

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA INSTITUTO DE GEOFÍSICA UNIDAD MICHOACÁN

ESTRATIGRAFÍA Y DINÁMICA ERUPTIVA DE LA SECUENCIA DE ERUPCIONES PLINIANAS AL NOROESTE DE MORELIA, MICHOACÁN

TESIS

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

PRESENTA:

JOHANA ANDREA GÓMEZ ARANGO

TUTOR

Dr. Denis Ramón Avellán López Cátedras CONACYT – Instituto de Geofísica

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

Dr. José Luis Arce Saldaña Instituto de Geología, UNAM Dr. José Luis Macías Vázquez Instituto de Geofísica

Morelia, Michoacán - Septiembre de 2019



Universidad Nacional Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

DEDICATORIA

A Dios por ser mi refugio más excelso y hermoso. Por su compañía en los días más difíciles, por sus bendiciones y su infinito amor.

A mi madre, María Lida Arango Ruiz, por ser el apoyo más grande de mi vida. Te amo mamá, gracias a ti soy lo que soy y todo es para ti.

A mi hermano, Cristian Camilo Gómez Arango, por ser el regalo más lindo que Dios me dio; por su apoyo y la felicidad que le ofrece a mi vida.

A TODA mi familia, a mi abuela Berenice (Q.E.P.D), a mi papá Carlos, a Tinita, a Toñito...A todos. Por creer en mí, por nunca dejarme sola y por siempre llenarme de todo su amor.

LOS AMO♥.

A la memoria de mi gran amiga y geóloga Laura Alejandra Flórez Aguirre quien partió de este mundo dejando una huella imborrable en mi vida. Así mismo a la memoria de los geólogos Camilo Andrés Tirado y Henry Mauricio Martínez.

"Siempre en nuestros corazones".

"ESTE ES EL TRIUNFO DE UN SUEÑO" Fase

Johana Gómez Arango

AGRADECIMIENTOS

★ Primeramente quiero agradecer a mi estimado tutor el Dr. Denis Ramón Avellán quien con su paciencia y dedicación guio día tras día este trabajo. Por la amistad, los consejos e infinitos conocimientos brindados, además de toda la confianza y apoyo. GRACIAS Denis, gracias por absolutamente todo, eres una persona increíble y todos deberían tener un amigo como tú.

★ A mi gran amigo del alma, Dr. Hugo Murcia por ser la persona que más confía en mi en todo el mundo. Gracias por su apoyo incondicional, por estar conmigo en otra etapa más de mi vida sin alejarse ni un momento; me siento feliz y afortunada de tenerte en mi vida.

★ Agradezco de igual manera a la Dra. Gabriela Gómez por su bonita amistad y apoyo en todas las etapas de mis estudios de maestría y en mí día a día; eres la persona más noble que conozco.

★ Al maestro Guillermo Cisneros, al Dr. Juan Manuel Sánchez y a la Dra. Gabriela Gómez por su compañía y ayuda en el trabajo de campo; por transmitirme toda su sabiduría.

★ A Felipe García Tenorio por el apoyo técnico en el laboratorio de petrografía, a Fabiola Mendiola por el apoyo técnico en los laboratorios de partículas gruesas y finas, a Guillermo Cisneros por el apoyo en la obtención de la información digital, a Silvestre Cardona por el apoyo en el laboratorio de microanálisis y a Gabriela Reyes por el apoyo técnico en el laboratorio de microscopía. Y en general a todo el personal del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán por la calidez humana, amabilidad y disposición para ayudar.

★ A los doctores: José Luis Macías y José Luis Arce por hacer parte de mi comité tutorial; por todas las sugerencias, conocimientos y comentarios realizados en cada una de mis evaluaciones semestrales. Igualmente agradezco a los doctores Hugo Murcia, Ricardo Saucedo, Juan Manuel Sánchez y nuevamente al doctor José Luis Macías por hacer parte mi comité evaluador; sus revisiones, comentarios, sugerencias y aportes enriquecieron inmensamente mi trabajo y manuscrito final.

★ A Luis Antonio Maya Amador por su inmenso amor, comprensión y apoyo; nunca tendré como agradecerte todo lo que has hecho por mí. Así mismo agradezco a la familia Maya Amador por todo el cariño entregado y por hacerme parte de su familia, son los mejores.

★ A mi prima Marcela Arango Ospina por todo el apoyo, ayuda y sostén a lo largo de mi maestría.

★ A mis gorditos favoritos, Kevin Pedroza e Israel Ramírez, por ser un apoyo inmenso durante mi estadía en la Ciudad de México; por su amistad tan sincera e irremplazable. También agradezco a los excelentes amigos que hice en Morelia: a Karlita por ser esa amiga que me aguantó todo los días llena de lealtad y alegría; a Ángel, Juan Daniel, Susana, Memo, Felipe, Fabi, Carmen, Víctor, Omar y Mario.

★ A mis grandes amigos en Colombia: Raúl y doña Berta, Johana M, Cherry A, Maritza G, Moni D, Conejita O, Carolina P, Levi B, Tiven A, T, Sergis C, Caliche G, Eli A, Daniel M y a toda mi querida titular; su amistad no la cambio por nada, gracias. También a la profesora Luz Mary por siempre estar pendiente de mí.

★ A la Universidad Nacional Autónoma de México y especialmente al posgrado en Ciencias de la Tierra por la oportunidad de pertenecer a tan reconocida institución. A todas las personas que conocí en este maravilloso lugar, compañeros, administrativos y personal. Agradezco infinitamente a Aracely, Erika y a Janette por toda la ayuda y asesorías brindadas siempre con la mejor disposición.

★ A el doctor Juan Antonio Mejías por ayudarme inmensamente en uno de los momentos más difíciles de mi vida.

★ Gracias a CONACYT por la beca proporcionada para llevar a cabo mis estudios.

GRACIAS A TODOS DE CORAZÓN

"En algún lugar algo increíble está esperando a ser descubierto"

Carl Sagan

TABLA DE CONTENIDO

Resumen	
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Estado del arte	1
1.2 Estudios previos	5
1.3 Localización del área de estudio	8
1.4 Planteamiento del problema	8
1.5 Justificación	9
1.6 Hipótesis	9
1.7 Objetivos	10
1.7.1 Objetivo general	10
1.7.2 Objetivos específicos	10
1.8 Metodología	10
1.8.1 Cartografía	10
1.8.2 Laboratorio	13
1.8.3 Técnicas analíticas	22
2 MARCO TECTÓNICO Y VULCANOLÓGICO	26
3 RESULTADOS	
3.1 Geomorfología	
3.2 Estratigrafía volcánica	29
3.2.1 Relación estratigráfica	29
3.2.2 Edades de los depósitos de caída	31
3.2.3 Descripción de la secuencia de los depósitos de caída piroclástica	32
3.2.4. Granulometría	36
3.2.5 Componentes	

3.2.6 Densidades y vesicularidad	
3.2.7 Morfología de partículas	
3.2.8 Petrografía	44
3.2.8.1. Fragmentos de pómez de los depósitos de caída	44
3.2.9 Composición de roca total	58
3.3 Parámetros físicos	62
3.3.1 Distribución	62
3.2.2 Volumen	65
3.3.3 Altura de la columna y estilo eruptivo	67
3.3.4 Tasa de emisión y duración de la erupción	77
4 DISCUSIÓN	79
4.1 Ubicación de la fuente	79
4.2 Mecanismo eruptivo	
4.2.1 Primera fase eruptiva	
}4.2.2 Segunda fase eruptiva	85
4.2.3 Tercera fase eruptiva	86
5 CONCLUSIONES	91
6 REFERENCIAS	93
7 ANEXOS	111
7.1 Anexo 1. Datos obtenidos en el trabajo de campo	111
7.2 Anexo 2. Datos obtenidos de la granulometría	116
7.3 Anexo 3. Gráficas de pendientes obtenidas a partir del espesor y la raí	z del área de cada
isopleta	115
8 GLOSARIO	116

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Formación de una pluma volcánica.	5
Figura 2. Contexto regional y localización de la zona de estudio	7
Figura 3. Representación fotográfica del trabajo de campo	12
Figura 4. Representación fotográfica de los análisis granulométricos.	15
Figura 5. Representación fotográfica de los análisis de componentes.	17
Figura 6. Representación fotográfica de los análisis de densidad y vesicularidad	19
Figura 7. Representación fotográfica de los análisis de morfología de partículas.	20
Figura 8. Representación fotográfica de los análisis petrográficos	21
Figura 9. Representación fotográfica del procedimiento de pulverizado de las muestras para los an químicos.	álisis 25
Figura 10. Mapa de pendientes de la zona de estudio	29
Figura 11. Columna estratigráfica esquemática	31
Figura 12. Correlación estratigráfica de afloramientos en la zona de estudio	30
Figura 13. Espectros de edad y diagramas de correlación para dos de las muestras fechadas	32
Figura 14. Fotografías de los diferentes depósitos descritos en el área	35
Figura 15. Sección estratigráfica compuesta con los resultados de los análisis granulométrico componentes y de vesicularidad y densidad	s, de 37
Figura 16. Fragmentos de pómez de la caída inferior.	40
Figura 17. Fragmentos de pómez de la caída media.	41
Figura 18. Fragmentos de pómez de la caída superior.	42

Figura 19. Representación fotográfica bajo microscopio petrográfico de las pómez de la caída inferio (CI))r .5
Figura 20. Representación fotográfica bajo microscopio petrográfico de las pómez de la caída medi (CM)	ia .7
Figura 21. Representación fotográfica bajo microscopio petrográfico de las pómez de la caída superio (CS)	or .9
Figura 22. Representación fotográfica bajo microscopio petrográfico de las pómez de ignimbrit indiferenciada	ta 50
Figura 23. Representación fotográfica bajo microscopio petrográfico de la pómez proveniente de depósito de surges	el 1
Figura 24. Representación fotográfica bajo microscopio petrográfico de las litologías supra infrayacientes de la zona de estudio	e 4
Figura 25. Representación fotográfica bajo microscopio petrográfico de los fragmentos líticos de lav definidos en la secuencia de caídas piroclásticas	'a 6
Figura 26. Representación fotográfica bajo microscopio petrográfico de los fragmentos líticos d ignimbrita definidos en la secuencia de caídas piroclásticas	le 7
Figura 27 . Representación fotográfica bajo microscopio petrográfico de los fragmentos líticos de escori definidos en la secuencia de caídas piroclásticas	ia 8
Figura 28. Diagramas de clasificación y multi-elementos usando la composición química	51
Figura 29. Mapa de isopacas para la caída inferior (CI)	3
Figura 30. Mapa de isopacas para la caída media (CM)	4
Figura 31. Mapa de isopacas para la caída superior (CS)	5
Figura 32. Mapa de isopletas para la base de la caída inferior (BCI)	7
Figura 33. Mapa de isopletas para la parte media de la caída inferior (MCI)	8
Figura 34. Mapa de isopletas del techo de la caída inferior (TCI)	58

Figura 35. Mapa de isopletas de la base de la caída media (BCM)
Figura 36. Mapa de isopletas de la parte media de la caída media (MCM)
Figura 37. Mapa de isopletas del techo de la caída media (TCM)70
Figura 38. Mapa de isopletas de la base de la caída superior (BCS)
Figura 39. Mapa de isopletas de la parte media de la caída superior (MCS)71
Figura 40. Mapa de isopletas del techo de la caída superior (TCS)
Figura 41. Pendientes obtenidas a partir del espesor y la raíz del área de cada isopaca
Figura 42. Gráficos usados para el cálculo de la altura de la columna que involucra la línea en la dirección
máxima del viendo versus la línea perpendicular al viento75
Figura 43. Conjunto de gráficos para determinar algunos parámetros físicos
Figura 44. Mapa geológico-estructural de la zona de estudio localizada al suroeste del lago de Cuitzeo y
al noroeste de la ciudad de Morelia
Figura 45. Mapas de algunas fallas geológicas en la zona de estudio y de la estructura tipo Graben
generada en los alrededores de la población de Huaniqueo
Figura 46. Representación esquemática de las diferentes fases eruptivas ;Error! Marcador no definido.
Figura 47. Gráfica de volumen de roca densa equivalente (RDE) versus altura de columna de erupciones
históricas reportadas a nivel global

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Edades e información de las muestras fechadas en este estudio.
 33

 Tabla 2. Datos obtenidos a partir de las imágenes de alta resolución del Microscopio Electrónico de Barrido recopilando las características morfológicas de las dos poblaciones de pómez para cada caída piroclástica.

Tabla 3. Recopilación de datos de las diferentes características sedimentológicas para cada caída
piroclástica
Tabla 4. Datos de análisis químicos de fragmentos de pómez de la caída media y superior y para la Ignimbrita Indiferenciada 60
Tabla 5 . Datos obtenidos de los parámetros requeridos para el cálculo de volumen. 67
Tabla 6. Datos obtenidos a partir de las gráficas obtenidas para las isopletas y los parámetros indicados en el estilo eruptivo. 74
Tabla 7. Tabla resumen de los parámetros físicos para la secuencia de caídas piroclásticas. 78

Resumen

La reconstrucción estratigráfica de la secuencia indica que está formada por al menos tres capas de caída piroclástica (inferior, medio y superior) interestratificadas con depósitos de lahares indicando cortos lapsos de tiempos de interrupción acompañados de lluvia que erosionaron parte del techo de los depósitos. Esta secuencia representa un excelente marcador estratigráfico en la región. Las dataciones radiométricas de dos de las caídas con el método de ⁴⁰Ar/³⁹Ar indican que estos eventos se originaron simultáneamente hace ~1.46 Ma. Las características estratigráficas revelan en cada depósito una estructura gradacional homogénea con estratificación difusa. Sin embargo, el análisis de partículas mediante la granulometría apunta que los depósitos tienen una moderada a mala selección, dada por los cambios en el espectro del tamaño de los fragmentos. El análisis de componentes permitió reconocer que los depósitos están constituidos principalmente por fragmentos de pómez (79 vol. % de la inferior, 84 vol. % de la media y 79.7 vol. % de superior), una gran variedad de fragmentos líticos volcánicos accidentales y cristales sueltos. El análisis de vesicularidad y densidad en los fragmentos de pómez muestran valores promedio para la caída inferior de 72% y 0.6 g/cm³; la caída media de 71% y 0.8 g/cm³; y para la caída superior de 79% y 0.7 g/cm³, respectivamente. La petrografía y el análisis químico de roca total en las pómez sugiere una composición riodacítica (SiO₂ = 69.19 - 71.25 % en peso) con una paragénesis mineral de plagioclasa, anfíbol y Óxidos de Fe-Ti con un 0.3 a 1.1 vol. % de fenocristales. El análisis de morfología de partículas en los fragmentos de pómez manifiesta la presencia de grietas, textura esponjosa y en bloque. Los mapas de isopacas e isopletas construidos a partir del levantamiento estratigráfico indica que el depósito de caída inferior tiene un eje de dispersión hacia el este cubriendo un área de 838 km² dentro de la isopaca de 100 cm con un volumen total estimado de 6.7 km³ (roca densa equivalente, 2.7 km³); presenta alturas de columna que varían de 23 a 24 km con velocidad de vientos mayor a 30 m/s, tasas de emisión del orden de 9.02 x 10⁷ - 1.07 x 10⁸ kg/s y duración de la actividad de 19.7 horas. La caída media presenta un eje de dispersión al sureste con una extensión en la isopaca de 100 cm de 824 km² con un volumen total de 5.6 km³ (roca densa equivalente, 2.2 km³); alcanzó columnas eruptivas con alturas variables entre 21 y 26 km, con influencia de vientos con velocidades mayores a 30 m/s, tasas de emisión de 6.27 x $10^7 - 1.47 x 10^8$ kg/s y una duración de 16.3 horas. Finalmente, los parámetros obtenidos para el depósito de la caída superior indican un eje de dispersión hacia el sureste cubriendo un área de 831 km² dentro de la isopaca de 100 cm con un volumen de 5.3 km³ (roca densa equivalente, 2.1 km³). La erupción tuvo altura de columna oscilando entre los 23 y 26 km, con vientos predominantes a 30 m/s, tasa de emisión con valores cerca de 9.02 x 10^7 - 1.47 x 10^8 kg/s y duración de 12.7 horas. Las características estratigráficas y la morfología de partículas de pómez independientes sugieren que estás erupciones explosivas fueron depositadas por columnas eruptivas poco sostenidas que fluctuaban en altura debido al contacto con el agua meteórica, posiblemente lluvia, que se inyectaba dentro de la columna piroclástica.

La relación estratigráfica y el análisis morfológico de la región, aunado a las edades absolutas de los depósitos, la mineralogía de los fragmentos de pómez y química de roca total, señalan que la secuencia de caídas está directamente relacionada con una ignimbrita (1.4 Ma). Esta erupción fisural atípica para la región centro-oriental del campo volcánico de Michoacán-Guanajuato ocurrió en la parte oriental de la Cuenca de Zacapu en el graben de Huaniqueo localizado a 39 km al noroeste de la ciudad de Morelia.

1.- INTRODUCCIÓN

1.1.- Estado del arte

Las erupciones plinianas se refieren a un proceso complejo, dinámico y altamente explosivo, que llegan a formar enormes columnas de erupción convectiva (de decenas de kilómetros de altura) provocando la inyección de fragmentos de pómez y líticos a la estratósfera para después ser dispersadas por los vientos sobre enormes áreas (Wilson, 1976; Walker, 1981; Carey y Sigurdsson, 1989; Cioni et al., 2000; Cioni et al., 2015). El nombre "pliniano", fue tomado en memoria de Plinio el Viejo quien hizo la primera descripción de las erupciones de este tipo, al observar la erupción del volcán Monte Vesubio en Italia ocurrida el 24 de agosto en el año 79 d.C. Esta erupción provocó la destrucción de la ciudad de Pompeya y Herculano, tal y como lo describió Plinio el Joven (Harris, 2013) en una carta enviada al gobernador Tacitus (donde narraba las circunstancias de la muerte de su tío Plinio el Viejo) (Cioni et al., 2000; Harris, 2013). La dinámica de las erupciones plinianas está regida comúnmente por magmas ácidos (félsicos), sobre todo de composición dacítica y riolítica, ricos en volátiles y muy viscosos. Los valores del Índice de Explosividad Volcánica (*VEI*, por sus siglas en ingles) para erupciones de este tipo varían en el orden de 5 y 6, con valor de 4 para las erupciones denominadas sub-plinianas (Newhall y Self, 1982; Pyle, 2000; Cioni et al., 2000).

La dinámica de las erupciones plinianas está muy vinculada principalmente a magmas de composición félsica, ricos en volátiles y de alta viscosidad (Carey y Sigurdsson, 1985; Carey et al., 1995; Cioni et al., 2000; Melnik, 2000). Estos magmas son esencialmente producidos en ambientes con afinidad calco-alcalina (Huppert et al., 1982; Brophy, 1991; Cioni et al., 2000). Esta afinidad química es producida por procesos de diferenciación magmática en ambientes dominantemente de subducción, y normalmente asociados al almacenamiento en reservorios relativamente poco profundos (~3–5 km) (por ejemplo, Tedesco et al., 1995; Zanon et al., 2003). En muchas ocasiones, estás erupciones son catalizadas cuando magmas más calientes entran en contacto con estos magmas estacionados en reservorios poco profundos, provocando un desequilibrio en el sistema magmático, proceso que es reconocido como mezcla de magmas (por ejemplo, Avellán et al., 2012). Existen muchos ejemplos de erupciones plinianas con una composición félsica alrededor del mundo, tales como: volcán Monte Vesubio en Italia (Lirer et al., 1973; Rolandi et al., 1993; Lirer et al., 1997; Bertagnini et al., 1998; Landi et al., 1999;

Aulinas et al., 2008; Pepe et al., 2008; Santacroce et al., 2008; Sulpizio et al., 2010, parte I y II; Cioni et al., 2011; Mele et al., 2011), la isla volcánica Kos en Grecia (Allen, 2001; De Maisonneuve et al., 2009), el volcán Chaitén en Chile (Alfano et al., 2011), el volcán Monte Santa Helena en Estado Unidos (Sparks et al., 1986; Carey et al., 1990), volcán Novarupta en Alaska (Fierstein et al., 1997; Houghton et al., 2004), el volcán Ouilotoa en Ecuador (Rosi et al., 2004; Di Muro et al., 2008), la caldera Santorini en Grecia (Taddeucci y Wohletz, 2001; Gertisser et al., 2009), la caldera Okataina en Nueva Zelanda (Jurado-Chichay y Walker, 2001; Shane et al., 2005), el estratovolcán Ruapehu en Nueva Zelanda (Pardo et al., 2012), la isla Campania en Italia (Rosi et al., 1999), la caldera Taupo en Nueva Zelanda (Walker, 1980; Walker et al., 1981), el volcán Santa María en Guatemala (Williams y Self, 1983; Rose, 1987), la caldera Long Valley en Estados Unidos (Wilson y Hildreth, 1997) y el volcán Monte Pinatubo en Filipinas (Koyaguchi y Tokuno, 1993; Rosi et al., 2001). Por otra parte, existen pocos casos donde se ha registrado erupciones plinianas que involucran magmas de composición ferromagnesiana o basáltica. Por ejemplo, algunas erupciones ocurridas en el volcán Monte Etna en Italia (Coltelli et al., 1998: Del Carlo y Pompilio, 2004; Sable et al., 2006), una de las erupciones del volcán Tarawera en Nueva Zelanda (Walker et al., 1984; Carey et al., 2007), y la erupción conocida como la Tefra Fontana proveniente del volcán Masaya en Nicaragua (Williams, 1983; Wehrmann et al., 2006: Constantini et al., 2009).

La ocurrencia de las erupciones plinianas está relacionada directamente con eventos altamente explosivos, caracterizados por una descarga de material permanente a alta velocidad dentro de la atmósfera (entre 100 - 400 m/s; Cioni et al., 2000), con volúmenes de material expulsado que varía típicamente entre 0.1 y 10 km³, que corresponde a magnitudes entre $10^{11} - 10^{13}$ kg, y con una tasa de descarga de masa o intensidad entre $10^6 - 10^8$ kg/s (Wilson, 1976; Walker, 1981; Carey y Sigurdsson, 1989; Cioni et al., 2000). La duración de estos eventos es variable, siendo limitada desde unos pocos minutos hasta unas pocas horas o incluso días (Cioni et al., 2000; Cioni et al., 2015). Con base en estos valores de magnitud e intensidad, se pueden diferenciar los eventos relacionados a erupciones plinianas, de eventos de más baja magnitud tales como las erupciones sub-plinianas. Éstas últimas presentan rangos de magnitud más bajos a los mencionados, los cuales son cercanos a 10^{11} kg en magnitud y 10^6 kg/s en intensidad, que corresponden a valores de *VEI* igual a 4 (Newhall y Self, 1982; Carey y Sigurdsson, 1989; Cioni et al., 2000). Valores de magnitud e intensidad superior a los establecidos para las erupciones

plinianas resultan generalmente en el colapso continuo de la columna, provocando una columna poco estable, y siendo uno de los procesos que genera la presencia de las corrientes de densidad piroclásticas (PDC's, por sus siglas en ingles). Asimismo, estas erupciones sub-plinianas plinianas presentan variaciones importantes en la interrupción de su tasa de emisión, lo que provoca el colapso de la columna, marcado por separadas pausas, y resulta en la generación de PDC's, indicando una variación en la dinámica eruptiva (Wilson et al., 1980; Cioni et al., 2015). El movimiento de la columna eruptiva pliniana sostenida en la atmósfera, puede describirse en términos de tres diferentes regiones, tales como: la región de empuje, donde la mezcla de gas y partículas pierde rápidamente el impulso inicial debido al arrastre turbulento de aire en sus alrededores; la región convectiva, en el cual el aire es atrapado, se calienta y la densidad aparente es menor que la densidad de la atmósfera circundante; y la región de sombrilla, en que la mezcla alcanza la altura de flotación neutral (H_b) y continúa ascendiendo impulsada hasta una altura máxima (H_t) que varía entre 25 y más de 30 km, y en este punto la columna se expande lateralmente influenciada por el eje de dispersión de los vientos dominantes (Walker y Croasdale, 1971; Wilson y Walker, 1987; Carey y Sparks, 1986; Cioni et al., 2000; Pérez y Rodríguez, 2015; Cioni et al., 2015) (Fig. 1).

En este sentido, dentro de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) se tiene registro de este tipo de erupciones en estratovolcanes, tales como, el Pico de Orizaba (Hoskuldsson y Robin, 1993), Malinche (Castro-Govea y Siebe, 2007), Popocatépetl (Siebe et al., 1996; Arana-Salinas et al., 2010; Sosa-Ceballos et al., 2012; Siebe et al., 2017), Tlaloc (Macías et al., 2003; Rueda et al., 2013), Nevado de Toluca (Bloomfield et al., 1977; Arce et al., 2003; Arce et al., 2005; Capra et al., 2006), volcán de Fuego de Colima (Saucedo et al., 2010; Macías et al., 2017), Los Azufres (Rangel et al., 2012) y Las Tres Vírgenes (Capra et al., 1998; Avellán et al., 2018).

Es importante considerar que las erupciones de este tipo son muy típicas de volcanes que presentan una actividad volcánica prolongada con periodos de intensa actividad, interrumpidos por periodos cortos o largos de inactividad, y debido a esto son conocidos como poligenéticos, que normalmente estás características son atribuidas a estratovolcanes. Sin embargo, en el sector central de la FVTM se ubica el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) formado por más de 1,100 volcanes de tipo monogenético de composición andesita-basáltica (Hasenaka y Carmichael, 1985; Hasenaka, 1994). Con base en lo anterior, no se tiene registro de la presencia de estratovolcanes dentro del CVMG. Aunado a esto, en la zona muy cercana al sur-suroeste del

lago de Cuitzeo, se ha reconocido una secuencia de depósitos de caída piroclástica, de las que no se sabía la procedencia. La secuencia de depósitos de caída objeto de este estudio, yace sobre la unidad ignimbrita de Cuitzeo, y ha sido considerada como un evento atípico que ocurrió posiblemente en el Pleistoceno medio en algún sitio de la región centro-oriental del CVMG (Avellán et al., 2019; Fig. 2A). Según Avellán et al. (2019), esta secuencia piroclástica se encuentra aflorando por toda la región norte-noroeste de la ciudad de Morelia, y ha despertado gran interés, debido a que aún se desconocía su fuente. Esta secuencia de caídas piroclásticas, consta de al menos tres eventos que presentan características típicas de erupciones de tipo pliniana, debido al desarrollo característico de una estructura gradacional homogénea y constituidas principalmente por fragmentos de pómez. A pesar de que esta secuencia puede ser considerada como un excelente marcador estratigráfico en la región, no existía ningún trabajo detallado enfocado en su estudio.

Este estudio se centró precisamente en la reconstrucción de la estratigrafía detallada a partir de trabajo de campo, con el fin de generar mapas de isopacas e isopletas, para así definir la fuente de emisión, distribución, y parámetros físicos de las erupciones involucradas. Dentro de los parámetros físicos incluyen el volumen, altura de columna, tasa de emisión y duración de la erupción, con el objetivo de conocer la magnitud de este evento. Adicionalmente, reconocer sus características sedimentológicas y composicionales y asociar su origen con el contexto geológico de la región. Este estudio se apoya también en diferentes análisis de partículas convencionales como granulometría, componentes, petrografía, análisis morfológicos y análisis químicos para complementar la caracterización de la secuencia piroclástica. Finalmente, los resultados permiten otorgar nueva información para complementar el entendimiento de la dinámica eruptiva que les dio origen.

Estratigrafía y dinámica eruptiva de la secuencia de erupciones plinianas al noroeste de Morelia, Michoacán



Figura 1. Formación de una pluma volcánica por la desgasificación de componentes volátiles (H_2O , CO_2 y SO_2) de un magma con alto contenido en sílice. Tomado y modificado de Carey y Bursik (2000).

