the origin of crystal-poor rhyolites extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology*, 45: 1565-1582.
- Bachmann, O., Miller, C.F., De Silva, S., 2007. The volcanic-plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167: 1-23.



- Bachmann, O., Bergantz, G., 2008. Rhyolites and their source mushes across tectonic setting. *Journal of Petrology*, 49: 2277-2285.
- Barboza, S.A., Bergantz, G.W., Brown, M., 1999. Regional granulite facies metamorphism in the Ivrea zone: Is the mafic complex the smoking gun or a red herring? *Geology*, 27: 447-450.
- Best, M.G., Christiansen, E.H., 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science, USA: 458 p.
- Bloomfield, K., Valastro, S., 1974. Late Pleistocene eruptive history of Nevado de Toluca volcano, central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 85: 901-906.
- Bonadonna, C., Ernst, G.G.J., Sparks, R.S.J., 1998. Thickness variations and volume estimates of tephra fall deposits: the importance of particle Reynolds number. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81: 173-187.
- Bonadonna, C., Houghton, B.F., 2005. Total grain-size distribution and volume of tephra-fall deposits. *Bulletin of Volcanology*, 67: 441-456.
- Brophy, J.G., 1991. Composition gaps, critical crystallinity, and fractional crystallization in orogenic (calc-alkaline) magmatic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109: 173-182.
- Brown, M.H., 2007. Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences. *Journal of the Geological Society, London*, 164: 709-730.
- Camacho, F., 1979. Geología de la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno*: 18 p.
- Camacho, F., Palacios, N.M., 1979. Geología de la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno*, 6/79: 42 p.
- Campos-Enríquez, J.O., Garduño-Monroy, V.H., 1995. Los Azufres silicic center (Mexico): inference of caldera structural elements from gravity, aeromagnetic, and geoelectric data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 67: 123-152.
- Capra, L., Macías, J.L., 2000. Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca volcano, central México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102: 149-167.
- Capra, L., Macías, J.L., Scott, K.M., Abrams, M., Garduño-Monroy, V.H., 2002. Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico - behavior, and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113: 81-110.
- Carey, S., Sparks, R.S.J., 1986. Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bulletin of Volcanology*, 48: 109-125.
- Carey, S., Gardner, J., Sigurdsson, H., 1995. The intensity and magnitude of Holocene plinian eruptions from Mount St. Helens volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66: 185-202.
- Carrasco-Núñez, G., Vallance, J.W., Rose, W.I., 1993. A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, Mexico: Implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59: 35-46.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1988. *Volcanic successions: modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions*. Allen & Unwin, London, U.K.: 528 p.

- Castro-Govea, R., Siebe, C., 2007. Late Pleistocene-Holocene stratigraphy and radiocarbon dating of La Malinche volcano, central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 62: 20-42.
- Chappell, B.W., White, J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48: 489-499.
- Chávez, R.D., 2006. Contacto Lingüístico entre el español y el purépecha. *CONACULTA, Culturas populares e Indígenas*, México, D.F.: 129 p.
- Constantini, L., Bonadonna, C., Houghton, B.F., Wehrmann, H., 2009. New physical characterization of the Fontana Lapilli basaltic Plinian eruption, Nicaragua. *Bulletin of Volcanology*, 71: 337-355.
- Cortés, A., Macías, J.L., Capra, L., Garduño-Monroy, V.H., 2010. Sector collapse of the SW flank of Volcán de Colima, México. The 3600 yr BP La Lumbre-Los Ganchos debris avalanche and associated debris flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197: 52-66.
- De la Cruz, V., Aguilar, J., Ortega, D., Sandoval, J.M., 1982. Estudio geológico estructural a detalle del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno*, 9/82: 41 p.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, 2: 172-187.
- Demant, A., Mauvois, R., Silva-Mora, L., 1975. Estudio geológico de las hojas Morelia- Maravatio (1/100000), Estado de Michoacán. *Instituto de Geología, UNAM, reporte interno*: 40 p.
- DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 189-202.
- Dobson, P., Mahood, G.A., 1985. Volcanic stratigraphy of the Los Azufres geothermal area, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25: 273-287.