1.2.- Estudios previos

Entre los primeros estudios geológicos efectuados en la región sur-suroeste del lago de Cuitzeo, se encuentra el realizado por Pasquarè et al. (1991), quienes elaboraron un mapa geológico de

toda la zona central-norte de la FVTM, en los estados de Michoacán y Guanajuato. En su estudio mencionan por primera vez a una secuencia de capas compuestas de pómez como parte de la secuencia volcánica de la región. Donde las capas de pómez sobre yacen a la unidad que definieron como ignimbrita de Cuitzeo. En estudios posteriores de la región, tales como los efectuados por Garduño-Monroy et al. (1999), Rocha et al. (2005), y Cram y Alcantara (2010), se reconoció una secuencia de al menos cinco unidades volcano-estratigráficas. Estos trabajos nuevamente mencionan la intercalación de capas de pómez tamaño-ceniza, y lapilli conformando el sector sur-suroeste del lago de Cuitzeo. Luego, Garduño-Monroy et al. (1999), definen a estas capas como caídas piroclásticas "Alegría" del Cuaternario inferior. Posteriormente, se realizaron varios estudios más específicos, tales como, el efectuado por Kshirsagar et al. (2015), que se enfatizó en la evolución de la cuenca de Zacapu y la formación del maar Guadalupe. En este estudio, ellos reconocen una secuencia ignimbrítica del Pleistoceno, con una posición estratigráfica similar a la ignimbrita Cuitzeo descrita en trabajos anteriores. Otro trabajo, como el realizado por Pola et al. (2016), que fue enfocado en el estudio de las características físicomecánicas de la secuencia ignimbrítica del Mioceno en la región sur del lago de Cuitzeo, y aquí mencionan que esta ignimbrita está cubierta por una secuencia de caída piroclástica constituida de pómez. Finalmente, los estudios más recientes realizados en la zona fueron los desarrollados por Cisneros-Máximo (2016) y Avellán et al. (2019), en donde se presentó la cronología eruptiva detallada de los volcanes en escudo Quinceo - Tetillas, y en su secuencia geológica identificaron al menos tres depósitos de caída de pómez, denominándolas como secuencia de caída piroclásticas Cuitzeo que subyacen estratigráficamente a los flujos de lavas del volcán en escudo Quinceo del Pleistoceno Superior; específicamente en el trabajo de Cisneros-Máximo (2016), se presentaron dos fechamientos de estas caídas piroclásticas en 1.4 Ma.



Figura 2. Contexto regional y localización de la zona de estudio. (A) Mapa tectónico regional de la parte central del territorio mexicano. La línea continua amarilla representa la Faja volcánica Trans-mexicana (FVTM), la línea continua verde representa en Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), los puntos naranjas representan las principales ciudades (CDMX: Ciudad de México), y el recuadro rojo representa la zona de estudio. (B) Mapa detallado de la zona de estudio donde se observan las principales poblaciones y los puntos de muestreo y de control.

1.3.- Localización del área de estudio

La zona de estudio se encuentra ubicada al norte-noroeste de la ciudad de Morelia, y sur-suroeste del lago de Cuitzeo y cubre un área estimada de 1,380 km² (Fig. 2B). Dentro de la región se encuentran asentados la parte norte de la ciudad de Morelia, y otros poblados importantes, tales como Cuparátarto, Tejaro, Cuto del Porvenir, Uruetaro, Tarímbaro, Santa María, ExHacienda Guadalupe, Chucándiro, La Presa, Cotzurio, La Carbonera, El Porvenir, Santa Inés, Urundaneo, El Salto, Coeperio, Tecacho, San Antonio, Carupo, Coro Grande, Tiristaran, Jerécuaro, Las Trojes, Cuto de La Esperanza, etc., localizados al sur del lago de Cuitzeo y occidente de la ciudad de Morelia. En la región existen muchos cortes de carretera, cortes por construcción de edificaciones, canteras dónde sacan material, y zonas de erosión fluvial, lo que permite encontrar la mayor de afloramientos disponibles. Existen muchas vías de accesos, importantes como las carreteras de salida a Charo, Ciudad de México-Morelia, Quiroga y Patzcuaro-Guadalajara, que permiten el acceso a los caminos rurales que llevan los poblados mencionados arriba.

La ciudad de Morelia (19°42' N; 101°11' E, 1,941 m), capital del estado de Michoacán se localiza en la cuenca del lago de Cuitzeo, y presenta una extensión de 1,308 km². Morelia se encuentra rodeada de los volcanes de la caldera de Atécuaro al sur, volcán Punhuato al oriente, y volcanes Quinceo-Tetillas al occidente.

1.4.- Planteamiento del problema

La secuencia de los depósitos de caída localizada al sur-suroeste del lago de Cuitzeo ha despertado gran interés para ser objeto de este estudio. Estos depósitos de caída presentan una amplia distribución en la región y se desconoce su procedencia. Con base en lo anterior, mediante el trabajo de campo se realizará un levantamiento estratigráfico detallado en la zona que incluye la correlación estratigráfica apoyada con fechamientos mediante ⁴⁰Ar/³⁹Ar, con el objetivo de construir mapas de isopacas e isopletas. A partir de estos mapas poder determinar la ubicación de la posible fuente, extensión, dinámica de transporte y deposición. Asimismo, se podrá obtener los parámetros físicos eruptivos, para tratar de explicar cómo se dieron en el tiempo cada una de las erupciones y así conocer su magnitud.

1.5.- Justificación

La secuencia de caída piroclástica objeto de estudio, se encuentra ampliamente distribuida al norte-noroeste de Morelia, intercalada con depósitos pertenecientes al CVMG y el vulcanismo de transición entre la Sierra Madre Occidental y la FVTM. Su amplia distribución revela que son depósitos relacionados a erupciones altamente explosivas de gran magnitud, vinculados a las erupciones de tipo pliniana. Anteriormente, no existía ni un trabajo detallado enfocado al estudio de esta secuencia. Sin embargo, el estudio de estos depósitos se considera de gran importancia, debido a que estos por su gran extensión sirven como un excelente marcador estratigráfico, en toda la región oriental del CVMG. Además, es de mucha trascendencia para el registro geológico de la región, y conocer su fuente con exactitud, ya que existía una alta incertidumbre sobre la fuente de estos depósitos, porque en la región no se tiene registro de la presencia de estratovolcanes con actividad altamente explosiva. Asimismo, es de remarcar que dentro del registro geológico no se puede descartar que en la zona ocurran nuevas erupciones similares a estas.

1.6.- Hipótesis

1.6.1.- Hipótesis general

La fuente de la secuencia de depósitos de caída que afloran al norte-noroeste de Morelia se localiza al suroeste del lago de Cuitzeo.

1.6.2.- Hipótesis alternativas

1.6.2.1.- La secuencia de depósitos de caída que afloran al norte-noroeste de Morelia no son proveniente de un estratovolcán.

1.6.2.2.- La secuencia de depósitos de caída piroclástica tienen una relación genética con las ignimbritas de Cuitzeo.

1.6.2.3.- Estos depósitos de gran volumen están directamente asociados a un evento de colapso de caldera.

1.7.- Objetivos

1.7.1.- Objetivo general

Determinar la fuente y distribución de la secuencia de depósitos de caída localizados al nortenoroeste de Morelia, mediante la construcción de mapas de isopacas e isopletas.

1.7.2.- Objetivos específicos

a.- Realizar el levantamiento estratigráfico detallado de cada uno de los depósitos de caída con ayuda del trabajo de campo, para conocer la distribución de cada una de las erupciones.

b.- Calcular los parámetros físicos de cada uno de los depósitos de caída apoyados de los mapas de isopacas e isopletas para conocer la magnitud de cada una de las erupciones.

c.- Definir la edad absoluta de la secuencia de depósitos de caída a partir de dataciones radiométricas de 39 Ar/ 40 Ar.

d.- Realizar una comparación y descripción detallada de los depósitos a través del análisis de partículas mediante las características granulométricas, componentes, densidad, vesicularidad y morfología de los fragmentos de pómez.

e.- Determinar la composición química y mineralógica de los fragmentos juveniles a partir de análisis petrográficos y análisis químicos.

1.8.- Metodología

El desarrollo de este estudio consistió en tres etapas fundamentales, que fueron realizadas de manera paralela, debido a la complejidad de la zona y la dificultad en la toma de datos. Estás etapas consistieron en la elaboración de la cartografía, trabajo de laboratorio y la obtención de los resultados mediante técnicas analíticas, que se describen a continuación:

1.8.1.- Cartografía

El primer paso fue la compilación de bibliografía y la revisión asociada a la definición de las erupciones de tipo pliniana, la caracterización de los depósitos relacionados a estás erupciones y la metodología de estudio a seguir en la cartografía de éstos. Asimismo, se recopiló toda la información geológica y vulcanológica disponible, sobre estudios hechos en la zona, con el fin de hacer un análisis de contenido. Luego, se llevó a cabo la obtención y procesado de la base cartográfica por medio del laboratorio de Análisis de Riesgos del Instituto de Geofísica Unidad

Michoacán que incluye la topografía digital, Modelos Digitales del Terreno (*DEM*, por sus siglas en ingles) que fueron proveídos por el Instituto Nacional de Estadísticas, Geografía e Informática (INEGI). Esta base cartográfica presenta coordenadas x-y-z, y georreferencia con respecto al sistema de coordenadas WGS-1984-UTM-Zone-14N a una escala de 1: 20,000. Posteriormente, la base cartográfica fue empleada para visualizar las formas morfológicas superficiales en 3D, que incluyó en la delimitación de los diferentes tipos de rasgos morfológicos tales como estructuras volcánicas, fallas, graben geológicos, zonas de erosión, unidades volcánicas, etc. Contemporáneo a este procedimiento, se efectuó la planificación del trabajo de campo y la visita de los sitios de mayor interés representados por cortes de carretera o caminos, canteras, zonas de erosión profunda y superficial, etc., donde podrían aflorar los depósitos de caída objeto de este estudio. Subsecuentemente, se llevó a cabo un extensivo trabajo de campo, que involucró el levantamiento estratigráfico para reconocer las características que incluye la estructura del depósito, gradación, textura y tipo de componentes (Fig. 3A). El levantamiento estratigráfico, fue acompañado en gran parte de la toma de muestras, para realizar en el laboratorio diferentes análisis de partículas.

En el trabajo de campo se visitaron 117 puntos de control en los alrededores del norte-noreste de la ciudad de Morelia y suroeste del lago de Cuitzeo (Fig. 2B). Para este estudio se construyeron 34 secciones estratigráficas, que incluyó la toma de datos como espesor de cada uno de los depósitos y el diámetro máximo de al menos cinco de los fragmentos líticos más grandes (Fig. 3).



Figura 3. Representación fotográfica del trabajo de campo. (A) Levantamiento de secciones estratigráficas y medición de espesores. (B) y (C) Recolección de líticos en los depósitos. (D) Medición de los líticos para cada erupción. (E) Recolección de muestras. (F) Descripción de litologías.

Este muestreo se realizó en tres diferentes niveles de cada uno de los depósitos, como es la base, mitad y techo. También se tomaron al menos tres muestra de roca total (de ~1 kg) (el muestro de roca total refiere al muestreo tanto de la fracción fina como la fracción grueso del depósito, sin hacer una selección en particular), repartidas de la base a la cima en cada uno de los depósitos, en tres diferentes sitios cercanos al eje de dispersión (afloramiento MN-1, MN-5, MN-9 y MN-34,

secciones 1, 5, 9 y 34, respectivamente), que fueron usadas para diferentes análisis de partículas detalladas en la etapa de laboratorio (Fig. 3E). Asimismo, el muestreo se efectuó para las unidades infrayacentes y suprayacentes (Fig. 3F), de las cuales se tomaron muestras de roca para elaborar secciones delgadas para caracterizar petrográficamente su paragénesis mineral. Igualmente, el muestreo de fragmentos líticos accidentales dentro del depósito para petrografía. Adicionalmente, se tomaron dos muestras de pómez de los depósitos de caída media y superior en la sección 1 y 32, para fechamiento por medio del método radiométrico ⁴⁰Ar/³⁹Ar, respectivamente.

Toda la información estratigráfica y muestreo, fue ingresada en una base de datos, con la que se crearon diferentes capas, para sobre ponerlas en la base topográfica de la zona de estudio utilizando el software ArcMap 10.6.1. A partir de esta base de datos se construyeron diferentes mapas que se mostrarán en los resultados.

1.8.2.- Laboratorio

Todas las muestras recolectadas para el análisis de partículas (granulometría, componentes, densidad, vesicularidad, láminas delgadas y morfología de en fracciones finas) fueron lavadas con agua destilada y secadas en un horno a temperatura de 60 °C por 24 horas para eliminar la humedad. A continuación, se describen los procedimientos elaborados para la realización de los análisis y obtener las diferentes características de cada uno de los depósitos:

a.- Análisis granulométrico: Este análisis fue llevado a cabo en el laboratorio de Análisis de Partículas gruesas del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, UNAM Campus Morelia. El proceso consistió en el procesamiento de 30 muestras distribuidas a lo largo del eje de dispersión y una muestra total adicional de una ignimbrita indiferenciada en la sección 22. A gran parte de estas muestras fue necesario lavarlas con agua usando el tamiz no. 230, para eliminar el contenido de arcilla y la presencia de grumos causados por la infiltración de agua desde la parte superior del subsuelo (Fig. 4A). En el lavado se colocaron las muestras individualmente en vasos de precipitado saturados en agua, por al menos tres días (Fig. 4B). Al disgregarse los grumos por completo, se prosiguió con tamizado en húmedo (Fig. 4C), con el tamiz no. 230, y secado en el horno por 24 horas a una temperatura de 60 °C. Luego se pesaron cada una de las muestras en una balanza de precisión (Fig. 4D), y se empleó el método de tamizado en seco, que consistió en

pasar las muestras deleznables por una serie de tamices con aperturas desde la malla de mayor a menor diámetro (Fig. 4E y F). Cada fracción de la muestra retenida en cada malla fue pesada, para obtener el peso individual en gramos y así calcular el % en peso acumulativo individual de cada una de las muestras por tamiz (Fig. 4G). El tamizado se efectuó a mano para evitar romper o erosionar las partículas más frágiles de pómez, empleando mallas a intervalos de 1 phi desde -6 (equivalente a 63 mm por abertura) hasta 4 phi (equivalente a 0.063 mm por la abertura), con un total de 11 tamices. Finalmente, los resultados del peso individual en cada fracción y % en peso acumulativo, fueron ingresados en el *software* SFT (Wohletz, 2006) con el que se obtuvo el grado de selección en los diferentes niveles de cada depósito.

Es muy importante mencionar que, a lo largo del proceso del tamizado de cada muestra, se efectuó la limpieza de cada una de las mallas, para evitar la contaminación. En la limpieza de cada malla se utilizó agua, jabón, acetona, papel absorbente y aire comprimido.

b.- Componentes: Este procedimiento se realizó en el laboratorio de Análisis de Partículas finas del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, UNAM Campus Morelia. Aquí se analizaron nueve muestras, una por cada nivel (base, mitad y techo) para cada uno de los depósitos de caída (inferior, media y superior), y una muestra adicional de la sección 22 asociada a la ignimbrita indiferenciada reportada por Kshirsagar et al. (2015). Cada análisis se efectuó en las fracciones granulométricas retenidas desde la malla de -6 hasta 4 phi, contando entre 500 y 1000 partículas. Los resultados fueron expresados en vol.-%. Este método se fundamenta en separar las partículas por tipología (por ejemplo: tipo de litología, textura, color y morfología) haciendo un conteo simultaneo a simple vista en las fracciones gruesas (-6 a -1 phi) y con el microscopio binocular para fracciones más finas (0 a 4 phi). En el caso de las fracciones gruesas con valores entre -6 a -3 phi se hizo el conteo total de las partículas retenidas. Mientras en las fracciones más finas entre -2 a 4 phi, se hizo un cuarteo previo de las muestras y una homogenización, para tener una cantidad de fragmentos entre 500 y 1000 partículas (Fig. 5). Los componentes fueron separados en tres grupos principales, como pómez, fragmentos líticos y cristales libres. Los fragmentos de pómez corresponden a los fragmentos juveniles del depósito, debido a que estos fueron producto del magma que origino la erupción. Mientras los fragmentos líticos corresponden a los fragmentos líticos accidentales, que se refiere a fragmentos que fueron arrancados a lo largo del conducto o fisura eruptiva, que podrían ser tanto fragmentos líticos volcánicos, como no volcánicos.

Estratigrafía y dinámica eruptiva de la secuencia de erupciones plinianas al noroeste de Morelia, Michoacán



Figura 4. Representación fotográfica de los análisis granulométricos. (A) Proceso de disgregado de las muestras. (B) Muestras dejadas en reposo con agua para su lavado y disgregación. (C) Procedimiento de tamizado en húmedo de las muestras. (D) Pesado de la muestra en la balanza analítica. (E) Set de tamices organizados listos para depositar la muestra. (F) Muestra asentada en diferentes fracciones después de realizar el tamizado. (G) Muestras tamizadas y rotuladas.

c.- Densidad y vesicularidad: Esta técnica se desarrolló en el laboratorio de Análisis de Partículas gruesas del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán UNAM Campus Morelia. Para el análisis se consideraron sólo fragmentos de pómez con tamaños entre 16 y 31.5 mm (fracciones retenidas en las mallas -4 y -3 phi); criterios tomados del trabajo de Houghton y Wilson, 1989.

Al tener concluido el análisis granulométrico y componentes en cada uno de los tres niveles de cada depósito de caída, se seleccionaron 63 para la caída inferior, 80 para la caída media y 120 para caída superior fragmentos de pómez. El primer paso fue limpiar cada uno de los fragmentos, sumergiéndolos en un vaso de precipitado con agua destilada y colocándolos en un aparato de ultrasonido por 10 minutos, para eliminar impurezas que rellenan las vesículas y en algunos casos tallarlas con un cepillo de cerdas suaves.

Después se pusieron a secar los fragmentos de pómez en el horno a una temperatura de 60 °C por 24 horas. Posteriormente, se pesaron cada uno en seco y se midió el diámetro mayor de cada uno (Fig. 6A, B y C). En seguida, se sumergió en agua destilada cada uno de los fragmentos en vasos de precipitado independientes, debidamente rotulados, dejándolos por al menos un día para saturar por completo cada fragmento de pómez (corroborando al eliminar el burbujeo por completo) (Fig. 6D y E). Posteriormente, con una probeta graduada de 50 o 100 ml, se marcó un nivel inicial 1 (con el que se tiene un volumen 1), luego se sumergió cada uno de los fragmentos independientemente, ya saturados en agua, y se midió el desplazamiento provocado por cada fragmento, del que se obtuvo un nivel 2 (volumen 2, Fig. 6F). La diferencia de volumen de cada fragmento sirvió para calcular la densidad de la pómez como fue propuesto por Gardner et al. (1996), teniendo así los valores de densidad y vesicularidad de cada uno de los fragmentos.

Estratigrafía y dinámica eruptiva de la secuencia de erupciones plinianas al noroeste de Morelia, Michoacán



Figura 5. Representación fotográfica de los análisis de componentes. (A) Muestra cuarteada. (B) Proceso de separación de los diferentes fragmentos. (C) Separación de los fragmentos de fracciones finas bajo microscopio estereoscópico. (D) Vista en detalle de la separación de fragmentos finos. (E) Fragmentos separados y en proceso de conteo. (F) Tratamiento de fracciones fina para remover impurezas.

d.- Morfología de partículas: Este análisis fue realizado en el laboratorio de Microanálisis del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, UNAM Campus Morelia. El cual consistió en la toma de microfotografías mediante un microscopio electrónico de barrido. Luego de haber realizado el análisis granulométrico y componentes, se seleccionaron tres muestras de las fracciones 0 y 1 phi por cada depósito de caída en los tres diferentes niveles. Se prosiguió a colocar cada una de las muestras sobre un trozo de papel aluminio puesta encima de una plancha de calentamiento a una temperatura de 100 °C por al menos 30 a 60 minutos con intenciones de disociar el contenido de arcillas. Simultáneamente, sobre la plancha se puso cada una de las muestras en un vaso de precipitado, saturándolas en agua, agitando la muestra para mezclarlas, y así facilitar la disgregación durante 15 minutos. En seguida, se tamizó cada una de las muestras en una malla no. 230 para separar el contenido de arcilla en las muestras (Fig. 7A).



Figura 6. Representación fotográfica de los análisis de densidad y vesicularidad. (A) Selección de los fragmentos de pómez. (B) Medición del tamaño máximo de los clastos con ayuda del Vernier. (C) Pesado en seco de las pómez. (D) Preparación de las pómez y saturación de agua. (E) Fragmento de pómez forzado a hundirse. (F) Proceso de medición de volumen de la pómez.

Estratigrafía y dinámica eruptiva de la secuencia de erupciones plinianas al noroeste de Morelia, Michoacán

Después, se lavó cada una de las muestras con agua y jabón neutro en tres ciclos. Posteriormente, se colocó cada muestra en un vaso de precipitado para el secado mediante la plancha a temperaturas menores a 60 °C para evitar la alteración de la muestra. Finalmente, las muestras se colocaron en un portaobjeto dentro del microscopio electrónico de barrido para la toma de microfotografías (Fig. 7B, C y D).



Figura 7. Representación fotográfica de los análisis de morfología de partículas. (A) Preparación de la muestra. (B) Montura de las pómez en el porta muestras. (C) Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) y software para captura de imágenes. (D) Imagen obtenida a partir del MEB.

e.- Láminas delgadas: Este proceso se realizó en el laboratorio de Petrografía del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, UNAM Campus Morelia. Se seleccionaron 9 fragmentos de pómez, 24 líticos accidentales encontrados dentro de cada depósito, y 7 fragmentos de roca de las unidades infrayacentes y suprayacente a la secuencia, fueron seleccionados para la preparación de láminas delgadas (Fig. 8). El primer paso fue limpiar cada uno de los fragmentos con agua destilada en un aparato de ultrasonido.



Figura 8. Representación fotográfica de los análisis petrográficos. (A) Cortadora de muestras usada. (B) Muestras en bloque y del tamaño del portaobjetos. (C) Aplicación de la resina a la muestra. (D) Lámina delgada de una ignimbrita terminada. (E) Fragmentos de pómez pulidos con lija en una de sus superficies. (F) Proceso de pulido de una pómez a través de una lija. (G) Fragmento de pómez pegado en su portaobjetos, cubierto por resina y pulido. (H) Microscopio petrográfico utilizado para los análisis. (I) Pulidora de precisión de muestras.

Luego con el uso de varias lijas de P400, P600 y P1000 se fueron desbastando cada uno de los fragmentos de pómez cuidadosamente. En el proceso se fue cambiando desde la lija más gruesa a la más fina. En seguida se limpió el polvo de cada fragmento con aire comprimido. A continuación, sobre un portaobjeto con una de las caras un poco desbastada por cada fragmento, se agregó pegamento UV-LOCtite y adhirieron ambas superficies. Se pusieron a secar bajo el sol, para luego desbastar el otro lado de los fragmentos de pómez con ayuda de las diferentes lijas de P100 y P400. Después, se les agregó resina y rellenaron las vesículas para evitar que se desprendieran los fenocristales dentro de los fragmentos de pómez, y se pusieron a secar bajo el sol. Posteriormente, sobre un cristal se desbastaron cada uno de los fragmentos con ayuda de agua y abrasivos de fracciones desde el más grueso al más fino de 240, 400, 600 y 1000 µm. Simultáneamente, se fue supervisando el espesor de cada lámina mediante el microscopio petrográfico. Finalmente, con el espesor adecuado que fue controlado con algunos minerales, las muestras se pulieron mediante una franela sobre el equipo MetaServ 250 Grinder-Polisher de la marca Buehler. En el caso de las láminas delgadas para los líticos de lava e ignimbrita se cortaron las muestras en tabletas delgadas, las que fueron pegadas en un portaobjeto con una de las superficies poco desbastada, y con la cortadora reducir el espesor hasta menor a 0.5 cm. Seguidamente, las muestras fueron desbastadas con ayuda de agua y abrasivos desde el más grueso al más fino de 240, 400, 600 y 1000 µm. El espesor se fue controlando con la ayuda del microscopio petrográfico, y al tener un espesor hasta de 30 µm, la muestra fue lavada en un vaso de precipitado y con ayuda de un ultrasonido, para eliminar el polvo (Fig. 8).

1.8.3.- Técnicas analíticas

Las técnicas analíticas que se usaron en este trabajo, fue el método radiométrico ⁴⁰Ar/³⁹Ar, para obtener la edad de los depósitos y análisis químicos de fragmentos de pómez. A continuación, se describen estos procedimientos:

a.- Geocronología ⁴⁰*Ar*/³⁹*Ar:* Tres muestras fueron seleccionadas individualmente, en las secciones MN-1 y MN-32 desde los depósitos de caída media y superior. Estás fueron analizadas en el laboratorio de Geocronología de la Universidad de Alaska, Fairbanks por medio del método ⁴⁰Ar/³⁹Ar. El procedimiento seguido por el laboratorio se describe de la siguiente manera: Las muestras se lavaron, trituraron y se seleccionaron manualmente para obtener fragmentos de roca entera sin fenocristales. El mineral monitor TCR-2 con una edad de 28,619 Ma (Renne et al.,
1994; 2010) se usó para monitorear el flujo de neutrones y calcular el parámetro de irradiación J para todas las muestras. Las muestras y los estándares se envolvieron en papel aluminio y se pusieron en capsulas de aluminio de 2.5 cm de diámetro y 6 cm de altura. Las muestras se irradiaron en la posición 8c del reactor de investigación enriquecido con uranio de la Universidad *Mc Master* en Hamilton, Ontario, Canadá, durante 20 megavatios - hora.

Al sacar las muestras del reactor, las muestras y monitores se cargaron en capsulas de 2 mm de diámetro y sobre una bandeja de cobre que luego se cargaron en una línea de extracción de alto vacío. Los monitores se fusionaron, calentando las muestras mediante un láser de iones de argón de 6 W siguiendo la técnica descrita por York et al. (1981), Laver et al. (1987) y Benowitz (2014). La purificación de argón se logró utilizando una trampa fría de nitrógeno líquido y un desinfectante SAES Zr-Al a 400 °C. Las muestras se analizaron en un espectrómetro de masas VG-3600 en el Instituto de Geofísica de la Universidad de Alaska, Fairbanks. Los isótopos de argón medidos se corrigieron para determinar el blanco del sistema y la discriminación de masa, así como las reacciones de interferencia de calcio, potasio y cloro siguiendo los procedimientos descritos por McDougall y Harrison (1999). Los valores en blanco típicos del láser de 8 min del sistema completo (en moles) fueron generalmente $2 \times 10-16$ mol 40 Ar, 3×10218 mol 39 Ar, $9 \times$ 10-18 mol ³⁸Ar y 2 × 10-18 mol ³⁶Ar, que son 10 – 50 veces más pequeño que las fracciones de volumen de muestra / estándar. Los factores de corrección para las interferencias núcleo-génicas durante la irradiación se determinaron a partir de CaF₂ y K₂SO₄ irradiados de la siguiente manera: $({}^{39}\text{Ar} / {}^{37}\text{Ar})$ Ca = 7.06 × 10-4, $({}^{36}\text{Ar} / {}^{37}\text{Ar})$ Ca = 2.79 × 10-4 y $({}^{40}\text{Ar} / {}^{39}\text{Ar})$ K = 0.0297. La discriminación de masas fue monitoreada ejecutando tomas de aire calibrado. La discriminación de masas durante estos experimentos fue del 0.8 % por unidad de masa. Mientras se realizaron los experimentos, las mediciones de calibración se hicieron semanalmente para verificar los cambios en la discriminación de masas sin que se observaran variaciones significativas durante estos intervalos.

b.- Geoquímica: Los análisis geoquímicos de elementos mayores y elementos traza fueron realizados a dos muestras de fragmentos de pómez provenientes de la caída media (fragmento de color blanco) y superior (fragmento de color gris) de la secuencia piroclástica. Primeramente, se seleccionaron los fragmentos de pómez más frescos de cada caída para evitar alteraciones en los resultados obtenidos. Posteriormente, estos fragmentos fueron tratados de forma rigurosa y

cuidadosa para evitar contaminaciones. Cada fragmento fue lavado con agua destilada y baños en el ultrasonido no mayores a cinco minutos (Fig. 9A). Esto hasta lograr que el agua no se observara sucia o turbia. Luego, las muestras se pusieron a secar en el horno a 60°C por 24 horas en vasos de precipitado debidamente rotulados (Fig. 9B).

Una vez secas las muestras, se procedió a pulverizar el material en el laboratorio de partículas gruesas. Este procedimiento se hizo con la ayuda de un triturador *HERZOG* con mortero de tres anillos de acero al cromo (Fig. 9C). Es importante mencionar que primero se realizó una contaminación del aparato con la misma muestra dos veces y la tercera pulverización fue la enviada a los análisis. En cada proceso de pulverizado se dejaban al menos 30 segundos en trituración (Fig. 9D y E). En el proceso por cada muestra independiente se lavaba el mortero de anillos con agua y jabón, y secaba con ayuda de acetona y aire comprimido. Una vez pulverizada la muestra final se procedió a depositarse en una bolsa rotulada con el peso alrededor de 15 gramos por muestra (Fig. 9F).

Los análisis de roca total para determinar los elementos mayores se realizaron a través de la técnica de Fluorescencia de Rayos X y los análisis químicos de elementos traza se realizaron a través del uso de técnicas de espectrometría de masas de emisión de plasma por acoplamiento inductivo (*ICP-MS* por sus siglas en inglés) además de análisis de activación de neutrones instrumentales (*INAA* por sus siglas en inglés) en *Activation Laboratories LTD* en Ancaster, Ontario, Canadá.



Figura 9. Representación fotográfica del procedimiento de pulverizado de las muestras para los análisis químicos. (A) Lavado de la muestra en el ultrasonido. (B) Secado de las muestras en el horno. (C) Platos de acero al cromo utilizados en la pulverización. (D) Ubicación de la muestra para posterior triturado. (E) Equipo de pulverización utilizado en el procedimiento. (F) Muestras rotuladas, pesadas y enviadas a los análisis químicos.

2.- MARCO TECTÓNICO Y VULCANOLÓGICO

La zona de estudio está localizada en la región central de la FVTM dentro del CVMG. La FVTM es un arco volcánico continental producto de la subducción oblicua de las placas Rivera y Cocos por debajo de la placa Norteamericana a lo largo de la Trinchera Mesoamericana en una tasa promedio entre 23 y 64 mm/año (DeMets y Stein, 1990; Singh y Pardo, 1993). La FVTM es un arco volcánico que se ha emplazado entre el Mioceno hasta el presente con una orientación E-W y una longitud de ~1000 km, extendiéndose desde el estado de Nayarit (al oeste) al estado de Veracruz (al este) (Demant, 1981). Bajo la región de Michoacán, la convergencia de la placa ocurre en una tasa promedio de 55 mm/año (Ferrari et al., 2012). Aquí el espesor de la corteza de la placa Norteamericana varía entre 35 y 43 km (Ferrari et al., 2012). La placa Rivera, por otro lado, se subduce hasta una profundidad bajo el CVMG entre 80 y 200 km con una inclinación de la placa en subducción bajo el frente-arco y el arco de 35 a 60°, respectivamente (Pardo y Suárez, 1995; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996).

El CVMG está construido sobre rocas del terreno Zihuatanejo perteneciente al terreno compuesto Guerrero. Este basamento está formado por rocas sedimentarias turbidíticas ricas en cuarzo del Triásico Superior. Esta secuencia turbidítica según Centeno-García (2008) corresponde a estratos ligeramente plegados a altamente disectados por fallas con estructura en bloques en una matriz limo-arcillosa. Esta secuencia presenta facies sin y con metamorfismo de alto grado tipo esquisto verdes - anfibolitas, que contienen fragmentos de basaltos en almohadillas, diabasas, gabros bandeados, pedernales y calizas (Centeno-García, 2008). Está secuencia de rocas se encuentra sobreyacida por lavas riolíticas, rocas volcaniclásticas y rocas graníticas del Jurásico Medio a Tardío, que fueron emplazadas y acrecionadas (Centeno-García, 2008; Centeno-García, 2017). Subsecuentemente, esta secuencia es cubierta por rocas volcánicas de composición andesítica, basáltica, algunas riolíticas, y rocas volcaniclásticas que están interestratificadas con calizas, evaporitas, y capas rojas de areniscas (Centeno-García, 2008; Centeno-García 2017). Esta última sucesión es cortada discordantemente por varios plutones graníticos del Eoceno Tardío (Schaaf et al., 1995; Corona-Chávez et al., 2006; Centeno-García, 2008; Ortega-Gutiérrez et al., 2014). En la zona de estudio el basamento conformado por el terreno Zihuatanejo es cubierto discordantemente por una secuencia de ignimbritas y lavas del Mioceno (Gómez-Vasconcelos et al., 2015; Avellán et al., 2019).

La región de estudio es afectada por los sistemas de fallas Taxco - San Miguel de Allende con dirección NNW-SSE y Morelia - Acambay con orientación ENE-WSW (Garduño-Monroy et al., 2009; Gómez-Vasconcelos et al., 2015). Según estos autores, el sistema de fallas Taxco - San Miguel Allende está compuesto de fallas de comportamiento lateral derecho de N-S a NNW-SSE. Este sistema de fallas fue originado hace ca. 25 Ma (Blatter y Hammersley, 2010), es considerado en la actualidad como activo. El que se caracteriza por presentar estructuras con geometría en echelón asociadas a deformación transtensional (Garduño-Monroy et al., 2009). Por otro lado, el sistema de fallas Morelia - Acambay es considerado el más reciente (ca. 8 Ma) y aún se considera como activo. Este está constituido por fallas normales con una componente menor lateral izquierda (Reyes y Samaniego, 1990; Pasquaré et al., 1991; Suter et al., 2001; Garduño-Monroy et al., 2009; Suter, 2016). La actividad de estas fallas es revelada por la actividad sísmica en la región (Johnson, 1986; Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990; Pasquarè et al., 1991; Suter et al., 1991, 1995, 1996; Garduño y Escamilla, 1996). Estos sistemas de fallas han ejercido un control estructural muy importante en el emplazamiento de los volcanes perteneciente a los inicios del FVTM y la formación del CVMG desde el Mioceno Tardío al Presente (Hasenaka y Carmichael, 1987; Guilbaud et al., 2009; Avellán et al., 2019; Gómez-Vasconcelos et al., 2015).

3.- RESULTADOS

3.1.- Geomorfología

Un análisis morfológico y morfoestructural de la región de estudio fue llevado a cabo usando la topografía superficial, modelo digital de elevación y mapas temáticos como el de pendientes. Con el propósito de reconocer alguna estructura volcánica relevante que haya estado involucrada en el origen de estás erupciones. Este análisis revela que el área de estudio tiene un relieve de planicies, altiplanicies moderadas, montañas de altura media, lomeríos dentro de una elevación máxima sobre el nivel del mar que va de 1,840 m en las zonas más bajas, a 2,950 m en las partes más altas con pendientes que varían de $0 - 2^{\circ}$ a $30 - 45^{\circ}$ (Fig. 10). Vista en planta el relieve con características de planicies muestra pendientes muy suaves entre $0 - 2^{\circ}$, y corresponden a un relieve dominado por llanuras o planicies aluviales. Varias de estas llanuras de inundación son ocupadas actualmente por lagos, tales como el de Cuitzeo en la zona oriental y el de Pátzcuaro al suroeste de la zona de estudio. Otras zonas son ocupadas por grandes planicies aluviales, como el semi-graben Cuitzeo al oriente y la cuenca Zacapu (Fig. 10). Estás morfologías asociadas al lago de Cuitzeo, el semi-graben de Cuitzeo (6.5 km de longitud) y la Cuenca de Zacapu (28 km de longitud), están directamente relacionadas con la formación del sistema de fallas Morelia -Acambay con dirección ENE-WSW. Existen otras estructuras de graben más pequeñas, como el graben de Chucándiro y Huaniqueo (con dimensiones de 3 km y 4 km, respectivamente), con la misma tendencia (ENE-WSW). Las llanuras más pequeñas aisladas (con extensiones menores a 1 km), fueron formadas por el desarrollo de pequeñas microcuencas endorreicas provocada por la presencia del vulcanismo más joven en la región que están delimitadas por un relieve con pendientes entre $2 - 15^{\circ}$. El relieve asociado a altiplanicies moderadas que presentan pendientes de moderadas a abruptas entre $15 - 30^\circ$, y está muy vinculado a morfología de mesas altamente disectadas por la erosión (2400 m.s.n.m). Estas mesetas muy erosionadas están conformadas por flujos de lava e ignimbritas indiferenciadas de las que se desconoce su origen. Estas mesetas altamente disectadas están vinculadas a bloques o pilares desplazados por los sistemas de fallas Morelia - Acambay con dirección ENE-WSW, y su disección es controlado por los sistemas de fallas Taxco – San Miguel Allende de comportamiento lateral derecho con tendencia N-S a NNW-SSE. Más al sureste, se localizan en la región morfologías de mesas y crestas muy disectadas que corresponde a los bordes de las estructuras de calderas volcánicas conformadas por ignimbritas. El relieve asociado a montañas de altura media (3200 m.s.n.m), exhibe pendientes de $15 - 45^{\circ}$, y está vinculado a morfologías de volcanes complejos construidos completamente de flujos de lava, así como por el volcán Tzirate y la Leonera pertenecientes al vulcanismo del CVMG y los primeros inicios de la FVTM, respectivamente. Así también, en este tipo de relieve se tiene a las estructuras con morfologías de volcanes en escudo pequeños construidos completamente de flujos de lava, presentando una cima con pendientes entre $15 - 30^{\circ}$, y sus flancos con pendientes más bajas entre $2 - 15^{\circ}$. El relieve de lomeríos comprende pendientes entre $0 - 30^{\circ}$, y está directamente relacionado a morfologías de edificios volcánicos más pequeños como conos de escoria, flujos de lava y domos que son parte del vulcanismo del CVMG (Fig. 10).



Figura 10. Mapa de pendientes de la zona de estudio. Los puntos negros bordean las estructuras volcánicas más representativas de la zona. Claves: V: Volcán; C: Caldera; G: Graben.

3.2.- Estratigrafía volcánica

3.2.1.- Relación estratigráfica

La secuencia de estos depósitos de caída tiene una amplia dispersión por lo que se emplea como excelente marcador estratigráfico en la región noroeste de la ciudad de Morelia. Esta secuencia se encuentra interestratificada con depósitos volcánicos de erupciones ocurridas en el Mioceno,

Plioceno y Pleistoceno. Las erupciones ocurridas en el Mioceno Temprano están asociadas a una secuencia de al menos dos ignimbritas y un *plateau* de flujos de lava. Esta sucesión corresponde a las denominadas lavas Cuitzeo de hace 18.7 Ma, ignimbrita Cuitzeo de hace 17.4 Ma y la ignimbrita Atécuaro de hace 16.8 Ma (Gómez-Vasconcelos et al., 2015; Avellán et al., 2019) (Fig. 11). La ignimbrita Atécuaro fue producto del colapso de la caldera Atécuaro (Gómez-Vasconcelos et al., 2015), mientras que el origen de los flujos de lava e ignimbrita Cuitzeo aún se desconoce. Otra secuencia de erupciones locales ocurrió entre el Mioceno Tardío y Pleistoceno, que posiblemente esté asociada en la región a los primeros inicios de la FVTM (Avellán et al., 2019), conformada por pequeños volcanes en escudo, domos y flujos de lava fisurales con edades entre 7 y 2 Ma (Kshrisagar et al., 2015; Avellán et al., 2019). Un depósito de Ignimbrita indiferenciado, también ha sido reconocido en la zona oriental de la cuenca de Zacapu con edad de ca. 1.4 Ma (Kshrisagar et al., 2015), de origen desconocido. Finalmente, las erupciones ocurridas en el Pleistoceno Medio al Reciente, están asociadas dominantemente a la formación del CVMG, constituida por pequeños volcanes en escudo, domos, conos de escoria, flujos de lava fisurales y maares con edades entre 1.4 Ma y <11 ka (Kshrisagar et al., 2015; Avellán et al., 2019) (Fig. 11). La secuencia de depósitos de caída piroclástica en la mayoría de los sitios visitados aparece en contacto con varias de las unidades que conforman la secuencia volcánica del área separado en algunos casos por paleosuelos, depósitos de lahar o lacustres. En las secciones estratigráficas descritas al suroeste del lago de Cuitzeo, la secuencia de caídas se encuentra cubriendo en contacto directo con una superficie erosiva a la Ignimbrita de Cuitzeo y por debajo de un depósito de flujo de detritos masivo, o en la mayoría de los casos la caída superior se encuentra expuesta en superficie con el techo del depósito completamente erosionado (secciones 6, 24 y 19; Fig. 2B). En la parte norte de Morelia la secuencia de caídas sobrevace lentes delgados de depósitos lacustres que no tiene continuidad lateral, y en ocasiones a flujos de detritos masivo limo-arcillosos, que yacen por encima de las lavas Cuitzeo (secciones 1 y 2). En algunos casos la secuencia de caída se encuentra cubriendo en contacto directo a las lavas Cuitzeo (secciones 3, 13 y 35). Al noreste del volcán en escudo pequeño Quinceo (< 1.4 Ma; Avellán et al., 2019), la secuencia de caídas infrayace a las lavas provenientes de este volcán (secciones 4 y 36). Más al oeste-noroeste del volcán en escudo Tetillas la secuencia se encuentra expuesta en superficie en gran parte erosionada y muchas veces cubierta por flujos de lava proveniente de los volcanes jóvenes (< 2 Ma; Kshrisagar et al., 2015; Avellán et al., 2019), pertenecientes al CVMG (secciones 21 - 28; Fig. 11 y Fig. 2B).



Figura 11. Columna estratigráfica esquemática donde se muestran la relación estratigráfica de la secuencia de caídas piroclásticas con las unidades sub y suprayacentes de los depósitos estudiados. Superíndices: a) Gómez-Vasconcelos et al., 2015; b) Este trabajo; c) Kshirsagar et al., 2015; d) Cisneros-Máximo, 2016; e) Pola et al., 2016.

Estratigrafía y dinámica eruptiva de la secuencia de erupciones plinianas al noroeste de Morelia, Michoacán



Figura 12. Correlación estratigráfica de afloramientos en la zona de estudio. Los afloramientos de la izquierda pertenecen a la zona proximal y los afloramientos de la derecha hacen referencia a la zona distal. Claves para los depósitos: LQ, Lavas del Quinceo; IJ, Ignimbrita Joven; IC, Ignimbrita de Cuitzeo; LC, Lavas de Cuiteo; CI, Caída Inferior; CM, Caída Media; CS, Caída Superior; P₃, Removilización 3; P₂, Removilización 2, P₁, Removilización 1; P₀, Paleosuelo.

Las secciones realizadas cubren gran parte de la zona de influencia de la secuencia de caídas piroclásticas. Se abarcaron los sectores proximales, medios y distales a la fuente más no los depósitos verdaderamente distales que seguramente cubrieron grandes extensiones que hoy están erosionados.

Por lo tanto, la Fig. 12 representa una correlación estratigráfica de afloramientos de las diferentes unidades descritas anteriormente. Esta correlación se realizó para 17 secciones ubicadas en diferentes sectores del área de estudio y que pueden ser designados como afloramientos representativos de la zona proximal, media y distal. En ellos se observa la variación de espesores principalmente para cada miembro de la secuencia piroclástica y su variación con la distancia a la fuente.

3.2.2.- Edades de los depósitos de caída

En este trabajo, se determinaron tres nuevas edades radiométricas de ⁴⁰Ar/³⁹Ar, una de la caída media y dos de la caída superior. La edad obtenida para la caída media se realizó en la matriz de vidrio en un fragmento de pómez recolectadas en la sección estratigráfica 32. Este fragmento de pómez produjo una edad de 1.44 ±0.035 Ma (Fig. 13; Tabla 1 y 3). Por otro lado, las edades adquiridas para la caída superior se hicieron una en roca total de un fragmento de pómez y una segunda en las fases minerales de biotita dentro de los fragmentos de pómez colectadas desde la sección estratigráfica 1. Las edades arrojadas para esta unidad fueron de 1.46 ± 0.042 y 2.50 ±0.235 Ma, respectivamente (Fig. 13; Tabla 1 y 3). Al considerar los valores de incertidumbre en estas mediciones, tanto las dos edades obtenidas para la caída media, como dos de las edades adquiridas para la caída superior son concordantemente idénticas. En un trabajo anterior, se habían obtenido edades de 1.473 ± 0.019 Ma en roca total de la caída media y de 1.485 ± 0.017 Ma en un cristal de plagioclasa dentro de un fragmento de pómez de la caída superior. Sin embargo, la edad más vieja adquirida en este estudio, en la fase mineral de biotita para la caída superior de ca. 2.5 Ma, posiblemente corresponda a la edad de un xenocristal de biotita. En la región oriental de la cuenca de Zacapu, existe una ignimbrita indiferenciada, que fue fechada por Kshrisagar et al. (2015) mediante el método radiogénico ⁴⁰Ar/³⁹Ar en 1.418 ±0.027 y 1.433 ±0.059 Ma, la cual tiene una posición estratigráfica concordantemente similar con la edad de la secuencia de caídas.



Figura 13. Espectros de edad y diagramas de correlación para dos de las muestras fechadas. (A) Ploteo de información para la muestra MN-1 en roca total. (B) Ploteo de información para la muestra MN-32, tomado de Cisneros-Máximo, 2016. En ambas muestras se observa que la meseta contiene más del 60% de información siendo fechamientos confiables.

3.2.3.- Descripción de la secuencia de los depósitos de caída piroclástica

Esta secuencia consta de al menos tres eventos de caída piroclástica interestratificados por depósitos de flujos de detritos y en algunos casos por lentes delgados de sedimentos lacustres. En la mayoría de las secciones estratigráficas se pueden reconocer bien a cada uno de estos depósitos, lo que facilitó conocer bien su distribución. Para sistematizar la descripción de esta secuencia, se describió desde la base al techo a cada uno de los depósitos, definiéndolos como caída inferior, media y superior.

Muestra	Unidad	Edad Integrada (Ma)	% Atm.	Edad de la meseta (Ma)	Información de la meseta	Edad de la isócrona (Ma)	Información de la isócrona
MN-01 Roca total	CS	1.55 ± 0.069	94.8	1.464 ± 0.042	Fracciones = 6 85.4% de 39 Ar lib. MSWD = 0.74	1.459 ± 0.021	Inic. 40 Ar/ 36 Ar = 295.4 ± 1.1 MSWD = 0.89 Fracciones = 6
MN-01* Plagioclasa	CS	1.509 ± 0.020	66.3	1.503 ± 0.019	Fracciones = 8 99.0% de ³⁹ Ar lib. MSWD = 1.14	1.485 ± 0.017	Inic. 40 Ar/ 36 Ar = 296.8 ± 2.8 MSWD = 1.09 Fracciones = 8
MN-01 Biotita	CS	2.506 ± 0.235	96.5	2.506 ± 0.235	Fracciones = 11 100 % de ³⁹ Ar lib. MSWD = 0.86	2.454 ± 0.483	Inic. 40 Ar/ 36 Ar = 295.7 ± 2.0 MSWD = 0.95 Fracciones = 11
MN-32* Roca total	СМ	1.439 ± 0.020	72.7	1.480 ± 0.016	Fracciones = 6 95.0% de ³⁹ Ar lib. MSWD = 0.97	1.473 ± 0.019	Inic. 40 Ar/ 36 Ar = 295.6 ± 3.0 MSWD = 1.13 Fracciones = 6
MN-32 Vidrio	СМ	1.455 ± 0.056	88.9	1.438 ± 0.035	Fracciones = 4 86.4% de ³⁹ Ar lib. MSWD = 0.34	1.452 ± 0.027	Inic. 40 Ar/ 36 Ar = 294.2 ± 2.8 MSWD = 0.33 Fracciones = 4

Tabla 1. Edades e información de las muestras fechadas en este estudio. * Edades obtenidas es Cisneros-Máximo, 2016.

a.- La caída inferior aparece como una capa masiva con estratificación difusa pardo amarillenta muy meteorizada a blanca en cortes muy bien conservados, endurecida a deleznable, clastosoportada, con gradación simétrica poco perceptible que cambia de inversa a normal, moderada a buena selección y constituida principalmente de fragmentos de pómez blanca-gris clara subangulares a angulares, líticos accidentales de angulares porfiríticos de color gris claro, gris oscuro, y afaníticos de color gris rosa, rojizos y gris oscuro. Estos líticos son simétricamente gradados en el sentido de los fragmentos de pómez, por lo que aumentan su concentración a la mitad del depósito. Esta capa presenta un espesor máximo de 3.1 m, en la sección 1 en la localidad de Tarímbaro, y mínimo expuesto de 1 m en la sección 35, ubicado en el recinto ferial de Morelia (Fig. 2B). El techo de esta caída se encuentra con una superficie muy irregular debido a la erosión provocada por depósitos de flujos de detritos masivos, endurecidos y arcillosos que sobreyacen al depósito. En pocos sitios el techo se encontraba sobreyacido por capas delgadas de sedimentos lacustres, altamente arcillosos de coloración gris muy claro (Fig. 14, Tabla 3). *b.*- La caída media se muestra como una capa masiva de estratificación difusa de color amarillento muy meteorizado a blanco en secciones bien preservadas, endurecida a moderadamente friable, clasto-soportada, con gradación inversa, moderada a buena selección y compuesta principalmente de fragmentos de pómez blancos sub-angular a angulares, líticos accidentales afaníticos grises claros angulares, porfiríticos gris oscuro y amarillento afaníticos angulares. Dentro de los líticos accidentales muy particulares de este depósito, se encuentran los fragmentos con morfología *platy* muy angular. Solamente al techo del depósito se encontraron una baja proporción de pómez gris muy claras. La concentración de líticos es mayor hacía el techo del depósito, con una gradación inversa, la cual es congruente con la gradación del depósito. El mayor espesor encontrado es de 4.5 m, localizado en la sección 6, y el espesor más pequeño de 1 m, en la sección 35 (Fig. 2B). El techo de esta caída se encuentra en ocasiones muy erosionado debido a la presencia de depósitos de flujos de detritos masivos y arcillosos. En algunos sitios se lograron encontrar sobreyaciendo lentes delgados de depósitos lacustres (10 cm de espesor), muy arcillosos endurecidos de coloración gris muy claro (Fig. 14; Tabla 3).

c.- La caída superior se presenta como una capa de estructura masiva, con una estratificación difusa muy marcada y color pardo-amarillento en cortes muy meteorizados y erosionados, y blanco en secciones muy bien preservadas. Este estrato se encuentra en su mayoría endurecido a moderadamente deleznable, clasto-soportado, con gradación normal muy marcada, moderada selección y constituido principalmente por fragmentos de pómez de color blanca vesicular angular, y gris – verdosa clara muy fibrosa que disminuye su contenido de la base hacia el techo. Asimismo, este estrato está constituido por fragmentos líticos gris y ocre afaníticos angulares; estos fragmentos presentan como característica la morfología en *platy* muy angulosos. La concentración de los líticos es muy marcada hacia la base del depósito, por lo que es concordante con la gradación del depósito. Las secciones estratigráficas revelan que el mayor espesor encontrado para este estrato es de 5.8 m, en la sección 15 y un espesor mínimo de 0.60 m, en la sección 35 (Fig. 2B). Es muy característico encontrar la parte superior de este depósito erosionado, o en la mayoría de los casos con una superficie irregular cubierta por depósitos de flujos de detritos masivos, arcilloso y endurecido (Fig. 14; Tabla 3).

Estratigrafía y dinámica eruptiva de la secuencia de erupciones plinianas al noroeste de Morelia, Michoacán



Figura 14. Fotografías de los diferentes depósitos descritos en el área. (A) Vista panorámica de los diferentes depósitos en cuya base se encuentra la Ignimbrita de Cuitzeo. (B) Vista de la continuación de la secuencia de la foto A. (C) Afloramiento en el cual se observa desde la caída media en la base hasta el desarrollo del suelo actual. (D) Fotografía en donde se observa el contacto de la secuencia y las Lavas de Quinceo. (E) Erosión en cárcavas observada en gran parte de los afloramientos visitados. (F) Vista en detalle de la caída inferior. (G) Vista en detalle de la caída media. (G) Vista en detalle de la caída superior.

3.2.4. Granulometría

Las variaciones granulométricas laterales fueron estudiadas en 27 muestras a diferentes distancias desde la fuente en cada uno de los depósitos, en las secciones más proximales, intermedia y más distales encontradas a lo largo del eje de dispersión (Fig. 15; Tabla 3). Estás secciones corresponden con los sitios de muestreo 6, 34 y 9 para la caída inferior, 5, 1 y 9 para la caída media, y 15, 1 y 9 para la caída superior (Fig. 2B). Asimismo, el análisis granulométrico se realizó en cada uno de los niveles base, mitad y techo de cada depósito, para también analizar las variaciones verticales. Los resultados adquiridos del análisis granulométrico reflejan que cada uno de los depósitos en general tienen una distribución unimodal, la cual cambia desde fracciones más gruesas en las secciones estratigráficas más cercanas a la fuente a fracciones más finas en las columnas estratigráficas encontradas en la zona distal. La variación vertical y lateral con la distancia de la caída inferior no revela cambios significativos debido a que la moda principal se mantiene en la fracción 0 phi. Por el contrario, la caída media muestra una variación gradual vertical y lateral con la distancia, presentando en la sección más cercana una moda en la base con fracciones de -1 phi cambiando hacia el techo -2 phi con alta proporción de vol. % de partículas más gruesas al techo, y en la sección más distal con una moda en la base 1 phi cambiando a 0 phi. Sin embargo, la caída superior, muestra variaciones verticales y laterales con la distancia con variación gradual relevantes, ya que en la sección cercana a la fuente de la base al techo la moda cambia de -1 a -2 phi, y en las secciones más distales de 0 a 1 phi. El comportamiento en la sección cercana con aumento de la moda en fracciones gruesas hacia el techo podría ser debido a que se encontró alta concentración de líticos que podrían estar asociados a un aumento en la energía de la erupción. Finalmente, el análisis granulométrico en los depósitos refleja una mejor selección con la distancia, y esto es congruente con la estructura de gradación en cada uno de los depósitos, tales como: poco perceptible simétrica de inversa a normal en la caída inferior, inversa en la caída media y normal en la caída superior.

3.2.5.- Componentes

a.- El análisis de componentes para la caída inferior se llevó a cabo en la sección 34, el cual revela que el depósito está constituido de pómez blanca, pómez gris muy clara, líticos volcánicos de color gris claro, oscuro, rojizo y cristales sueltos (cuarzo y plagioclasa) (Fig. 15).





Figura 15. Sección estratigráfica compuesta con los resultados de los análisis granulométricos, de componentes y de vesicularidad y densidad. En el sector izquierdo se observa la distribución granulométrica a lo largo del eje de dispersión. En la sección continua se observan los diagramas pastel con los porcentajes de los componentes en la secuencia de caídas y en el sector derecho se visualizan los histogramas de distribución de densidad de los clastos y la vesicularidad.

Estratigrafía y dinámica eruptiva de la secuencia de erupciones plinianas al noroeste de Morelia, Michoacán

El depósito muestra un contenido de pómez promedio de 79 vol. %, líticos de 12 vol. %, cristales sueltos 9 vol. %. La concentración de pómez aumenta desde la base a la mitad del depósito de 74 a 83 vol. % y disminuye hacia el techo con 80 vol. %. Mientras, la concentración de líticos se mantiene con un contenido en la base y mitad del depósito en 10 vol. % y aumenta su concentración hacia el techo en 15 vol. %.

b.- El análisis de componentes para la caída media se realizó en una muestra recolectada en la sección 1 (Fig. 2B). La que indica que el depósito está conformado por pómez blanca, pómez gris clara en bajas proporciones, líticos volcánicos de color gris claro a oscuro, ocres y cristales sueltos (Fig. 15). El contenido de pómez promedio es de 84 vol. %, líticos 6.3 vol. % y cristales 9.3 vol. %. La concentración de pómez aumenta de la base a la mitad del depósito de 72 a 96 vol. %, y disminuye a hacia el techo en 85 vol. %. En comparación con los líticos disminuyen de la base a la mitad del depósito de 7 a 1 vol. %, y aumenta hacia el techo en 7 vol. %.

c.- El análisis de componentes en la caída superior también se realizó en una muestra colectada en la sección 1 (Fig. 2B), presentando fragmentos de pómez blanca, pómez gris clara - verdosa, líticos de color gris claro, gris oscuro, rosa, ocres y cristales sueltos (Fig. 15). El contenido de pómez promedio es de 79.7 vol. %, líticos 6.6 vol. % y cristales 13 vol. %. La concentración de pómez disminuye de la base a la mitad del depósito de 81 a 73 vol. %, y aumenta hacia el techo en 85 vol. %. Por otra parte, los líticos disminuyen gradualmente de la base al techo del depósito de 7 a 4 vol. %.