- Drummond, M.S., Defant, M.J., 1990. A model for trondjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting. *Journal of Geophysical Research*, 95: 21503-21521.
- Eaton, G.P., 1963. Volcanic ash deposits as a guide to atmospheric circulation in the geologic past. *Journal Geophysical Research*, 68: 561-528.
- Eggs, S.M., Woodhead, J.D., Kinsley, L.P.J., Mortimer, G.E., Sylvester, P., McCulloch, M.T., Hergt, J.M., Handler, M.R., 1997. A simple method for the precise determination of  $\geq 40$  trace elements in geological samples by ICPMS using enriched isotope internal standardization. *Chemical Geology*, 134: 311-326.
- Eichelberger, J.C., Izbekov, P.E., Browne, B.L., 2006. Bulk chemical trends at arc volcanoes are not liquid lines of descent. *Lithos*, 87: 135-154.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., 2000. Geological and geochronological data of Guerrero terrane in the Tejuipilco area, southern Mexico: New constrains on its tectonic interpretation. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 355-375.
- Ersoy, Y., Helvacı, C., 2010. FC-AFC-FCA and mixing modeler: A Microsoft® Excel® spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing. *Computers & Geosciences*, 36: 383-390.

- Espinasa-Pereña, R., Martín-del Pozzo, A.L., 2006. Morphostratigraphic evolution of Popocatepetl volcano, México. En: Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre-Díaz, G. (Eds.). Neogene-Quaternary continental margin volcanism: a perspective from México: Boulder, Colorado. *Geological Society of America, Special Paper*: 402.
- Espíndola, J.M., Macías, J.L., Tilling, R.I., Sheridan, M.F., 2000. Volcanic history of El Chichón volcano (Chiapas, México) during the Holocene, and its impact on human activity. *Bulletin of Volcanology*, 62: 90-104.
- Ewart, A., Griffin, W.L., 1994. Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks. *Chemical Geology*, 117: 251-284.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquaré, G., Tibaldi, A., 1991. Geology of Los Azufres caldera, México, and its relationships with regional tectonic. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47: 129-148.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquaré, G., Tibaldi, A., 1993. The Los Azufres caldera, Mexico: the results of multiple nested collapses (Reply to a comment by Robin and Pradal). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 56: 345-349.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2007. Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of the western margin of North America. *Geological Society of America Special Paper*, 36: 1-39.
- Fierstein, J., Nathenson, M., 1992. Another look at the calculation of fallout tephra volumes. *Bulletin of Volcanology*, 54: 156-167.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.U., 1984. Pyroclastic Rocks. *Springer-Verlag*, Berlin: 472 p.
- Flohr, M.J.K., 1997. X-ray powder diffraction. *U.S. Geological Survey, Information Handout* (online).
- Foley, S.F., Jackson, S.E., Fryer, B.J., Greenough, J.D., Jenner, G.A., 1996. Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by MA-ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 629-638.
- Frank, D., 1983. Origin, distribution and rapid removal of hydrothermally formed clay at Mount Baker, Washington. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1022-E: 31 p.
- Froggatt, P.C., Lowe, D.J., 1990. A review of late Quaternary silicic and some other tephra formations from New Zealand: their stratigraphy, nomenclature, distribution, volume, and age. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 33: 89-109.
- Fujimaki, H., Tatsumoto, M., Aoki, K-i., 1984. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses. *Journal of Geophysical Research*, 89: 662-672.
- Garduño-Monroy, V.H., Martiñón-García H., 1984. Análisis estructural de la zona sur del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno*, 24/84.
- Garduño-Monroy, V.H., 1985a. Análisis estructural de la zona norte del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno*, 19/85: 25 p.
- Garduño-Monroy, V.H., 1985b. Reporte geológico-estructural del área de Tzitzio, Michoacán. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno*, 7/85: 14 p.

- Garduño-Monroy, V.H., 1987a. Estudio geológico-estructural del área de Santa Inés, Michoacán. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno, 1/87*: 39 p.
- Garduño-Monroy, V.H., 1987b. Resumen de las conclusiones del modelo geológico regional del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno, 9/87*: 39 p.