3.2.6.- Densidades y vesicularidad

a.- Para la caída inferior se hicieron análisis de densidad y vesicularidad en los fragmentos de pómez blanca y gris clara. Con base en estos resultados, indica que la pómez blanca presenta densidades que varían de 0.23 a 1.09 g/cm³, dando un promedio de 0.55 g/cm³. El análisis de vesicularidad presenta variaciones de 58 a 91 % con un promedio de 79 %. Este valor es equivalente con valores propuesto por Houghton y Wilson (1989) como fragmentos de pómez que presentan una vesicularidad alta. Por otra parte, los fragmentos de pómez gris presentan valores de densidad que varían entre 0.24 y 0.93 g/cm³ con un valor promedio de 0.56 g/cm³, mientras que los valores de vesicularidad obtenidos varían de 64 a 91 % con un promedio de 78

%. Basado en la clasificación de Houghton y Wilson (1989), este valor es equivalente a pómez con una vesicularidad alta (Fig. 15; Tabla 3).

b.- Para la caída media se realizaron también análisis de densidad y vesicularidad en fragmentos de pómez blanca y pómez gris claro. Los resultados en la pómez blanca dan valores de densidad que varían entre 0.41 a 1.44 g/cm³ con un promedio de 0.75 g/cm³. Los valores de vesicularidad varían entre 45 y 84 % con promedio de 71 %. Estos valores coinciden con los valores propuestos por Houghton y Wilson (1989) presentando alta vesicularidad. Con respecto a los resultados de densidad para la pómez gris comprenden entre 0.53 a 1 g/cm³ con un promedio de 0.77 g/cm³. Así, los valores de vesicularidad están en los rangos de 62 y 80 % con un promedio de 71 %, indicando una vesicularidad alta para los fragmentos de pómez gris (Houghton y Wilson, 1989) (Fig. 15; Tabla 3).

c.- Para la caída superior se realizaron análisis de densidad y vesicularidad en la pómez blanca y pómez gris clara - verdosa. La pómez blanca presenta valores de densidades entre 0.36 y 1.20 g/cm³ con un promedio de 0.74 g/cm³. Los datos de vesicularidad están comprendidos entre 53 % y 83 % con promedio de 72 %. De acuerdo a la clasificación de Houghton y Wilson (1989), este valor es representativo para una vesicularidad alta. Sin embargo, la pómez gris claro - verdosa muestra densidades comprendidas entre los rangos de 0.43 a 1.12 g/cm³ con un valor promedio de 70 %. Este valor también coincide también en la clasificación de Houghton y Wilson (1989) con valores vesicularidad alta. Teniendo en cuenta los valores teóricos necesarios para fragmentación del magma durante erupciones plinianas, los datos obtenidos se ajustan con el 71% propuesto por Houghton y Wilson (1989) y con el 64 % de Gardner et al. (1996) (Fig. 15; Tabla 3).

3.2.7.- Morfología de partículas

El análisis bajo Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) tiene como principal objetivo definir las texturas indicativas del mecanismo de fragmentación dominante en cada uno de los depósitos de caída. Asimismo, caracterizar a una escala más grande los fragmentos de pómez. Por lo que se obtuvieron imágenes a alta resolución en ambas poblaciones de pómez determinadas mediante el análisis de componentes para cada nivel en cada uno de los depósitos. Se analizaron al menos 10 fragmentos de pómez de cada población. En total unos 180 fragmentos de la fracción 0 phi del análisis granulométrico.

a.- Para la caída inferior se observa un predominio de fragmentos de pómez muy vesiculada (Tabla 2). La pómez blanca presenta en su mayoría formas irregulares y algunas sub-esféricas. El borde de la pómez es completamente irregular dado por burbujas rotas, y algunos bordes lisos. Sin embargo, se observó la presencia de pómez con bordes muy angulares e isométricos (Fig. 16A). Además, en las superficies se observan agrietamiento superficial relacionado posiblemente a grietas de desecación y otras grietas más aisladas con formas rectilíneas.



Figura 16. Fragmentos de pómez de la caída inferior. (A) Fragmento de pómez con bordes angulares y en forma de bloque. (B) Vista en detalle de las vesículas esféricas en un fragmento de pómez. (C) Fragmento de pómez donde se observan algunas vesículas alargadas y presencia de grietas. (D) Fragmento de pómez con abundancia de grietas.

Estos fragmentos de pómez predominantemente son sub-angulares a sub-redondeadas. La vesicularidad es un parámetro que se observa bastante bien. Definiendo así diferentes poblaciones en tamaños de las vesículas con formas dominantemente irregulares a esféricas (Fig. 16B). Por otro lado, la pómez gris tiene formas irregulares. Sus bordes se observan principalmente

irregulares y lisos. Asimismo, se reconocen grietas a lo largo de las vesículas con tendencias rectilíneas (Fig. 16C y D). Los fragmentos son sub-angulares y sub-redondeados; las vesículas son alargadas y fibrosas formando canales de tamaños homogéneos (Fig. 16C). A su vez, algunas vesículas se observan esféricas.

b.- Para la caída media se observa un predominio de partículas de pómez muy vesiculada (Tabla
2). En todo el depósito se encuentra presente la población de pómez blanca. La pómez blanca presenta en su mayoría formas irregulares y algunas sub-esféricas. Los bordes de estas partículas de pómez son predominantemente irregulares y algunos bordes lisos.



Figura 17. Fragmentos de pómez de la caída media. (A) Fragmento de pómez muy vesiculado. (B) Vista en detalle de las vesículas esféricas en un fragmento de pómez. (C) Fragmento de pómez donde se observan algunas vesículas alargadas y presencia de grietas. (D) Fragmento de pómez donde se observan las grietas.

Los fragmentos de pómez se observan con grietas aisladas con formas rectilíneas y curvilíneas. Son fragmentos predominantemente sub-angulares con variaciones a sub-redondeadas. Las formas de las vesículas son principalmente irregulares y algunas esféricas y presentan heterogeneidad en sus tamaños (Fig. 17A y B). Aunado al análisis realizado a la pómez gris que solo aparece en el techo de la caída media, éstas exhiben formas irregulares y sub-esféricas. Sus bordes se observan irregulares. Igualmente, se reconocen grietas aisladas en las paredes de las vesículas con tendencias rectilíneas y curvilíneas (Fig. 17C y D). Los fragmentos son sub-angulares y sub-redondeados. Las vesículas son irregulares y esféricas de tamaños homogéneos.

c.- Para la caída superior se observa un predominio de partículas muy vesiculadas (Tabla 2). La pómez blanca exhibe formas irregulares y sub-esféricas. El borde de estas partículas de pómez es predominante irregular dado por burbujas rotas o algunos bordes lisos. Además, en las superficies de las pómez se observan agrietamientos superficiales relacionadas con grietas de desecación, y otras grietas más aisladas con formas rectilíneas y curvilíneas extendidas a lo largo del vidrio (Fig. 18).



Figura 18. Fragmentos de pómez de la caída superior. (A) Fragmento juvenil vesículas alargadas. (B) Vista en detalle de las vesículas esféricas en un fragmento con vesículas esféricas. (C) Fragmento de pómez donde se observan grietas y paredes de vesículas rotas. (D) Fragmento juvenil donde se observan las grietas en detalle.

Estratigrafía y dinámica eruptiva de la secuencia de erupciones plinianas al noroeste de Morelia, Michoacán

Los fragmentos de pómez predominantemente son sub-angulares a sub-redondeadas. La vesicularidad es variada, donde se observan vesiculas irregulares, esféricas y alargadas y heterogeneidad en sus tamaños (Fig. 18 A y B). En la caída superior se vuelve a observar la presencia de pómez gris-verdosa en todos los niveles. Esta muestra tiene formas completamente irregulares con bordes tanto irregulares, lisos y angulares. Las grietas siguen siendo observadas en la superficie del vidrio con geometrías rectilíneas y curvas (Fig. 18C). Los fragmentos tienen morfologías sub-angulares y sub-redondeadas. Finalmente, las vesículas son propiamente alargadas e irregulares (Fig. 18C y D). Es muy notoria la formación de canales con tamaños muy homogéneos (Fig. 18 A).

Tabla 2. Datos obtenidos a partir de las imágenes de alta resolución del Microscopio Electrónico de Barrido recopilando las características morfológicas de las dos poblaciones de pómez para cada caída piroclástica.

Depósito	Pómez	Nivel	Formas	Bordes	Presencia de grietas	Morfología	Forma de vesículas
CS		Base	Irregulares y sub-esféricas	Irregulares	Si	Sub-angulares y sub-redondeados	Irregulares y esféricas
	Blanca	Medio	Irregulares y sub-esféricas	Irregulares	Si	Sub-angulares y sub-redondeados	Irregulares, esféricas y alargadas
		Techo	Irregulares y sub-esféricas	Irregulares y lisos	Si	Sub-angulares y sub-redondeados	Irregulares
	Gris	Base	Irregulares	Irregulares, lisos y angulares	Si	Sub-angulares y sub-redondeados	Alargadas e irregulares
		Medio	Irregulares	Irregulares y lisos	Si	Sub-angulares y sub-redondeados	Alargadas y esféricas
		Techo	Irregulares	Irregulares y lisos	Si	Sub-angulares y sub-redondeados	Alargadas y esféricas
СМ	Blanca	Base	Irregulares y sub-esféricas	Irregulares y lisos	Si	Sub-angulares y sub-redondeados	Irregulares y esféricas
		Medio	Irregulares y sub-esféricas	Irregulares y lisos	Si	Sub-angulares y sub-redondeados	Irregulares y esféricas
		Techo	Irregulares y sub-esféricas	Irregulares	Si	Sub-angulares y sub-redondeados	Irregulares y esféricas
		Base	Х	х	х	Х	Х
	Gris	Medio	Х	х	х	Х	х
		Techo	Irregulares y sub-esféricas	Irregulares	Si	Sub-angulares y sub-redondeados	Irregulares y esféricas
CI	Blanca	Base	Irregulares y sub-esféricas	Irregulares	Si	Sub-angulares y sub-redondeados	Irregulares
		Medio	Irregulares y sub-esféricas	Irregulares	Si	Sub-angulares y sub-redondeados	Irregulares y esféricas
		Techo	Irregulares y sub-esféricas	Irregulares y lisos	Si	Sub-angulares y sub-redondeados	Irregulares y esféricas
	Gris	Base	Irregulares	Irregulares y lisos	Si	Sub-angulares y sub-redondeados	Irregulares y esféricas
		Medio	Irregulares	Irregulares	Si	Sub-angulares y sub-redondeados	Alargadas y esféricas
		Techo	Irregulares	Irregulares	Si	Sub-angulares y sub-redondeados	Alargadas y esféricas

En toda la secuencia de caídas piroclástica, se observan fragmentos bien conservados. En ambas poblaciones de pómez se presentan procesos de alteración evidentes, manifestada como un

polvillo que recubre las superficies y rellena las cavidades. Lo anterior se sigue observando posterior al tratamiento de las muestras.

3.2.8.- Petrografía

Los análisis bajo microscopio petrográfico tienen como finalidad principal caracterizar los fragmentos de pómez descritos anteriormente. Para lo anterior se realizaron dos secciones delgadas para cada caída representando las dos poblaciones de pómez identificadas a lo largo de la secuencia. Así mismo, la litología infrayacente y subyacente de la secuencia, además de llegar a una aproximación de los tipos de los fragmentos líticos encontrados en las tres caídas piroclásticas y establecer afinidades entre ellas. Adicionalmente, se realizó la caracterización petrográfica para las dos poblaciones de pómez identificadas en la Ignimbrita indiferenciada y en un depósito de oleada de la zona.

Para esto se realizaron 39 secciones delgadas a partir de una selección de los fragmentos más representativos para cada grupo, nueve para la caída inferior, ocho para la caída media y 13 para la caída superior (las nueve láminas restantes pertenecen a las demás litologías). Esta caracterización se realizó con base en la descripción de las secciones la cual permitió efectuar comparaciones texturales y mineralógicas de los diferentes fragmentos.

3.2.8.1. Fragmentos de pómez de los depósitos de caída

Como ha sido mencionado anteriormente, se encontraron al menos dos poblaciones de pómez (blanca y gris) distribuidas a lo largo de toda la secuencia de caídas piroclásticas; por esta razón, se realizaron secciones delgadas de ambas poblaciones para cada caída intentando establecer similitudes y diferencias.

a.- Fragmentos de pómez de la caída inferior

La pómez blanca se observa con poblaciones de tamaño de vesículas homogéneas teniendo aspecto de una pómez densa. La forma de las vesículas es predominantemente irregular y unas pocas alargadas. Presentan texturas porfiríticas, hipohialinas y densas (no muy vesiculadas), además se encuentra muy alterada. El contenido modal de cristales es de 0.88% (Fig. 19A y B), de vidrio 20.17% (Fig. 19C y D) y de vesículas un 78.95%.

La paragénesis mineral se encuentra constituida por anfíbol, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti; la fábrica de los cristales es hipidiomórfica con predominancia de cristales subhedrales (Fig. 19A y B; Tabla 3).



Figura 19. Representación fotográfica bajo microscopio petrográfico de las pómez de la caída inferior (CI). Hb: Hornblenda / Vs: Vesícula / Vd: Vidrio. (A) Cristal en pómez blanca en nicoles paralelos. (B) Cristal en pómez blanca en nicoles cruzados. (C) Pómez blanca en nicoles paralelos. (D) Pómez blanca en nicoles cruzados. (E) Cristal en pómez gris en nicoles paralelos. (F) Cristal en pómez gris en nicoles cruzados. (G) Pómez gris en nicoles paralelos. (H) Pómez gris en nicoles cruzados.

Estratigrafía y dinámica eruptiva de la secuencia de erupciones plinianas al noroeste de Morelia, Michoacán

Por otro lado, la pómez grisácea presenta poblaciones de tamaño de vesículas muy homogéneas. La forma de las vesículas es predominantemente alargada (fibras) con excepción de algunas vesículas que se observan irregulares. Estos fragmentos presentan texturas afaníticas/porfiríticas (muy pocos cristales observados; Fig. 19E y F), hipohialina y muy fibrosas. El contenido modal está conformado por 0.65% de cristales, 21.01% de vidrio y 78.34% de vesículas (Fig. 19G y H). La paragénesis mineral está conformada por anfíbol y óxidos de Fe-Ti con fabrica hipidiomórfica (Fig. 19E y F, tabla 3).

b.- Fragmentos de pómez de la caída media

Los fragmentos de pómez blanca se observan con poblaciones de tamaño de vesículas muy homogéneas. La mayoría de estas vesículas se observan irregulares y algunas con formas alargadas. Presentan texturas porfiríticas, hipohialinas y altamente vesicular. El contenido modal está dado por 0.43% de cristales (Fig. 20A y B), 28.47% de vidrio (Fig. 20C y D) y 71.10% de vesículas. Los cristales son de anfíbol y óxidos de Fe-Ti y como cristales accesorios se observan circón y apatito; la fábrica de estos es hipidiomórfica (Fig. 20A y B; Tabla 3).

En cuanto a la pómez grisácea, se observa con poblaciones de tamaño de vesículas muy homogénea. La forma de las vesículas es predominantemente esférica variando a irregulares. Presenta texturas porfirítica/ afanítica, hipohialina y altamente vesicular. El contenido modal de esta pómez está representado por cristales 0.07% (Fig. 20E y F), vidrio 29.42% (Fig. 20G y H), y vesículas 70.51%. La paragénesis mineral se encuentra constituida por óxidos de Fe- Ti, circón y apatito. La fábrica de los cristales es hipidiomórfica (Fig. 20E y F; Tabla 3).

c.- Fragmentos de pómez de la caída superior

Las poblaciones de tamaño de vesículas para la pómez blanca, en algunos sectores se observa homogénea y en otros heterogénea (variaciones en sus tamaños); estas vesículas tienen formas predominantemente irregulares, con presencia de vesículas esféricas y alargadas. Esta pómez presenta texturas porfirítica, hipohialina y muy vesiculadas. El contenido modal está conformado por 0.58% de cristales (Fig. 21A y B), 27.81% de vidrio (Fig. 21C y D), y 71.61% de vesículas. Los minerales observados en estos fragmentos corresponden a piroxeno, óxidos de Fe-Ti y como minerales accesorios circón y apatito; su fábrica es hipidiomórfica (Fig. 21A y B, tabla 3).



Figura 20. Representación fotográfica bajo microscopio petrográfico de las pómez de la caída media (CM). Hb: Hornblenda / Vs: Vesícula / Vd: Vidrio. (A) Cristal en pómez blanca en nicoles paralelos. (B) Cristal en pómez blanca en nicoles cruzados. (C) Pómez blanca en nicoles paralelos. (D) Pómez blanca en nicoles cruzados. (E) Vidrio de pómez gris en nicoles paralelos. (F) Vidrio de pómez gris en nicoles cruzados. (G) Pómez gris en nicoles paralelos. (H) Pómez gris en nicoles cruzados.

Finalmente, la pómez grisácea se observa con poblaciones de tamaño de vesículas muy homogéneas. Son alargadas (fibras) predominantemente y solo algunas se presentan con formas

irregulares. Exhiben texturas porfirítica, hipohialina y fibrosa (altamente vesicular). El contenido modal corresponde a 1.64% de cristales (Fig. 21E y F), 28.77% de vidrio (Fig. 21G y H), y 69.59% de vesículas. La paragénesis mineral está dada por plagioclasa (fracturada) y óxidos de Fe-Ti con fabrica hipidiomórfica (Fig. 21E y F, tabla 3).

3.2.8.2.- Fragmentos de pómez de la Ignimbrita Indiferenciada

a.- Ignimbrita joven (Mn-22)- Pómez densa

Los fragmentos de esta pómez se observan con heterogeneidad en las poblaciones de tamaños de vesículas teniendo un aspecto de pómez densa; la forma de las vesículas es predominantemente irregulares y varían a alargadas. Se observan texturas porfiríticas, hipohialinas y densa. La composición modal está dada por cristales 18.9%, 71.7% vidrio (se encuentra alterado) y 10.53% vesículas. Su paragénesis mineral está conformada por plagioclasa y óxidos fe Fe-Ti y apatito como minerales accesorios; la fábrica es hipidiomórfica (Fig. 22A, B, C y D).

b.- Ignimbrita joven (Mn-22)-Pómez gris

Esta pómez presenta poblaciones de tamaño de vesículas muy homogéneas. La forma de las vesículas es predominantemente alargada (fibras) y varían a irregulares. Estos fragmentos presentan texturas porfiríticas, hipohialina y muy fibrosas. El contenido modal está conformado por 24.9% de cristales, 42.2% de vidrio y 32.9% de vesículas. La paragénesis mineral está conformada por piroxeno, óxidos de Fe-Ti y apatito con fabrica hipidiomórfica (Fig. 22E, F, G y H).

3.2.8.4.- Fragmento de pómez de la oleada piroclástica

La pómez se observa con poblaciones de tamaño de vesículas homogéneas teniendo aspecto de una pómez densa. La forma de las vesículas es predominantemente irregular y unas pocas alargadas. Presentan texturas afaníticas, holohialinas y densas (vesículas no muy grandes), además se encuentra muy alterada. El contenido modal de cristales es de 0.88%, de vidrio 91.27% y de vesículas un 7.85%. La paragénesis mineral se encuentra constituida por piroxeno, apatito y óxidos de Fe-Ti; la fábrica de los cristales es hipidiomórfica con predominancia de cristales subhedrales (Fig. 23).



Figura 21. Representación fotográfica bajo microscopio petrográfico de las pómez de la caída superior (CS). Px: Piroxeno / Pl: Plagioclasa / Vs: Vesícula / Vd: Vidrio. (A) Cristal en pómez blanca en nicoles paralelos. (B) Cristal en pómez blanca en nicoles cruzados. (C) Pómez blanca en nicoles paralelos. (D) Pómez blanca en nicoles cruzados. (E) Cristal en pómez gris en nicoles paralelos. (F) Cristal en pómez gris en nicoles cruzados. (G) Pómez gris en nicoles paralelos. (H) Pómez gris en nicoles cruzados.



Figura 22. Representación fotográfica bajo microscopio petrográfico de las pómez de ignimbrita indiferenciada. Px: Piroxeno / Pl: Plagioclasa / Vs: Vesícula / Vd: Vidrio. (A) Cristal en pómez densa en nicoles paralelos. (B) Cristal en pómez densa en nicoles cruzados. (C) Pómez densa en nicoles paralelos. (D) Pómez densa en nicoles cruzados. (E) Cristal en pómez gris en nicoles paralelos. (F) Cristal en pómez gris en nicoles cruzados. (G) Pómez gris en nicoles paralelos. (H) Pómez gris en nicoles cruzados.



Figura 23. Representación fotográfica bajo microscopio petrográfico de la pómez proveniente del depósito de surges. Px: Piroxeno / Pl: Plagioclasa / Vs: Vesícula / Vd: Vidrio. (A) Cristal en pómez en nicoles paralelos. (B) Cristal en pómez en nicoles cruzados. (C) Pómez en nicoles paralelos. (D) Pómez en nicoles cruzados.

3.2.8.5. Litología infrayacente y suprayancente

En este ítem se realiza la descripción de cinco litologías encontradas en la base de la secuencia de caídas piroclásticas; si bien, de algunas de ellas ya se tenía conocimiento previo como la ignimbrita de Cuitzeo (láminas Mn-6 y Mn-19) y lavas de Cuitzeo (láminas Mn-4 y Mn-13), algunas otras son relacionadas con los diferentes eventos asociados al vulcanismo de la zona los cuales era difícil de establecer (láminas Mn-16, Mn-24 y Mn-25).

a.- Ignimbrita de Cuitzeo

La ignimbrita de Cuitzeo (láminas Mn-6 y Mn-19), presenta una textura eutaxítica dada por la presencia de algunas *fiammes* y por el grado de soldamiento moderado. Está conformada por cristales rotos, vidrio, vesículas y pómez muy fragmentada (4.33%). El vidrio se observa como matriz muy alterado en un porcentaje de 85.07%. Los cristales se observan muy fracturados y solo algunos se observan como pequeños cristales en la matriz vítrea; en su mayoría se observan alterados y en un porcentaje de 0.83% (plagioclasa, piroxenos, cuarzo y óxidos de Fe-Ti). Las

vesículas tienen formas irregulares, de tamaños milimétricos y algunas están siendo rellenadas por minerales secundarios (9.77%). Petrográficamente fue clasificada como una toba vitrocristalina por su predominio de vidrio (Fig. 24A y B).

b.- Lavas de Cuitzeo

Las lavas de Cuitzeo (láminas Mn-4 y Mn-13), exhiben texturas porfiríticas, traquíticas (en la matriz). La paragénesis de esta roca está conformada por minerales máficos (se observan relictos de minerales máficos como piroxenos reconocidos por su hábito octagonal, olivino por sus secciones basales y anfíboles por sus hábitos hexagonales. Se pueden reconocer debido a los pseudomorfos que genera la iddingsita pues se encuentran muy alterados) y plagioclasa (con textura tamiz, fluidal y zonación) y óxidos de Fe-Ti (cristales 0.94%); su fábrica a su vez es hipidiomórfica ya que predominan los cristales subhedrales. La matriz está constituida por microlitos de plagioclasa, piroxeno y vidrio intersticial (99.06%). La presencia de vesículas no es muy notoria pero las que se observan, están rellenadas por minerales secundarios (0.05%). Esta roca fue clasificada como un andesita-basáltica (Fig. 24C y D).

c.- Lava 1

Esta roca (lámina Mn-16) presenta texturas porfirítica y glomeroporfirítica, con una fábrica cristalina hipidiomórfica y matriz microlítica de plagioclasa y piroxeno con vidrio intersticial (96.15%). La paragénesis mineral de esta roca está conformada por plagioclasa (forman glomeropórfidos con olivino y textura tamiz), minerales máficos iddingsitizados (olivinos y piroxenos con inclusiones de óxidos y bordes de disolución) y óxidos de Fe-Ti; cristales 3.71%. Las vesículas se observan irregulares y no se encuentran rellenadas (0.14%). La roca fue clasificada como basalto (Fig. 24E y F).

d.- Ignimbrita 1

Esta ignimbrita (lámina Mn-24), presenta una textura fragmental (piroclástica), con coloraciones predominantemente café-rosa dados por procesos de alteración. Se encuentra muy poco soldada. Está conformada por cristales (4.43%), vidrio (86.23%) y vesículas (9.34%); los cristales de cuarzo, plagioclasa, anfíbol y óxidos de Fe-Ti observados se encuentra muy fracturados y solo algunos hacen parte de la matriz. El vidrio hace parte de la matriz y se encuentra muy alterado.

Las vesículas tienen formas irregulares y son rellanadas por minerales secundarios. La roca fue clasificada como una toba vitro-cristalina (Fig. 24G y H).

e.- Lava 2

Esta roca (lámina Mn-25) presenta texturas porfirítica y glomeroporfirítica (dados por glomeropórfidos de plagioclasa y olivino); matriz microlítica y vítrea (microlítos de plagioclasa y vidrio intersticial; 91.3%) y algunas vesículas. Los cristales que componentes esta roca (7.44%) son de plagioclasa con textura tamiz, olivinos iddingsitizados y óxidos de Fe-Ti. Se observa presencia de vesículas irregulares no rellenadas (1.26%). La roca fue clasificada como basalto (Fig. 24I y J).

3.2.8.6.- Fragmentos líticos accidentales

Con la finalidad de establecer específicamente los tipos de litologías definidos como fragmentos accidentales, se realizó una descripción de secciones delgadas de los diferentes líticos encontrados para cada caída piroclástica. En principio, a simple vista fueron seleccionados por diferencias de coloración los diferentes líticos para cada caída; posteriormente y resultado de lo anterior, se seleccionaron para la realización de láminas delgadas, 7 líticos para la caída inferior, 6 líticos para cada caída se obtuvieron 3 poblaciones para la caída inferior, 3 poblaciones para la caída superior; las diferencias en las coloraciones (criterio de separación) solo indicaban diferentes grados de alteración de estos fragmentos. Y finalmente para todo el depósito de la secuencia de caídas piroclásticas se encontraron 3 poblaciones de líticos descritas a continuación:

a.- Fragmentos de lava alterados

Estos fragmentos fueron evidenciados en las láminas 3 y 4 de los líticos para la caída inferior; láminas 2, 4 y 6 para la caída media; y láminas 1, 2, 3, 4, 5 y 7 para la caída superior. En primera instancia, son fragmentos con un grado de alteración muy alto; estos fragmentos de roca exhiben texturas porfiríticas.



Figura 24. Representación fotográfica bajo microscopio petrográfico de las litologías supra e infrayacientes de la zona de estudio. Pl: Plagioclasa / Px: Piroxeno / Hb: Hornblenda / Ol: Olivino / Vs: Vesícula / Vd: Vidrio. (A) Ignimbrita de Cuitzeo en nicoles paralelos. (B) Ignimbrita de Cuitzeo en nicoles cruzados. (C) Lavas de Cuitzeo en nicoles paralelos. (B) Lava 1 en nicoles paralelos. (F) Lava 1 en nicoles cruzados. (G) Ignimbrita 1 en nicoles paralelos. (H) Ignimbrita 1 en nicoles cruzados. (I) Lava 2 en nicoles paralelos. (J) Lava 2 en nicoles cruzados.