- Garfias, A., González, A., 1978. Resultados de las exploraciones en la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán, México. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno*: 42 p.
- Garfias, A., Casarrubias, Z., 1979. Resumen geológico del pozo Azufres No.6. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno*: 43 p.
- Garfias, A., Huitron, R., 1985. Informe geológico del pozo Azufres No.37. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno*: 44 p.
- Gill, J., 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, New York: 390 p.
- Glazner, A.F., Coleman, D.S., Bartley, J.M., 2008. The tenuous connection between high-silica rhyolites and granodiorite plutons. *The Geological Society of America*, 36: 183-186.
- 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*, Tomo LVII-3: 227-283.
- González-Partida, E., 2001. Especies sulfurosas del sistema hidrotermal actual del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán: distribución y comportamiento isotópico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18: 103-110.
- Gorshkov, G.S., 1962. On the classification and terminology of Pelée and Katmai type eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 24: 155-165.
- Govindaraju, K., 1994. Compilation of working values and sample description for 383 standard reference materials. *Geostandards Newsletter*, 18: 331 p.
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., 2012. Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 74: 1187-1211.
- Gutiérrez, A., Aumento, F., 1982. The Los Azufres, Michoacán, México, geothermal field. *Journal of Hydrology*, 56: 137-162.
- Gutiérrez-Elorza, M., 2008. Geomorfología. Prentice Hall, España: 920 p.
- Higuchi, H., Nagasawa, H., 1969. Partition of trace elements between rock-forming minerals and the host volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 7: 281-287.
- Hildreth, W., 2004. Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136: 169-198.
- Hildreth, W., Wilson, C.J.N., 2007. Compositional zoning in the Bishop Tuff. *Journal of Petrology*, 48: 951-999.

- Huitrón, R., Franco, A., Cons, M., González, M., 1986. Informe geológico del pozo Azufres No. 48. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno*: 45 p.
- Huitrón, R., González, M., Rodríguez, A., 1987. Informe geológico del pozo Azufres No.53. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno*: 35 p.
- Huitrón, R., Rodríguez A., Pérez-Esquivias, H., 1988. Informe geológico del pozo AZ-54. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno*: 28 p.
- Huitrón, R., Pérez-Esquivias, H., 1989. Informe geológico del pozo AZ-57. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno*: 32 p.
- INEGI, 2010. Instituto Nacional de Estadística y Geografía (en línea). Disponible en: <http://www.inegi.org.mx>
- Inman, D.L., 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 22: 125-145.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Izbekov, P., Gardner, J.E., Eichelberger, J.C., 2004. Comagmatic granophyre and dacite from Karymsky volcanic center, Kamchakta; experimental constraints and magma storage conditions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131: 1-18.
- Keefer, D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 406-421.
- Kelemen, P.B., Yogodzinski, G.M., Scholl, D.W., 2003a. Along-strike variation in lavas of the Aleutian island arc: implications for the genesis of high-Mg# andesite and the continental crust. En: Rudnick, R.L. (Ed.). Inside the subduction factory. *American Geophysical Union and Geophysical Monographs*, 138: 223-274.
- Kelemen, P.B., Hangh, K., Greene, A., 2003b. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with emphasis on primitive andesite and lower crust. En: Rudnick, R.L. (Ed.). The Crust, Treatise on Geochemistry. *Elsevier Netherland*, 3: 593-659.
- Kelleher, P.C., Cameron, K.L., 1990. The geochemistry of the Mono Crater-Mono Lake Islands Volcanic Complex, eastern California. *Journal of Geophysical Research*, 95: 17643-17659.
- Lagmay, M.A., Pyle, D.M., Dade, B., Oppenheimer, C., 1999. Control of crater morphology on flow path direction of Soufrière-type pyroclastic flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, B104: 7169-7181.
- Lastra, Y., 2006. Los otomíes, su lengua y su historia. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Investigaciones Antropológicas*, México: 525 p.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, R., 1986. A classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- Lenhardt, N., Böhnell, H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I.S., Hournung, J., Hinderer, M., 2010. Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico). *Bulletin of Volcanology*, 72: 817-832.