La paragénesis mineral está conformada por minerales máficos (se observan relictos de minerales máficos como piroxenos reconocidos por su hábito octagonal, olivino por sus secciones basales y anfíboles por sus hábitos hexagonales. Se pueden reconocer debido a los pseudomorfos que genera la iddingsita pues se encuentran muy alterados), plagioclasa (con textura tamiz y algunas rotas) y óxidos de Fe-Ti (cristales 10.37%); su fábrica a su vez es hipidiomórfica ya que predominan los cristales subhedrales, los cuales predominantemente se observan ya reemplazados por productos secundarios o solo su marca. La matriz está constituida por vidrio y microlítos de plagioclasa y piroxeno muy alterados (85.92%); está matriz se observan arcillosa por su alteración. La presencia de vesículas es notoria y algunas se observan rellenadas por minerales secundarios (3.71%). Esta roca fue clasificada como andesita-basáltica / basalto (Fig. 25).

b.- Fragmentos de ignimbrita alterada

Estos fragmentos fueron descritos en las láminas 1, 2, 6 y 7 para la caída inferior; láminas 3 y 5 para la caída media; y láminas 6, 8, 9, 10 y 11 para la caída superior. Los fragmentos exponen texturas eutaxíticas principalmente la cual está dada por la presencia de algunas *fiammes* (difíciles de reconocer por la alteración) y por el grado de soldamiento moderado. Está conformada por cristales rotos, vidrio, vesículas y pómez muy fragmentada. El vidrio se observa como matriz muy alterado en un porcentaje de 79.66%. Los cristales se observan muy fracturados y solo algunos se observan como pequeños cristales en la matriz vítrea; en su mayoría se observan alterados y en un porcentaje de 10.26% (plagioclasa, piroxenos, cuarzo y óxidos de Fe-Ti). Las vesículas tienen formas irregulares y algunas están siendo rellenadas por minerales secundarios (10.08%). Petrográficamente fue clasificada como una toba vitro-cristalina por su predominio de vidrio (Fig. 26).

c.- Fragmentos de escoria alterada

Estos fragmentos fueron descritos en la lámina 5 para la caída inferior; láminas 1 para la caída media; y no fue observada en la caída superior. Los fragmentos de escoria se observan con poblaciones de tamaño de vesículas muy homogéneas. La mayoría de estas vesículas se observan esféricas y solo algunas se observan con formas irregulares.



Figura 25. Representación fotográfica bajo microscopio petrográfico de los fragmentos líticos de lava definidos en la secuencia de caídas piroclásticas. (A) Fragmento de lítico de lava observado en la caída inferior bajo nicoles paralelos. (B) Fragmento de lítico de lava observado en la caída inferior bajo nicoles cruzados. (C) Fragmento de lítico de lava observado en la caída media bajo nicoles paralelos. (D) Fragmento de lítico de lava observado en la caída superior bajo nicoles cruzados. (E) Fragmento de lítico de lava observado en la caída superior bajo nicoles paralelos. (F) Fragmento de lítico de lava observado en la caída superior bajo nicoles cruzados.

Presentan texturas afaníticas/porfiríticas (algunas presentan cristales), holohialinas/hipohialinas y altamente vesicular. El contenido modal esta dado por 0.66% de cristales, 72.74% de vidrio y 26.6% de vesículas. Los cristales son de piroxeno y plagioclasa y óxidos de Fe-TI; la fábrica de estos es hipidiomórfica; el vidrio se encuentra muy alterado y se observa de coloración rojiza (Fig. 27).


Figura 26. Representación fotográfica bajo microscopio petrográfico de los fragmentos líticos de ignimbrita definidos en la secuencia de caídas piroclásticas. (A) Fragmento de lítico de ignimbrita observado en la caída inferior bajo nicoles paralelos. (B) Fragmento de lítico de ignimbrita observado en la caída inferior bajo nicoles cruzados. (C) Fragmento de lítico de ignimbrita observado en la caída media bajo nicoles paralelos. (D) Fragmento de lítico de ignimbrita observado en la caída media bajo nicoles paralelos. (D) Fragmento de lítico de ignimbrita observado en la caída media bajo nicoles cruzados. (E) Fragmento de lítico de ignimbrita observado en la caída superior bajo nicoles paralelos. (F) Fragmento de lítico de ignimbrita observado en la caída superior bajo nicoles cruzados.



Figura 27. Representación fotográfica bajo microscopio petrográfico de los fragmentos líticos de escoria definidos en la secuencia de caídas piroclásticas. (A) Fragmento de lítico de escoria observado en la caída inferior bajo nicoles paralelos. (B) Fragmento de lítico de escoria observado en la caída inferior bajo nicoles cruzados. (C) Fragmento de lítico de escoria observado en la caída media bajo nicoles paralelos. (D) Fragmento de lítico de escoria observado en la caída media bajo nicoles paralelos. (D) Fragmento de lítico de escoria observado en la caída media bajo nicoles paralelos. (D) Fragmento de lítico de escoria observado en la caída media bajo nicoles paralelos. (D) Fragmento de lítico de escoria observado en la caída media bajo nicoles paralelos. (D) Fragmento de lítico de escoria observado en la caída media bajo nicoles paralelos. (D) Fragmento de lítico de escoria observado en la caída media bajo nicoles paralelos. (D) Fragmento de lítico de escoria observado en la caída media bajo nicoles paralelos. (D) Fragmento de lítico de escoria observado en la caída media bajo nicoles paralelos. (D) Fragmento de lítico de escoria observado en la caída media bajo nicoles cruzados.

3.2.9.- Composición de roca total

En este trabajo se presentan dos nuevos análisis de roca total, realizados a un fragmento de pómez blanca de la caída media y un fragmento de pómez gris de la caída superior (Tabla 4). Además, se hizo una comparación de los resultados de la química obtenida para la Ignimbrita indiferenciada obtenida en estudios previos (por ejemplo, Kshirsagar et al., 2015). Los fragmentos de pómez de la secuencia de caídas presentan una composición dacítica enriquecida en sílice a riolítica con un contenido en SiO₂ que varía de 69.19 a 71.25 % en peso y Fe₂O₃t de 1.73 a 2.5 % en peso. Por otra parte, la Ignimbrita indiferenciada presenta uno de los datos obtenidos con una composición ligeramente más riolítica con un contenido en SiO₂ que varía de 68.88 a 73.38 % en peso y Fe₂O₃t de 2.15 % en peso. Independientemente del contenido en SiO₂, las unidades presentan una afinidad sub-alcalina en el diagrama propuesto por Irvine y Baragar

(1971) que relaciona la concentración de Na₂O+K₂O vs. SiO₂ (Fig. 28A). Lo que indica que estos magmas calco-alcalinos están asociados a un ambiente tectónico de subducción. Al considerar la relación de K₂O versus SiO₂ de Gill (1981), se resalta que los fragmentos de pómez de ambas unidades caen en el campo de los productos de alto potasio (Fig. 28B). Al graficar los elementos traza en el diagrama multi-elementos normalizados a los valores de manto primitivo de Sun y Mc Donough (1989), se observan patrones semejantes a los de las rocas relacionadas con un ambiente de margen continental activo (Fig. 28C). Estás muestras revelan un enriquecimiento relativo en los elementos más incompatibles tales como Cs, Rb, Ba, K y Pb, en comparación con los de alto potencial iónico Nb, Ce y Ti. Las tierras raras se graficaron en el diagrama multi-elementos, normalizados a los valores condríticos de Sun y McDonough (1989), con enriquecimiento de las tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas, siendo característico de magmas provocados por la subducción y anomalía negativa muy marcada de Eu (Fig. 28D).

Depósito	Nivel	Edad (Ma)	Estructura	Componente juvenil (%)	Color de juveniles	Selección	Densidad (g/cm³)	Vesicularidad (%)	Fenocristales (%)
CS	Techo		Normal	85	Blanco y gris	Mal seleccionado Md Φ: -0.37 σ Φ: 1.39			1.11 PI, Px y Ox Fe-Ti
	Medio	1.46		73	Blanco y gris	Mal seleccionado Md Φ: -0.58 σ Φ: 1.23	0.7	79	
	Base			81	Mal seleccionaα Blanco y gris Md Φ: -1.32 σ Φ: 1.62				
СМ	Techo		1.47 Inversa	85	Mal seleccionado 85 Blanco y gris Md Φ: -1.47 σ Φ: 1.58				
	Medio	1.47		96	Blanco	Mal seleccionado Md Φ: -1.41 σ Φ: 1.47	0.8	71	0.3 Anf y Ox Fe-Ti
	Base			71	Blanco	Mal seleccionado Md Φ: -0.73 σ Φ: 1.08			
CI	Techo	o ^o Desconocida Simétrica	80	Blanco y gris	Mal seleccionado Md Φ: -0.65 σ Φ: 1.06				
	Medio		Simétrica	83	Blanco y gris	Mal seleccionado Md Φ: -0.60 σ Φ: 1.24	0.6	72	0.77 Pl, Anf y Ox Fe-Ti
	Base			74	Blanco y gris	Mal seleccionado Md Φ: -0.47 σ Φ: 1			

Tabla 3. Recopilación de datos de las diferentes características sedimentológicas para cada caída piroclástica.

Al graficar algunos elementos traza poco móviles, tales como, en las relaciones Nb vs. Rb y Nb/Th vs. Ta/U, se refleja un agrupamiento en la concentración tanto de las pómez como la concentración traza de la Ignimbrita indiferenciada. Este comportamiento podría indicar un mismo origen, tanto para los depósitos de caída, como para la ignimbrita (Fig. 28E y F).

Tabla 4. Datos de análisis químicos de fragmentos de pómez de la caída media y superior (obtenidos en este estudio), y para la Ignimbrita Indiferenciada (Kshirsagar et al., 2015).

Muestra	Pómez CM	Pómez CS	Ignimbrita (El Durazno)	Ignimbrita (La Cañada)
Sección	MN-1	MN-32	ZAC-11117	ZAC-11144
Depósito	СМ	CS	Ignimbrita indiferenciada	Ignimbrita indiferenciada
Litología	Pómez	Pómez	Pómez	Obsidiana
Latitud N	274045	276396	19°52´55.3´´	19°51´10.5´´
Longitud W	2195802	219850	101°30′41.5	101°31′01.7′′
Elementos mayore	es (% en peso)			
SiO ₂	73.38	74.43	68.88	73.38
Al ₂ O ₃	14.35	14.04	13.86	13.31
Fe ₂ O ₃ (T)	2.65	1.81	2.15	2.15
MnO	0.14	0.06	0.04	0.06
MgO	0.28	0.16	0.15	0.08
CaO	0.92	0.89	0.79	0.77
Na ₂ O	3.46	2.95	2.3	4.3
K₂O	4.56	5.54	5.07	4.22
TiO ₂	0.16	0.07	0.14	0.02
P_2O_5	0.05	0.04	0.02	0.02
LOI	6.11	5.7	4.91	0.66
Total	100.4	101	98.31	99.02
Elementos traza (p	opm)			
v	9.00	4.00	5	5
Cr	30.00	20.00	0.5	12.7
Rb	124.00	118.00	110	102
Sr	96.00	102.00	85	81
Y	23.20	20.40	21	18
Zr	193.00	99.00	197	126
Nb	10.60	12.10	10.1	14.2
Ва	1025.00	529.00	978	519
La	34.20	29.40	33.9	27.7
Ce	62.60	53.40	53.6	54.5
Nd	24.70	19.70	26.6	21.1
Sm	4.74	3.60	5.2	3.89
Eu	0.56	0.37	0.59	0.35
Gd	3.76	2.90	4.3	3.08
Tb	0.62	0.49	0.69	0.54



Figura 28. Diagramas de clasificación y multi-elementos usando la composición química. (A) Diagrama de clasificación TAS (total álcalis vs sílice según Irvine y Baragar, 1971) de los datos de elementos mayores

normalizados al 100%, en base anhidra. (B) Diagrama K₂O vs SiO₂ modificado de Gill, 1971. (C) Diagrama de abundancia de elementos traza normalizados con los valores del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). (D) Diagrama multi-elementos que muestra la composición de tierras raras normalizadas con valores de condritas en ppm (Sun y Mc Donough, 1989). (E) Diagrama binario de Nb vs Rb. (F) Diagrama binario de las relaciones Nb/Th vs Ta/U.

3.3.- Parámetros físicos

3.3.1.- Distribución

Para determinar la distribución de los depósitos de caída, se describieron 34 secciones estratigráficas detalladas y visitaron 83 puntos de control, en donde se midió el espesor y dimensiones de los componentes líticos accidentales, y llevó a construir los mapas de isopacas e isopletas por cada uno de los depósitos de caída. Estos mapas de isopacas e isopletas presentan una dispersión muy parecida entre si revelando que cada uno de los depósitos de caída cubre una gran parte de la región sur-suroeste del lago de Cuitzeo (Figs. 29 a 40). Teniendo así una amplia extensión desde la zona oriental de la cuenca de Zacapu hasta la parte norte de la ciudad de Morelia.



Figura 29. Mapa de isopacas para la caída inferior (CI). Las líneas discontinuas hacen referencia a un trazo inferido en las isopacas. Sus valores están expresados en metros.

Las secciones estratigráficas revelan que los mayores espesores encontrados para cada uno de los depósitos de caída fueron de 3.1 m en la sección 1 para la caída inferior, 4.5 m en la sección 5 para la caída media, y 5.8 m en la sección 15 para la caída superior (Fig. 2B). El menor espesor encontrado de estos depósitos es de 1 m para la caída inferior, 1 m para la caída media y 0.6 m para la caída superior. Estos espesores fueron observados en los márgenes del semi-graben de Cuitzeo de la región de Tarímbaro (Fig. 2B).



Figura 30. Mapa de isopacas para la caída media (CM). Las líneas discontinuas hacen referencia a un trazo inferido en las isopacas. *Sus valores están expresados en metros*.

A pesar de que esta secuencia de depósitos de caída se encuentra poco preservada, debido a la erosión, y porque en gran parte es cubierta por erupciones más jóvenes, el levantamiento estratigráfico y la dispersión de las secciones estratigráficas detalladas en la zona, ayudó a poder interpolar los valores de espesor y diámetro de fragmentos, para reconocer que el espesor de los depósitos disminuye desde la región oriental de la cuenca de Zacapu hasta la parte norte-noreste de la ciudad de Morelia, presentando un eje de dispersión dominante en dirección oeste-este.

En el sector occidental de Morelia, entre los poblados de Cuto de La Esperanza – Tacícuaro y Teremendo, toda la secuencia se encuentra cubierta por erupciones jóvenes provenientes del CVMG. Debido a que en esta región existen muy pocos afloramientos en superficie, se extrapolaron los mayores espesores de cada deposito considerando los valores obtenidos en campo a lo largo de las poblaciones de Chucandiro, Teremendo y Huaniqueo. Con base en esta interpolación de espesores y diámetros de líticos accidentales, toda esta secuencia de depósitos de caída presenta una dispersión desde la parte oriental de la cuenca de Zacapu hacia el oriente y cubre un área mínima de 162 km² dentro de las isopacas de 100 cm. Las secciones estratigráficas con estos espesores de la secuencia se ubican hasta una distancia de 42 km desde la región sursuroeste del poblado de Huaniqueo.



Figura 31. Mapa de isopacas para la caída superior (CS). Las líneas discontinuas hacen referencia a un trazo inferido en las isopacas. Sus valores están expresados en metros.

3.2.2.- Volumen

El cálculo de volumen proximal para cada erupción se realizó mediante el método empírico de Pyle (1989; 1995). Que establece que el espesor de los depósitos de caída decae exponencialmente con la distancia y son representados por la ecuación $T = To^{(-k \sqrt{A})}$. Donde T, es espesor del depósito que varía con la distancia; To, es el espesor máximo extrapolado sobre el cráter del volcán; k es la constante de la pendiente exponencial (Fig. 41); y A, es el área

encerrada dentro de cada isopaca de mismo espesor. Esta ecuación es obtenida al graficar la pendiente, con los valores del logaritmo natural de los espesores en cada isopaca por cada uno de los depósitos versus la raíz cuadrada del área dentro de cada isopaca (log T vs. \sqrt{A}). Al establecer el segmento de línea de la pendiente y su ecuación de decaimiento exponencial por cada depósito, se obtienen las dos variables que refieren a To y la constante k, necesarios para implementar la ecuación 2 en Pyle (1995), que corresponde a V = 2 To / k^2 , y así encontrar cada uno de los volúmenes proximales de cada depósito. Sin embargo, para el cálculo del volumen distal se usó la ecuación 18 en Fierstein y Nathenson (1992), que dice que el V = 2 To / k^2 + 2 To [(k1 \sqrt{Aip} + 1) $/k1^2 - (k\sqrt{Aip} + 1)/k^2$ exp (-k \sqrt{Aip}), donde los parámetros To y k, corresponden al espesor máximo extrapolado y la constante obtenidos a partir de la pendiente proximal. Mientras, k1 es la constante del segmento de línea en la porción distal; y \sqrt{Aip} , es el quiebre entre la pendiente proximal y distal. Para obtener estas últimas dos variables (k1 y \sqrt{Aip}), debido a la ausencia de información en la parte distal, ya que los depósitos difícilmente se conservan por la erosión se calcularon a partir de la relación empírica 1 en Sulpizio (2005) que equivale a $\sqrt{Aip} = 3.34 \text{ k}^{-0.96}$; y la relación empírica 5 en Sulpizio (2005) que dice que $k_1 = 1.61 \sqrt{Aip^{-1.02}}$. Al tener todos los valores de la pendiente proximal y distal se sustituyeron en la ecuación 18 de Fierstein y Nathenson (1992), para calcular el volumen de tefra total, y la diferencia con el volumen proximal obtenido mediante la ecuación 2 en Pyle (1995), nos revela el volumen distal. A partir de la aplicación de la metodología se obtuvieron los valores expresados en la Tabla 5 para cada depósito.

Para el cálculo de volumen de roca densa equivalente (RDE), se consideraron valores de densidad promedio teórica para cada uno de los depósitos piroclástico en 1000 kg/m³, que es equivalente al valor de la densidad del agua, ya que, por la vesicularidad de las pómez estás presentan una densidad muy similar. Asimismo, se consideraron los valores de densidad obtenidos en los análisis de este estudio: 600 kg/m³ para la caída inferior, 800 kg/m³ para la caída media y 700 kg/m3 para la caída superior. Por otra parte, también se consideró que los fragmentos de pómez presentan uan composición riodacítica, por lo que se usó un valor de densidad de los magmas riodacíticos equivalente a 2600 kg/m³. Con base en estas relaciones se obtuvieron para cada depósito de caída los siguientes valores (Tabla 5).

Tabla 5. Datos obtenidos de los parámetros requeridos para el cálculo de volumen. RDE 1, corresponde al valor
obtenido con la densidad del agua y el valor RDE 2 al obtenido con la densidad promedio con respecto a la
vesicularidad de las pómez.

Depósito	T₀(km)	K (km⁻¹)	k1	√A _{ip} (km)	Volumen de tefra proximal (km ³)	Volumen de tefra distal (km³)	Volumen de tefra total (km ³)	Volumen de RDE 1 (km³)	Volumen de RDE 2 (km ³)
CS	0.024932	0.11	0.054192127	27.79774003	4.120991736	2.579008264	5.3	2.0	1.4
СМ	0.024161	0.106	0.052261754	28.80400225	4.300640797	1.299359203	5.6	2.2	1.7
CI	0.045305	0.132	0.064784405	23.33433846	5.200298439	0.099701561	6.7	2.6	1.5

3.3.3.- Altura de la columna y estilo eruptivo

Para el cálculo del parámetro físico correspondiente a la altura máxima de columna eruptiva en cada erupción se implementó el método propuesto por Carey y Sparks (1986), con ayuda de los mapas de isopletas construidos en tres diferentes niveles para cada uno de los diferentes depósitos, como son el nivel de la base, mitad y techo (Fig. de 32 a 40).



Figura 32. Mapa de isopletas para la base de la caída inferior (BCI). Las líneas discontinuas hacen referencia a un trazo inferido en las isopletas. Sus valores están expresados en centímetros.



Figura 33. Mapa de isopletas para la parte media de la caída inferior (MCI). Las líneas discontinuas hacen referencia a un trazo inferido en las isopletas. Sus valores están expresados en centímetros.



Figura 34. Mapa de isopletas del techo de la caída inferior (TCI). Las líneas discontinuas hacen referencia a un trazo inferido en las isopletas. Sus valores están expresados en centímetros.



Figura 35. Mapa de isopletas de la base de la caída media (BCM). Las líneas discontinuas hacen referencia a un trazo inferido en las isopletas. Sus valores están expresados en centímetros.



Figura 36. Mapa de isopletas de la parte media de la caída media (MCM). Las líneas discontinuas hacen referencia a un trazo inferido en las isopletas. Sus valores están expresados en centímetros.



Figura 37. Mapa de isopletas del techo de la caída media (TCM). Las líneas discontinuas hacen referencia a un trazo inferido en las isopletas. Sus valores están expresados en centímetros.



Figura 38. Mapa de isopletas de la base de la caída superior (BCS). Las líneas discontinuas hacen referencia a un trazo inferido en las isopletas. Sus valores están expresados en centímetros.



Figura 39. Mapa de isopletas de la parte media de la caída superior (MCS). Las líneas discontinuas hacen referencia a un trazo inferido en las isopletas. Sus valores están expresados en centímetros.



Figura 40. Mapa de isopletas del techo de la caída superior (TCS). Las líneas discontinuas hacen referencia a un trazo inferido en las isopletas. Sus valores están expresados en centímetros.

La construcción de los mapas de isopletas para cada nivel se llevó a cabo con la intención de conocer el comportamiento de la altura de columna eruptiva en el tiempo. De esta manera se obtuvieron tres diferentes alturas para cada depósito. En los mapas (Figs. 32 a 40) se midió en cada una de las isopletas de cada caída y cada nivel, la línea en la dirección máxima del viento (o eje de dispersión) y la línea perpendicular al viento, para implementar el uso de la figura 16 en Carey y Sparks (1986). Para la caída inferior, se emplearon los gráficos con diámetro de clastos de 0.8 a 1.6 cm de la figura 16 en Carey y Sparks (1986), por lo que se obtuvieron valores de altura de columna en la isopleta de la base de 23 km, mitad de 24 km y techo de 23 km (Fig. 42; Tabla 6). Igualmente, en el depósito de caída media se implementaron los gráficos con diámetro de clastos de 0.8, 1.6 y 3.2 cm, teniendo valores de altura de columna de la base con 21 km, mitad con 24 km y techo con 26 km (Fig. 42; Tabla 6). Asimismo, para la caída superior se usaron los gráficos con diámetro de clastos de 0.8, 1.6 y 3.2 cm teniendo valores de altura para la base de 26 km, mitad de 25 km y techo de 23 km de altura de columna eruptiva máxima (Fig. 42; Tabla 6). Con base en estos resultados calculados en la figura 42 de Carey y Sparks (1986), indica que las erupciones estuvieron influenciadas por vientos con velocidades superiores a 30 m/s (Fig. 42; Tabla 6). Para comprobar este resultado, también se calculó la altura de columna usando el método de Pyle (1989), a partir de la extrapolación, representada por el logaritmo del tamaño máximo de los fragmentos líticos, contra la raíz cuadrada del área que encierran las isopletas.



Figura 41. Pendientes obtenidas a partir del espesor y la raíz del área de cada isopaca. (A) Pendiente para la caída superior. (B) Pendiente para la caída media. (C) Pendiente para la caída inferior.

El cálculo arrojó un valor para la caída inferior de la pendiente k igual a 0.132 km⁻¹ y valores del parámetro de la mitad de la distancia del máximo clasto extrapolado (bc = ln (2) / (k $\sqrt{\pi}$) considerado desde Pyle, (1995) de 1.22 en la base, 2.3 a la mitad y 1.97 al techo. Con estos

valores se determinaron alturas de flotabilidad neutral mediante la figura 8 en Pyle (1989) de la base al techo de 11.5, 17.5 y 15.8 km, respectivamente (Fig. 43A; Tabla 6). De esta misma forma, para la caída media un valor para k de 0.106 km⁻¹ y para bc de 2.99 a la base, 2.83 a la mitad y 2.44 al techo, alcanzando una altura de flotabilidad neutral de la base al techo de 20.5, 20 y 18 km, respectivamente (Fig. 43A; Tabla 6). Por otra parte, para la caída superior se determinó un valor de 0.11 km⁻¹ para k, y bc de 3.87 en la base, 3.15 a la mitad y 3.91 al techo, alcanzando valores de altura de flotabilidad neutral de la base al techo de 23, 21.5 y 22.7 km, respectivamente (Fig. 43A; Tabla 6). Con estos valores de flotabilidad neutral y el uso de la aproximación Hb / Ht ~ 0.7 (Pyle, 1989), se adquirieron alturas de columna total para la caída inferior de 16.4, 25 y 22.6 km, respectivamente. Para la caída media se obtuvieron valores de 29, 28.6 y 25.7 km, mientras que para la caída superior con valores de 32.9, 30.7 y 32 km de altura de columna total. Por otra parte, desde los mapas de isopacas de cada depósito se calculó el parámetro bt de Pyle (1995), donde bt es equivalente a ln (2) / (k $\sqrt{\pi}$), resultando valores de 2.96 para la caída media y 3.56 para la caída superior (Tabla 6).

Tabla 6. Datos obtenidos a partir de las gráficas obtenidas para las isopletas y los parámetros indicados en el estilo

 eruptivo.

Depósito	Nivel	Altura de columna total (km)	Нв (km)	Velocidad del viento (m/s)	bt	bc	bc/bt
	Base	26	23	30		3.91	1.1
CS	Medio	25	21.5	30	3.56	3.15	0.89
	Techo	23	22.7	30		3.87	1.09
	Base	21	20.5	30		2.44	0.66
СМ	Medio	24	20	30	3.69	2.83	0.77
	Techo	26	18	30		2.99	0.81
	Base	23	11.5	30		1.97	0.66
CI	Medio	24	17.5	30	2.96	2.3	0.78
	Techo	23	15.8	30		1.22	0.41



TCI 🛠 MCI 🍐 BCI 🖶 TCM 🛧 MCM 🍐 BCM 🖶 TCS ★ MCS 🍐 BCS

Figura 42. Gráficos usados para el cálculo de la altura de la columna que involucra la línea en la dirección máxima del viendo versus la línea perpendicular al viento. Modificado de Carey y Spark (1986). (A) Gráfico para las isopletas de 0.8 cm de diámetro. (B) Grafico para la isopletas de 1.6 cm de diámetro. (C) Gráfico para las isopletas de 3.2 cm de diámetro. TCI: Techo caída inferior; MCI: Medio de la caída inferior; BCI: Base de la caída inferior; TCM: Techo de la caída media; MCM: Medio de la caída media; BCM: Base de la caída media; TCS: Techo de la caída superior; MCS: Medio de la caída superior.



Figura 43. Conjunto de gráficos para determinar algunos parámetros físicos. (A) Gráfico de distancia media de clastos (bc) versus la altura de flotabilidad neutral (H_B) para la secuencia de caídas piroclásticas, modificado de Pyle (1989). (B) Gráfico de parámetro bt versus la relación bc/bt usado para la clasificación del estilo eruptivo en la secuencia de caídas piroclásticas. Modificado de Pyle (1989). (C) . Gráfico de la altura de la columna versus la tasa de descarga del magma. Modificado de Carey y Bursik, (2000). TCI: Techo caída inferior; MCI: Medio de la caída inferior; BCI: Base de la caída inferior; TCM: Techo de la caída media; MCM: Medio de la caída media; BCM: Base de la caída media; TCS: Techo de la caída superior; MCS: Medio de la caída superior. BCS: Base de la caída superior.

Aunado a estos valores de bt y los valores de bc arriba calculados a partir de los mapas de isopacas, y con ayuda de la figura 15 en Pyle (1989), es posible definir que estás erupciones

varían con un estilo eruptivo subpliniano para la caída inferior, subpliniano - pliniano para la caída media y pliniano para la caída superior (Fig. 43B).