- Lindsay, J.M., Schmitt, A.K., Trumbull, R.B., De Silva, S.L., Siebel, W., Emmermann, R., 2001. Magmatic evolution of the La Pacana caldera system, Central Andes, Chile: Compositional variation of two cogenetic, large-volume felsic ignimbrites. *Journal of Petrology*, 42: 459-486.
- Lipman, P.W., 1984. The roots of ash-flow calderas in western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research*, 89: 8801-8841.
- Lipman, P.W., 2007. Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers: Evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field. *Geosphere*, 3: 1-29.
- Lipman, P.W., Dungan, M.A., Bachmann, O., 1997. Comagmatic granophyric granite in the Fish Canyon Tuff, Colorado: Implications for magma-chamber processes during a large ash-flow eruption. *Geology*, 25: 915-918.
- López-Hernández, A., 1991. Análisis estructural del campo geotérmico de los Azufres. Michoacán: Interpretación de los datos superficiales y de subsuelo. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno*, 11/91: 137 p.
- Lozano, R., Bernal, J.P., 2005. Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22: 329-344.
- Macías, J.L., Arce, J.L., García, P.A., Siebe, C., Espíndola, J.M., Komorowski, J.C., Scott, K., 1997. Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, Central México. En: Link, K.P., Kowallis, B.J. (Eds.). Proterozoic to recent stratigraphy, tectonics, and volcanology, Utah, Nevada, southern Idaho and Central México. *Brigham Young University, Geology Studies*, 42: 493-528.
- Macías, J.L., Arce, J.L., Mora, J.C., Espíndola, J.M., Saucedo, R., 2003. A 550-year-old Plinian eruption at El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: Explosive volcanism linked to reheating of the magma reservoir. *Journal of Geophysical Research*, 108: 1-18.
- Macías, J.L., Arce, J.L., Garduño, V.H., Castro, R., García-Tenorio, F., Saucedo, R., 2008. Estudio vulcanológico y estructural de la secuencia estratigráfica Mil Cumbres y la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno*: 73 p.
- Macías, J.L., Arce, J.L., García-Palomo, A., Mora, J.C., Layer, P.W., Espíndola, J.M., 2010. Late-Pleistocene flank collapse triggered by dome growth at Tacaná volcano, México-Guatemala, and its relationship to the regional stress regime. *Bulletin of Volcanology*, 72: 33-53.
- Maldonado, M., 1956. Vulcanismo terciario y reciente del Eje volcánico de México: Formaciones andesíticas de las sierras de Las Cruces y Ozomutlan, formaciones basálticas de las sierras de Zitácuaro, Morelia, Paracho, y alrededores de Paricutin, Fenómenos post-paroxismales de la sierra de San Andrés y el lago de Cuitzeo y estructura e historia del nuevo volcán Paricutin. *20<sup>th</sup> International Geological Congress, Excursion A-15*: 74 p.
- Marsh, B.D., 1981. On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78: 85-98.
- Martínez-Estrella, J.I., García-Gutiérrez, A., Hernández-Ochoa, A.F., Verma, M.P., Mendoza-Covarrubias, A., Ruiz-Lemus, A., 2010. Simulación numérica de la operación de la red de transporte de vapor del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán. *Geothermia*, 23: 2-13.



- Martiñón-García H., 1985. Inclinación y zonas de influencia de las estructuras en Los Azufres, Michoacán. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno*, 13/85: 18 p.
- Mauvois, R., Demant, A., Silva, L., 1976. Estructuras Terciarias en la base del Eje Neo-volcánico (Ejemplo de la depresión Tzitzio-Huetamo, estado de Michoacán). *Resúmenes, III Congreso Latinoamericano de Geología, Acapulco, México*: 87 p.
- McBirney, A.R., Taylor, H.P., Armstrong, R.L., 1987. Paricutin re-examined; a classic example of crustal assimilation in calcalkaline magma: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 113-137.
- McGuire, W.J., Jones, A.P., 1996. Volcano instability: a review of contemporary themes. En: McGuire, W.J., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.). Volcano Instability on the Earth and Other Planets. *Geological Society Special Publications*, 100: 25-43.