3.3.4.- Tasa de emisión y duración de la erupción

La tasa de emisión se calculó a partir de la ecuación 16 en Wilson y Walker (1987), que establece que la altura de columna es directamente proporcional a la tasa de emisión, mediante la relación H [km] = $0.236 * Mo^{1/4}$ [kg/s], donde: H, corresponde a la altura máxima de la columna eruptiva; 0.236, es una constante de proporcionalidad; y Mo, tasa de emisión. Para el cálculo, se usaron los valores de las alturas de columna obtenidos por cada nivel (base, mitad y techo) en cada uno de los depósitos de caída (inferior, medio y superior) desde las isopletas y el modelo teórico de Carev y Sparks (1986). A partir de estos cálculos se logró determinar las tasas de emisión para la caída inferior de la base al techo de 9.02 x 10^7 , 1.07 x 10^8 y 9.02 x 10^7 kg/s; la caída media de 6.27×10^7 , $1.07 \times 10^8 \text{ y}$ 1.47 x 10^8 kg/s ; y la caída superior de 1.47 x 10^8 , $1.26 \times 10^8 \text{ y}$ 9.02 x 10^7 kg/s (Tabla 7). Para verificar estos resultados, también se calculó la tasa de emisión, con la relación Ht [km] = 1.67 * Q^{0.259} [m³/s] de Carey y Bursik (2000) en donde: Ht, es la máxima altura de columna eruptiva; Q, la tasa de emisión volumétrica; 1.67, es la constante relacionada a la estratificación de la atmósfera. Al considerar los valores de alturas para cada nivel en cada depósito, se hizo una interpolación de los valores de alturas de las columnas, contra la tasa de emisión volumétrica, en el diagrama propuesto por Carey y Bursik (2000). En esta interpolación se obtuvieron valores para la caída inferior de la base al techo de 6.4×10^7 , $6.8 \times 10^7 \times 6.4 \times 10^7$ kg/s; para la caída media de 5.5 x 10^7 , 6.8 x 10^7 y 8 x 10^7 , respectivamente; y para la caída superior de 8 x 10^7 , 7.5 x 10^7 y 6.4 x 10^7 , respectivamente (Fig. 43C; Tabla 7). Estos resultados son similares a los obtenidos con el método de Wilson y Walker (1987), a diferencia de algunos valores que presentan un orden de magnitud mayor que los interpolados mediante Carey y Bursik (2000). Es importante remarcar que los valores obtenidos mediante Wilson y Walker (1987) son concordantes con las características estratigráficas que involucra a la estructura de gradación de los líticos accidentales que ayudaron en la construcción de los mapas de isopletas dentro de cada uno de los depósitos. Por lo que se concluye que los valores de la tasa de emisión total obtenidos mediante Wilson y Walker (1987) son razonables, dado que la tasa de emisión es controlada por variación en la altura de la columna eruptiva.

El tiempo de duración de cada una de las erupciones se calculó aplicando la ecuación 19 en Wilson (1976), que dice que el tiempo de duración de una erupción es inversamente proporcional a la tasa de emisión, expresada como Te [h] = mt [kg] / m [kg/s], en donde: Te, refiere al tiempo de duración mínimo teórico; mt, es la masa total emitida (que equivale a la δ del magma x volumen de RDE en m³); y m, es la tasa de emisión. Al considerar las variables de masa total emitida y la tasa de emisión promedio calculados arriba, se obtuvieron valores de duración mínima aproximada para cada una de las erupciones de 19.7 horas para la caída inferior, 16.3 horas para la caída media, y 12.7 horas para la caída superior (Tabla 7).

Depósito	Nivel	Distribución	Volumen total de la erupción (km ³)	Volumen de roca densa equivalente (km ³)	Altura de columna eruptiva (km)	Velocid ad del viento (m/s)	H _B (km)	Estilo eruptivo	Tasa de emisión (kg/s)	Tasa de emisión volumétrica (m³/s)	Relación de masa de erupción (kg/s)	Duración (h)
CS	Techo			2.12	23	30	22.7	Pliniana	9.02E+07	2.50E+04	6.40E+07	12.7
	Medio	Sureste	5.3		25	30	21.5		1.26E+08	3.45E+04	7.50E+07	
	Base				26	30	23		1.47E+08	4.01E+04	8.00E+07	
СМ	Techo		5.6	2.2	26	30	18	Sub- pliniana/ pliniana	1.47E+08	4.01E+04	8.00E+07	16.3
	Medio	Sureste			24	30	20		1.07E+08	2.95E+04	6.80E+07	
	Base				21	30	20.5		6.27E+07	1.76E+04	5.50E+07	
CI	Techo				23	30	15.8		9.02E+07	2.50E+04	6.40E+07	
	Medio	Este 6.7	2.7	24	30	17.5	Sub- pliniana	1.07E+08	2.95E+04	6.80E+07	19.7	
	Base				23	30	11.5	·	9.02E+07	2.50E+04	6.40E+07	

Tabla 7. Tabla resumen de los parámetros físicos para la secuencia de caídas piroclásticas.

4.- DISCUSIÓN

4.1.- Ubicación de la fuente

El levantamiento estratigráfico detallado en todas las secciones descritas en el área de estudio permitió caracterizar cada uno de los depósitos de caída y construir los mapas de isopacas e isopletas (Fig. 44). Estos mapas sugieren que la fuente más probable de estás erupciones se localiza al oriente de la cuenca de Zacapu, lugar que coincide con el graben de Huaniqueo (Fig. 45 y Fig. 46-1). El graben de Huaniqueo es una extensión del semi-graben Cuitzeo que está directamente relacionado con el sistema de fallas Morelia Acamabay, que han sido descrito arriba. El eje de dispersión para los tres depósitos de caída es muy semejante y claramente apunta de noroeste a sureste. El máximo espesor bien conservado de cada uno de los depósitos de tefra se encontró en la sección 6 para la caída inferior, sección 5 para la caída media y sección 15 para la caída superior, muy cerca al graben de Chucandiro (Fig. 2B). Estos sitios estratigráficos se localizan entre 18 y 20 km al sureste desde el graben de Huaniqueo (Fig. 45). Desafortunadamente, en los sitios estratigráficos más cercanos no se logró encontrar los espesores bien preservados a los depósitos de tefra, como en las secciones 17 y 30, debido a que han sido afectados por fallas y la intensa erosión. Estás secciones estratigráficas se localizan entre 7 y 12 km desde el graben de Huaniqueo, dentro del borde del graben de Chucándiro. En estas secciones proximales a pesar de que los depósitos se encuentran en parte erosionados y afectados por fallas conservan muy bien su estructura interna gradacional y estratificación difusa. Sin embargo, el análisis granulométrico revela la presencia de bloques balísticos de pequeña dimensión, indicando facies deposicionales relativamente cercana. El análisis de los componentes y petrográfico revela que los fragmentos líticos accidentales en cada uno de los depósitos de tefra son los mismos para cada una de las caídas. Estos fragmentos líticos accidentales de textura porfirítica gris claros, rosas, rojos y ocres corresponden a fragmentos ignimbríticos que conforman el basamento en la región, posiblemente a la unidad de ignimbrítica Cuitzeo de hace 17.4 Ma. Igualmente, los fragmentos líticos accidentales de textura afanítica gris claro, posiblemente fueron arrancados del sustrato rocoso en la región que está construida por las lavas Cuitzeo de hace 18.7 Ma.



Figura 44. Mapa geológico-estructural de la zona de estudio localizada al suroeste del lago de Cuitzeo y al noroeste de la ciudad de Morelia. En la parte inferior se encuentra la leyenda del mapa y hacia la derecha se observan las unidades delimitadas y su cronología. Las líneas continuas y discontinuas en el mapa representan las isopacas (100 cm) construidas para los tres depósitos; la blanca corresponde a la CI, la naranja a la CM y la amarilla a la CS.

De igual manera, en esta región perteneciente al CVMG no se tiene registro de la presencia de estratovolcanes o volcanes compuestos, y los únicos volcanes de gran tamaño corresponden a volcanes en escudo construidos completamente de flujos de lava, tales como los volcanes la Leonera y Saltillo, que han sido considerados como volcanes de tipo monogenético con edades entre 5 y 2 Ma (Kshirsagar et al., 2015).



Figura 45. Mapas de algunas fallas geológicas en la zona de estudio y de la estructura tipo Graben generada en los alrededores de la población de Huaniqueo.

Existe otro volcán complejo construido de domos de lava más grande al sur del graben de Huaniqueo, denominado como volcán Tzirate pero presenta edades muchos más jóvenes de <2 Ma (Kshirsagar et al., 2015; Pérez-Orozco et al., 2018). En la región oriental de la cuenca Zacapu que coincide como la fuente de estás erupciones, afloran en superficie depósitos espesos de ignimbritas indiferenciadas, que han sido reportadas con edades de 1.4 Ma (Kshrisagar et al., 2015). Esta edad es concordante cronológicamente con la edad para los depósitos de tefra de este estudio de 1.4 Ma, por lo que se sugiere que el origen de las caídas está muy vinculada al origen de esta secuencia de ignimbrita

Esta ignimbrita indiferenciada podría ser la facies de corrientes de densidad piroclásticas proximal, y los depósitos de caída la facies de caída pliniana distal de una misma erupción (Fig. 46-2). Esta idea es soportada con el comportamiento idéntico de los elementos trazas incompatibles, tierras raras y la concentración en la relación de algunos elementos traza, tales como Nb vs. Rb y Nb/Th vs. Ta/U con valores análogos, lo que indican un origen en común.

4.2.- Mecanismo eruptivo

Las características estratigráficas sugieren que esta secuencia de depósitos de tefra corresponde a un solo evento de caída piroclástica que fue interrumpido por pequeños lapsos de quietud o inactividad eruptiva, ocurridos en al menos tres fases principales. Los pequeños lapsos de tiempo se encuentran determinados por depósitos de flujos de detritos y lentes de sedimento lacustre asociado a la formación de pequeños lagos poco profundos, como ciénagas o terrenos fangosos, que pudieron haberse formado en pocos días. Aunado a esto, los tres depósitos presentan los mismos componentes accidentales de ignimbrita y fragmentos de lava, la paragénesis mineral de los fragmentos de pómez y la concentración en la relación de elementos traza (por ejemplo, Nb vs. Rb y Nb/Th vs. Ta/U); así como la misma edad de ⁴⁰Ar/³⁹Ar obtenida para la capa media, como para la capa superior, indica que los tres depósitos están directamente relacionados a una sola erupción. A continuación, se describe detalladamente a estás tres diferentes fases que ocurrieron simultáneamente.

4.2.1.- Primera fase eruptiva

La difusión repentina de los gases por descompresión del magma alcanzó un índice de vesicularidad hasta un 78.5 vol. %, provocando la fragmentación y aceleración a lo largo del conducto, y generando el establecimiento de una columna eruptiva poco sostenida con una altura inicial que fluctuó entre 21 y 24 km (Fig. 46-3), y una intensidad de 9.02×10^7 a 1.07×10^8 kg/s, respectivamente. Al instante del inicio de la erupción, la columna sufrió la influencia de los vientos dominantes que tenían una velocidad mayor a 30 m/s. Los vientos viraron la pluma en dirección sureste desde el graben de Huaniqueo, produciendo una dispersión de forma elíptica simétrica hasta la parte sureste donde se localiza la ahora actual ciudad de Morelia. La pluma sedimentó a 45 km de la fuente fragmentos de ceniza rica en pómez (72 vol. %), líticos accidentales (11 vol. %) y cristales (15 vol. %) y manteo la región, cubriendo las mesas

ignimbriticas y lavas Cuitzeo. También, sedimento la zona entre los volcanes Tzirate y Quinceo -Tetillas y el semi-graben Cuitzeo localizados al sur del lago Cuitzeo. Asimismo, la tefra cubrió parcialmente la parte norte de las mesas ignimbriticas de Atécuaro en la actual mancha urbana de la ciudad de Morelia (Fig. 46). Nueve horas después, la intensidad de la erupción se mantuvo constante, a pesar del aumento de tamaño de las partículas de pómez dentro del depósito (83 vol. %). Sin embargo, este aumento en el tamaño de los fragmentos juveniles de la erupción revela al mismo tiempo una disminución en el contenido de líticos arrancados a lo largo de la fisura eruptiva y el basamento (10 vol. %). En estas condiciones, la columna había alcanzado una altura que fluctuaba entre 23 y 24 km, con una intensidad entre 69.02×10^7 y 1.07 x 10^8 , provocando la caída de fragmentos tamaño ceniza y lapilli en la zona. La velocidad del viento en ese momento se mantenía > 30 m/s con dispersión hacia el sureste. A medida que pasó el tiempo (19.7 horas después de iniciada la erupción), la erupción presentaba una intensidad entre 9.02×10^7 a 1.07×10^7 a 10^8 kg/s, con una altura de columna que fluctuaba entre 22 y 24 km. Estas condiciones se reflejaron en el depósito que muestra un enriquecimiento en líticos (15 vol. %), y una disminución en la concentración de pómez (80 vol. %). La columna fue influenciada por vientos de > 30 m/s, manteniéndose con una dispersión en forma de elipse bastante simétrica con dirección sureste, provocando la deposición hasta zonas muy distales. Esto provocó la deposición de cenizas con un espesor máximo de 3.10 m a 30 km, y un espesor mínimo encontrado de 1 m a 48 km de distancia.

El volumen total mínimo emitido fue de 6.7 km³ de tefra, valor que se encuentra dentro de la clasificación propuesta por Newhall y Self (1982) para erupciones de tipo pliniana. Sin embargo, basado en los parámetros de bt y bc mediante Pyle (1989), el estilo eruptivo para esta erupción se clasifica como una erupción subpliniana. No hay evidencias de colapso de la columna eruptiva, debido a que no se encontró sobre el techo de la caída inferior, depósitos de flujo piroclásticos de pómez. Poco tiempo después que cesó esta primera fase eruptiva (horas-días), ocurrió un evento de lluvia que erosionó parcialmente el techo del depósito y en algunos sitios provocó eventos de flujos de detritos de hasta 3 metros de espesor (Fig. 46-4). Esto se observó en muchos cortes estratigráficos, y al contrario de otros sitios se formaron en la cima del depósito pequeños cuerpos de agua poco profundos o ciénagas con alto contenido en arcillas.



Figura 46. Representación esquemática de las diferentes fases eruptivas. (1) Generación de vulcanismo muy explosivo del tipo fisural a través de la formación de un graben por cambios en la cinemática del sistema de fallas. (2) Columna eruptiva inestable que colapsa generando un flujo de pómez y ceniza (ignimbrita). (3) Establecimiento de columna eruptiva fluctuante (entre 23 y 24 km de altura) con eje de dispersión al este. En la parte derecha se observa la columna estratigráfica de las unidades mencionadas.

}4.2.2.- Segunda fase eruptiva

Posterior a esto, se desarrolló otra fase eruptiva con la expansión súbita de los gases por descompresión del magma, causando su fragmentación marcado con un índice de vesicularidad hasta de 71 %, lo que permitió el establecimiento de una columna eruptiva que fluctuaba entre 19 v 24 km e intensidad entre 6.27 x 10^7 v 1.07 x 10^8 kg/s, respectivamente (Fig. 46-5). En este momento los vientos predominantes eran mayor a 30 m/s. Lo que proporcionó la desviación de la columna eruptiva en dirección sureste desde su fuente con una geometría de elipse simétrica. La columna eruptiva sedimentó a 42 km de la fuente, fragmentos de pómez (71 vol. %), líticos accidentales que incluía fragmentos de lava e ignimbrita (8 vol. %) y cristales (20 vol. %), cubriendo los depósitos removilizados asociados a la primera fase eruptiva. La erupción se acentuó con el tiempo, como lo demuestra el aumento de tamaño de las partículas de pómez y líticos accidentales dentro del depósito. Este aumentó en el tamaño de las partículas desde cenizas a lapilli con fracciones desde -1 phi hasta > -6 phi en la sección más cercana encontrada (sección 5) localizada a 20 km desde la fuente. En estas condiciones sedimentológicas, la columna eruptiva fluctuaba con una altura entre 23 y 26 km, y una intensidad entre 1.07×10^8 y 1.47×10^8 kg/s, provocando la caída de bloques en las secciones más proximales (sección 17) localizado en el poblado de El Salto (~12 km).

La velocidad del viento en ese momento se había mantenido en 30 m/s, dispersando la pluma en dirección sureste y provocando la caída de cenizas muy fina de hasta 0 phi en las secciones más distales encontradas (sección 35) localizadas al noreste de Morelia. A medida que pasaba el tiempo, la erupción alcanzó su máxima intensidad con valores entre 1.07 x 108 y 1.47 x 108 kg/s y una altura de columna eruptiva de entre 25 y 26 km. Estas condiciones se manifiestan en el depósito que muestra un enriquecimiento en líticos (9 vol. %) y aumento en el tamaño de las fracciones de pómez y líticos de lava e ignimbrita hasta -2 phi en la sección más proximal (~12 km). La columna continúo siendo afectada por vientos de 30 m/s, y con una dispersión dominantemente hacia el sureste desde su fuente, provocando la deposición hacia las zonas más distales.



Continuación. Representación esquemática de las diferentes fases eruptivas. (4) Removilización de los depósitos y formación de lahares por lluvias intensas. (5) Establecimiento de columnas eruptiva inestables que fluctúan entre los 21 y 26 km de altura y con dispersión al sureste. (6) Removilización de los depósitos y formación de lahares por lluvias intensa. En la parte derecha se observa la columna estratigráfica de las unidades mencionadas.

La erupción se prolongó por 16.3 horas lo que provocó la deposición de fragmentos de pómez y líticos tamaño lapilli con un espesor máximo de 4.50 m a una distancia de 25 km y fragmentos tamaño ceniza con un espesor mínimo encontrado de 1 m a una distancia desde la fuente de 48 km. La erupción llevó a depositar hasta 5.6 km³ de volumen de tefra que es coherente para erupciones de tipo pliniana (Newhall y Self, 1982). Con base en los valores de distribución y espesores del depósito, la erupción fue catalogada en un inicio como una erupción subpliniana y llego a intensificarse hasta clasificarse como una erupción de tipo pliniana de acuerdo con Pyle (1989). Continuamente, cuando finalizó la segunda fase eruptiva, hubo unas intensas lluvias que provocaron la erosión parcial del techo del depósito, originando flujos de detritos asociados a lahares (Fig. 46-6). En algunos sitios sobre el depósito de caída media se crearon pequeños terrenos fangosos con alta concentración de arcillas.

4.2.3.- Tercera fase eruptiva

Poco tiempo después la expansión inmediata de los gases por descompresión del magma, generó procesos de fragmentación y permitió nuevamente el establecimiento de una columna con una altura que fluctuó entre 26 y 24 con una intensidad entre 1.27×10^8 y 1.46×10^8 kg/s, respectivamente (Fig. 46-7). El magma presentó características de valores índices de vesicularidad hasta de 71 %. En este instante, la columna eruptiva sufrió el empuje del viento dominante con velocidades de 30 m/s, desviando la pluma en dirección sureste desde la fuente y mostrando una dispersión de elipse simétrica. Esta pluma sedimentó partículas con tamaños dominantemente de -1 a -2 phi en la sección 15 considerada como la más proximal encontrada a una distancia hasta de 13 km, y 0 phi en la sección más distal encontrada a 48 km desde la fuente.

La deposición de las partículas asociadas a esta tercera etapa eruptiva llegó a cubrir por completo al depósito de caída media y depósitos removilizados por la presencia de lahares, y sedimentarse en las zonas donde existían pequeñas cuencas poco someras o ciénagas. Por lo que esta tercera fase nuevamente, manteo la región sur-suroeste del lago de Cuitzeo, y toda la parte norte y occidente en la actual mancha urbana donde ahora se asienta la ciudad de Morelia.



Continuación. Representación esquemática de las diferentes fases eruptivas. (7) Establecimiento de columnas eruptiva inestables que fluctúan entre los 23 y 26 km de altura y con dispersión al sureste. (8) Removilización de los depósitos y formación de lahares por lluvias intensas. (9) Vulcanismo monogenético posterior asociado al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. En la parte derecha se observa la columna estratigráfica de las unidades mencionadas.

La erupción disminuyó su energía con el tiempo (6 horas después), como lo demuestra la disminución del tamaño de las partículas de pómez y líticos accidentales dentro del depósito. Las fracciones disminuyeron de -1 a 0 phi en la sección más proximal y se mantuvo en 0 phi en la fase distal. La columna había alcanzado una altura que fluctuaba entre 24 y 26 km, con una intensidad de entre 1.47×10^8 y 1.26×10^8 kg/s. La velocidad del viento en ese momento tenía 30 m/s, dispersando la pluma en dirección dominantemente hacia el sureste.

A medida que pasaba el tiempo (12.7 horas después), la erupción reflejó una disminución en su intensidad de entre 9.02 x 10^7 y 1.26 x 10^8 kg/s con una altura que fluctuaba entre 21 y 24 km. Estas condiciones se reflejan en el depósito que muestra una disminución del tamaño de las partículas de ceniza en las fases más distales en 1 phi. Esta columna fue influenciada por vientos de 30 m/s, provocando una dispersión de forma elíptica simétrica. La energía de la erupción disminuyo con el tiempo y provocó la deposición de espesores máximos en las zonas proximales encontradas hasta de 5.8 m a 13 km de la fuente, y espesores hasta de 0.60 m en las secciones más distales encontradas (48 km). El depósito llevó a alcanzar un enriquecimiento en fragmentos de pómez hasta 85 vol. %, líticos accidentales de fragmentos de lava e ignimbrita hasta 6 vol. % y cristales sueltos hasta 9 vol. %. Para esta última fase eruptiva se calculó un volumen de tefra eruptado de 5.3 km³, catalogada como una erupción de tipo pliniana dentro de la clasificación de Newhall y Self (1982). Con base en los resultados obtenidos de los parámetros físicos calculados a partir de los mapas de isopacas e isopletas mediante el método de Pyle (1989), esta erupción también ha sido estimada con estilo eruptivo dominantemente pliniano. Tiempo después, ocurrieron lluvias que removilizaron la porción superior del depósito, provocando la erosión parcial del techo del depósito de caída. Asociado a la removilización del depósito se originaron depósitos de flujos de detritos que son los que actualmente ocupan la cima del depósito (Fig. 40-9).

Tiempo después que finalizó la erupción, y durante el Cuaternario, ocurrieron diferentes manifestaciones de vulcanismo monogenético en la zona asociadas al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. Esta actividad se vio reflejada en la formación de estructuras volcánicas como conos de escoria y flujos de lava que se encuentran suprayaciendo la secuencia de caídas piroclásticas y que se relacionan a un vulcanismo más reciente y de diferente naturaleza (Fig. 40-10).

Las características estratigráficas de estratificación difusa y el cambio gradacional poco perceptible de inversa a normal en la caída inferior, gradación inversa para la caída media, y gradación normal para la caída superior, probablemente indica que las columnas eruptivas en las tres fases eruptivas fueron poco sostenidas. Estas características son concordantes o es la razón por los cambios en la fluctuación en los valores de altura de columna en cada fase eruptiva, como lo demuestra la variabilidad en el tamaño de los fragmentos líticos. Este cambio gradual a lo largo de cada depósito también podría indicar que, a lo largo de cada erupción, ocurrieran colapsos parciales de la columna eruptiva (Houghton y Carey, 2015). Por otra parte, el análisis de morfología de partículas revela la interacción con agua posiblemente meteórica, por lo que se ha considerado que la fluctuación en la altura de la columna eruptiva o colapso parcial de estas fue influenciada con la presencia de agua meteórica en pequeñas cantidades como la presencia de lluvia de baja intensidad.

Finalmente, es importante precisar que la secuencia de erupciones plinianas (~1.47 Ma) ha sido un evento atípico debido a su naturaleza de erupciones altamente explosivas y volumétricas, con valores de roca densa equivalentes considerables (2.7, 2.2 y 2.12 km³ para la caída inferior, media y superior, respectivamente), que podrían ser comparados en magnitud con erupciones históricas del tipo pliniano en nuestro planeta como la del volcán Monte Vesubio en el año 79 A.D. (4 km³ RDE; Carey y Sigurdsson, 1989), volcán Santa Helena en el año 1980 (4 km³ RDE; Carey et al., 1995), volcán Monte Pinatubo en el año 1991 (5.3 km³ RDE; Holasek et al., 1996), además, de erupciones históricas ocurridas en México (Capra et al., 1998; Gardner y Tait, 2000; Arce et al., 2003; Arce et al., 2005; Capra et al., 2006; Saucedo et al., 2010; Arana-Salinas et al., 2010) (Fig. 47).



Figura 47. Gráfica de volumen de roca densa equivalente (RDE) versus altura de columna de erupciones históricas reportadas a nivel global. V: Volcán. Tomado y modificado de Avellán-López, 2014. Volcán Monte Vesubio (Carey y Sidgurdsson, 1987), Volcán Monte Santa Helena (Carey et al., 1995), Volcán Chichón con sus erupciones de 1982 y 550 años A.P. (Sidgurdsson et al., 1984; Macías et al., 2003), Volcán Tres Vírgenes (Capra et al., 1998), pómez Jala del volcán Ceboruco (Gardner y Tait, 2000), las pómez del volcán Nevado de Toluca: Superior (PTS; Arce et al., 2003), Media (PTM; Arce et al., 2005) e Inferior (PTI; Capra et al., 2006), Volcán de Colima (Saucedo et al., 2010), pómez Ocre del volcán Popocatépetl (Arana-Salinas et al., 2010) y Volcán Monte Pinatubo (Holasek et al., 2012). Los valores obtenidos para este estudio se observan representados en los puntos amarillo, azul y rojo para la caída inferior, media y superior, respectivamente.

Adicionalmente, podemos considerar que el estilo eruptivo es concordante con el volumen de tefra. Estos volúmenes son relativamente más grandes comparados con estratovolcanes, tales como la erupción de 1982 del volcán Chichón en Chiapas, la erupción del volcán La Virgen en Baja California, la erupción de hace 12 mil años del volcán Apoyeque en Nicaragua. Sin embargo, los volúmenes obtenidos en este trabajo se pueden explicar por el hecho que posiblemente fueron producto de un colapso de caldera que formo la cuenca de Zacapu.

5.- CONCLUSIONES

Al final de la presente investigación se puede concluir que:

De acuerdo con las observaciones de campo fue posible diferenciar al menos tres eventos de caída piroclástica originados a partir de tres fases eruptivas de una sola erupción que se encuentran intercalados por depósitos de removilización de material que están asociados a la formación de lahares (flujos de escombros y flujos hiperconcentrados). Estos fueron nombrados caída inferior (CI), media (CM) y superior (CS).

El análisis estratigráfico de los depósitos de caídas piroclásticas indica que una vez que empezó la erupción se formaron columnas eruptivas inestables que dieron lugar a la formación de estructuras gradacionales y moderada selección en los depósitos que están conformados por fragmentos de pómez, líticos y cristales.

La caída media (CM) y superior (CS) fueron fechadas en este trabajo por el método de ⁴⁰Ar-³⁹Ar en 1.44 Ma y en 1.46 Ma, respectivamente y soportadas por las dataciones realizadas en el trabajo de Cisneros-Máximo, 2016. Sin embargo, se desconoce la edad de la caída inferior (CI). Esta secuencia pertenece al Pleistoceno medio.

Análisis detallados en los fragmentos, permitieron establecer dos poblaciones de pómez persistentes en cada caída piroclástica, una grisácea fibrosa y una blanca con vesículas irregulares lo que permitió correlacionar los depósitos entre sí. De igual manera, la vesicularidad en todas estas pómez es mayor al 70% considerándose alta. Los análisis morfológicos permitieron observar textura esponjosa y presencia de grietas de contacto con agua.

A grandes rasgos, las pómez que conforman la secuencia de caídas piroclásticas tienen una textura porfirítica, hipohialina con paragénesis minerales constituidas por plagioclasa, anfíbol y piroxeno; también se observa circón, apatito y óxidos de Fe-Ti como minerales accesorios; y finalmente vidrio alterado. La composición de la pómez de estas caídas es riodacítica con un contenido de SiO₂ (69.19 – 71.25 % en peso). Tienen afinidad sub-alcalina con altos contenidos de K.

La fuente de la secuencia de erupciones plinianas fue definida al oriente de la Cuenca de Zacapu específicamente en el graben de Huaniqueo a 39 km de la ciudad de Morelia. Probablemente esta estructura tectónica facilitó el ascenso de magma y generó vulcanismo del tipo fisural
desencadenando erupciones muy explosivas. Esta actividad volcánica probablemente estuvo asociada al colapso de una caldera en la zona.

La caída inferior fue originada por una erupción sub-pliniana, la cual formó una columna eruptiva inestable con alturas de 23 a 24 km que fue dispersada por vientos de más de 30 m/s de velocidad y predominantemente hacia el este del centro de emisión cubriendo un área de 838 km² en la isopaca de 1 m. Esta erupción presentó una tasa de emisión de $9x10^7$ kg/s con una duración de 18 horas lo cual produjo un volumen total de 6.7 km³ y 2.7 km³ de roca densa equivalente.

Actividad del tipo sub-pliniana / pliniana originó el depósito de la caída media (CM). Esta erupción evidenció columnas inestables de 21 a 26 km de altura que se dispersó al sureste con vientos dominantes de más de 30 m/s de velocidad y cubriendo un área de 824 km² en la isopaca de 1 m. Esta erupción arrojó un volumen total de 5.6 km³ y de 2.2 km³ de roca densa equivalente, con una tasa de emisión de 1×10^8 kg/s en un periodo de 10 horas.

La caída superior (CS) fue originada por una erupción pliniana que desarrolló una pluma eruptiva inestable de 23 a 26 km de altura la cual dispersó sus productos al este en un área de 831 km² en la isopaca de 1 m, y con vientos dominantes con velocidades de más de 30 m/s. Durante la erupción se arrojó un volumen de total de $5.3 \text{ km}^3 \text{ y} 2.12 \text{ km}^3$ con una tasa de emisión de 1.3×10^8 kg/s durante al menos 10 horas.

Es posible que estos eventos eruptivos estuvieron asociadas a un colapso de caldera con la emisión de una ignimbrita asociada.

6.- REFERENCIAS

- Alfano, F., Bonadonna, C., Volentik, A. C., Connor, C. B., Watt, S. F., Pyle, D. M., & Connor, L. J. (2011). Tephra stratigraphy and eruptive volume of the May, 2008, Chaitén eruption, Chile. Bulletin of Volcanology, 73(5), 613-630.
- Allen, S. R. (2001). Reconstruction of a major caldera-forming eruption from pyroclastic deposit characteristics: Kos Plateau Tuff, eastern Aegean Sea. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 105(1-2), 141-162.
- Arana-Salinas, L., Siebe, C., & Macías, J. L. (2010). Dynamics of the ca. 4965 yr 14C BP "Ochre Pumice" Plinian eruption of Popocatépetl volcano, México. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 192(3-4), 212-231.
- Arce, J. L., Macías, J. L., & Vázquez-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(2), 230-248.
- Arce, J. L., Cervantes, K. E., Macías, J. L., & Mora, J. C. (2005). The 12.1 ka Middle Toluca Pumice: A dacitic Plinian–subplinian eruption of Nevado de Toluca in central Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 147(1), 125-143.
- Aulinas, M., Civetta, L., Di Vito, M. A., Orsi, G., Gimeno, D., & Férnandez-Turiel, J. L. (2008). The "Pomici di mercato" Plinian eruption of Somma-Vesuvius: magma chamber processes and eruption dynamics. Bulletin of Volcanology, 70(7), 825-840.
- Avellán, D. R., Macías, J. L., Pardo, N., Scolamacchia, T., & Rodriguez, D. (2012). Stratigraphy, geomorphology, geochemistry and hazard implications of the Nejapa Volcanic Field, western Managua, Nicaragua. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 213, 51-71.
- Avellán, D. R., Macías, J. L., Arce, J. L., Jiménez-Haro, A., Saucedo-Girón, R., Garduño-Monroy, V. H., ... & Layer, P. W. (2018). Eruptive chronology and tectonic context of the

late Pleistocene Tres Vírgenes volcanic complex, Baja California Sur (México). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 360, 100-125.

- Avellán, D.R., Cisneros-Máximo, G, Macías, J. L, Gómez-Vasconcelos, G, Sosa-Ceballos, G, Layer P. W, Robles-Camacho J. (2019). Eruptive chronology, geochemistry and tectonic context of the northwest western part of the Morelia monogenetic volcanoes, Michoacán Guanajuato volcanic field (México). Journal of South American Earth Science. Bajo revision.
- Benowitz, J. A., & Layer, P. W. (2014). 40Ar/39Ar step heat analysis of core from the N. Kalikpik Test Well #1. Data Report #426. Alaska Geologic Materials Center, State of Alaska Department of Natural Resources, 7 p.
- Bertagnini, A., Landi, P., Rosi, M., & Vigliargio, A. (1998). The Pomici di Base plinian eruption of Somma-Vesuvius. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 83(3-4), 219-239.
- Blatter, D. L., & Hammersley, L. (2010). Impact of the Orozco fracture zone on the central Mexican Volcanic Belt. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 197(1-4), 67-84.
- Bloomfield, K., Rubio, G. S., & Wilson, L. (1977). Plinian eruptions of Nevado de Toluca volcano, Mexico. Geologische Rundschau, 66(1), 120-146.
- Brophy, J. G. (1991). Composition gaps, critical crystallinity, and fractional crystallization in orogenic (calc-alkaline) magmatic systems. Contributions to Mineralogy and Petrology, 109(2), 173-182.
- Cashman, K. V., Sturtevant, B., Papale, P., & Navion, O. (2000). Magmatic fragmentation. In The Encyclopedia of Volcanoes (pp. 421-430). Academic Press.
- Capra, L., Macías, J. L., Espindola, J. M., & Siebe, C. (1998). Holocene plinian eruption of La Virgen volcano, Baja California, Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 80(3), 239-266.

- Capra, L., Carreras, L. M., Arce, J. L., & Macías, J. L. (2006). The Lower Toluca Pumice: A ca. 21,700 yrB. P. Plinian eruption ofNevado de Toluca volcano, México. Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from Mexico, 402, 155.
- Carey, S., & Sigurdsson, H. (1985). The May 18, 1980 eruption of Mount St. Helens: 2. Modeling of dynamics of the Plinian phase. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 90(B4), 2948-2958.
- Carey, S., & Sparks, R. S. J. (1986). Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. Bulletin of volcanology, 48(2-3), 109-125.
- Carey, S., & Sigurdsson, H. (1989). The intensity of plinian eruptions. Bulletin of Volcanology, 51(1), 28-40.
- Carey, S., Sigurdsson, H., Gardner, J. E., & Criswell, W. (1990). Variations in column height and magma discharge during the May 18, 1980 eruption of Mount St. Helens. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 43(1-4), 99-112.
- 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(1-4), 185-202.
- Carey, S., & Bursik, M. (2000). Volcanic plumes. In: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), Encyclopedia of Volcanoes. Academic press, San Diego, pp. 527-544.
- Carey, R. J., Houghton, B. F., Sable, J. E., & Wilson, C. J. N. (2007). Contrasting grain size and componentry in complex proximal deposits of the 1886 Tarawera basaltic Plinian eruption. Bulletin of Volcanology, 69(8), 903-926.
- Carrigan, C. R., & Sigurdsson, H. (2000). Plumbing systems. Encyclopedia of Volcanoes, 219-235.

- 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, 162(1-2), 20-42.
- Centeno-García, E. (2008). The Guerrero composite terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. Special Papers-Geological Society of America, 436, 279.
- Centeno-García, E. (2017). Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview. Ore Geology Reviews, 81, 1035-1052.
- Cioni, R., Marianelli, P., Santacroce, R., Sbrana, A. (2000). Plinian and subplinian eruptions. In: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), Encyclopedia of Volcanoes. Academic press, San Diego, pp. 477-494.
- Cioni, R., Bertagnini, A., Andronico, D., Cole, P. D., & Mundula, F. (2011). The 512 AD eruption of Vesuvius: complex dynamics of a small scale subplinian event. Bulletin of volcanology, 73(7), 789-810.
- Cioni, R., Pistolesi, M., & Rosi, M. (2015). Plinian and subplinian eruptions. In The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition) (pp. 519-535).
- Cisneros-Máximo, G. (2016). Estudio geológico-geomorfológico de los volcanes Tetillas-Quinceo, Morelia, Michoacán. propuesta de cartografía jerárquica. Trabajo de grado (maestría), Universidad Nacional Autónoma de México, México., 150.
- Coltelli, M., Del Carlo, P., & Vezzoli, L. (1998). Discovery of a Plinian basaltic eruption of Roman age at Etna volcano, Italy. Geology, 26(12), 1095-1098.
- 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(3), 337.

- Corona-Chávez, P., Reyes-Salas, M., Garduño-Monroy, V. H., Israde-Alcántara, I., Cruz, L. S., Morton-Bermea, O., & Hernández-Álvarez, E. (2006). Asimilación de xenolitos graníticos en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato: el caso de Arócutin Michoacán, México. Revista mexicana de ciencias geológicas, 23(2), 233-245.
- Cram, S., Galicia, L., & Alcántara, I. I. (2010). Atlas de la cuenca del lago de Cuitzeo: análisis de su geografía y su entorno socioambiental. Instituto de Geografía-UNAM / Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, México.
- Dávila Burga, J. (2011). Diccionario geológico.
- De Maisonneuve, C. B., Bachmann, O., & Burgisser, A. (2009). Characterization of juvenile pyroclasts from the Kos Plateau Tuff (Aegean Arc): insights into the eruptive dynamics of a large rhyolitic eruption. Bulletin of volcanology, 71(6), 643.
- Demant, A. (1981). The Trans-Mexican Neo-Volcanic Axis: Volcanological and Petrological Study: Geodynamic Significance Ph.D. Dissertation, Université De Droit, D'Economie et Des Sciences D'Aix-Marseille (1981), p. 276.
- Del Carlo, P., & Pompilio, M. (2004). The relationship between volatile content and the eruptive style of basaltic magma: the Etna case. Annals of Geophysics, 47(4).
- Demelle, P., & Bernard, A. (2000). Volcanic lakes. In The Encyclopedia of Volcanoes (pp. 877-896). Academic Press.
- DeMets, C., & Stein, S. (1990). Present- day kinematics of the Rivera plate and implications for tectonics in southwestern Mexico. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 95(B13), 21931-21948.
- Di Muro, A., Rosi, M., Aguilera, E., Barbieri, R., Massa, G., Mundula, F., & Pieri, F. (2008). Transport and sedimentation dynamics of transitional explosive eruption columns: the example of the 800 BP Quilotoa Plinian eruption (Ecuador). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 174(4), 307-324.

- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. Tectonophysics, 522, 122-149.
- Fierstein, J., & Nathenson, M. (1992). Another look at the calculation of fallout tephra volumes. Bulletin of volcanology, 54(2), 156-167.
- Fierstein, J., Houghton, B. F., Wilson, C. J. N., & Hildreth, W. (1997). Complexities of plinian fall deposition at vent: an example from the 1912 Novarupta eruption (Alaska). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 76(3-4), 215-227.
- Fink, J. H., & Anderson, S. W. (2000). Lava domes and coulees. Encyclopedia of volcanoes, 307-319.
- Fisher, R. V. & Schmincke, H. U. (1984). Pyroclastic rock. Berlin Heidelberg New york tokio: Springer-Verlag, 472.
- Gardner, J. E., Thomas, R. M., Jaupart, C., & Tait, S. (1996). Fragmentation of magma during Plinian volcanic eruptions. Bulletin of Volcanology, 58(2-3), 144-162.
- Gardner, J. E., & Tait, S. (2000). The caldera-forming eruption of Volcán Ceboruco, Mexico. Bulletin of Volcanology, 62(1), 20-33.
- Garduño-Monroy, V. H., & Escamilla, T. R. (1996). Revisión Histórica de la Sismicidad en Michoacán, México. Ciencia Nicolaita, 11, 57-81.
- Garduño-Monroy, V. H., Rodríguez-Torres, G. M., Israde-Alcántara, I., Arreygue-Rocha, E., Canuti, P., & Chiesa, S. (1999). Efectos del clima (El Niño) en los fenómenos de fluencia de las fallas geológicas de la ciudad de Morelia. Geos, Unión Geofísica Mexicana, 9(2), 84-93.
- Garduño-Monroy, V. H., Pérez-Lopez, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua, M. A., Szynkaruk, E., Hernández-Madrigal, V. M., ... & García-Estrada, G. (2009). Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico. Geofísica internacional, 48(3), 319-335.

- Gary, M., McAfee, R., & Wolf, C. L. (1974). Glossary of geology. American Geological Institute
- Gertisser, R., Preece, K., & Keller, J. (2009). The Plinian Lower Pumice 2 eruption, Santorini, Greece: magma evolution and volatile behaviour. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 186(3), 387-406.
- Gill, J. B. (1981). Orogenic Andesite and Plate Tectonics, 390 pp.
- Giles D.L. (1968) Graben. In: Geomorphology. Encyclopedia of Earth Science. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Gómez- Vasconcelos, M. G., Garduño- Monroy, V. H., Macías, J. L., Layer, P. W., & Benowitz, J. A. (2015). The Sierra de Mil Cumbres, Michoacán, México: Transitional volcanism between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 301, 128-147.
- Guilbaud, M. N., Salinas, S., & Siebe, C. (2009). Excursions to Paricutin and Jorullo (Michoacán), the Youngest Volcanoes of the Trans-Mexican Volcanic Belt: A Commemorative Fieldtrip on the Occasion of the 250th Anniversary of Volcán Jurollo's Birth on September 29, 1759. Department de Vulcanología, Inst. de Geofísica, Univ. Nacional Autónoma de México.
- Harris, R. (2013). Pompeya: Año 79 d.C. Faltan 48 horas para la catástrofe. Penguin Random House Grupo Editorial España, pp. 320.
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. (1985). The cinder cones of Michoacán—Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 25(1-2), 105-124.
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. (1987). The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, central Mexico: petrology and chemistry. Journal of Petrology, 28(2), 241-269.

- Hasenaka, T. (1994). Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 63(1-2), 13-31.
- Heiken, G. (1974). Atlas of Volcanic Ash. Smithsonian Contributions to the Earth Sciences.
- Kilburn, C. R. (2000). Lava flows and flow fields. Encyclopedia of volcanoes, 291-305.
- Holasek, R. E., Self, S., & Woods, A. W. (1996). Satellite observations and interpretation of the 1991 Mount Pinatubo eruption plumes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 101(B12), 27635-27655.
- Hoskuldsson, A., & Robin, C. (1993). Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, eastern Mexico. Bulletin of Volcanology, 55(8), 571-587.
- Houghton, B. F., & Wilson, C. J. N. (1989). A vesicularity index for pyroclastic deposits. Bulletin of volcanology, 51(6), 451-462.
- Houghton, B. F., Wilson, C. J. N., Fierstein, J., & Hildreth, W. (2004). Complex proximal deposition during the Plinian eruptions of 1912 at Novarupta, Alaska. Bulletin of Volcanology, 66(2), 95-133.
- Houghton, B., & Carey, R. J. (2015). Pyroclastic fall deposits. In The Encyclopedia of Volcanoes (pp. 599-616). Academic Press.
- Huppert, H. E., Sparks, R. S. J., & Turner, J. S. (1982). Effects of volatiles on mixing in calc-alkaline magma systems. Nature, 297(5867), 554.
- Inman, D. L. (1952). Measures for describing the size distribution of sediments. Journal of Sedimentary Research, 22(3), 125-145.
- Irvine, T. N. J., & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian journal of earth sciences, 8(5), 523-548.

- Jurado-Chichay, Z., & Walker, G. P. L. (2001). The intensity and magnitude of the Mangaone subgroup plinian eruptions from Okataina Volcanic Centre, New Zealand. Journal of volcanology and geothermal research, 111(1-4), 219-237.
- Koyaguchi, T., & Tokuno, M. (1993). Origin of the giant eruption cloud of Pinatubo, June 15, 1991. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 55(1-2), 85-96.
- Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M. N., Salinas, S., & Layer, P. W. (2015). Late Pleistocene Alberca de Guadalupe maar volcano (Zacapu basin, Michoacán): Stratigraphy, tectonic setting, and paleo-hydrogeological environment. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 304, 214-236.
- Landi, P., Bertagnini, A., & Rosi, M. (1999). Chemical zoning and crystallization mechanisms in the magma chamber of the Pomici di Base plinian eruption of Somma-Vesuvius (Italy). Contributions to Mineralogy and Petrology, 135(2-3), 179-197.
- Layer, P. W., Hall, C. M., & York, D. (1987). The derivation of 40Ar/39Ar age spectra of single grains of hornblende and biotite by laser step- heating. Geophysical Research Letters, 14(7), 757-760.
- Lirer, L., Pescatore, T., Booth, B., & Walker, G. P. (1973). Two plinian pumice-fall deposits from Somma-Vesuvius, Italy. Geological Society of America Bulletin, 84(3), 759-772.
- Lirer, L., Munno, R., Postiglione, I., Vinci, A., & Vitelli, L. (1997). The AD 79 eruption as a future explosive scenario in the Vesuvian area: evaluation of associated risk. Bulletin of Volcanology, 59(2), 112-124.
- Lugo-Hubp, J. (1989). Diccionario geomorfológico. Inst. Geog. UNAM México.
- Macías, J. L., Arce, J. L., Mora, J. C., Espíndola, J. M., Saucedo, R., & Manetti, P. (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: Solid Earth, 108 (B12).

- Macías, J. L., Sosa-Ceballos, G., Arce, J. L., Gardner, J. E., Saucedo, R., & Valdez-Moreno, G. (2017). Storage conditions and magma processes triggering the 1818 CE Plinian eruption of Volcán de Colima. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 340, 117-129.
- Melnik, O. (2000). Dynamics of two-phase conduit flow of high-viscosity gas-saturated magma: large variations of sustained explosive eruption intensity. Bulletin of volcanology, 62(3), 153-170.
- Murcia, H. F., Borrero, C. A., Pardo, N., Alvarado, G. E., Arnosio, M., & Scolamacchia, T. (2013). Depósitos volcaniclásticos: Términos y conceptos para una clasificación en español. Revista Geológica de América Central, 48, 15-39.

McDougall, I., & Harrison, T. M. (1999). Geochronology and Thermochronology by the 40Ar/39Ar Method. Oxford University Press on Demand.

- Mele, D., Sulpizio, R., Dellino, P., & La Volpe, L. (2011). Stratigraphy and eruptive dynamics of a pulsating Plinian eruption of Somma-Vesuvius: the Pomici di Mercato (8900 years BP). Bulletin of Volcanology, 73(3), 257-278.
- Newhall, C. G., & Self, S. (1982). The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. Journal of Geophysical Research: Oceans, 87(C2), 1231-1238.
- Qiquan, R., Yongjun, W., & Yuanhui, S. (2011). Volcanic gas reservoir characterization technique.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Luna-Gonzalez, L., & Schaaf, P. (2014). A review of batholiths and other plutonic intrusions of Mexico. Gondwana Research, 26(3-4), 834-868.
- Pardo, M., & Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 100(B7), 12357-12373.

- Pardo, N., Cronin, S. J., Palmer, A. S., & Németh, K. (2012). Reconstructing the largest explosive eruptions of Mt. Ruapehu, New Zealand: lithostratigraphic tools to understand subplinian–plinian eruptions at andesitic volcanoes. Bulletin of Volcanology, 74(3), 617-640.
- Pasquarè, G., Ferrari, L., Covelli, P., & De Agostini, G. (1991). Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan, Mexico. Geological Society of America.
- Pepe, S., Solaro, G., Ricciardi, G. P., & Tizzani, P. (2008). On the fractal dimension of the fallout deposits: A case study of the 79 AD Plinian eruption at Mt. Vesuvius. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 177(1), 288-299.
- Pérez-Orozco, J. D., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V. H., & Avellán, D. R. (2018). Felsic-intermediate magmatism and brittle deformation in Sierra del Tzirate (Michoacán-Guanajuato Volcanic Field). Journal of South American Earth Sciences, 85, 81-96.
- Pérez-Torrado, F. J., & Rodríguez-González, A. (2015). ¿Cómo se miden las erupciones volcánicas? El índice de explosividad volcánica. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 23(1), 24.
- Perfit, M. R., & Davidson, J. P. (2000). Plate tectonics and volcanism. Encyclopedia of Volcanoes, 89-113.
- Pola, A., Martínez-Martínez, J., Macías, J. L., Fusi, N., Crosta, G., Garduño-Monroy, V. H., & Núñez-Hurtado, J. A. (2016). Geomechanical characterization of the Miocene Cuitzeo ignimbrites, Michoacán, Central Mexico. Engineering Geology, 214, 79-93.
- Pyle, D. M. (1989). The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. Bulletin of Volcanology, 51(1), 1-15.
- Pyle, D. M. (1995). Assessment of the minimum volume of tephra fall deposits. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 69(3-4), 379-382.

- Pyle, D. M. (2000). Sizes of volcanic eruptions. In The encyclopedia of volcanoes (pp. 263-269). Academic Press.
- Rangel, E., Layer, P., Garduño-Monroy, V. H., García, F., & Pérez-Esquivias, H. (2012). Late Pleistocene rhyolitic explosive volcanism at Los Azufres volcanic field, central Mexico. The Southern Cordillera and Beyond, 25, 45.
- Renne P. R., Mundil R., Balco G., Min K. & Ludwig K. R. (1994) Joint determination of ⁴⁰K decay constants and ⁴⁰Ar* / ⁴⁰K for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for ⁴⁰Ar/³⁹Ar.
- Renne, P. R., Mundil, R., Balco, G., Min, K., & Ludwig, K. R. (2010). Joint determination of 40K decay constants and 40Ar*/40K for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for 40Ar/39Ar geochronology. Geochimica et Cosmochimica Acta, 74(18), 5349-5367.
- Reyes, J. M., & Samaniego, Á. F. N. (1990). Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México. Revista mexicana de ciencias geológicas, 9(1), 33-50.
- Rocha, E. A., Monroy, V. H. G., Canuti, P., Casagli, N., & Iotti, A. (2005). Riesgos geomorfólogicos e hidrológicos en la Ciudad de Morelia, Michoacán, México. Geotermia, 26.
- Rolandi, G., Mastrolorenzo, G., Barrella, A. M., & Borrelli, A. (1993). The Avellino plinian eruption of Somma-Vesuvius (3760 yBP): the progressive evolution from magmatic to hydromagmatic style. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 58(1-4), 67-88.
- Rose, W. I. (1987). Santa María, Guatemala: bimodal soda-rich calc-alkalic stratovolcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 33(1-3), 109-129.
- Rosi, M., Vezzoli, L., Castelmenzano, A., & Grieco, G. (1999). Plinian pumice fall deposit of the Campanian Ignimbrite eruption (Phlegraean Fields, Italy). Journal of volcanology and geothermal research, 91(2-4), 179-198.

- Rosi, M., Paladio-Melosantos, M., Di Muro, A., Leoni, R., & Bacolcol, T. (2001). Fall vs flow activity during the 1991 climactic eruption of Pinatubo Volcano (Philippines). Bulletin of Volcanology, 62(8), 549-566.
- Rosi, M., Landi, P., Polacci, M., Di Muro, A., & Zandomeneghi, D. (2004). Role of conduit shear on ascent of the crystal-rich magma feeding the 800-year-BP Plinian eruption of Quilotoa Volcano (Ecuador). Bulletin of Volcanology, 66(4), 307-321.
- Rueda, H., Macías, J. L., Arce, J. L., Gardner, J. E., & Layer, P. W. (2013). The~ 31 ka rhyolitic Plinian to sub-Plinian eruption of Tlaloc volcano, Sierra Nevada, central Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 252, 73-91.
- Rutherford, M. J., Gardner, J. E., & Sigurdsson, H. (2000). Rates of magma ascent. Encyclopedia of Volcanoes, 207-217.
- Sable, J. E., Houghton, B. F., Del Carlo, P., & Coltelli, M. (2006). Changing conditions of magma ascent and fragmentation during the Etna 122 BC basaltic Plinian eruption: Evidence from clast microtextures. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 158(3-4), 333-354.
- Santacroce, R., Cioni, R., Marianelli, P., Sbrana, A., Sulpizio, R., Zanchetta, G., ... & Joron, J. L. (2008). Age and whole rock–glass compositions of proximal pyroclastics from the major explosive eruptions of Somma-Vesuvius: A review as a tool for distal tephrostratigraphy. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 177(1), 1-18.
- Saucedo, R., Macías, J. L., Gavilanes, J. C., Arce, J. L., Komorowski, J. C., Gardner, J. E., & 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(3), 149-166.
- Schaaf, P., Morán- Zenteno, D., Hernández- Bernal, M. D. S., Solís- Pichardo, G., Tolson, G., & Köhler, H. (1995). Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. Tectonics, 14(6), 1339-1350.

- Shane, P., Smith, V. C., & Nairn, I. A. (2005). High temperature rhyodacites of the 36 ka Hauparu pyroclastic eruption, Okataina Volcanic Centre, New Zealand: Change in a silicic magmatic system following caldera collapse. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 147(3), 357-376.
- Siebe, C., Macías, J. L., Abrams, M., & Obenholzner, J. (1996). La destrucción de Cacaxtla y Cholula: un suceso en la historia eruptiva del Popocatépetl. Ciencias, 41, 36-45.
- Siebe, C., Salinas, S., Arana-Salinas, L., Macías, J. L., Gardner, J., & Bonasia, R. (2017). The~ 23,500 y 14C BP White Pumice Plinian eruption and associated debris avalanche and Tochimilco lava flow of Popocatépetl volcano, México. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 333, 66-95.
- Singh, S. K., & Pardo, M. (1993). Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico. Geophysical research letters, 20(14), 1483-1486.
- Sosa-Ceballos, G., Gardner, J. E., Siebe, C., & Macías, J. L. (2012). A caldera-forming eruption~ 14,100 14 Cyr BP at Popocatépetl volcano, México: Insights from eruption dynamics and magma mixing. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 213, 27-40.
- Sparks, R. S. J., Self, S., & Walker, G. P. (1973). Products of ignimbrite eruptions. Geology, 1(3), 115-118.
- Sparks, R. S. J., & Marshall, L. A. (1986). Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 29(1-4), 99-124.
- Stix, J., & Gaonac'h, H. (2000). Gas, plume and thermal monitoring. Encyclopedia of Volcanoes, 1141-1165.
- Sulpizio, R. (2005). Three empirical methods for the calculation of distal volume of tephra-fall deposits. Journal of volcanology and geothermal research, 145(3-4), 315-336.

- Sulpizio, R., Cioni, R., Di Vito, M. A., Mele, D., Bonasia, R., & Dellino, P. (2010). The Pomici di Avellino eruption of Somma-Vesuvius (3.9 ka BP). Part I: stratigraphy, compositional variability and eruptive dynamics. Bulletin of Volcanology, 72(5), 539-558.
- Sulpizio, R., Bonasia, R., Dellino, P., Mele, D., Di Vito, M. A., & La Volpe, L. (2010). The Pomici di Avellino eruption of Somma–Vesuvius (3.9 ka BP). Part II: sedimentology and physical volcanology of pyroclastic density current deposits. Bulletin of Volcanology, 72(5), 559-577.
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313-345.
- Suter, M., Aguirre, G., Siebe, C., Quintero, Odranoel, Komorowski, J. C., Walawender, M. J., & Hanan, B. B. (1991). Volcanism and active faulting in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. Geological excursions in southern California and Mexico, 224-243.
- Suter, M., Quintero- Legorreta, O., López- Martinez, M., Aguirre- Díaz, G., & Farrar, E. (1995). The Acambay graben: Active intraarc extension in the Trans- Mexican volcanic belt, Mexico. Tectonics, 14(6), 1245-1262.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., & Quintero-Legorreta, O. (1996). Macroseismic study of shallow earthquakes in the central and eastern parts of the trans-Mexican volcanic belt, Mexico. Bulletin of the Seismological Society of America, 86(6), 1952-1963.
- Suter, M., Martínez, M. L., Legorreta, O. Q., & Martínez, M. C. (2001). Quaternary intraarc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt. Geological Society of America Bulletin, 113(6), 693-703.
- Suter, M. (2016). Structure and Holocene rupture of the Morelia fault, Trans- Mexican volcanic belt, and their significance for seismic- hazard assessment. Bulletin of the Seismological Society of America, 106(5), 2376-2388.

- Taddeucci, J., & Wohletz, K. H. (2001). Temporal evolution of the Minoan eruption (Santorini, Greece), as recorded by its Plinian fall deposit and interlayered ash flow beds. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 109(4), 299-317.
- Tedesco, D., Miele, G., Sano, Y., & Toutain, J. P. (1995). Helium isotopic ratio in Vulcano island fumaroles: temporal variations in shallow level mixing and deep magmatic supply. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 64(1-2), 117-128.
- Urrutia-Fucugauchi, J., & Flores-Ruiz, J. H. (1996). Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. International Geology Review, 38(2), 176-194.
- Vallance, J. W. (2000). Lahars. Encyclopedia of volcanoes, 601-616.
- Vespermann, D., & Schmincke, H. U. (2000). Scoria cones and tuff rings. Academic press.
- Walker, G. P. L., & Croasdale, R. (1971). Two Plinian-type eruptions in the Azores. Journal of the Geological Society, 127(1), 17-55. by volcanic eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 11(1), 81-92.
- Walker, G. P. (1980). The Taupo pumice: product of the most powerful known (ultraplinian) eruption? Journal of volcanology and geothermal research, 8(1), 69-94.
- Walker, G. P. (1981). Generation and dispersal of fine ash and dust
- Walker, G. P. L., Self, S., & Froggatt, P. C. (1981). The ground layer of the Taupo ignimbrite: a striking example of sedimentation from a pyroclastic flow. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 10(1-3), 1-11.
- Walker, G. P., Self, S., & Wilson, L. (1984). Tarawera 1886, New Zealand—a basaltic plinian fissure eruption. Journal of volcanology and geothermal research, 21(1-2), 61-78.
- Walker, G. P., & Sigurdsson, H. (2000). Basaltic volcanoes and volcanic systems. Encyclopedia of volcanoes, 283-289.