- Mercalli, G., 1907. I Vulcani attivi della Terra. Ulrico Hoepli, Milan: 421 p.
- Mooser, F., 1964. Provincias geotérmicas de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 16: 153-161.
- Mori, L., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M., González-Torres, E.A., Chapela-Lara, M., Díaz-Bravo, B.A., Roberge, J., 2011. Thermomechanical maturation of the continental crust and its effects on the Late Eocene-Early Oligocene volcanic record of the Sierra Madre del Sur Province, southern Mexico. *International Geology Review*: 22 p.
- Moriya, I., 1980. Bandaian eruption and landforms associated with it. *Collection of articles in memory of retirement of Prof. K. Nishimura from Tohoku University*: 214-219.
- Mortazavi, M., Sparks, R.S.J., 2004. Origin of rhyolite and rhyodacite lavas and associated mafic inclusions of Cape Akrotiri, Santorini: the role of wet basalt in generating calcalkaline silicic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146: 397-413.
- Newhall, C.G., Self, S., 1982. The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 87: 1231-1238.
- Palacios, N.M., Camacho, F., 1976. Informe geológico de la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno*, 3/76: 18 p.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991. Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacán. *Geological Society of America, Map and Chart series*, MCH072: 22 p.
- Peccerillo, A., Taylor, R.S., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- Pérez-Esquivias, H., Gómez-López, J., 1992. Informe geológico del pozo AZ-60. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno*: 29 p.
- Petford, N., Gallagher, K., 2001. Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma. *Earth and Planetary Science Letters*, 193: 483-489.
- Petford, N., 2003. Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31: 399-427.

- Philpotts, J.A., Schnetzler, C.C., 1970. Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr, and Ba with applications to anorthosite and basalt genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34: 307-322.
- Powell, R., 1984. Inversion of the assimilation and fractional crystallization (AFC) equations; characterization of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suites. *Journal of the Geological Society*, 141: 447-452.
- Pradal, E., 1990. La caldera de Los Azufres (México): Contexte volcanologique d'un grand champ géothermique. Thèse doctorat, Université Clermont-Ferrand: 250 p.
- Pradal, E., Robin, C., 1985. Découverte d' une caldera majeure associée au champ géothermique de Los Azufres (México). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 132: 135-142.
- Pradal, E., Robin, C., 1994. Long-lived magmatic phases at Los Azufres volcanic center, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63: 201-215.
- Pyle, D.M., 1989. The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. *Bulletin of Volcanology*, 51: 1-15.
- Pyle, D.M., 1995. Assessment of the minimum volume of tephra fall deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69: 379-382.
- Pyle, D.M., 2000. Sizes of volcanic eruptions. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.). *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, California: 263-269.
- Razo-Montiel, A., 1975. Resumen de los estudios de la zona geotérmica de la sierra de San Andrés, Michoacán. *Comisión Federal de Electricidad, Reporte interno*, 1/75: 7 p.
- Riley, T.R., Leat, P.T., Pankhurst, R.J., Harris, C., 2001. Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology*, 42: 1043-1065.
- Robin, C., Boudal, C., 1987. A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern Popocatepetl. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31: 115-130.
- Robin, C., Pradal, E., 1993. The Los Azufres caldera, Mexico: Comment on the paper by L. Ferrari, V.H. Garduño, G. Pasquaré and A. Tibaldi, or: An attempt to understand the volcanic structure. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 56: 339-344.
- Rodríguez-Salazar, A., 1983. Informe geológico del pozo Azufres No.36. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno*: 52 p.
- Rodríguez-Salazar, A., 1984. Informe geológico del pozo Azufres No.42. *Comisión Federal de Electricidad, reporte interno*: 44 p.
- Rollinson, H.R, 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. *Longman Scientific & Technical*, John Wiley & Sons, London, UK: 352 p.
- Rosi, M., Papale, P., Lupi, L., Stoppato, M., 2003. Volcanoes. A firefly guide, Buffalo, New York: 335 p.
- Santamaría, F.J., 1978. Diccionario de mexicanismos. *Editorial Porrúa S.A.*, 3ra edición, México: 1207 p.