- Wehrmann, H., Bonadonna, C., Freundt, A., Houghton, B. F., & Kutterolf, S. (2006).
 Fontana Tephra: a basaltic Plinian eruption in Nicaragua. Special Papers-Geological Society of America, 412, 209.
- Williams, S. N. (1983). Plinian airfall deposits of basaltic composition. Geology, 11(4), 211-214.
- Williams, S. N., & Self, S. (1983). The October 1902 plinian eruption of Santa Maria volcano, Guatemala. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 16(1-2), 33-56.
- Wilson, L. (1976). Explosive volcanic eruptions—III. Plinian eruption columns. Geophysical Journal International, 45(3), 543-556.
- Wilson, L., Sparks, R. S. J., & Walker, G. P. (1980). Explosive volcanic eruptions—IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behaviour. Geophysical Journal International, 63(1), 117-148.
- 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 International, 89(2), 657-679.
- Wilson, C. J., & Hildreth, W. (1997). The Bishop Tuff: new insights from eruptive stratigraphy. The Journal of Geology, 105(4), 407-440.
- Wohletz, K., 2006. KWare SFT. Secuencial fragmentation/transport analysis. Version 2.19.0165. Los Alamos Lab. University of California.
- Wolff, J. A., & Sumner, J. M. (2000). Lava fountains and their products. Encyclopedia of volcanoes, 321-330.
- York, D., Hall, C. M., Yanase, Y., Hanes, J. A., & Kenyon, W. J. (1981). 40Ar/39Ar dating of terrestrial minerals with a continuous laser. Geophysical Research Letters, 8(11), 1136-1138.

• Zanon, V., Frezzotti, M. L., & Peccerillo, A. (2003). Magmatic feeding system and crustal magma accumulation beneath Vulcano Island (Italy): evidence from CO2 fluid inclusions in quartz xenoliths. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B6).

7.- ANEXOS

Sección	Depósito	Nivel	Coordenadas (UTM)	Espesor (m)	Diámetros (mm)	Promedio diámetro (mm)
		Base			12/10/9/9/9	9.8
	CS	Medio		1.35	12/8/6/7/5.5	7.7
		Techo			5.5/3.5/3.5/4/3	3.9
		Base			3.5/3/3/2.5/2	2.8
1	СМ	Medio	274045 W 2195802 N	2.4 3.1	9/7.5/7/8/6	7.5
		Techo			12/7/7/8/6	8
		Base			2.5/2/1/1.5/1.5	1.7
	CI	Medio			4/3.5/3/4/3	3.7
		Techo			3.5/3.5/3/4/3.5	3.5
		Base			9/8/10/10/12	9.8
	CS	Medio		1.55 1.9 1.2	13/12/11/11/8	11
		Techo			15/12/9/7/6	9.8
	СМ	Base			4/3/2/1/1	2.2
2		Medio	272297 W 2185539 N		11/8/9/6/6	8
		Techo			8/7/6/6/5	6.4
		Base			6/4/4/3.5	4.3
		Medio			13/10/7/5/6	8.2
		Techo			11/9/7.5/8/8	8.7
		Base			19/16/15/15/16	16.2
	CS	Medio		2.1	9/6/6/4/3.5	5.7
		Techo			11/10/5/4/4	6.8
		Base	0070/01//	2.5	6/4.5/4/4/3	4.3
3	СМ	Medio	267643 W 2186265 N		10/7/7/6/6	7.2
		Techo			11/8/9/9/8	9
		Base			27/16/7/8/7	13
	CI	Medio		1.96	20/12/12/12/12	13.6
		Techo			20/15/12/10/31	17.6
	CS Medio Techo Base 4 CM Medio	Base		1.6	22/15/16/15/12	16
		Medio			19/19/18/16/15	17.4
				7/6/5/6/5	5.8	
		Base		W 1.9 N 1.8	4.5/4/3.5/4/3	3.26
4		Medio	267664 W 2185919 N		7/7/6/6/6	6.4
		Techo			10/11/8/10/8	9.4
		Base			20/19/15/17/11	16.4
	CI	Medio			34/18/18/15/17	20.4
		Techo			33/30/20/16/22	24.2

7.1.- Anexo 1. Datos obtenidos en el trabajo de campo

		Base			12/12/14/11/11	12
5	СМ	Medio	251609 W 2188094 N	4.5	37/37/43/38/33	37.6
		Techo			71/43/55/46/49	52.8
		Base			24/25/21/18/16	20.8
	CS	Medio		2.2	32/29/29/20/20	26
		Techo			12/12/11/11/10	11.2
		Base			10/10/9/9/5	8.6
6	СМ	Medio	261200 W 2196147 N	4.5	27/18/16/19/15	10
		Techo	2.000.0.0		20/20/20/17/16	18.6
		Base			27/17/19/15/19	19.4
	CI	Medio		2.7	26/22/20/17/17	20.4
		Techo			25/20/16/10/18	10.6
		Base			20/12/11/11/0	13.6
	CS	Medio		1.4	20/12/11/11/9	12.0
		Techo			7/6 5/6 5/6/4 5	6.1
		Base			7/0.3/0.3/0/4.3	0.1
7	CM	Madia	273220 W 2185607 N	2.15	4.5/4/3.5/3.5/3.5	3.8
	OW	Tasha			8/8.5/6/6/6.5	7
		Dees		1.3	11.5/9/9/8.5/7	9
		Dase			7/6/6/6/5	6
	CI				8.5/8.5/7/7/6	7.4
		Dees			7/7/7.5/7/6	6.8
	00	Base		1.3	21/24/13/8/8	14.8
	CS	Medio			11/6/7/7/6.5	7.4
		lecno			9/8/7/7/8	7.8
		Base	275742 W 2187160 N		9/4/4.5/4/4	5.1
8	СМ	Medio			7/5/5/4.5/4.5	5.2
		Techo			7.5/7/7/5/6	6.5
		Base		1.2	5.5/5/5/7/3.5	5.2
	CI	Medio			5/8.5/7/8/5	6.7
		Techo			6/7.5/6.5/6/4	6
		Base			10/10/10.5/10.5/10	10.2
	CS	Medio		1.4	12/9.5/10/9/9	9.9
		Techo			9/9/7.5/7.5/5	7.6
		Base		1	3/3.5/2/2.5/2	2.6
9	СМ	Medio	275362 W 2185967 N		7.5/6.5/6/6.5/5	6.3
		Techo			23/9/7/7/12	11.6
		Base		1.4	6/7/7/5/6	6.2
	CI	Medio			19/9.5/8.5/6/6.5	9.9
		Techo			10/7 5/8/7/5 5	76

		Base			17/18/12/12.5/11	14.1
	CS	Medio		1.2	15/13.5/11.5/9/10	11.8
10		Techo	276059 W		12/9/7.5/6/7	8.3
		Base	2185969 N		3/2.5/1.5/1.5/1.5	2
	СМ	Medio		1.6	7/5/5.5/4.5/4	5.2
		Techo			5.5/5.5/6/4/3	4.8
		Base			-	-
	CS	Medio		0.4	-	-
		Techo			-	-
		Base			-	-
12	СМ	Medio	280626 W 2186762 N	0.9	-	-
		Techo			-	-
		Base			-	-
	CI	Medio		0.7	-	-
		Techo			-	-
		Base			-	-
	CS	Medio		1	-	-
		Techo			-	-
		Base			4/2.5/2/2/2.5	2.6
13	СМ	Medio	272392 W 2186990 N	1.7	7/4.5/4/4/4	4.7
		Techo			13/11/11.5/8/6	9.9
		Base			9.5/6.5/6/6.5/7	7.1
	CI	Medio		1.35	20/11/8/7/7	10.6
		Techo			9/8/8/7/7	7.8
		Base			50/49/49/45/41	46.8
14	CS	Medio	256318 W 2194052 N	3.2	19/15/16/13/13	15.2
		Techo			23/17/16.5/17/18	18.3
		Base			75/40/46/42/20	50.4
15	CS	Medio	254921 W 2194049 N	5.8	22/28/10/17/10	21.2
		Techo			22/20 5/21/16/17 5	19.4
		Base			54/48/58/52/62	54.8
16	CS	Medio	252406 W	5.8	75/66/55/46/41	56.6
		Techo	21310001		76/58/57.5/43/48	56.5
		Base			43/41/32/30/32	35.6
17	CS	Medio		4.4	27/23/23/10/10	22.2
		Techo	249111 W		23 5/15/17/16/16	17 5
		Base	2197389 N		28/21/16 5/17 5/26	28.8
	СМ	Medio		3.9	21 5/23/23/26/25	23.7
		Techo			53/46/39/36/34	41.6

19		Base			8/6.5/7/6/6	6.7
	CI	Medio	262020 W 2194359 N	2	19/14/9/5.5/6	10.7
		Techo			19/20/13/11/12	15
		Base			8/6/6.5/4.5/5	6
	CS	Medio		0.8	-	-
		Techo			-	-
		Base			3/2.5/2.5/1.5/2	2.3
20	СМ	Medio	280854 W 2196304 N	1.45	4/2.5/1.5/2.5/1.0	2.3
		Techo			4.5/4/3.5/3/2.5	3.4
		Base			4/3.5/2.5/2/2.5	2.9
	CI	Medio		1	3/2/3/2.5/2.5	2.6
		Techo			2/2/2/4/2.5	2.5
		Base			20/23/20/19/21	20.6
	CS	Medio		3	28/39/26/18/16	25.4
		Techo			27/29/21/15/15	21.4
		Base			12/13/11/11/10	11.4
24	СМ	Medio	256251 W 2197871 N	2.4	41/29/27/24/23	28.8
		Techo	2.0.0		36/38/37/31/30	34.4
		Base		1	28/21/17/17/20	20.6
	CI	Medio			16/15/16/15/14	15.2
		Techo			25/19/25/20/18	21.4
		Base			32/28/38/40/53	38.2
	CS	Medio		8.4	33/29/24/19/19	24.8
		Techo			24/20/25/22/19	22
		Base	254942 W 2193163 N	1.6	20/16/16/14/13	15.8
25	СМ	Medio			29/21/19/17/20	21.2
		Techo			-	-
		Base		1.4	34/27/17/18/16	22.4
	CI	Medio			22/17/17/17/15	17.6
		Techo			17/14/15/17/14	15.4
		Base			20/12/8/9/7	11.2
	СМ	Medio		4.4	61/62/60/48/41	52.6
		Techo	251354 W		73/55/51/78/01	52.0 69.6
26		Base	2186260 N		20/21/21/24/20	09.0
	CI	Medio		2	30/31/21/24/39	29
		Techo			55/36/20/22/26	37.6
		Base	250427 W/		27/18/15/14/12	17.2
27	CI	Medio	2186886 N	2.4	82/56/52/42/37	53.8
28		Base			80/62/60/57/48	22.8
	CS	Medio	250076 W 2187037 N	5.2	32/34/30/27/27	30
		Techo			37/22/24/15/16	61.4

		Base			46/41/40/36/37	40
	CS	Medio		5.3	50/48/44/38/30	42
29		Techo	237470 W		61/48/39/31/26	41
23		Base	2193396 N		29/29/25/25/18	25.2
	CI	Medio		2.9	18/17/23/30/42	26
		Techo			8/12/10/13/11	10.8
		Base			3/4/4/2/2	3
	CM	Medio		2.6	11/6/4/4/6	6.2
30		Techo	276396 W		7/6/5/4/4	5.2
50		Base	2196850 N		35/27/27/25/22	27.2
	CI	Medio		1.1	46/36/27/32/26	27.4
		Techo			92/70/43/32/43	56
		Base		1.4	15/12/12/17/12	13.6
31	CS	Medio	273080 W 2190844 N		15/12/10/11/7	11
		Techo			5/8/6/5/6	6
		Base			16/12/13/11/13	13
	CS	Medio		1.2	19/8/11/7/7	10.4
		Techo			12/11/7/4/4	7.6
		Base			4/4/4/5/4	4.2
32	СМ	Medio	269690 W 2185864 N	2	11/7/8/6/7	7.8
		Techo			10/8/8/8/8	8.4
		Base			12/10/7/10/7	9.2
	CI	Medio		1.4	12/11/14/19/17	14.6
		Techo			7/5/4/6/5	5.4
		Base			11/8/8/9/7	8.6
	CS	Medio		0.6	6/7/6/6/6	6.2
		Techo			5/5/5/4/3	4.4
		Base		1	4/4/3/3/3	3.4
34	СМ	Medio	280978 W 2183089 N		4/5/5/6/3	4.6
		Techo			7/4/3/3/3	4
	CI	Base			5/4/2/2/2	3
		Medio		1	6/5/5/4/3	4.6
		Techo			5/3/2/2/2	2.8

7.2.- Anexo 2. Datos obtenidos de la granulometría

Datos estadísticos obtenidos a partir de las gráficas de distribución de tamaño de grano en el *Sofware* SFT utilizando los parámetros sedimentológicos del diámetro mediano de grano (Md ϕ), grado de selección ($\sigma\phi$) y sesgo ($\alpha\phi$) tomados de Inman, (1952).

Depósito	Muestra	Md φ	σφ	αφ	Moda	Picos principales (φ)	Selección
CS	Mn15-CS-Base	-1.75	1.85	0.08 Sesgo positivo	Unimodal	-2 y 4	Pobremente seleccionado
CS	Mn15-CS-Medio	-0.95	1.38	-0.02 Sesgo negativo	Unimodal	-1 y 4	Pobremente seleccionado
CS	Mn15-CS-Techo	-1.85	1.78	0.15 Sesgo positivo	Bimodal	-2, 1 y 4	Pobremente seleccionado
СМ	Mn5-CM-Base	-1.55	1.43	-0.12 Sesgo negativo	Bimodal	-4, -1 y 1	Pobremente seleccionado
СМ	Mn5-CM-Medio	-3	2.13	0.13 Sesgo negativo	Unimodal	-2 y 1	Pobremente seleccionado
СМ	Mn5-CM-Techo	-2.5	2.23	0.08 Sesgo positivo	Bimodal	-4, -2 y 1	Muy pobremente seleccionado
CI	Mn6-CI-Base	-1.05	1.13	0.07 Sesgo positivo	Unimodal	-1 y 2	Pobremente seleccionado
CI	Mn6-CI-Medio	-0.9	1.68	0.07 Sesgo positivo	Bimodal	-5, -1, 2 y 4	Pobremente seleccionado
CI	Mn6-CI-Techo	-0.95	0.83	0.03 Sesgo positivo	Unimodal	-1	Moderadamente seleccionado
CI	Mn34-CI-Base	-0.55	0.93	0.03 Sesgo positivo	Unimodal	-1 y 2	Pobremente seleccionado
CI	Mn34-CI-Medio	-0.65	1.05	0	Unimodal	-1 y 2	Pobremente seleccionado
CI	Mn34-CI-Techo	-0.75	1	-0.05 Sesgo negativo	Unimodal	-1	Pobremente seleccionado
CS	Mn1-CS-Base	-1.39	1.25	-0.17 Sesgo negativo	Unimodal	0 y 3	Pobremente seleccionado
CS	Mn1-CS-Medio	-0.14	0.94	0.02 Sesgo positivo	Unimodal	0 y 4	Pobremente seleccionado
CS	Mn1-CS-Techo	0.62	1.04	-0.01 Sesgo negativo	Unimodal	1 y 4	Pobremente seleccionado
СМ	Mn1-CM-Base	-0.08	0.81	0.07 Sesgo positivo	Unimodal	0	Moderadamente seleccionado
СМ	Mn1-CM-Medio	-0.92	0.98	-0.01 Sesgo negativo	Unimodal	0 y 4	Pobremente seleccionado
СМ	Mn1-CM-Techo	-1.18	1.08	-0.04 Sesgo negativo	Unimodal	-1 y 4	Pobremente seleccionado
CI	Mn1-CI-Base	-0.22	0.77	0.19 Sesgo positivo	Unimodal	0	Moderadamente seleccionado
CI	Mn1-CI-Medio	0.14	0.99	-0.15 Sesgo negativo	Unimodal	1 y 4	Pobremente seleccionado
CI	Mn1-CI-Techo	-0.06	1.01	0	Unimodal	0 y 4	Pobremente seleccionado
CS	Mn9-CS-Base	-0.83	1.76	-0.03 Sesgo negativo	Unimodal	0 y 3	Pobremente seleccionado
CS	Mn9-CS-Medio	-0.65	1.51	-0.15 Sesgo negativo	Unimodal	0 y 3	Pobremente seleccionado
CS	Mn9-CS-Techo	0.12	1.35	-0.12 Sesgo negativo	Unimodal	-1 y 1	Pobremente seleccionado
СМ	Mn9-CM-Base	0.55	1	0.16 Sesgo positivo	Unimodal	1 y 3	Pobremente seleccionado
СМ	Mn9-CM-Medio	-0.3	1.31	0.39 Sesgo positivo	Bimodal	0, 3 y <4	Pobremente seleccionado
СМ	Mn9-CM-Techo	-0.74	1.44	0.25 Sesgo positivo	Unimodal	0 y 2	Pobremente seleccionado
CI	Mn9-CI-Base	-0.18	0.93	0.22 Sesgo positivo	Unimodal	0 y 3	Pobremente seleccionado
CI	Mn9-CI-Medio	-0.26	1	0.21 Sesgo positivo	Unimodal	0 y 3	Pobremente seleccionado
CI	Mn9-CI-Techo	-0.24	1.36	0.17 Sesgo positivo	Unimodal	0 y 3	Pobremente seleccionado
Ignimbrita	Mn22-Ignimbrita	-0.9	2.95	-0.08 Sesgo negativo	Bimodal	-1 y 2	Muy pobremente seleccionado



7.3.- Anexo 3. Gráficas de pendientes obtenidas a partir del espesor y la raíz del área de cada isopleta

8.- GLOSARIO

Afanítica: Cualquier roca ígnea de grano fino cuyos componentes no son distinguibles a simple vista (Gary et al., 1974).

Altiplanicie: Es la forma del relieve consistente en una planicie con elevación sobre el nivel del mar, generalmente de 1 000 m y más; también se aplica el término a relieves de incluso 600 msnm (Lugo, 1989).

Caídas piroclásticas: Son lluvias de fragmentos piroclásticos (juveniles/accesorios o accidentales) que tienen su origen en una erupción volcánica. Los fragmentos se acumulan por gravedad desde la nube o pluma de cenizas desarrollada al tope de una columna eruptiva (Murcia et al., 2013).

Caldera: Cráter o depresión superficial resultado del colapso del techo de una cámara magmática subyacente durante la expulsión de magma (Carrigan, y Sigurdsson, 2000).

Ceniza: Piroclastos de menos de 2 mm de diámetro (Wolff y Sumner, 2000).

Ciénaga: Terreno fangoso (Lugo, 1989).

Cono de escoria: Son volcanes relativamente pequeños pero comunes que se forman por la erupción de magmas de baja viscosidad, generalmente en erupciones estrombolianas o hawaianas. Comúnmente ocurren en grupos o campos, algunos consisten en cientos de centros eruptivos (Vespermann y Schmincke, 2000).

Deleznable: Mineral, roca o material que se rompe, disgrega o deshace con cierta facilidad. Poco resistente (Dávila Burga, 2011).

Domo: Montículo de roca volcánica que se forman a medida que la lava fluye hacia la superficie y se acumula sobre el centro de emisión (Fink y Anderson, 2000).

Endorreísmo: Fenómeno por el cual el escurrimiento fluvial en una región determinada no tiene continuidad al océano; lo anterior debido principalmente a las condiciones del relieve y el clima (Lugo, 1989).

Erupción volcánica: Evento volcánico que tiene una duración de días, meses y/o años. Está conformada por varias fases. Produce secuencias de varios depósitos como depósitos de caídas piroclásticas, flujos piroclásticos, oleadas piroclásticas, flujos de lava y/o lahares. (Fisher y Schmincke, 1984).

Estratificación: Disposición paralela o sub-paralela que toman las capas de las rocas o los depósitos, durante su sedimentación (Dávila Burga, 2011).

Fase volcánica: Evento volcánico que tiene una duración de minutos, horas y/o días. Está conformada por varios pulsos. Produce depósitos simples como capas provenientes de caídas piroclásticas, flujos piroclásticos, oleadas piroclásticas, flujos de lava y/o lahares. (Fisher y Schmincke, 1984).

Flujo de detritos: Una mezcla saturada de agua y detritos que tiene una gran concentración de sedimentos que se mueve pendiente abajo influenciado por la gravedad. Las fuerzas relacionadas con las fases sólidas y fluidas actúan juntas para impulsar los flujos de detritos y determinar su comportamiento distintivo (Vallance, 2000).

Flujo de lava: Son derrames de roca fundida o magma (Kilburn, 2000).

Fragmentación magmática: Involucra magma. Fragmentación del magma debido a la exsolución, nucleación, expansión y coalescencia de los gases, cuando el magma se aproxima a superficie (Heiken, 1974).

Fragmento accidental: Son aquellos fragmentos provenientes de rocas metamórficas, rocas o depósitos sedimentarios, o rocas o depósitos ígneos no co-magmáticos e involucrados durante una erupción (Murcia et al., 2013).

Fragmento juvenil: Son aquellos formados directamente de la fragmentación de magma emitido en una erupción. Estos incluyen bombas y fragmentos de salpicaduras, fragmentos que indiquen magma nuevo solidificado, tales como bloques densos angulares, pómez y escorias, cabellos y lágrimas de Pelé. Asimismo, están incluidos todos aquellos fragmentos derivados de enfriamiento abrupto y fragmentación explosiva del magma al contacto con agua externa en erupciones freato-magmaticas subaéreas y submarinas. Por ejemplo, morfologías en bloque, en musgo y con microtexturas tales como superficies fundidas y/o escalonadas y grietas de enfriamiento. Cristales

pirogenéticos, formados durante el enfriamiento y ascenso del magma en erupción, también entran dentro de esta categoría (Murcia et al., 2013).

Fragmento lítico: Fragmentos del volcán preexistente que son incorporados y expulsados durante una erupción (Stix y Gaonac'h, 2000).

Friable: Material que se desmorona naturalmente, se rompe y pulveriza fácilmente (Dávila Burga, 2011).

Graben: Un graben es un bloque provocado por fallas, generalmente alargado, que se ha reducido en relación con los bloques a ambos lados sin mayores perturbaciones o inclinaciones pronunciadas. Las fallas limitantes, generalmente tienes una disposición casi paralela y se inclinan abruptamente, a lo largo de las cuales el desplazamiento vertical ha sido aproximadamente igual (Giles, 1968).

Gradación: Se refiere a la proporción de material de cada tamaño de partícula, o a la distribución de frecuencia de diferentes tamaños. Los límites de cada tamaño se eligen arbitrariamente. Cuando se menciona una gradación inversa hace referencia a el aumento de base a techo del tamaño de partícula. La gradación normal se refiere a la disminución de base a techo del tamaño de partícula; y la gradación simétrica tiene una variación de inversa a normal (Gary et al., 1974).

Hipidiomórfica: Textura o fábrica de una roca ígnea que se caracteriza por presentar tanto cristales con caras bien formadas y cristales con caras irregulares (Gary et al., 1974).

Hipohialina: Textura de una roca ígnea porfirítica que presenta vidrio y cristales (Gary et al., 1974).

Ignimbrita: Roca piroclástica compuesta predominantemente de material juvenil vesiculado (fragmentos de pómez) que muestra características que indican como origen un flujo piroclástico. El término flujo piroclástico está reservado para el flujo de movimiento activo y el término ignimbrita para el cuerpo de roca resultante, ya sea que esté soldado o no (Sparks et al., 1973).

Índice de Explosividad Volcánica (IEV): Es un indicador general del carácter explosivo de una erupción. Es una estimación basada en la magnitud y / o intensidad y / o destructividad y / o capacidad de dispersión, violencia y energía de tasa de emisión. A las erupciones se les puede

asignar un IEV en una escala de 0 a 8 (el número máximo de categorías que podríamos distinguir de manera realista), utilizando los criterios anteriores (Newhall y Self, 1982).

Intensidad: Se refiere a la tasa de flujo de magma expulsada de un volcán durante la erupción, expresada como tasa de emisión en kilogramos por segundo (kg / s) (Cioni et al., 2015).

Lahar: Término que comúnmente significa flujo de escombros, flujo de transición o flujo hiperconcentrado que se origina en un volcán. Aunque algunas inundaciones y corrientes de lodo están genéticamente relacionadas con eventos de lahar, la mayoría no lo están, y el término lahar generalmente no se extiende para incluir tales flujos (Vallance, 2000).

Lapilli: Piroclastos de entre 2 y 64 mm de diámetro (Wolff y Sumner, 2000).

Lomerío: Es la parte del relieve que se origina por la disección de una planicie inclinada (de piedemonte) o por la nivelación de montañas (Lugo, 1989).

Maar: Volcán pequeño caracterizado por un cráter ancho (varios cientos de metros a varios kilómetros de diámetro) en relación con su altura y cuya base comúnmente se encuentra por debajo del nivel general de la topografía circundante (Demelle y Bernard, 2000).

Magnitud: Es un índice relacionado con la masa (kg) emitida durante una erupción. La escala de magnitud (M) se calcula como $M = \log 10$ (masa emitida) – 7 (Cioni et al., 2015).

Mesa: Es una forma del relieve plana que conforma la porción superior de una elevación, siendo de menor dimensión que una meseta (Lugo, 1989).

Montaña: Es una elevación natural de la superficie terrestre con respecto a las porciones contiguas. Este término se aplica en forma amplia, para designar desde elevaciones mayores que lomas, hasta colinas de más de 200-300 m sobre su base (Lugo, 1989).

Paleosuelo: Suelo que se formó en periodos geológicos pasados y que consiste en horizontes de humus, arcillas, capas subyacentes de carbón y algunas carboníferas areno-arcillosas con concreciones, corteza de intemperismo, etc (Lugo, 1989).

Planicie: Se refiere a la porción de una superficie terrestre de cualquier dimensión, equivalente a un plano horizontal o de poca inclinación (Lugo, 1989).

Plateau: Secuencias de lavas muy voluminosas y gruesas que surgen generalmente de fisuras durante períodos relativamente cortos de tiempo (Perfit y Davidson, 2000).

Platy: Dicho de un fragmento que se divide en láminas (Gary et al., 1974).

Pómez: Es un fragmento volcánico vítreo, típicamente menos densa que el agua debido a la gran fracción de burbujas (vesículas) que la conforman (Rutherford et al., 2000).

Porfirítica: Dicho de la textura de una roca ígnea cuyos cristales más grandes (fenocristales) se colocan en una masa de tierra más fina que puede ser cristalina o vítrea o ambas (Gary et al., 1974).

Relieve: Es el conjunto de deformaciones de la superficie terrestre, consideradas en cualquier escala. Son formas que resultan de la interacción de los procesos endógenos y exógenos, de manera que se conjugan con la geología y la geografía física (Lugo, 1989).

Secuencia: Definida como una sucesión estratigráfica limitada por grandes inconformidades regionales (Qiquan et al., 2011).

Tefra: Hace referencia a todos los piroclastos que caen al suelo desde columnas eruptivas (Cashman et al., 2000).

Unimodal: Distribución del tamaño de partícula la cual no muestra máximos secundarios (Gary et al., 1974).

Vesícula: Es una cavidad (remanente de burbuja) preservado en un piroclasto solidificado (Cashman et al., 2000).

Vesicularidad: Se refiere al porcentaje en volumen de burbujas en una masa fundida o el porcentaje en volumen de vesículas en fragmentos de vidrio vesiculado (Cashman et al., 2000).

Volcán en escudo: Es un volcán de ángulo bajo construido principalmente de flujos de lava basálticas (Walker y Sigurdsson, 2000).