- Saucedo, R., Gavilanes-Ruiz, J.C., Macías, J.L., Arce, J.L., Komorowski, J.C., Gardner, J., Valdez-Moreno, G., 2010. Eyewitness, stratigraphy, chemistry, and eruptive dynamics of the 1913 Plinian eruption of Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191: 149-166.
- Saunders, A.D., Tarney, J., Weaver, S.D., 1980. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: Implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth Planetary Science Letters*, 46: 344-360.
- Schuster, R.L., Crandell, D.R., 1984. Catastrophic debris avalanches from volcanoes. En: IV International Symposium on Landslides Proceedings, 1: 567-572.
- Scott, K.M., Kerle, N., Macías, J.L., Strauch, W., Devoli, G., 2002. Catastrophic, precipitation-triggered lahars at Casita Volcano, Nicaragua – Flow transformations, flow bulking, and future mitigation strategies. *Geological Society of America Bulletin*, 9: 315-334.
- Sheridan, M.F., Wohletz, K.H., 1981. Hydrovolcanic explosions: the systematics of water-pyroclast equilibration. *Science*, 212: 1387-1389.
- Sheridan, M.F., Barberi, F., Rose, M., Santacroce, R., 1981. A model for plinian eruptions of Vesuvius. *Nature*, 289: 282-285.
- Sheridan, M.F., Bonnard, C., Carreño, C., Siebe, C., Strauch, W., Navarro, M., Calero, J.C., Trujillo, N.B., 1999. Report on the 30 October 1998 rock fall/avalanche and breakout flow of Casita Volcano, Nicaragua, triggered by Hurricane Mitch. *Landslide News*, 12: 2-4.
- Siebe, C., Komorowski J.C., Sheridan M.F., 1992. Morphology and emplacement of an unusual debris-avalanche deposit at Jocotitlán volcano, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 54: 573-589.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., 1995. Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatepetl, estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. *Centro Nacional de Prevención de Desastres, CENAPRED, México*: 195-220.
- Siebe, C., Macías, J.L., 2006. Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra de Chichinautzin volcanic field. *Geological Society of America, Special Paper*, 401
- Siebert, L., 1984. Large volcanic debris avalanche, characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 22: 220-235.
- Siebert, L., 1996. Hazards of large volcanic debris avalanche and associated eruptive phenomena. En: Tilling, R.S. (ed.). *Monitoring and mitigation of volcano hazards*, Springer, Berlin: 541-572.
- Siebert, L., 2002. Landslides resulting from structural failure of volcanoes. En: Evans, S.G., De Graff, J.V. (Eds.). *Catastrophic landslides: Effects, occurrence, and mechanisms. Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, 15: 209-235.
- Silva-Mora L., 1979. Contribution a la connaissance de l'axe Volcanique Transmexican: étude géologique et pétrologie des lavas du Michoacán oriental: Thèse du troisième cycle, Université de Aix-Marseille, III: 146 p.
- Smith, D.R. y Leeman, W.P., 1987. Petrogenesis of Mount St. Helens dacitic magmas. *Journal of Geophysical Research*, 92: 10313-10334.

- Sparks, R.S.J., 1986. The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bulletin of Volcanology*, 48: 3-15.
- Sparks, R.S.J., Bursik, M.I., Ablay, G.J., Thomas, R.M.E., Carey, S.N., 1992. Sedimentation of tephra by volcanic plumes. Part 2: controls on thickness and grain-size variations of tephra fall deposits. *Bulletin of Volcanology*, 54:685-695.
- Sparks, R.S.J., Bursik, M.I., Carey, S.N., Gilbert, J.S., Glaze, L.S., Sigurdsson, H., Woods, A.W., 1997. *Volcanic Plumes*, John Wiley & Sons Ltd, England: 574 p.
- Stout, J.D., Goh, K.M., Rafter, T.A., 1981. Chemistry and turnover of naturally occurring resistant organic compounds in soil. En: Paul, E.A., Ladd, J.N. (Eds.). *Soil Biochemistry*, Blackwell, Oxford, UK, 5: 1-73.
- Sulpizio R., 2005. Three empirical methods for the calculation of distal volume of tephra-fall deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 145: 315-336.
- Sun, S., McDonough, W., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. En: Saunders, A., Norry, M., (Eds.). *Magmatism in ocean basins. Geological Society of London, Special Publication*, 42: 313-345.
- Suter, M., Quintero, O., Johnson, C.A., 1992. Active faults and state of stress in the central part of the Mexican Volcanic Belt: the Venta de Bravo fault. *Journal of Geophysical Research*, 97: 11983-11994.
- Tepper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W., Irving, A.J. 1993. Petrology of the Chiilwack batholith, North Cascades, Washington. Generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113: 333-351.
- Thorarinsson, S., 1954. The eruptions of Hekla 1947-1948. II,3, The Tephra-fall from Hekla on March 29<sup>th</sup> 1947. *Visindafelag Islendinga, H.F. Leiftur, Reykjavik*: 68 p.
- Tilling, R.I., Rubin, M., Sigurdsson, H., Carey, S., Duffield, W.A., 1984. Prehistoric eruptive activity of El Chichón volcano, Mexico. *Science*, 224: 747-749.
- Trumbore, S.E., 1993. Comparison of carbon dynamics in two soils using measurements of radiocarbon in pre-and post-bomb soils. *Global Biogeochemical Cycles*, 7: 275-290.
- Ui, T., Yamamoto, H., Suzuki-Kamata, K., 1986. Characterization of debris avalanche deposits in Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29: 231-243.
- Vallance, J.F., Scott, K.M., 1997. The Osceola Mudflow from Mount Rainier: Sedimentological and hazard implication of a huge clay-rich debris flow. *Geological Society of America Bulletin*, 109: 143-163.
- Varekamp, J.C., Luhr, J.F., Prestegard, K.L., 1984. The 1982 eruptions of El Chichón volcano (Chiapas, Mexico): Character of the eruptions, ash-fall deposits, and gas phase. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23: 39-68.
- Vigneresse, J.L., Barbey, P., Cuney, M., 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology*, 37: 1579-1600.
- Voight, B., Janda, R.J., Glicken, H., Douglass, P.M., 1985. Nature and mechanics of the Mount St. Helens rockslide-avalanche of the 18 May 1980. *Geotechnique*, 33: 243-273.

- Waitz, P., 1906. Phenomenes post-paroxysmiques du San Andres: Mexico. *10<sup>th</sup> International Geological Congress, Excursion*, 10: 29 p.
- Walker, G.P.L., 1971. Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *Journal of Geology*, 79: 696-714.
- Walker, G.P.L., 1973. Explosive volcanic eruptions – a new classification scheme. *Geologische Rundschau*, 62: 431-446.
- Walker, G.P.L., 1980. The Taupo Pumice: Product of the most powerful known (ultraplinian) eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8: 69-94.
- Walker, G.P.L., 1981. Plinian eruptions and their products. *Bulletin of Volcanology*, 44: 223-240.
- Wilcox, R., 1954. Petrology of Paricutin Volcano, Mexico. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 65: 281-354.
- Wilson, L., 1976. Explosive volcanic eruptions-III. Plinian eruption columns. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 45: 543-556.
- Wilson, L., Walker, G.P.L., 1987. Explosive volcanic eruptions-VI. Ejecta dispersal in Plinian eruptions: the control of eruption conditions and atmospheric properties. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 89: 657-679.
- Wilson, M., 2007. *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*. Springer, Netherlands: 466 p.
- Winter, J.D., 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, New Jersey: 697 p.
- Wohletz, K.H., Sheridan, M.F., Brown, W.K., 1989. Particle size distributions and the sequential fragmentation/transport theory applied to volcanic ash. *Journal of Geophysical Research*, 94: 15703-15721.
- Wright, J.V., Smith, A.L., Self, S., 1980. A working terminology of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8: 315-336.
- Zanetti, A., Tiepolo, M., Oberti, R., Vannucci, R., 2004. Trace-element partitioning in olivine: modeling of a complete data set from a synthetic hydrous basanite melt. *Lithos*, 75: 39-54.